

پتروژنز و تعیین محیط زمین‌ساختی مجموعه افیولیتی نیاباد-قلعه‌جی، بخشی از مجموعه سروآباد: با استفاده از مینرال شیمی کانی کروم اسپینل

بهمن رحیم‌زاده*، ایوب ویسی، فریبرز مسعودی؛ دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین
امیرعلی طباح شعبانی؛ دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین

پذیرش ۹۷/۰۴/۲۵

دریافت ۹۶/۱۱/۰۳

چکیده

مجموعه افیولیتی نیاباد-قلعه‌جی بخشی از افیولیت‌های سروآباد در کردستان است که در شمال غرب ایران و در ادامه افیولیت‌های کرمانشاه رخنمون دارد. این مجموعه در شمال کوهزایی زاگرس شامل واحدهای عدسی‌وار و از هم گسیخته است که در امتداد تراس است اصلی زاگرس واقع شده‌اند. بخش الترامافیکی مجموعه شامل دونیت، ورلیت سرپانتینی شده، سرپانتینیت و کرومیتیت است که به صورت عدسی‌های متوالی دیده می‌شوند. بخش کرومیتیتی به صورت عدسی‌های کوچک با بافت انبانه‌ای و برشی مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی پریدوتیت‌ها شامل الیون (Fo=88-91)، کلینوپیروکسن و کروم‌اسپینل است. مقدار پایین Ti و زیاد بودن مقدار Al یا Cr# در کروم اسپینل‌های پریدوتیت‌های منطقه بررسی شده، نشان‌دهنده نرخ زیاد ذوب‌بخشی (۲۵-۳۵) است. ویژگی‌های شیمی کانی و سنگ کل نشان‌دهنده یک ماگماتیسم بونینیتی برای الترامافیک‌ها و کرومیتیت‌های منطقه است. ماگماتیسم بونینیتی در افیولیت‌های نیاباد-قلعه‌جی به وسیله ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های تهی‌شده حاصل از یک گوشته باقی‌مانده بعد از خروج گدازه نوع MORB، تشکیل شده است. ویژگی‌های شیمیایی پریدوتیت‌ها، محدوده گوشته عمیق متمایل به محیط بالای پهنه فرورانش را معرفی می‌کند. مقایسه سنگ‌شناسی و ژئوشیمی افیولیت منطقه کردستان با نمونه‌های شناخته شده دنیا، نشان می‌دهد که این مجموعه در محیط جلوی قوس اقیانوسی شکل گرفته در حاشیه قاره زون سنندج-سیرجان جای‌گیری کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، پتروژنز، شیمی کانی، سروآباد، زاگرس.

مقدمه

افیولیت‌های زاگرس بخش از افیولیت‌های ایران است که از شمال غرب به افیولیت‌های مدیترانه شرقی و از جنوب شرق به افیولیت‌های اسماعیل در عمان متصل می‌شود که امروزه گسل زاگرس در محل این زمین‌درز دیده می‌شود [۱]. افیولیت‌های زاگرس طی کرتاسه پایانی-پالئوسن جای‌گزین شده‌اند [۲]، [۳]. گسل تراسی زاگرس محل یکی از شاخه‌های نئوتتیس به‌شمار می‌رود که در پرمین شروع به باز شدن کرده و در تریاس به بیش‌ترین وسعت خود رسیده است [۴]، [۵]. فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی، در نتیجه حرکت رو به شمال شرق قاره آفریقا، از تریاس پایانی - ژوراسیک زبرین یعنی از زمان برخورد ایران مرکزی با بلوک توران آغاز و در کرتاسه بالایی [۶]، ائوسن میانی [۲] و یا الیگومیوسن بسته شده است [۴]، [۷]، [۸]. در نتیجه این فرورانش، کمرندهای ماگمایی سنندج-سیرجان در ژوراسیک-کرتاسه و ارومیه- دختر در ائوسن- نئوژن به موازات کوهزایی زاگرس شکل گرفته است [۳].

نخستین بار [۹] در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰۰ پاوه و غرب پاوه، بخش مهمی از افیولیت‌های کردستان را تحت عنوان افیولیت پیازه معرفی کردند که این مجموعه در جنوب مریوان نیز ادامه داشته و نهایتاً به افیولیت پینجویین در عراق متصل می‌شود. افیولیت‌های زاگرس در شمال عراق (پینجویین) به وسیله [۱۰] معرفی و بعد از آن به وسیله محققان زیادی مطالعه و بررسی شده است [۱۱]، [۱۲]، [۱۳]، [۱۴]، [۱۵]. این محققان، سن افیولیت‌های محور صحنه-پیرانشهر را ژوراسیک تا کرتاسه پایانی و محل تشکیل را به جزایر قوسی و محیط بالای پهنه فرورانش (supra-subduction zone) نسبت داده‌اند.

[۴] سن رادیومتری پلوتونیک‌های مرتبط با افیولیت‌های سوپراسابداکشن محور صحنه-مریوان را ۲۷ تا ۵۵ میلیون سال و ماگماتیسیم این محور را نتیجه فرورانش نئوتتیس در الیگوسن می‌دانند که این سن به وسیله پژوهش‌های دهه اخیر در منطقه شمال غرب از هرسین تا سردشت تأیید شده است [۱۶]، [۱۷]، [۱۸]، [۱۹]. بررسی‌های مذکور، می‌تواند شواهدی بر وجود یک سیستم فرورانش بین اقیانوسی-اقیانوسی در پالئوژن در نزدیکی لبه زون سندج-سیرجان در منطقه کردستان باشد.

پژوهش‌های مختلف نشان می‌دهد که مجموعه‌های افیولیتی، در جایگاه‌های متفاوت ژئوتکتونیک‌ی تشکیل می‌شوند [۲۰]، [۲۱]، [۲۲] و داده‌های کانی‌شناختی و سنگ‌شناختی پریدوتیت‌های گوشته بالایی در این مجموعه‌ها، برای ارزیابی فرایندهای مؤثر در تشکیل آن‌ها و تعیین جای‌گاه زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی، اهمیت ویژه‌ای دارد [۲۳]، [۲۴]، [۲۵]، [۲۶]. بررسی مجموعه افیولیتی نیباد-قلعه‌جی به‌عنوان بقایایی پوسته اقیانوسی می‌تواند در شناخت بهتر شکل‌گیری کوه‌زایی زاگرس کارساز باشد. در این میان به‌واسطه تحولات بعدی و دگرسانی بسیار شدید بخش پریدوتیتی افیولیت‌ها، استفاده از شیمی کل محدودیت‌های زیادی را ایجاد کرده است. با این وصف کانی کروم اسپینل موجود در مجموعه، به دلیل مقاومتی که در برابر دگرسانی از خود نشان می‌دهند، به گونه‌ای که می‌توان از آن به‌عنوان شاخص‌های پتروژنی قابل اعتمادی به‌منظور تعیین ترکیب سنگی گوشته اولیه استفاده کرد [۲۷]، [۲۸]، [۲۹].

بررسی شیمی کانی کروم اسپینل و کانی‌های سیلیکاتی همراه آن‌ها در پریدوتیت‌ها، می‌توانند در تعیین ترکیب مذاب مادر این سنگ‌ها، جایگاه زمین‌ساختی، درصد ذوب‌بخشی، میزان فوگاسیته اکسیژن (fO_2)، ماهیت افیولیتی یا غیرافیولیتی، واکنش مذاب/سنگ و غیره به‌کار برده شود [۳۰]، [۳۱]، [۳۲]، [۳۳]، [۳۴]، [۳۵]. ترکیب شیمیایی کروم اسپینل تا حد زیادی به درجه و شرایط ذوب بخشی و نیز واکنش مذاب با سنگ بستگی دارد [۳۵]، [۳۶]. نسبت $(Mg\#[(100*Mg)/(Mg+Fe)])$ اسپینل در حال تعادل با الیوین، به دمایی بستگی دارد که در آن، تعادل صورت گرفته است [۳۵]، [۳۷]، [۳۸]، [۳۹]. نسبت کاتیونی $(Cr\#[(100*Cr)/(Cr+Al)])$ نقش زیادی در شناخت گونه ماگما داشته، به گونه‌ای که درجه ذوب‌بخشی یا میزان تهی‌شدگی خاستگاه را نشان می‌دهد و در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف (مانند پشته‌های میان اقیانوسی و زون‌های فرورانش)، این نسبت متفاوت است [۳۶]، [۴۰].

در این پژوهش سعی شده است با استفاده از بررسی‌های صحرایی، سنگ نگاری و شیمی کانی بخش الترامافیکی افیولیت‌های نیباد-قلعه‌جی (دونیت، ورلیت، سرپانتینیت و کرومیتیت) به بررسی کاربرد ژنتیکی آن‌ها در تعیین پتروژن و سرگذشت ژئودینامیکی مجموعه افیولیتی مذکور بپردازیم.

روش کار

در جریان بازدیدهای صحرایی ضمن جمع‌آوری اطلاعات سنگ‌شناسی و ساختاری از واحدهای سنگی، تعداد ۵۰ نمونه از واحدهای مختلف برداشت و از آن‌ها مقطع نازک تهیه شد. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۷ نمونه با کم‌ترین هوازدگی به منظور مشخص شدن ترکیب شیمیایی سنگ کل به روش XRF با اسپکترومتر ARL Advant-XP در دانشگاه فرارای ایتالیا، تجزیه شدند. میزان L.O.I در دمای ۱۰۰۰ درجه اندازه‌گیری شد. کالیبراسیون دستگاهی با استفاده از منابع بین‌المللی و تصحیح ماتریکس از روش پیشنهادی [۴۱] انجام شد. مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی با استفاده از دستگاه طیف‌سنج و طیف‌سنج جرمی (ICP-MS) با طیف سنج حرارتی سری X-1 به دست آمد. محدوده دقت اندازه‌گیری از ۲ تا ۷ درصد بوده است (جدول ۲). انجام تجزیه‌های الکترون میکروپروب نیز در مؤسسه تحقیقات ذخایر معدنی و علوم زمین (CNR) در شهر پادوای ایتالیا با استفاده از دستگاه (EMPA) CAMEBAX انجام گرفت. شتاب ولتاژ و شدت جریان به کار رفته به ترتیب ۱۵ کیلوولت و ۲۰ میکروآمپر و مدت زمان شمارش ۱۰۰ ثانیه بوده است. کالیبراسیون با استفاده از استانداردهای کانی‌های طبیعی و مصنوعی انجام و تصحیحات ماتریکس با روش PAP انجام گرفته است (جدول‌های ۱، ۲ و ۳).

زمین‌شناسی صحرایی

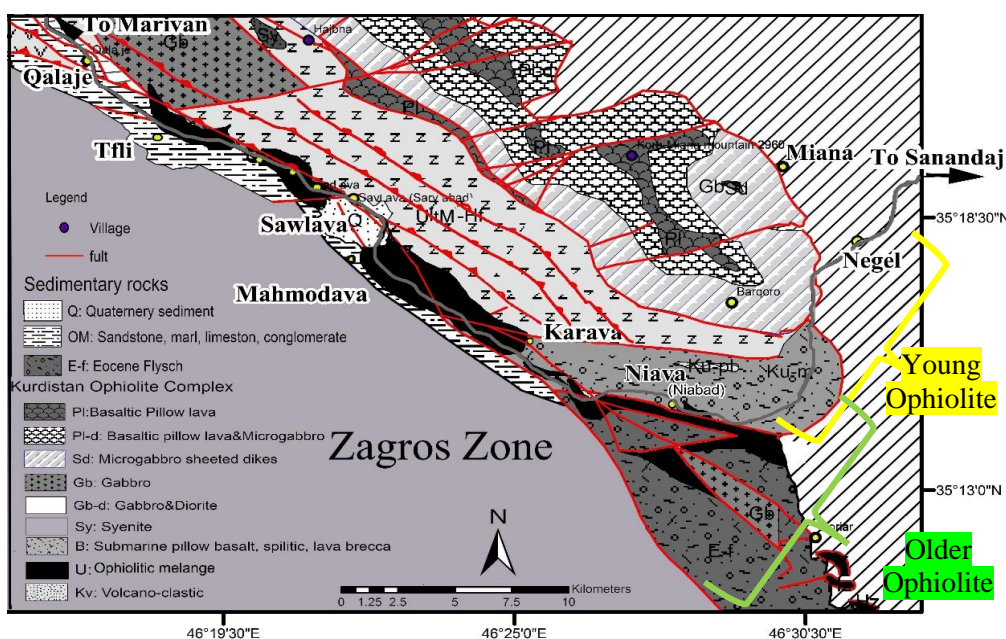
تحولات ژئودینامیک کمربند زاگرس در ارتباط با باز و بسته شدن نئوتتیس بین دو صفحه ایران و عربستان و فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس با شیب به سمت شمال خاور به زیر حاشیه فعال پوسته قاره‌ای ایران است [۳]. آثار فرورانش نئوتتیس و برخورد قاره‌ای همراه آن در این منطقه، با جای‌گیری افیولیت‌های خوی، کردستان، کرمانشاه و نیریز همراه است که در امتداد راندگی اصلی زاگرس معروف به زون خردشده جای گرفته‌اند [۳]، [۴۲]. از جنوب غرب به شمال شرق منطقه بررسی سه زون متفاوت سنگی شامل زیرزون بیستون-اورامان، مجموعه افیولیتی و زون سنندج-سیرجان را می‌توان مشاهده کرد (شکل ۱).

