

بررسی منشأ کرومیت و عناصر گروه پلاتین در افیولیت شمال نائین

رضا شمسی پور دهکردی^۱، مریم صادقی^۲، زهره غلامی فشارکی^{۲*}

(۱) استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

(۲) عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه آزاد اسلامی - واحد خوراسگان

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۵/۲۴، پذیرش: ۱۳۹۰/۹/۸

چکیده

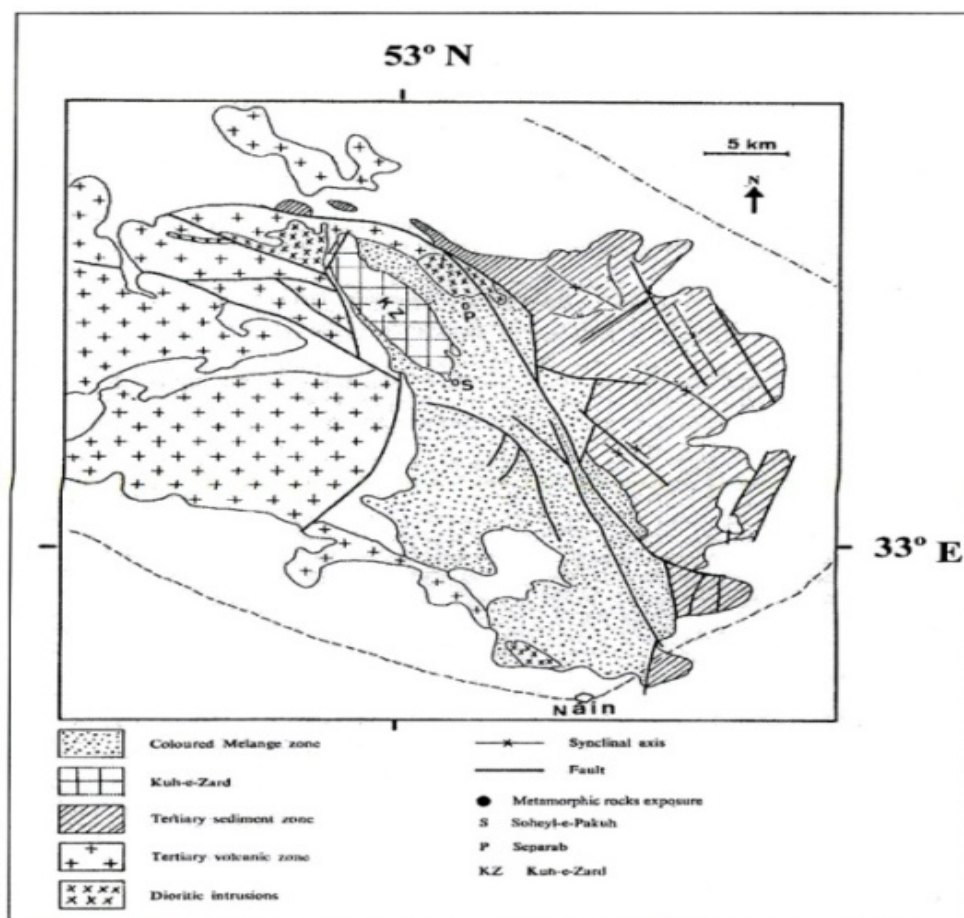
افیولیت ملانژ نائین در ۱۴۰ کیلومتری شرق اصفهان واقع است. از نظر مطالعات زمین‌شناسی، افیولیت این منطقه یکی از افیولیت‌های مزوزوئیک مربوط به میکروپلیت غرب ایران مرکزی در پهنه ارومیه - دختر محسوب می‌گردد. سنگ حاکم منطقه پریدوتیت و پریدوتیت سرپانتینی شده است. این پریدوتیت‌ها از لرزولیت، هارزبورژیت و دونیت‌های جایگزینی تشکیل شده و متعلق به رخساره اسپنیل پریدوتیت می‌باشند. پاراژنز کانه‌ها در پریدوتیت کرومیت، ایراسیت، مگنتیت، هماتیت، پنتلانیدیت، میلریت، کالکوپیریت، پیریت و کولین می‌باشند. شواهد ژئوشیمی سنگ میزبان و کرومیت نشان‌دهنده سری ماگمایی تولییتی می‌باشد و تیپ این کرومیت آلپی است. عناصر گروه پلاتین (Ir, Pt, Pd, Os) در کرومیت غنی‌شدگی دارند. الگوی نمودار عنکبوتی REE تاییدی دیگر بر فرآیند ذوب بخشی و وجود سری بونینیتی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: نائین، کرومیت، عناصر گروه پلاتین، افیولیت.