مجموعه آهکی بیستون-اورامان شامل مجموعه آهک‌های مزوزوئیک از اواخر تریاس تا اواخر کرتاسه است [۸] که بخشی از زون زاگرس در لبه شمالی صفحه عربی است. در اثر فشارش ناشی از کوهزایی این بخش بسیار اوج گرفته و فشرده شده است. در لبه منتهی به تراست اصلی زاگرس باریکه‌ای از رسوبات (بیش‌تر آهکی) اولیگومیوسن معادل سازند قم با ناپیوستگی دگرشیب روی آهک‌های کرتاسه قرار گرفته است.

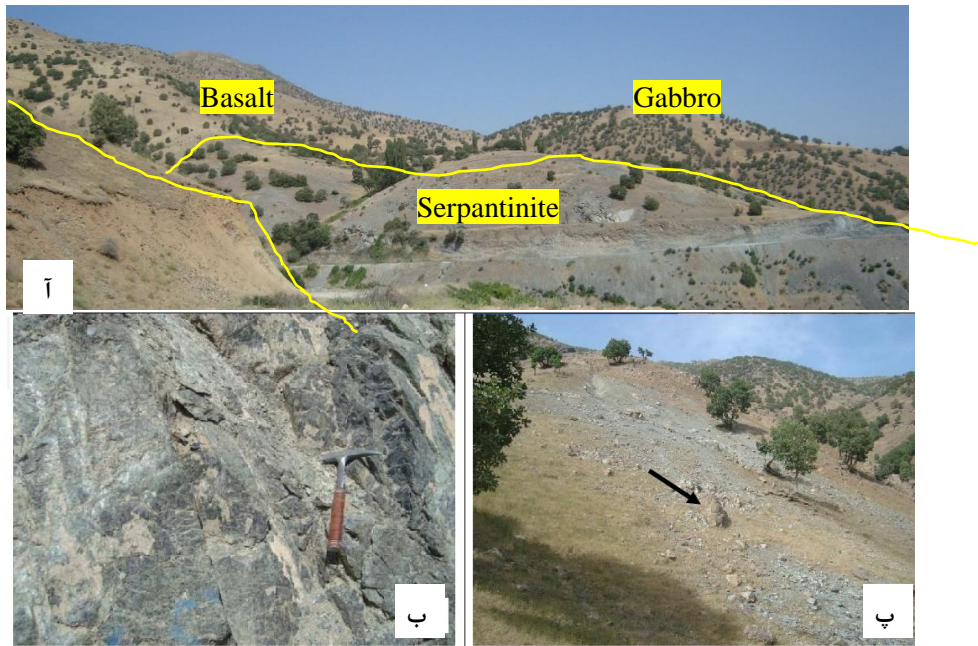
زون سنندج-سیرجان در این منطقه بیش‌تر شامل دگرگونه‌های اسلیت-فیلیتی با میان لایه‌های آهک دگرگون شده و دایک‌های بازیک است که در بخش‌های نزدیک تراست به شدت میلونیتی و اولترامیلونیتی شده‌اند. در نزدیکی‌های تراست اصلی زاگرس مجموعه‌های دگرگونی و مجموعه افیولیتی روی هم تراست شده‌اند و یک مجموعه بسیار درهم ریخته‌ای را بوجود آورده است [۱۵]، [۴۳].

مجموعه افیولیتی کردستان در کامیاران و سروآباد (Sawlav) دارای گستردگی چشم‌گیری است. با این وجود در سایر نقاط طول مسیر تراست اصلی زاگرس در استان کردستان افیولیت‌ها به صورت باریکه‌ای متشکل از یک یا چند واحد سنگی افیولیتی رخنمون دارند و هیچ‌گاه به طور کامل قطع نمی‌شود. از شمال غرب کامیاران به سمت سروآباد و

سپس جنوب مریوان در مرز ایران و عراق واحدهای عدسی وار الترامافیکی به همراه مجموعه‌های بازالتی، گابروئی و بعضاً رادیولاریتی و پلاژیوگرانییتی مشاهده می‌شوند (شکل ۱). افیولیت‌های منطقه سروآباد شامل دو نوع افیولیت در دو جای‌گاه متفاوت از هم هستند که از نظر سنی هم متفاوت هستند: اول افیولیت‌های کرتاسه یا قدیمی‌تر که در امتداد تراس اصلی زاگرس به صورت عدسی‌های گسیخته شده و پشت سرهم دیده می‌شوند و دوم افیولیت‌های جوان با سن ائوسن [۱۶] با فاصله ده کیلومتری به سمت سیرجان در منطقه دیده می‌شود (شکل ۱). این پژوهش روی افیولیت‌های قدیمی‌تر که در امتداد تراس قرار دارند متمرکز شده است. مجموعه افیولیت‌های نیاباد-قلعه‌چی ملائزی شامل گدازه‌های بازالتی گاهی با ساخت بالشی، میکروگابرو، گابروایزوتروپ و پگماتوئیدی همراه با عدسی‌های الترامافیک بیش‌تر سرپانتینی شده است (شکل ۲ آ). به دلیل حضور توأم گسل اصلی زاگرس (MZF) و گسل جوان زاگرس (MZRF) در منطقه، بخش گوشته‌ای به شدت بهم ریخته و سرپانتینی و برشی شده است (شکل ۲ ب). درون خمیره سرپانتینی قطعات بسیار مختلفی از سنگ‌های گوناگون به صورت قطعات سنگی بی‌ریشه دیده می‌شود که به شدت بودینه و تکه‌تکه شده‌اند. از جمله این قطعات می‌توان به عدسی‌های کوچک کرومیتیت اشاره کرد. عدسی‌های کرومیتیتی دارای ضخامت کم‌تر از ۱ متر و به صورت اشکال نامنظم، بدون لایه‌بندی و ذخیره بسیار کم در درون سرپانتینیت‌های منطقه دیده می‌شوند (شکل ۲ پ). بررسی پتروگرافی توده‌های کرومیتیتی نشان می‌دهد که کرومیتیت‌های توده‌ای در بستر کم حجمی از سرپانتینیت قرار گرفته‌اند با این‌که گاهی سرپانتینیت شدن کاملاً آثار بافتی فاز قبلی را از بین برده است ولی به نظر می‌رسد ماهیت اولیه این خمیره عموماً دونیتی باشد.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده که بر اساس بررسی‌های صحرایی و استفاده از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ پاوره و غرب پاوره [۹] تهیه شده است. محدوده مطالعاتی روی نقشه ایران با چهارگوش قرمز نشان داده شده است.



شکل ۲. آ) ارتباط واحدهای اصلی مجموعه افیولیتی جوان در روستای میانه دید به طرف جنوب، ب) پریدوتیت‌های قدیمیت در امتداد تراست زاگرس در نمایی نزدیک که تبدیل به سرپانتینیت شده‌اند، پ) رخنمون کوچکی از عدسی کرومیت در سرپانتینیت‌های قدیمی تر

پتروگرافی

۱. پریدوتیت

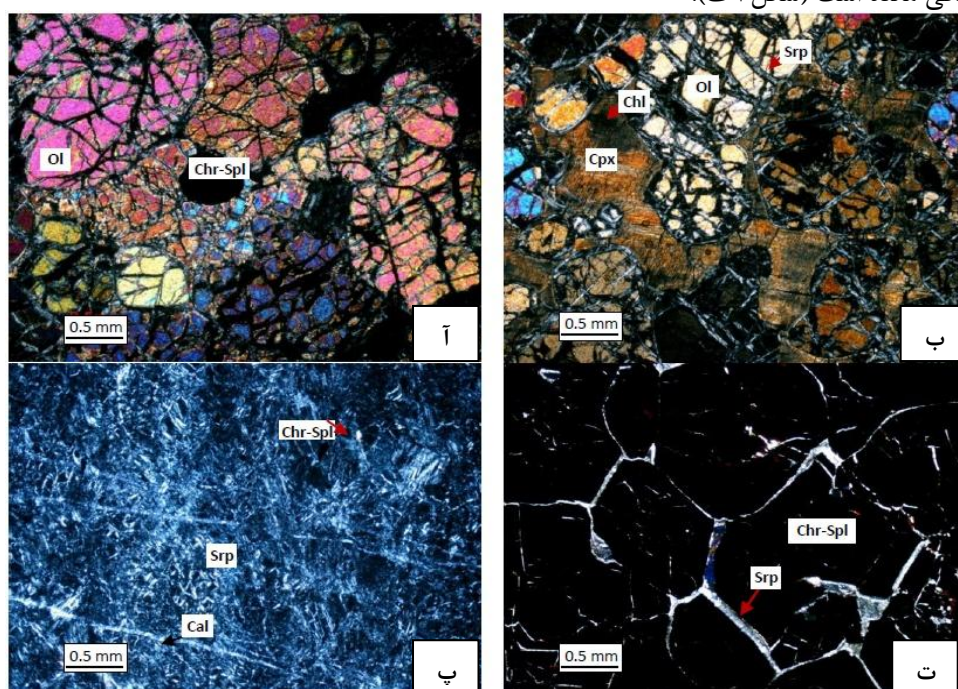
پریدوتیت‌های سالم در بخش مربوط به افیولیت‌های جوان [۴۳] و سرپانتینیت‌های کامل در بخش‌های بررسی شده دیده می‌شوند. بخش الترامافیک در امتداد تراست اصلی زاگرس می‌شود بخش عمده پریدوتیت‌های امتداد تراست سرپانتینیت شده‌اند و کروم اسپینل تنها کانی سالم آن‌ها است. در محدود جاها قطعات کوچکی از کانی اولیوین و کلینوپیروکسن به صورت سالم دیده می‌شوند. دونیت‌ها با بافت مشبک که حاصل شکستگی‌های الیوین است دارای کلینوپیروکسن کم‌تر و کروم اسپینل بیش‌تری نسبت به ورلیت هستند (شکل ۳ آ). ورلیت با بافت دانه‌ای و انباشتی دارای کانی‌های الیوین (Fo=88-91)، کلینوپیروکسن (دیوپسید-کلینوانستاتیت)، کروم اسپینل و مگنتیت هستند (شکل ۳ ب). اسپینل به رنگ قرمز تا قهوه‌ای تیره است و در مواردی حاشیه‌ای سیاه در اطراف و درون شکستگی‌های آن دیده می‌شود که به دلیل افزایش اکسیدهای آهن در این مناطق است [۴۴]. در بیش‌تر رخنمون‌های نزدیک گسل اصلی زاگرس، پریدوتیت‌ها در اثر دگرسانی به مجموعه‌ای از سرپانتین، کلریت، کلسیت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. دونیت‌ها و ورلیت‌ها شواهدی را در خود ثبت کرده‌اند که نشان‌گر تعلق آن‌ها به گوشته بالایی و تحمل شرایط دما و فشار بالا است (نظیر خردشدگی بلورها، ماکل مکانیکی و خاموشی موجی). کشیدگی کانی‌ها، شواهد تبلور دوباره دمای بالا و وجود تغییر شکل‌های پلاستیک منتسب به دما و فشار بالا در این سنگ‌ها می‌تواند نشان‌دهنده وقوع فرآیندهای دگرشکلی دمای بالای گوشته‌ای باشد [۴۳]، [۴۵]، [۴۶]. خلاصه‌ای از پتروگرافی مجموعه نیاباد-قلعه‌جی در جدول ۱ آورده شده است.

۲. سرپانتینیت

پریدوتیت‌های نیاباد-قلعه‌جی به صورت گسترده سرپانتینی شده‌اند به طوری که غالب آن‌ها به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳ پ). الیوین‌ها به شدت شکسته و خرد شده‌اند و در سطوح شکستگی‌ها آن‌ها، سرپانتین تشکیل شده است. شروع سرپانتینی شدن با کانی‌های ریز و توده‌ای از گروه سرپانتین‌ها است. در ادامه کانی سرپانتین با بافت فیبری در امتداد شکستگی‌ها رشد کرده است. در مواردی بقایای کانی الیوین را می‌توان در هسته بافت مش مشاهده کرد. کانی‌های سیلیکاته موجود در دانه‌های کروم‌اسپینل هم به سرپانتینیت و کلسیت دگرسان شده و کلسیت ثانویه شکستگی‌های موجود در مرز دانه‌های کروم‌اسپینل را پر کرده است.

۳. کرومیتیت

از لحاظ ساختی نهشته‌های کرومیتی منطقه به شکل‌های افشان، انبانه‌ای و نودولار دیده می‌شوند. دانه‌های کرومیت هم‌چنین در پاره‌ای اوقات تحت فشارهای تکتونیکی خرد شده و ساخت برشی با شکستگی‌های کاتاکلاستیک نشان می‌دهند. در هنگام جابه‌جایی‌های تکتونیکی دانه‌های کرومیت ممکن است متحمل دگرشکلی‌های کاتاکلاستیک از جمله خرد شدن و دور شدن از شکل اولیه تبلور ماگماتیک شوند و بافت برشی حاصل شود. بلورهای ساب‌هدرال کرومیت اغلب آثار گردش‌دگی را نشان می‌دهند. در کرومیتیت‌های انبانه‌ای دانه‌های کرومیت کاملاً به صورت متراکم قرار گرفته و با اختصاص دادن بیش از ۹۰ درصد حجمی سنگ به خود، فضای بین دانه‌های اندکی برای حضور فازهای سیلیکاته باقی مانده است (شکل ۳ ت).



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی مجموعه نیاباد-قلعه‌جی. (آ) دونیت با بافت مشبک الیوین که در محل شکستگی به سرپانتین تبدیل شده، و ندرتاً کلینوپیروکسن و کروم‌اسپینل. در بعضی از نمونه‌ها کروم‌اسپینل تا ۵ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهد (بخش جوان افیولیت‌ها)، (ب) تصویر ورلیت دارای بافت مش با کانی‌های خود شکل الیوین و کلینوپیروکسن بی‌شکل که ما بین الیوین‌ها را پر کرده‌اند. الیوین در محل شکستگی‌ها به سرپانتین تبدیل شده است (بخش جوان افیولیت‌ها)، (پ) تصویر سرپانتینیت دارای کروم‌اسپینل و رگه‌های کلسیتی حاصل از آلتراسیون کامل سنگ‌های الترامافیکی (بخش قدیمی‌تر افیولیت‌ها)، (ت) پر شدن فضای بین کروم‌اسپینل‌های شکل‌دار توسط کانی‌های سرپانتین (بخش قدیمی‌تر افیولیت‌ها). الیوین Ol، کلینوپیروکسن Cpx، سرپانتین Srp، کانی کدر Op و کروم‌اسپینل Cr-Sp، کلسیت Cal، کلریت Chl، مگنتیت Mag، کریزوتیل Ctl، آنتی گوریت Atg، تالک Tlc، سربیسیت Ser

جدول ۱. خلاصه‌ای از کانی‌شناسی و پتروگرافی سنگ‌های الترامافیکی در افیولیت‌های نیاباد-قلعه‌جی. علایم اختصاری کانی‌ها از [۴۷] گرفته شده‌اند.

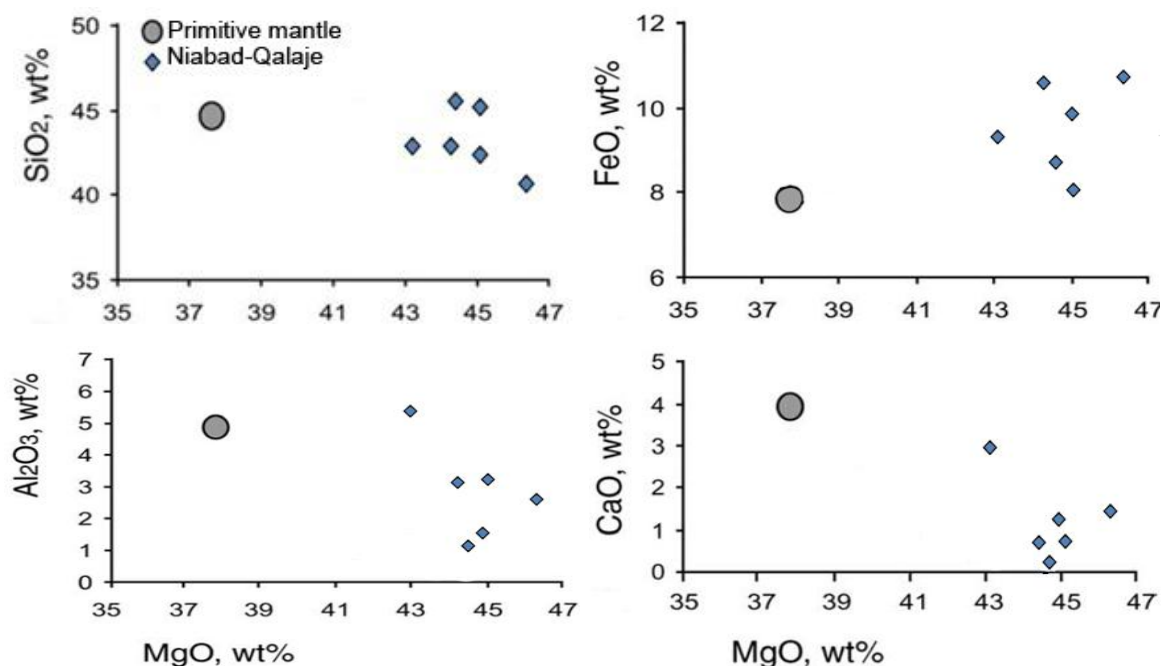
Rocks Name	Texture	main minerals in order	Secondary Minerals	outcrop in complex
Dunite	Granular	Ol, Cr-Sp, Cpx	Sr, Cal, Tal, Chl	10%
Wehrlite	Cumulate	Ol, Cpx, Cr-Sp	Sr, Chl, Tal, Ser	10%
Serpentinite	Mesh, Fibrous	Chrys, Antig, Cr-Sp	Cal, Tal, Chl	79%
Chromitite	Granular	Cr-Sp, Mt, Ol, Cpx,	Sr, Cal, Chl	1%

ژئوشیمی پریدوتیت‌ها

تجزیه سنگ همه شش نمونه پریدوتیتی و یک نمونه کرومیتیت منطقه در جدول ۲ آورده شده است [۴۳]. محتوی SiO_2 پریدوتیت‌ها از ۴۲/۵ تا ۴۵/۶۸ درصد متغیر است. هم‌چنین نمونه‌ها دارای مقادیر فراوان MgO (40.88-46.35wt %) و طیف گسترده‌ای از CaO (0.10-1.13wt %), Al_2O_3 (0.89-3.09wt%) و TiO_2 (0.02-0.13wt %) هستند. Al_2O_3 از عمده‌ترین عناصر غیرمتحرک در پریدوتیت‌های سرپانتینیزه شده است [۴۸] و میزان CaO نیز با فراوانی کلینوپیروکسن‌ها ارتباط دارد [۴۹]، بنابراین میزان کم CaO و Al_2O_3 در پریدوتیت‌های منطقه نشان‌دهنده میزان کم کلینوپیروکسن در نمونه‌های پریدوتیتی است. مقادیر فراوان L.O.I در نمونه‌های پریدوتیتی نیز به سرپانتین شدن گسترده در آن‌ها نسبت داده می‌شود. نمونه کرومیتیتی هم دارای میزان بالای Cr_2O_3 (50.15 wt %) است که این نمونه را در جای‌گاه کرومیت بالا قرار داده و بیش‌ترین شباهت را نیز با کرومیتیت‌های معدنی عمان و ماوات دارد [۲۸]، [۵۰]. هم‌چنین با توجه به میزان Al_2O_3 (10.8wt %) کرومیتیت مجموعه کردستان در موقعیت دارای Al پایین قرار می‌گیرد [۵۱]، [۵۲]. تغییرات اکسیدهای انتخابی در پریدوتیت‌های کردستان در دیگرام‌های دوتایی SiO_2 ، Al_2O_3 ، FeO و CaO در مقابل MgO نشان داده شده است (شکل ۴). ترکیب گوشته اولیه [۵۳] نیز در نمودارها برای مقایسه وجود دارد. میزان SiO_2 افیولیت‌های منطقه با گوشته اولیه مقایسه شده است. هم‌بستگی مثبت FeO با MgO نیز ممکن است منعکس کننده فرآیندهای کومولیتی (انباشتی) مثل تبلور الیوین‌های نسبتاً غنی از آهن باشد [۵۴].

جدول ۱. نتایج تجزیه کل سنگ پریدوتیت‌های کردستان، عناصر اصلی و فرعی با روش XRF بر حسب ppm [۴۳]

Ele	Q-9	Q-12	Q-11	Q-42	Q-43	R-11	P-27
Rock	Young peridotite					Older peridotite	Older chromitite
SiO₂	۴۵.۵۴	۴۲.۸۲	۴۳.۰۷	۴۲.۵۰	۴۰.۵۸	۴۵.۶۸	۱۲.۱
TiO₂	۰.۰۲	۰.۱۳	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۳۹
Al₂O₃	۰.۸۹	۱.۷۵	۳.۰۹	۱.۸۶	۱.۵۰	۰.۷۵	۱۰.۸۰
FeO	۸.۰۴	۱۰.۵۹	۹.۳۶	۹.۹۰	۱۰.۷۶	۸.۸۰	۱۷.۵۷
Fe₂O₃							۲.۶۸
MnO	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۳	۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۱۶	۰.۸۹
MgO	۴۵.۰۴	۴۴.۳۴	۴۳.۱۲	۴۵.۰۲	۴۶.۳۵	۴۴.۵۹	۴۰.۸۸
CaO	۰.۳۱	۰.۲۲	۱.۱۳	۰.۴۳	۰.۵۶	۰.۰۰	۱۴.۷۰
Na₂O	۰.۰۱	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P₂O₅	nd	nd	nd	۰.۰۱	nd	nd	nd
LOI	۱۰.۰۷	۱۱.۵۱	۱۱.۶۱	۷.۲۸	۷.۶۶	۱۲.۳۵	۲.۹۸
Total	۱۰۰.۰۵	۹۹.۹۱	۹۹.۹۷	۹۹.۹۹	۹۹.۹۳	۱۰۰.۰۲	۱۰۰.۵۰
Cr	۲۳.۹۳	۱۶۲۱	۱۳۱۳	۱۹۱۸	۱۶۸۵	۲۶۸۶	۱۸۱۸۴۸
Ni	۲۶۶۳	۱۸۸۵	۲۱۷۲	۱۸۰۲	۱۷۶۹	۱۹۵۱	۲۸۵



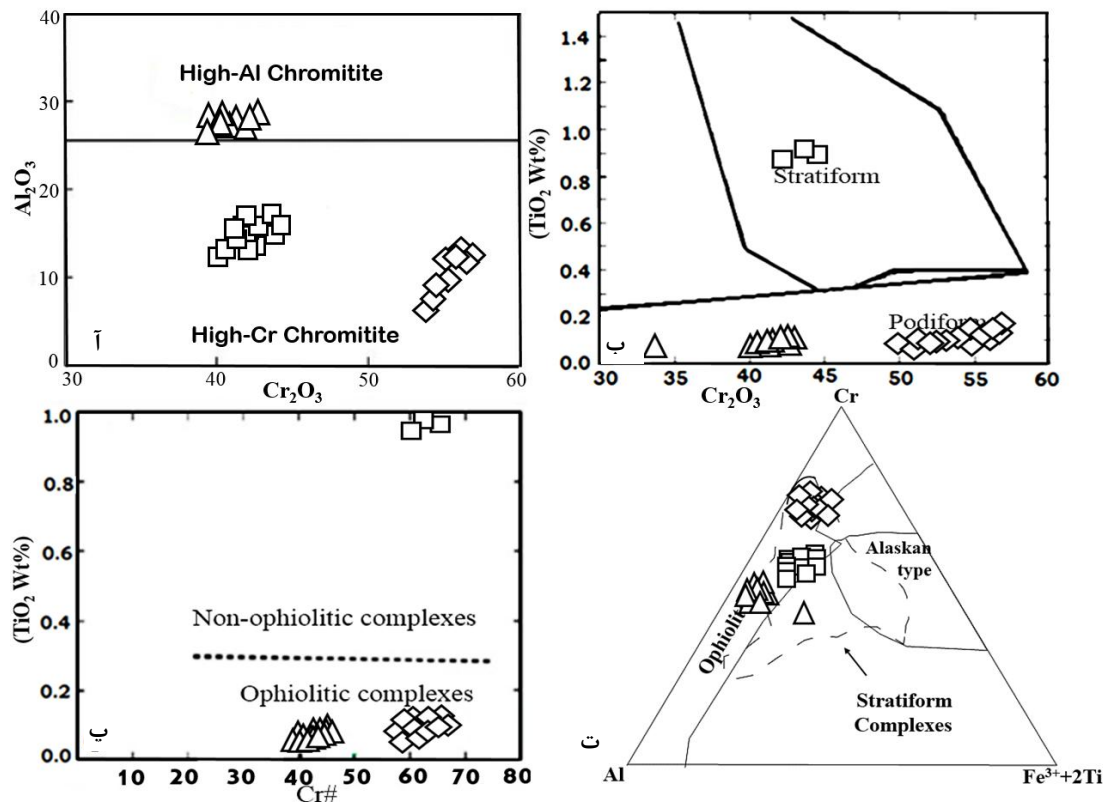
شکل ۴. دیاگرام‌های دوتایی SiO_2 ، FeO ، Al_2O_3 و CaO در مقابل MgO در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی منطقه. نمونه گوشته اولیه [۵۳] در نمودارها برای مقایسه گنجانده شده است.

شیمی کانی‌ها

کروم اسپینل

در سنگ‌های پریدوتیتی بررسی شده، بیش‌تر فازهای سیلیکاتی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها به کانی‌های ثانویه (عمدتاً سرپانتین) دگرسان شده‌اند، ولی کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها در بیش‌تر موارد بدون تغییر مانده است، زیرا اسپینل مقاوم‌ترین فاز کانی‌شناسی در برابر دگرسانی و ذوب بخشی در پریدوتیت‌ها به‌شمار می‌رود [۲۳]، [۲۶]. برای شناسایی ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در سنگ‌های بررسی شده، تعداد ۶۰ نقطه از کانی کروم اسپینل موجود در کرومیتیت، دونیت و ورلیت تجزیه نقطه‌ای شدند و فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۴ آنیون و ۳ کاتیون محاسبه شده است (جدول‌های ۵). اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها از نوع آلومینیم بالا ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 25\%$) و اسپینل موجود در کرومیتیت‌ها از نوع کروم بالا است. ترکیب شیمی کروم اسپینل‌ها از مرکز به حاشیه همگن و فاقد زونینگ و لایه‌بندی هستند. عدد کرومیتیت‌ها (۰/۷۷) و در پریدوتیت‌های بررسی شده (۰/۴۸ تا ۰/۶۷) است. در نمودار Cr_2O_3 در مقابل Al_2O_3 دانه‌های کروم اسپینل کرومیتیت و دونیت‌ها در محدوده کروم زیاد و نمونه‌های مربوط به ورلیت‌ها در محدوده آلومینیوم زیاد قرار می‌گیرند [۵۱] (شکل ۵ آ). زیاد بودن Al در اسپینل‌ها از مشخصه کروم اسپینل‌های مورب است [۵۵]. همچنین مقدار Ti اندک از دیگر مشخصه‌های کروم اسپینل‌های مورب است [۳۶]، که این دو ویژگی در کروم اسپینل‌های منطقه آشکار است. Cr# در نمونه‌های کرومیتیتی، دونیتی و ورلیتی به ترتیب شامل ۰/۷۶ تا ۰/۸۲، ۰/۵۸ تا ۰/۶۸ و ۰/۴۹ تا ۰/۵۲ است که به ترتیب کاهش می‌یابد در حالی که Mg# بر عکس به ترتیب افزایش می‌یابد (جدول ۲). هم‌بستگی معکوس بین Cr# و Mg# به ضریب شرکت‌پذیری نامتعادل عناصر منیزیم و آهن در مقابل کرومیت بر می‌گردد [۳۶].

براساس پژوهش‌های [۵۶] می‌توان بر پایه میزان TiO_2 موجود در کروم اسپینل‌ها، کانسارهای کرومیت لایه‌ای و نیامی (پودیفرم) را از یکدیگر جدا کرد، به‌گونه‌ای که مقدار TiO_2 در کانسارهای نیامی کم‌تر از ۰/۳ درصد است در حالی که مقدار این اکسید در انواع لایه‌ای بیش‌تر از ۰/۳ درصد است. زیرا در طی ذوب‌بخشی گوشته بالایی، Ti به شدت وارد مذاب می‌شود [۵۷]. در نمودار TiO_2 در برابر Cr_2O_3 [۵۸]، نمونه‌های کروم اسپینل موجود در کرومیتیت و ورلیت‌ها در محدوده کرومیت‌های انبانی قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب). [۴۴] بیان می‌کند که هسته‌های کروم اسپینل با مقادیر $TiO_2 < 0.2 \text{ wt\%}$ ، از مشخصه‌های سنگ‌های افیولیتی است. بر همین اساس، در نمودار TiO_2 در مقابل $Cr\#$ [۵۹]، کروم اسپینل‌های موجود در کرومیتیت و ورلیت‌های منطقه بررسی شده متعلق به پریدوتیت‌هایی با ماهیت افیولیتی هستند (شکل ۵ پ). نمونه‌های دونیتی در نمودار سه‌تایی $Al-Cr-Fe^{3+}+2Ti$ [۵۷] در محدوده کرومیتیت‌های چینه سان واقع می‌شوند (شکل ۵ ت).



شکل ۵. آ) نمودار Cr_2O_3 در مقابل Al_2O_3 ، دانه‌های کروم اسپینل کرومیتیت و دونیت‌ها در محدوده کروم بالا و ورلیت‌ها در محدوده آلومینیوم بالا قرار می‌گیرند [۵۸]، ب) موقعیت کروم اسپینل‌های منطقه در نمودار TiO_2 در برابر Cr_2O_3 [۵۸]، پ) نمودار TiO_2 در مقابل $Cr\#$ که محدوده افیولیتی از غیر افیولیتی تفکیک شده است [۵۹]، ت) موقعیت دونیت‌ها در نمودار مثلثی $Al-Cr-(Fe^{3+}+2Ti)$ [۵۷]

الیوین

الیوین از کانی‌های اصلی سنگ‌های الترامافیک رخنمون یافته در پریدوتیت‌های بررسی شده است. با آگاهی از ترکیب شیمیایی الیوین می‌توان ویژگی‌های زمین‌ساختی و مباحث مربوط به سنگ‌زایی ماگما را بررسی کرد [۶۰]. الیوین در مجموعه نیاباد-قلعه‌جی دارای ترکیب شیمیایی تقریباً نزدیک به هم و در حد فاصل کریزولیت - فورستریت

است (Fo= 88-91) و (Mg#=88.4-91.1). چنان که مشاهده می شود ترکیب شیمیایی الیوین ها یکنواخت است و تغییرات اندکی را نسبت به یکدیگر در پریدوتیت های منطقه نشان می دهند.

جدول ۲. تجزیه های تک کانی کروم اسپینل در کرومیتیت های نیاباد-قلعه جی. فرمول کروم اسپینل بر پایه ۴ آنیون و ۳ کاتیون محاسبه شده است.

Elem	P27					P28		P28-3			P20		P20-2	
	۱	۲	۳	۴	۵	۱	۲	core ۱	mid ۲	rim ۳	rim ۲	mid ۲	core ۲	
SiO ₂	۰.۱۴	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۱۱	۱.۰۰	۰.۰۴	۰.۳۵	۰.۱۵	۲.۷۳	۱.۵۰	۱.۸۴	۱.۲۳	۰.۸۲
TiO ₂	۰.۱۷	۰.۱۶	۰.۱۹	۰.۱۸	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۰۸	۰.۱۶	۰.۱۱	۰.۱۴	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۳
Al ₂ O ₃	۱۱.۲	۱۱.۰	۱۱.۵۲	۱۱.۳	۱۰.۹۵	۹.۴۹	۹.۶۷	۷.۶۸	۹.۲۷	۷.۳۶	۹.۳۵	۸.۸۶	۸.۸۲	۹.۴۱
Cr ₂ O ₃	۵۶.۲	۵۶.۳	۵۶.۳۱	۵۶.۷	۵۶.۳۲	۵۴.۱۵	۵۴.۲	۵۲.۴۳	۵۵.۲۹	۴۹.۶۹	۵۵.۳	۵۱.۶	۵۲.۲۷	۵۳.۵
FeO	۲۰.۸	۲۰.۸	۲۰.۸۲	۲۰.۸	۲۰.۹۴	۲۱.۸۷	۲۲.۹	۲۰.۷۹	۲۲.۳۸	۱۹.۲۰	۲۲.۲	۲۱.۳	۲۲.۳۱	۲۲.۲
MnO	۰.۳۴	۰.۳۲	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۲۰	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۲۵	۰.۲۸	۰.۲۷	۰.۲۸
MgO	۱۱.۳	۱۱.۱	۱۱.۱۳	۱۱.۰	۱۱.۳۶	۱۱.۶۴	۱۰.۸	۱۳.۰۳	۱۱.۰۹	۱۶.۰۲	۱۰.۴	۱۰.۵	۱۲.۰۶	۱۱.۱
CaO	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۱۶	۰.۱۴	۳.۷۰	۰.۱۶	۲.۲۶	۰.۰۹	۰.۰۱	۰.۳۴	۱.۱۱
V ₂ O ₅	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۲۹	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۸	۰.۲۴	۰.۳۲	۰.۲۱	۰.۳۰	۰.۲۵
NiO	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۹۰	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۷
ZnO	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۰۸
Total	۱۰۰.۰	۱۰۰.۰	۱۰۰.۴	۱۰۰.۰	۱۰۰.۲	۱۰۰.۱	۹۹.۹	۹۹.۹۹	۹۹.۹۷	۱۰۰.۸	۹۹.۷	۹۹.۰	۱۰۰.۰	۹۹.۹
Si	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۹	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۳
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۰.۴۳	۰.۴۳	۰.۴۴	۰.۴۳	۰.۴۲	۰.۳۷	۰.۳۸	۰.۳۱	۰.۳۶	۰.۲۹	۰.۳۷	۰.۳۴	۰.۳۴	۰.۳۷
Cr	۱.۴۵	۱.۴۵	۱.۴۴	۱.۴۵	۱.۴۵	۱.۴۲	۱.۴۳	۱.۴۲	۱.۴۵	۱.۲۳	۱.۴۷	۱.۳۴	۱.۳۹	۱.۴۲
Fe ₃₊	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۸	۰.۲۵	۰.۱۷	۰.۲۳	۰.۱۵	۰.۲۰	۰.۱۸	۰.۱۵
Fe ₂₊	۰.۴۵	۰.۴۶	۰.۴۶	۰.۴۷	۰.۴۵	۰.۴۶	۰.۴۷	۰.۳۴	۰.۴۶	۰.۳۱	۰.۴۸	۰.۳۹	۰.۴۵	۰.۴۷
Mn	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۰.۵۴	۰.۵۴	۰.۵۴	۰.۵۳	۰.۵۵	۰.۵۷	۰.۵۴	۰.۶۷	۰.۵۵	۰.۷۹	۰.۵۲	۰.۶۸	۰.۶۰	۰.۵۶
Ca	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ni	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Tot. Cat.	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰
Fe ₂ O ₃	۴.۴۳	۴.۵۹	۴.۳۱	۴.۴۳	۵.۰۳	۵.۸۵	۷.۰۶	۹.۶۳	۶.۶۷	۹.۲۸	۳.۳۳	۷.۸۲	۷.۰۳	۶.۰۹
FeO	۱۶.۸	۱۶.۷	۱۶.۹۵	۱۷.۲	۱۶.۴۲	۱۶.۶۱	۱۶.۵	۱۲.۱۳	۱۶.۴۸	۱۰.۸۵	۱۹.۲	۱۴.۳	۱۵.۹۸	۱۶.۷
Cr#	۰.۷۷	۰.۷۷	۰.۷۷	۰.۷۷	۰.۷۸	۰.۷۹	۰.۷۹	۰.۸۲	۰.۸۰	۰.۸۲	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۷۹
Fe ₂₊	۰.۴۵	۰.۴۶	۰.۴۶	۰.۴۷	۰.۴۵	۰.۴۵	۰.۴۶	۰.۳۴	۰.۴۶	۰.۲۸	۰.۴۸	۰.۳۷	۰.۴۳	۰.۴۶
Mg#	۰.۵۵	۰.۵۴	۰.۵۴	۰.۵۳	۰.۵۵	۰.۵۵	۰.۵۴	۰.۶۶	۰.۵۵	۰.۷۲	۰.۵۲	۰.۶۴	۰.۵۷	۰.۵۴
Fe ₃₊	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۱۳	۰.۰۸	۰.۱۳	۰.۰۵	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۰۸
Cr+Al	۱.۸۸	۱.۸۷	۱.۸۸	۱.۸۸	۱.۸۶	۱.۷۹	۱.۸۱	۱.۷۲	۱.۸۲	۱.۵۸	۱.۸۴	۱.۶۸	۱.۷۴	۱.۷۸

ادامه جدول ۲: آنالیزهای تک کانی کروم اسپینل در دونیت‌های نیاباد-قلعه‌جی. فرمول کروم اسپینل بر پایه ۴ آنیون و ۳ کاتیون محاسبه شده است.

Elem	Q11			Q42-4			Q42-3			Q12				
	۱	۲	۳	۱	۲	۳	۱	۲	۳	۱	۲	۳	۴	۵
SiO ₂	۰,۱۰	۰,۳۹	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۱۰	۰,۱۳	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۱۵	۰,۰۵	۰,۱۳	۰,۱۷	۰,۰۶	۰,۰۲
TiO ₂	۳,۴۳	۳,۵۲	۲,۱۹	۰,۹۸	۰,۹۵	۰,۹۹	۳,۹۰	۴,۲۴	۳,۳۳	۳,۱۷	۳,۰۱	۲,۷۲	۳,۵۶	۳,۲۷
Al ₂ O ₃	۱۶,۵۹	۱۴,۵	۱۹,۷۵	۱۸,۹	۱۹,۷	۱۹,۵۴	۱۴,۰	۱۲,۵	۱۳,۰	۱۴,۸	۱۵,۰	۱۷,۰۸	۱۴,۲۵	۱۵,۱۲
Cr ₂ O ₃		۸		۰	۹		۳	۲	۹	۸	۷			
	۴۲,۰۴	۴۰,۲	۴۱,۱۶	۴۴,۴	۴۳,۵	۴۳,۸۹	۴۱,۶	۴۱,۲	۴۱,۰	۴۲,۸	۴۲,۹	۴۳,۳۹	۴۰,۵۳	۴۲,۳۵
FeO		۷		۷	۵		۰	۴	۳	۳	۹			
	۲۴,۰۶	۲۸,۶	۲۲,۴۸	۲۰,۴	۲۰,۶	۲۰,۶۵	۲۷,۳	۲۸,۱	۲۸,۸	۲۶,۰	۲۵,۱	۲۴,۱۵	۲۹,۸۰	۲۷,۲۶
MnO		۱		۹	۷		۷	۳	۵	۵	۹			
	۰,۳۱	۰,۲۴	۰,۲۸	۰,۲۵	۰,۲۷	۰,۲۷	۰,۲۵	۰,۳۳	۰,۳۲	۰,۳۰	۰,۳۱	۰,۵۲	۱,۱۰	۰,۳۰
MgO	۱۴,۱۲	۱۱,۸	۱۴,۹۹	۱۴,۴	۱۴,۴	۱۴,۳۴	۱۲,۳	۱۲,۲	۱۱,۹	۱۲,۲	۱۲,۸	۱۲,۰۲	۱۰,۶۶	۱۲,۳۳
CaO		۲		۶	۱		۲	۸	۳	۴	۱			
	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۱
NiO	۰,۱۹	۰,۲۸	۰,۲۱	۰,۱۶	۰,۲۰	۰,۱۸	۰,۳۱	۰,۳۴	۰,۲۲	۰,۲۳	۰,۱۹	۰,۱۱	۰,۲۴	۰,۲۶
Total	۱۰۰,۸	۹۹,۷	۱۰۱,۰	۹۹,۷	۹۹,۹	۱۰۰,۰	۹۹,۸	۹۹,۱	۹۸,۹	۹۹,۷	۹۹,۷	۱۰۰,۲	۱۰۰,۲	۱۰۰,۹
	۴	۳	۷	۷	۵	۰	۶	۴	۱	۵	۵	۱	۳	۲
Si	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
Ti	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۹	۰,۰۸
Al	۰,۶۰	۰,۵۵	۰,۷۱	۰,۶۹	۰,۷۲	۰,۷۱	۰,۵۳	۰,۴۸	۰,۵۰	۰,۵۶	۰,۵۶	۰,۶۳	۰,۵۴	۰,۵۶
Cr	۱,۰۳	۱,۰۲	۰,۹۹	۱,۰۸	۱,۰۶	۱,۰۷	۱,۰۵	۱,۰۵	۱,۰۵	۱,۰۸	۱,۰۸	۱,۰۸	۱,۰۳	۱,۰۵
Fe ₃₊	۰,۲۰	۰,۲۴	۰,۲۱	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۲۳	۰,۲۶	۰,۲۸	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۱۵	۰,۲۶	۰,۲۳
Fe ₂₊	۰,۴۲	۰,۵۲	۰,۳۶	۰,۳۵	۰,۳۵	۰,۳۶	۰,۵۰	۰,۵۰	۰,۵۰	۰,۴۸	۰,۴۶	۰,۴۹	۰,۵۴	۰,۴۹
Mn	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱
Mg	۰,۶۵	۰,۵۶	۰,۶۸	۰,۶۷	۰,۶۶	۰,۶۶	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۵۷	۰,۵۸	۰,۶۰	۰,۵۶	۰,۵۱	۰,۵۸
Ca	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Ni	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱
Tot. Cat.	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰
Fe ₂ O ₃	۸,۷۲	۱۰,۱	۹,۱۷	۷,۷۴	۷,۶۵	۷,۴۸	۹,۶۹	۱۰,۷	۱۱,۶	۸,۷۸	۸,۸۲	۶,۲۴	۱۰,۷۰	۹,۷۹
								۸	۲					
FeO	۱۶,۲۱	۱۹,۵	۱۴,۲۲	۱۳,۵	۱۳,۷	۱۳,۹۳	۱۸,۶	۱۸,۴	۱۸,۴	۱۸,۱	۱۷,۲	۱۸,۵۳	۲۰,۱۷	۱۸,۴۵
		۲		۲	۹		۴	۳	۰	۵	۶			
Cr#	۰,۶۳	۰,۶۵	۰,۵۸	۰,۶۱	۰,۶۰	۰,۶۰	۰,۶۷	۰,۶۹	۰,۶۸	۰,۶۶	۰,۶۶	۰,۶۳	۰,۶۶	۰,۶۵
Fe ⁺² #	۰,۳۹	۰,۴۸	۰,۳۵	۰,۳۵	۰,۳۵	۰,۳۵	۰,۴۶	۰,۴۶	۰,۴۶	۰,۴۵	۰,۴۳	۰,۴۶	۰,۵۲	۰,۴۶
Mg#	۰,۶۱	۰,۵۲	۰,۶۵	۰,۶۶	۰,۶۵	۰,۶۵	۰,۵۴	۰,۵۴	۰,۵۴	۰,۵۵	۰,۵۷	۰,۵۴	۰,۴۹	۰,۵۴
Fe ⁺³ #	۰,۱۱	۰,۱۳	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۹	۰,۱۳	۰,۱۵	۰,۱۵	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۰۸	۰,۱۴	۰,۱۳
Cr+Al	۱,۶۳	۱,۵۶	۱,۶۹	۱,۷۷	۱,۷۷	۱,۷۷	۱,۵۸	۱,۵۳	۱,۵۵	۱,۶۴	۱,۶۴	۱,۷۱	۱,۵۷	۱,۶۱

ادامه جدول ۲: آنالیزهای تک کانی کروم اسپینل در ورلیت‌های نیاباد-قلعه‌جی. فرمول کروم اسپینل بر پایه ۴ آنیون و ۳ کاتیون محاسبه شده است.

Sample Element	Q9						Q43						
	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷
SiO ₂	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۳	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۰۸	۲,۳۳	۰,۰۶	۰,۶۵
TiO ₂	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۱۲	۰,۱۳	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۱۱	۰,۰۷	۰,۱۰	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۱۱	۰,۰۸
Al ₂ O ₃	۲۶,۴۷	۲۶,۳۳	۲۶,۷۳	۲۶,۳۲	۲۷,۰۲	۲۷,۱۰	۲۶,۹۹	۲۶,۶۴	۲۷,۲۶	۲۸,۰	۲۰,۰۶	۲۶,۳۷	۲۹,۱۹
Cr ₂ O ₃	۴۲,۳۴	۴۲,۷۸	۴۲,۶۰	۴۲,۰۳	۴۱,۴۵	۴۱,۹۷	۴۲,۱۰	۴۲,۰۳	۴۲,۱۵	۴۰,۲	۳۲,۴۴	۴۲,۴۴	۴۱,۶۵
FeO	۱۵,۵۳	۱۵,۸۹	۱۵,۰۰	۱۵,۷۲	۱۶,۰۸	۱۶,۰۶	۱۵,۴۳	۱۵,۴۷	۱۵,۶۱	۱۵,۸	۲۹,۱۷	۱۵,۷۸	۱۵,۰۷
MnO	۰,۲۱	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۲۱	۰,۲۰	۰,۲۲	۰,۱۷	۰,۲۰	۰,۲۸	۰,۲۲	۱,۲۲	۰,۲۱	۰,۱۹
MgO	۱۵,۷۷	۱۵,۵۰	۱۵,۵۸	۱۵,۸۰	۱۵,۳۰	۱۴,۶۵	۱۵,۵۴	۱۵,۹۱	۱۵,۳۶	۱۵,۱	۱۵,۸۹	۱۵,۵۴	۱۳,۱۵
CaO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۵
V ₂ O ₅	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
NiO	۰,۱۰	۰,۱۵	۰,۱۲	۰,۱۳	۰,۱۷	۰,۲۳	۰,۱۳	۰,۱۵	۰,۱۲	۰,۱۶	۰,۲۱	۰,۱۴	۰,۱۷
ZnO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Total	۱۰۰,۵	۱۰۰,۸	۱۰۰,۳	۱۰۰,۴	۱۰۰,۳	۱۰۰,۴	۱۰۰,۵	۱۰۰,۵	۱۰۰,۹	۹۸,۸	۱۰۰,۴	۱۰۰,۵	۱۰۰,۱
Si	۷	۵	۳	۵	۸	۰	۱	۷	۸	۲	۱	۶	۹
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Al	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۳	۰,۹۱	۰,۹۴	۰,۹۴	۰,۹۳	۰,۹۲	۰,۹۴	۰,۹۷	۰,۷۱	۰,۹۱	۱,۰۲
Cr	۰,۹۸	۰,۹۹	۰,۹۹	۰,۹۸	۰,۹۶	۰,۹۸	۰,۹۸	۰,۹۸	۰,۹۷	۰,۹۴	۰,۷۷	۰,۹۹	۰,۹۷
Fe ₃₊	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۳۷	۰,۱۰	۰,۰۰
Fe ₂₊	۰,۳۱	۰,۳۲	۰,۳۲	۰,۳۱	۰,۳۳	۰,۳۵	۰,۳۲	۰,۳۰	۰,۳۳	۰,۳۳	۰,۳۷	۰,۳۲	۰,۳۹
Mn	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱
Mg	۰,۶۹	۰,۶۸	۰,۶۸	۰,۶۹	۰,۶۷	۰,۶۴	۰,۶۸	۰,۶۹	۰,۶۷	۰,۶۷	۰,۶۷	۰,۶۸	۰,۵۸
Ca	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Ni	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
Tot. Cat.	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۲,۹۸
Fe ₂ O ₃	۴,۴۳	۴,۳۹	۳,۴۱	۴,۴۲	۴,۲۶	۳,۲۰	۳,۸۹	۴,۴۴	۳,۶۱	۳,۷۹	۱۶,۳۴	۴,۳۸	۰,۰۰
FeO	۱۲,۵۵	۱۲,۹۳	۱۲,۸۸	۱۲,۷۴	۱۳,۲۵	۱۴,۱۸	۱۲,۹۳	۱۲,۴۸	۱۳,۳۶	۱۳,۲	۱۴,۴۷	۱۲,۸۳	۱۵,۵۷
Cr#	۰,۵۲	۰,۵۲	۰,۵۲	۰,۵۲	۰,۵۱	۰,۵۱	۰,۵۱	۰,۵۲	۰,۵۱	۰,۴۹	۰,۵۲	۰,۵۲	۰,۴۹
Fe ⁺² #	۰,۳۱	۰,۳۲	۰,۳۲	۰,۳۱	۰,۳۳	۰,۳۵	۰,۳۲	۰,۳۱	۰,۳۳	۰,۳۳	۰,۳۵	۰,۳۲	۰,۴۰
Mg#	۰,۶۹	۰,۶۸	۰,۶۸	۰,۶۹	۰,۶۷	۰,۶۵	۰,۶۸	۰,۶۹	۰,۶۷	۰,۶۷	۰,۶۵	۰,۶۸	۰,۶۰
Fe ⁺³ #	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۲۰	۰,۰۵	۰,۰۰
Cr+Al	۱,۹۰	۱,۹۰	۱,۹۱	۱,۹۰	۱,۹۰	۱,۹۲	۱,۹۱	۱,۹۰	۱,۹۱	۱,۹۱	۱,۴۹	۱,۹۰	۲,۰۰

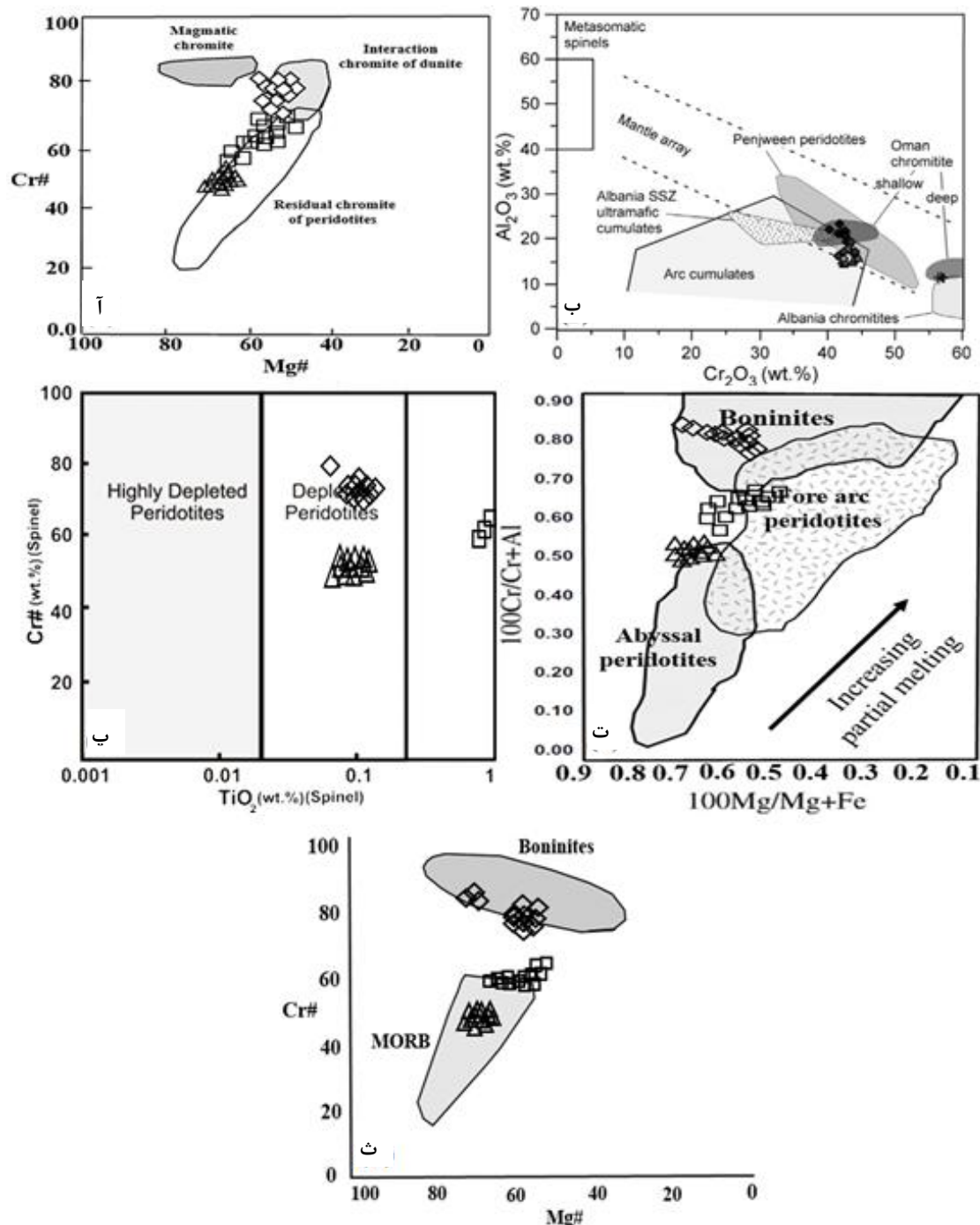
جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه‌ای الیومین‌های موجود در پریدوتیت‌های نیاباد-قلعه‌جی براساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختمانی بر اساس ۴ اتم اکسیژن به همراه محاسبه اعضای پایانی آن‌ها

Sam	Mi n	SiO 2	TiO 2	Al ₂ O 3	Cr ₂ O 3	FeO	Mn O	Mg O	Ca O	Na ₂ O	Ni O	Total	Mg #	Fo	Fa
Q4 3	۱	۴۰٫۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۱۱٫۲	۰٫۱۵	۴۸٫۰	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۳	۱۰۰٫۲		۸۸٫۳	
		۸				۵		۵			۰	۰	۰٫۸۸	۰	۱۱٫۶
	۵	۴۰٫۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۱۱٫۱	۰٫۲۱	۴۸٫۳	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۲	۱۰۰٫۲		۸۸٫۴	۱۱٫۴
Q9	۱	۴۱٫۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲		۰٫۱۵	۴۹٫۵	۰٫۱۹	۰٫۰۰	۰٫۳	۱۰۰٫۷		۹۰٫۵	
		۴				۹٫۱۵		۷			۹	۴	۰٫۹۰	۰	۹٫۴۰
	۶	۴۰٫۷	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۹٫۲۰	۰٫۱۷	۴۹٫۷	۰٫۱۸	۰٫۰۰	۰٫۴	۱۰۰٫۴		۹۰٫۴	
Q4 2	۱	۴۰٫۹	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲		۰٫۱۵	۴۹٫۲	۰٫۱۰	۰٫۰۲	۰٫۳	۱۰۰٫۴		۸۹٫۹	
		۵				۹٫۶۴		۰			۲	۵	۰٫۸۹	۵	۹٫۸۹
	۵	۴۰٫۷	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۱۰٫۱	۰٫۱۴	۴۸٫۷	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۳	۱۰۰٫۲		۸۹٫۴	۱۰٫۴
Q1 1	۱	۳۹٫۸	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۱۰٫۶	۰٫۱۷	۴۸٫۲	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۳	۹۹٫۴۱		۸۸٫۶	۱۱٫۳
		۱				۹		۰			۰	۰	۰٫۸۹	۰	۰
	۶	۴۱٫۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰		۰٫۱۴	۴۹٫۳	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۲	۱۰۰٫۴		۹۰٫۱	
Q9	۶	۴۰٫۷	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۹٫۲۰	۰٫۱۷	۴۹٫۷	۰٫۱۸	۰٫۰۰	۰٫۴	۱۰۰٫۴		۹۰٫۴	
		۸						۰			۲	۹	۰٫۹۰	۰	۹٫۴۰
	۷	۴۰٫۶	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۸٫۸۲	۰٫۱۷	۵۰٫۲	۰٫۱۷	۰٫۰۵	۰٫۴	۱۰۰٫۵		۹۰٫۹	
Q4 2	۱	۴۰٫۹	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲		۰٫۱۵	۴۹٫۲	۰٫۱۰	۰٫۰۲	۰٫۳	۱۰۰٫۴		۸۹٫۹	
		۵				۹٫۶۴		۰			۲	۵	۰٫۸۹	۵	۹٫۸۹
	۵	۴۰٫۷	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۱۰٫۱	۰٫۱۴	۴۸٫۷	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۳	۱۰۰٫۲		۸۹٫۴	۱۰٫۴
Q1 1	۱	۳۹٫۸	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۱۰٫۶	۰٫۱۷	۴۸٫۲	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۳	۹۹٫۴۱		۸۸٫۶	۱۱٫۳
		۱				۹		۰			۰	۰	۰٫۸۹	۰	۰
	۶	۴۱٫۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰		۰٫۱۴	۴۹٫۳	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۲	۱۰۰٫۴		۹۰٫۱	

پتروژنز و محیط زمین‌ساختی پریدوتیت‌ها

ترکیب شیمیایی اسپینل‌ها در جای‌گاه‌های مختلف تکتونیک متفاوت است و از مقادیر $\text{Cr}\#$ ، $\text{Mg}\#$ و TiO_2 موجود در آن‌ها می‌توان به‌عنوان ابزار تشخیص محیط‌های تکتونیک استفاده کرد [۶۱]. به اعتقاد [۶۲] ترکیب شیمیایی اسپینل‌ها به‌خصوص میزان $\text{Cr}\#$ این کانی‌ها یک فاکتور مناسب در تعیین تاریخچه تکتونوماگمایی سنگ میزبان است. با توجه به این که مقادیر Cr_2O_3 و Al_2O_3 موجود در کروم‌اسپینل‌ها به‌عنوان باقی‌مانده‌های طبیعی از پریدوتیت گشته‌ای در نظر گرفته می‌شوند، بنابراین برای تشخیص ماهیت پریدوتیت‌ها [۴۶] و برای جدایش انواع مختلف ماگما، موقعیت زمین‌ساختی و منشأ گشته‌ای کاربرد دارند [۶۳]. بر اساس ترکیب کروم‌اسپینل‌های تجزیه شده روی نمودارهای $\text{Cr}\#$ در مقابل $\text{Mg}\#$ [۶۴] (شکل ۶، A) و Al_2O_3 در مقابل Cr_2O_3 [۶۵] (شکل ۶، B)، نمونه‌های بررسی شده در گستره پریدوتیت‌های باقی‌مانده واقع شده و ویژگی‌های گشته‌ای شبیه پریدوتیت‌های پینج‌وین را نشان می‌دهند [۱۳]. کم بودن میزان Ti کروم‌اسپینل‌های موجود، تهی‌شدگی منبع گشته‌ای سازنده آن‌ها را پیشنهاد می‌کند [۵۸]. موقعیت نمونه‌ها در نمودار $\text{Cr}\#$ در برابر TiO_2 [۶۳] نشان‌دهنده تهی‌شدگی

نمونه‌های بررسی شده است (شکل ۶ پ). در نمودارهای Cr# در مقابل Mg# (شکل ۶، ت و ث)، کروم اسپینل‌های کرومیتیتی دارای خاستگاه بونینیتی است (بخش قدیمی تر افیولیت‌ها) در حالی که نمونه‌های کروم اسپینل دونیتی و ورلیتی دارای ماهیت MORB (بخش جوان تر) هستند.



شکل ۶. آ) موقعیت کروم اسپینل‌های بررسی شده روی نمودار Cr# در مقابل Mg# [۶۴]، ب) موقعیت نمونه‌های بررسی شده روی نمودار Al₂O₃ در برابر Cr₂O₃ [۶۵] برای تعیین منشأ اسپینل‌ها. محدوده کرومیتیت‌های عمان از [۵۰]، [بینجوین ۱۳]، پ) خاستگاه تهی شده پریدوتیت‌ها در نمودار Cr# در برابر TiO₂ [۶۳]، ت) نمودار Cr# در مقابل Mg# [۳۶]. محدوده‌های بونینیت از [۶۳] [۶۶]، پریدوتیت Fore arc [۶۷]، پریدوتیت‌های آبیسال [۳۶].
ث) نمودار Cr# در مقابل Mg# [۶۳]

بنابر بررسی‌های [۶۸] اسپینل کرومیتیت‌هایی با میزان پایین Cr# پایین، Al_2O_3 بالا و مقادیر گسترده TiO_2 ، نشان می‌دهد که از یک مذاب برجای مانده گوشته‌ای با ترکیب مورب متبلور شده‌اند، در حالی که کرومیت‌های با میزان زیاد Cr#، نشان‌گر تبلور از مذاب‌هایی با ترکیب بونینیت است که خود حاکی از محیط پلی‌ژنتیک بودن افیولیت‌های منطقه است. در این مناطق کرومیت‌ها دارای میزان پائینی از TiO_2 و Al_2O_3 هستند. مقدار Cr# اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های آبیسال ۱۰ تا ۵۰ [۳۶] و پریدوتیت‌های زون فرورانش ۳۸ تا ۸۰ است [۶۷]، [۶۹]، [۷۰].

مقدار زیاد Cr# در اسپینل پریدوتیت زون‌های فرورانشی نسبت به پریدوتیت‌های عمیق اقیانوسی را به میزان بالای ذوب‌بخشی نسبت داده‌اند [۴۰]، [۷۱]. میزان Cr# در کروم اسپینل‌های کرومیتیتی و دونیتی به ترتیب از ۷۷ تا ۸۲ و ۵۸ تا ۶۵ متغیر است و به پریدوتیت‌های زون فرورانشی نزدیک هستند، در حالی که این میزان در کروم اسپینل‌های موجود در ورلیت‌ها کم‌تر است و به پریدوتیت‌های عمیق نزدیک است. در نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 ، کرومیت‌های موجود در کرومیتیت در محدوده زون ابرفرورانش، ورلیت‌ها در محدوده مشترک ابرفرورانش و مورب و نمونه‌های دونیت با تیتان زیاد در محدوده OIB قرار گرفته‌اند (شکل ۷ آ). زیاد بودن مقدار اکسید تیتان در دونیت‌های کومولیتی و قرار گرفتن آن‌ها در محیط OIB نشان دیگری از چند منشأ بودن الترامافیک‌های منطقه است و این مسئله می‌تواند پیشنهاد دهنده منشأ پلوم برای بخش‌هایی از واحد الترامافیکی باشد. از آن‌جاکه میزان Al_2O_3 در کرومیت‌ها به ترکیب گدازه مادر بر می‌گردد و این مقدار در اثر شرایط ثانویه کم‌تر تغییر می‌کند، از این‌رو، می‌تواند برای تعیین ترکیب ماگمای مادر استفاده شود [۳۶]، [۶۶]، [۶۸]. وجود الیون‌های غنی از Mg، کرومیت‌های غنی از کروم ($Cr\# \sim 79$) و Al_2O_3 در حد (۸-۱۱٪) در کرومیتیت‌های منطقه بیان‌گر ترکیب ماگمای بونینیتی در محیط‌های زون فرورانش [۷۳] است (شکل ۷ ب). مقدار Al_2O_3 اولیه موجود در مذاب مادر کرومیتیت‌ها را می‌توان با استفاده از فرمول [۷۴] بدین صورت محاسبه کرد:

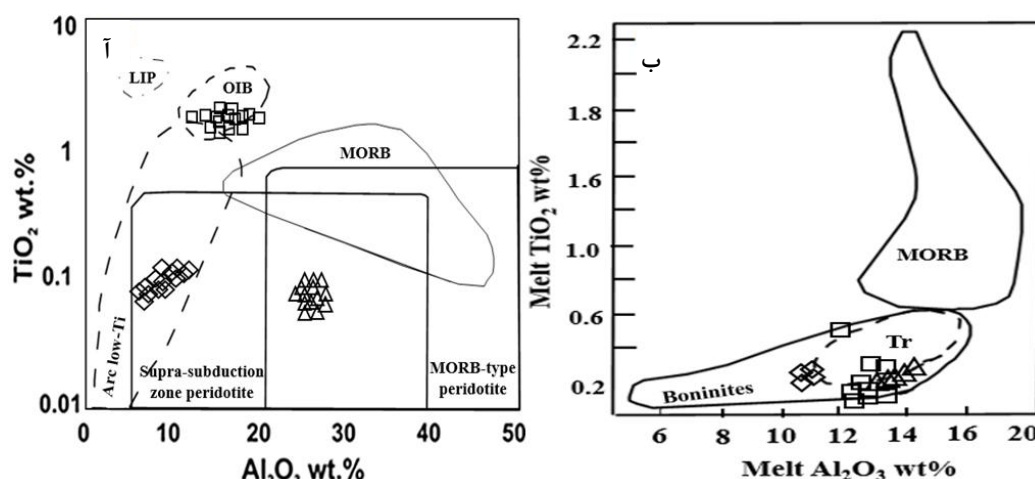
$$Al_2O_3 wt\%_{chromite} = 0.035 (Al_2O_3)^{2.42} wt\%_{liquid}$$

با به‌کار بردن داده‌های وابسته به کرومیتیت‌های منطقه در معادله مذکور، مقدار Al_2O_3 گدازه اولیه تشکیل دهنده این سنگ‌ها در حدود ۱۰/۷۴ تا ۱۰/۹۷ درصد به دست می‌آید. مقادیر بیش‌تر وابسته به ورلیت و دونیت‌ها (۱۲/۰۷ تا ۱۴/۱۹) است. مقایسه مقادیر Al_2O_3 به‌دست آمده از کرومیتیت‌های کردستان با مقادیر این اکسید در الیون بونینیت‌ها (۱۱/۲-۱۰) و بونینیت‌های آندزیتی (۱۳/۳۴-۱۱/۶) [۷۵] نشان‌دهنده شباهت بسیار نزدیک آن‌ها با یک‌دیگر است. نسبت FeO/MgO مذاب نیز با نسبت FeO/MgO کرومیت‌ها و با استفاده از فرمول [۷۴] به‌دست می‌آید:

$$\ln \{FeO/MgO\}_{spinel} = \{0.47-1.07Y^{Al}_{spinel} + 0.64Y^{Fe3}_{spinel} + \ln (FeO/MgO)_{melt}\}$$

$$Y^{Al}_{spinel} = Al / (Al + Cr + Fe^{3+}), Y^{Fe3}_{spinel} = Fe^{3+} / (Al + Cr + Fe^{3+})$$

این نسبت برای ماگمای مادر کرومیتیت‌های منطقه ۱/۱۷ تا ۱/۴۲ و برای نمونه‌های دونیتی و ورلیتی به ترتیب ۰/۹۲ تا ۱/۱۶ و ۰/۶ تا ۱/۱۸ به‌دست آمده است. مقدار این نسبت در الیون بونینیت‌ها ۰/۳-۰/۶ و در بونینیت‌های آندزیتی ۰/۶۷-۱/۱۵ بوده است [۷۵] و مشابه ترکیب ماگمای مادر کرومیتیت‌های مجموعه است. بنابراین می‌توان ترکیب ماگمای بونینیتی را به‌عنوان گدازه مادر کرومیتیت‌های منطقه در نظر گرفت.



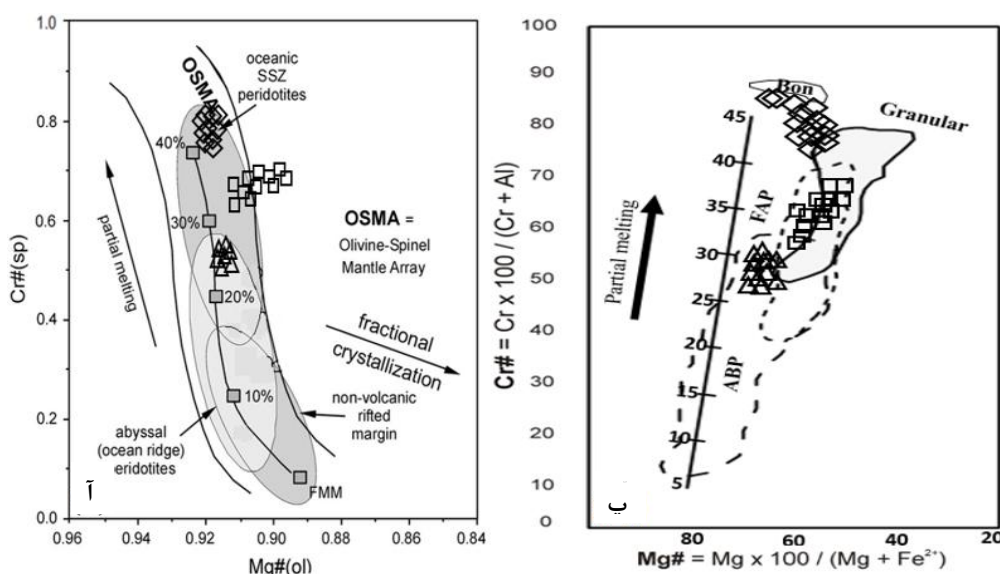
شکل ۷. (آ) تغییرات TiO_2 (wt%) نسبت به Al_2O_3 (wt%) [۶۸] در کروم اسپینل‌های موجود در سنگ‌های مختلف مجموعه کردستان و موقعیت آن‌ها نسبت به محیط‌های زمین‌ساختی مختلف، (ب) تعیین مذاب اولیه در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، با تغییرات از [۷۶] محدوده کرومیت‌های ترودوس (Tr) از [۷۷] محدوده بونینیت‌ها و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) از [۷۲]

درجه ذوب‌بخشی و میزان گسترش در پریدوتیت‌های بررسی شده

در پریدوتیت‌ها معمولاً درجه ذوب‌بخشی بین ۵ تا حدود ۳۰ درصد متغیر است [۷۸]. با افزایش درجه ذوب‌بخشی سنگ‌های تهی‌شده یا به بیان دیگر در سنگ‌های پریدوتیتی مادر واقع در گوشته بالایی، مقدار الیون به تدریج افزایش، مقدار کلینوپیروکسن به سرعت کاهش و مقدار ارتوپیروکسن نیز در ابتدا به آرامی ولی پس از ناپدید شدن کلینوپیروکسن به سرعت کاهش می‌یابد [۶۹]. این تغییرات، بسته به ترکیب اولیه سنگ مادر در درجات ذوب‌بخشی ۱۵ تا ۳۰ درصد رخ می‌دهند [۷۹]. در طول پدیده ذوب‌بخشی، نه تنها نسبت فازهای موجود در تفاله کم و زیاد می‌شود، بلکه ترکیب هر فاز نیز تغییر می‌کند. به‌عنوان مثال، نسبت Mg/Fe در الیون و پیروکسن‌ها و نیز نسبت Cr/Al در اسپینل‌ها افزایش می‌یابد، در حالی که مقدار Al ، Na و Ti پیروکسن‌ها کم می‌شود [۷۹]. این امر نشان‌دهنده آن است که عناصر ماگمادوست مانند Fe ، Al ، Ti و آلکالی‌ها تمایل دارند که به مذاب وارد شوند، ولی عناصر دیرگداز مانند Mg و Cr تمایل دارند که در تفاله باقی بمانند. بنابراین، ترکیب مودال و نیز شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای می‌تواند شاخصی از درجه ذوب‌بخشی و یا تهی‌شدگی این سنگ‌ها باشد.

به کمک ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های به شدت دیرگداز مانند دونیت و هارزبورژیت می‌توان یک برآورد اولیه از میزان ذوب‌بخشی به دست آورد [۷۹]. معمولاً چندین متغیر ترکیبی (برای نمونه $Cr\#$ اسپینل و محتوای Fo الیون) برای برآورد درجه تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها بر اثر خروج مذاب از آن‌ها استفاده می‌شوند [۳۶]. عدد کروم اسپینل در پریدوتیت‌ها معیاری مناسب برای تعیین منشأ و درجه تهی‌شدگی یک منبع گوشته‌ای است [۸۰] و افزایش مقدار $Cr\#$ اسپینل در پریدوتیت‌ها نشان‌دهنده افزایش درجه ذوب‌بخشی است [۴۰]. بر اساس در نمودار $Cr\#$ اسپینل در برابر $Mg\#$ الیون [۴۰] سنگ‌های بررسی شده مربوط به پریدوتیت‌های آبیسال با ترکیب الیون اسپینل هستند که متحمل ذوب‌بخشی حدود ۲۰ تا ۴۰ درصدی شده‌اند (شکل ۸ آ). با توجه به این شکل نمونه‌ها در محدوده روند OSMA قرار می‌گیرند؛ که حاکی از این است که تحول پریدوتیت‌های گوشته‌ای غالباً ناشی

از ذوب‌بخشی و خروج مذاب است. با توجه به نمودار $Cr\#$ در مقابل محتوای $Mg\#$ اسپینل [۷۰] هم درجه ذوب‌شدگی نمونه‌های بررسی شده بین ۲۵ تا ۴۰ درصد است (شکل ۸ ب). درجات بالای تهی‌شدگی می‌تواند نشان دهنده ذوب مجدد آن‌ها با حضور سیال باشد؛ زیرا شرایط آبدار باعث افزایش درجه ذوب‌بخشی در پریدوتیت‌ها می‌شود [۸۱]. در پوسته اقیانوسی با گسترش شدیداً کند، پریدوتیت‌ها تغییرپذیری زیادی را در درجه ذوب‌بخشی نشان می‌دهند [۸۲]. عموماً تغییرات میزان ذوب‌بخشی با تغییرات میزان گسترش هم‌بستگی دارد. براساس مقادیر متوسط Ca و Al در MORB، حدود ۱۰ درصد ذوب متناسب با میزان گسترش کند و ذوب‌بخشی ۲۵ درصد متناسب با میزان گسترش سریع پوسته اقیانوسی است [۶۸]، [۸۳]. میزان ذوب محاسبه شده برای پریدوتیت‌های بررسی شده حدود (۲۵ تا ۴۵ درصد) بوده است که به معنی میزان گسترش تند برای منطقه بررسی شده است.



شکل ۸. (آ) نمودار $Mg\#$ الیوین‌های هم‌زیست با کروم اسپینل‌ها در برابر $Cr\#$ اسپینل‌ها [۴۰]. (ب) نمودار $Cr\#$ در مقابل $Mg\#$ پریدوتیت آبیسال (ABP) از [۸۴]، [۸۵]. پریدوتیت Fore arc از [۶۹]، [۸۶]

نتیجه‌گیری

افیولیت‌های سروآباد (پیازه) خود شامل دو مجموعه افیولیت با دو سن متفاوت است که در بخش جوان‌تر با فاصله از تراست اصلی زاگرس در سمت زون سنندج-سیرجان قرار گرفته است. بخش قدیمی‌تر (محور نیاباد-قلعه‌جی) در محل تراست زاگرس به صورت یک مجموعه بهم ریخته ملانژی دیده می‌شود که بخش الترامافیک آن به سرپانتینیت تبدیل شده است.

بخش الترامافیکی مجموعه افیولیتی منطقه شامل دونیت، ورلیت بشدت سرپانتینی شده و کرومیتیت است که کرومیتیت به صورت عدسی‌های نامنظم با بافت انبانه‌ای و افشان مشاهده در درون سرپانتینیت‌ها می‌شود. کرومیتیت‌ها فقط در امتداد تراستی یعنی بخش قدیمی‌تر افیولیت‌های منطقه دیده می‌شوند. مطالعات شیمی کانی نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های منطقه از نوع پریدوتیت‌های باقی‌مانده گوشته‌ای هستند که در نتیجه ذوب‌بخشی ۲۵ تا ۴۵ درصدی از یک گوشته غنی شده به وجود آمده‌اند. بر پایه شیمی کانی‌های اسپینل و الیوین به نظر می‌رسد که

سنگ‌های پریدوتیتی منطقه پلی‌ژنیک بوده است و ماهیت متغیر ابرفرورانشی نوع پیش‌کمان، آبیسال و حتی OIB را نشان می‌دهند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی (محتوای زیاد Al و Cr# و میزان اندک Ti) ترکیب گدازه تشکیل دهنده کرومیتیت‌های مجموعه نیاباد-قلعه‌جی نیز به گدازه‌های بونینیتی نزدیک بوده است و گوه گوشته‌ای در بالای زون فرورانش محتمل‌ترین مکان برای تشکیل گدازه‌های بونینیتی است، از این‌رو، محیط فرورانش با فوگاسیته بالای اکسیژن را می‌توان برای تشکیل کرومیتیت‌ها هم پیشنهاد کرد. با استفاده از شواهد مختلف می‌توان کرومیتیت‌ها و مجموعه الترامافیک میزبان آن در محور نیاباد-قلعه‌جی را بخشی از گوشته زیر پشته‌های در حال گسترش اقیانوسی در نظر گرفت که در شرایط فرورانش قرار گرفته است.

منابع

1. Dilek Y., Furnes H., "Ophiolite genesis and global tectonic fingerprint of ancient oceanic lithosphere", GSA Bulletin, V. 123 No.3-4 (2011) 387-411.
2. Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", Geologische Rundschau 95(2005): 401-419.
3. Berberian M. King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian journal of earth sciences, 18(2): (1981) 210-265.
4. Moinevaziri H., Azizi H., Mehrabi B., Izadi F., "Oligocene magmatism in the Zagros Thrust zone (Sahneh-Marivan area): evidences for the second Neotethyan Subduction Occurrence in the Paleogene", Journal of Science, University of Tehran 34: (2008)113-122.
5. Moinevaziri H., Akbarpour A., Azizi H., "Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj-Sirjan zone as an evidence for active continental margin", Arabian Journal of Geosciences 8 (2015) 3077-3088.
6. Alavi M., "Tectonics of the zagros orogenic belt of iran: new data and interpretations", Tectonophysics, 229 (1994) 211-238.
7. Azizi, H., Moinevaziri, H., "Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran", Journal of Geodynamics, 47 (2009) 167-179.
8. Mohajjel M, Fergusson C. L., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sci, 21 (2003) 397-412.
9. Sabzehei M., Gourabjiri A., Eslamdoust F., "Geological map of Paweh and West Paweh 1/100000 scale", Geological Survey of Iran, Tehran (2010).
10. Al-Hassan M.E., "Rare earth element pattern of layered gabbro of the Penjwin complex, NE Iraq", Ophiolite, 12 (1985) 437-444.
11. Mohammad Y. O., Maekawa H., Lawa F. A., "Mineralogy and origin of Mlakawa albitite from Kurdistan region, northeastern Iraq", Geosphere 3 (6) (2007) 624-64.

12. Mohammad Y. O., "Serpentinities and their tectonic signature along the Northwest Zagros Thrust Zone", Kurdistan Region, Iraq, *Arabian Journal of Geoscience* (2009).
13. Aswad K. J., Aziz N. R., Koyi H. A., "Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the prototectonic history of the Zagros suture zone, Kurdistan region, Iraq", *Geological Magazine*, 148 (5-6) (2011) 802-818.
14. Yousif O. M., "Serpentinities and their tectonic signature along the Northwest Zagros Thrust zone, Kurdistan region, Iraq", *Arabian Journal of Geosciences*, 4 (1-2) (2009) 69-83.
15. Nouri F., Azizi H., Golonka J., Asahara Y., Orihashi Y., Yamamoto K., Tsuboi M, Anma R., "Age and petrogenesis of Na-rich felsic rocks in western Iran: evidence for closure of the southern branch of the Neo-Tethys in the Late Cretaceous", 671 (2016) 151-172.
۱۶. رحیم‌زاده ب.، حسن‌زاده ج.، مسعودی ف.، "زمین‌شیمی و سن سنجی گابروهای افیولیتی سه ول آوا-شمال غرب ایران؛ نشریه علوم دانشگاه خوارزمی، جلد ۱۳، شماره ۴ (۱۳۹۲).
17. Azizi H., Tanaka T., Asahara Y., Chung S. L. Zarrinkoub, M. H., "Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes", *Journal of Geodynamics* 52 (2011) 304-320.
18. Azizi H., Kazemi T., Asahara Y., "A-type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic", *Journal of Geodynamics*, 108 (2017) 56-72.
19. Ao S., Xiao W., Khalatbari Jafari M., Talebian M., Chen L., Wan B., Ji W. and Zhang Z., "U-Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran); from continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys", *Gondwana Research* 31 (2016) 305-318.
20. Morishita T., Hara K., Nakamura K., Sawaguchi T., Tamura A., Arai S., Okino K., Takai K. and Kumagai H., "Igneous, alteration and exhumation processes recorded in abyssal peridotites and related fault rocks from an oceanic core complex along the Central Indian Ridge", *J. Petrol.*, 50 (2009) 1299-1325.
21. Dare S. A. S., Pearce J. A., McDonald I., Styles M. T., "Tectonic discrimination of peridotites using f_{O_2} -Cr-NO and Ga-Ti-Fe³⁺ systematics in chrome-spinel", *Chemical Geology* 261 (2009) 199-216.
22. Khalatbari Jafari M., Babaie H., Elyas Moslempour M., "Mid-ocean-ridge to suprasubduction geochemical transition in the hypabyssal and extrusive sequences of major Upper Cretaceous ophiolites of Iran", in Sorkhabi, R., ed., *Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions: Geological Society of America Special Paper 525* (2016) 229-290.
23. Ahmed A. H., Arai S., Abdel-Aziz Y. M., Rahimi A., "Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the NW Eoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco", *Precambrian Research*, 138 (2005) 225-234.

24. Uysal I., Zaccarini F., Garuti G., Meisel T., Tarkian M., Bernhardt H. J., Sadıklar M. B., "Ophiolitic chromitites from the Kahramanmaraş area, southeastern Turkey: their platinum group elements (PGE) geochemistry, mineralogy and Os-isotope signature", *Ofioliti* 32 (2007) 151-161.
25. Caran S., Coban H., Flower M. F. J., Ottley, C. J., Yilmaz, K., "Podiform chromitites and mantle peridotites of the Antalya ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): Implications for partial melting and melt-rock interaction in oceanic and subduction-related settings", *Lithos*, 114 (2010) 307-326.
26. 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., "Chromite deposits at Loma Baya: petrogenesis and clues for the origin of the coastal Guerrero Composite Terrane in Mexico", 11th Biennial meeting SGA, Chile (2011).
27. Ahmed A. H., Arai S., Abdel-Aziz Y. M., Ikenne M., Rahimi A., "Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco", *Journal of African Earth Sciences* 55 (1) (2009) 92-104.
28. Ismail S. A., Mirza T. M., Carr, P. F., "Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq", *Journal of Asian Earth Sciences*, 37 (2010) 31-41.
29. Xu Z., Han B. F., Ren R., Zhou Y. Z., Zhang L., Chen J. F., Su L., Li X. H., Liu, D. Y., "Ultramafic-mafic mélange, island arc and post-collisional intrusions in the Mayile Mountain, West Junggar, China: Implications for Paleozoic intra-oceanic subduction-accretion process", *Lithos*, 132-133 (2012) 141-161.
30. Dai J. G., Wang C. S., Hébert R., Santosh M., Li, Y. L., Xu J. Y., "Petrology and geochemistry of peridotites in the Zhongba ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone: Implications for the Early Cretaceous intra-oceanic subduction zone within the Neo-Tethys", *Chemical Geology*, 288 (2011) 133-148.
31. Pagé P., Barnes S. J., Bédard J. H., Zientek M. L., "In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromitites formed from komatiite, tholeiite and boninite magmas: Implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation", *Chemical Geology* 302-303 (2012) 3-15.
32. Park J. W., Campbell I. H., Eggins S. M., "Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 78 (2012) 28-50.
33. Ulrich M., Picard C., Guillot S., Chauvel C., Cluzel D., Meffre, S., "Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation", *The New Caledonia ophiolite. Lithos*, 115 (2010) 223-236.

34. Whattam S. A., Cho M., Smith, I. E. M., "Magmatic peridotites and pyroxenites, Andong Ultramafic Complex, Korea: Geochemical evidence for supra-subduction zone formation and extensive melt-rock interaction", *Lithos* 127 (2011) 599-618.
35. Arai S., "Petrology of peridotites as a tool of insight into mantle processes", a review, *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 87 (9) (1992) 351-363.
36. Dick H. J. B., "Partial melting in the Josephine Peridotite; I, The effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry", *American Journal of Science* 277 (1977) 801-832.
37. Irvine T. N., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator", Part 2. Petrologic applications', *Gala. S. Earth Sci*, 4 (1967) 71-103.
38. Jackson E. D., "Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex", *Economic Geology, Mono-Series* 4 (1969) 41-71.
39. Evans B. W., Frost B. R., "Chrome spinel in progressive metamorphism: a preliminary analysis", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39 (1975) 959-972.
40. Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation", *Chemical Geology*, 113 (3-4) (1994) 191-204.
41. Lachance G. R., Trail R. J. "Practical solution to the matrix problem in X-ray analysis", *Canadian Spectroscopy* 11 (1966) 43-48.
42. Stöcklin J., "Possible Ancient continental margins in Iran", In: Burke, C. A., Drake, C. L. (Eds.), *the Geology of Continental Margins* , Springer-Verlag, New York, (1974) 873-887.
43. Allahyari K., Saccani E., Rahimzadeh B., Zeda O., "Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 79 (2014) 312-328.
44. Farahat E. S., "Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications", *Chemie der Erde-Geochemistry*, 68 (2) (2008) 193-205.
45. Mercier J. C. C. Nicolas, A., "Textural and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts", *Journal of petrology*, 16 (1975) 454-487.
46. Juteau T., Maury R., "La croute Océanique, Pétrologie et Dynamique Engogene", *Société Géologique de France Vuibert. Paris, Cedex* 13 (2009).
47. Whitney D. L., Evans, B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist*, 95 (2010) 185-187.
48. Snow J. E., Dick, H. J. B., "Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite", *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 59 (1995) 4219-4235.

49. Casey J. "Comparison of major-and trace-element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the Mark Region of Mid-Atlantic Ridge", Proc. ODP. Sci. Res., 153 (1997) 181-241.
50. Rollinson H. "The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions", Contributions to mineralogy and petrology, 156 (2008) 273-288.
51. Leblanc M., Violette J. F., "Distribution of aluminum-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites", Econ. Geol, 78 (1983) 293-301.
52. Zhou M. F., Robinson P. T., Bai W. j., "Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle", Mineralium Deposita 29 (1994) 98-101.
53. McDonough W. F., Sun S. S. "The composition of the Earth". Chem. Geol., 120 (1995) 223-253.
54. Medaris Jr. G., Wang H., Jelinek E., Mihaljevič M. and Jakeš P. "Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gf hl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic", Lithos, 82 (2005) 1-23.
55. Sigurdsson H., Schilling J. G., "Spinel in Mid-Atlantic ridge basalts: chemistry and occurrence", Earth and Planetary Science Letters 29 (1976) 2-7.
56. Zhou M. F., Bai W. j., "Chromite deposit in china and their origin", Mineralium Deposita 27 (1992) 192-199.
57. Jan M. Q., Windley B. F., "Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal Complex", Northwest Pakistan", Journal of Petrology 31 (1990) 666-715.
58. Ferrario A., Garuti G., "Platinum-Group Minerals in chromite-rich horizons of the Niquelandia complex (Central Goias, Brazil)", In Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowels, J.F.W., and Cribb, S.J. (eds.) Geo- Platinum 87 (1988) 261-272, Elsevier Applied Sciences, London and New York.
59. Bonavia F. F., Diella V., Ferrario A., "Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia", Economic Geology 88 (1993) 198-202.
60. Yazdani M., Jahangiri A., Moazen M., "Investigations on olivine and spinel mineral chemistry and tectonic setting of peridotites from north west Piranshahr ophiolite, NW Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 22 (2015) 557-570.
61. Arai S., Okamura H., Kadoshima K., Tanaka C., Suzuki K., Ishimaru S., "Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting", Island Arc 20 (2011) 125-137.
62. Hajialioghli R., Moazzen M., Droop G. T. R., Oberhansli R., Bousquet R., Jahangiri A., Ziemann, M., "Serpentine polymorphs and P-T evolution of metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran", Mineralogical Magazine, 714 (2007) 203-222.

63. Kepezhinskas P. K., Taylor R. N., Tanaka H., "Geochemistry of plutonic spinels from the north Kamchatka arc: comparisons with spinels from other tectonic settings", *Mineralogical Magazine*, 57 (1993) 575-589.
64. Zhou M. F., Robinson P. T., Malpas J., Zijin L., "Podiform Chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle", *Journal of Petrology* 37 (1996) 3-21.
65. Franz, L., Wirth, R., "Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismark Archipelago-Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 140 (2000) 283-295.
66. Barnes S. J., Roeder P. L. "The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks", *Journal of Petrology*, 42 (2001) 2279-2302.
67. Parkinson I. J., Pearce J. A., "Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in the supra-subduction zone setting", *Journal of Petrology* 39 (1998) 1577-1618.
68. Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", *Journal of Petrology*, 42 (2001) 655-671.
69. Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125", In: Fryer, (1992).
70. Pearce J. A., Barker P. F., Edwards S. J., Parkinson I. J., Leat P. T., "Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc–basin system, South Atlantic", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139 (2000) 36-53.
71. Gaetani G. A., Grove T. L., "The influence of water on melting of mantle peridotite", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 131 (1998) 323-346.
72. Barnes S. J., "The distribution of chromium among orthopyroxene, spinel and silicate liquid at atmosphere pressure", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50 (1986) 1889-1909.
73. Crawford A. J, Falloon T. J, Green D. H, "Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites", In: Crawford AJ (ed) *Boninites and related rocks*, Unwin Hyman, London (1989) 1-49.
74. Maurel C., Maurel, P., "Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles": *Bulletin de Minéralogie*, 105 (1982) 197-202.
75. Bloomer S.H., Hawkinz J.W., "Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 97 (1987) 361-377.

76. Pagé P., Bédard J. H., Schroetter J.-M., Tremblay A., "Mantle Petrology and Mineralogy of the Thetford Mines Ophiolite Complex", *Lithos* 100 (2008) 255-292.
77. Paktunc A. D., Cabri, L. J., "A proton- and electron-microprobe study of gallium, nickel and zinc distribution in chromian spinel", *Lithos*, 35 (1995) 261-282.
78. McDonough W. F., Frey F. A., "Rare earth elements in upper mantle rocks". In: Lipin, B. R. a. M., G. A (ed.) *Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements (Reviews in Mineralogy, 120 (1995) 223-253.*
79. Jaques A. L., Green D. H., "Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 73 (1980) 287-310.
80. Naseri Esfandagheh A., Biabangard H., Bagheri S., "Petrography and geochemistry of the metabasites and metaperidotites of the Deh-Salm and Galugah metamorphic complexes, East of the Lut Block", *Scientific Quarterly Journal*, 25 (2016) 363-374.
81. Rajabzadeh M. A., Al Sadi F., "Sulfide mineralization in ultramafic rocks of the Faryab ophiolite complex, southern Kerman", *Journal of Economic Geology*, 7 (2015) 259-276
82. Hellebrand E., Snow J. E., Dick H. J. B., Hofmann A. W., "Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites", *Nature* 410 (2001) 677-681.
83. Niu, Y., Batiza, R., "An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting", *Journal of Geophysical Research*, 96 (1991) 21753-21777.
84. Prinz M., Keil K., Green J.A., Reid A. M., Bonatti E., Honnorez J., "Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fractures zones", *Journal of Geophysical Research* 81 (1976) 4087-4103.
85. Hamlyn P. R., Bonatti E., "Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen Fracture Zone, northwest Indian Ocean: implications for the nature of the oceanic upper mantle". *Earth and Planetary Science Letters* 48 (1980) 65-79.
86. Ohara Y., Ishii T., "Peridotites from the southern Mariana forearc: heterogeneous fluid supply in mantle wedge. *The Island Arc* 7 (1988) 541-558.