مقدمه

آلکالان بوده و در محدوده توله‌ایت جزائر قوسی قرار دارد [۳]. نهشته‌های کرومیتی موجود در دونیت‌ها از نوع کرومیت‌های انبانی (پادیفرم) غنی از کروم می‌باشند [۴]. پریدوتیت‌های موجود در منطقه مربوط به بخش گوشته‌ای لیتوسفر اقیانوس بوده و شواهد ناحیه بالای زون فرورانش را نشان می‌دهد [۴]. افیولیت نائین در بلوک یزد قرار گرفته است. این بلوک‌ها در میکروپلیت ایران مرکزی توسط گسل‌های شمالی- جنوبی با شیب ملایم به سمت شرق از یکدیگر جدا می‌گردند [۵]. افیولیت ملانژ نائین دارای سن مزوزوئیک بوده و دایک دیابازی و گدازه‌های بالشی آن سن کرتاسه دارند. سن جایگیری تمام افیولیت‌های مزوزوئیک ایران را که افیولیت نائین نیز جزئی از آنها می‌باشد، قبل از پالئوسن بیان می‌کنند. افیولیت نائین توسط رسوبات پالئوسن- ائوسن پوشیده شده است. به همین دلیل باید دارای سنی بیشتر از پالئوسن باشد [۶].

ناحیه شمال نائین با وسعتی حدود ۲۵۰۰ کیلومتر مربع از نظر تقسیم‌بندی ساختاری بخشی از ایران مرکزی است و به چهار واحد زمین‌شناسی به شرح زیر تقسیم می‌شود [۱]: ۱- آمیزه رنگین ۲- رسوبات ترشیری ۳- ولکانیک ۴- نفوذی‌ها (شکل ۱). از نظر سنگ‌شناسی از سطح به عمق [۲]: ۱- آهک‌های پلاژیک، آهک ماسه‌ای و رادیولاریت کرتاسه بالایی ۲- بازالت‌ها با ساخت بالشی و توده‌ای ۳- دایک‌های صفحه‌ای با ترکیب دلریتی ۴- پلاژیوگرانیت‌ها که در زیر دایک‌ها و روی گابروها قرار دارند ۵- خانواده گابروها که شامل (نوریت، گابروهای نوریتی، گابروها می‌باشد)، ۶- سنگهای پریدوتیتی با بافت کومولا شامل هارزبورژیت، ورلیت، دونیت، ۷- سنگهای پریدوتیتی با بافت تکتونیت شامل هارزبورژیت ورلیت - دونیت. این سنگها گاهی توسط دایک‌های رودنژییتی قطع شده‌اند. پلاژیوگرانیت‌های موجود در افیولیت نائین از نوع ساب



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال ناین [۱].

۱۱ عدد نمونه سنگی سالم، جهت انجام آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS chemex کانادا و تعداد ۵ عدد نمونه سنگی، جهت انجام آنالیز شیمیایی به روش XRF در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان، تعداد ۵ عدد نمونه جهت انجام آنالیز شیمیایی عناصر گروه پلاتین به روش ICP-MS در آزمایشگاه شهرکرد و از کانیهای تشکیل‌دهنده سنگها ۵ نقطه در آزمایشگاه EDS دانشگاه آزاد اسلامی واحد شهر مجلسی مورد مطالعه قرار گرفت. تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی با استفاده از نرم‌افزارهای Minpet, Igpct, Excel, Coreldraw به منظور تعیین منشأ کرومیت و عناصر گروه پلاتین انجام شد.

سه مورد آنالیز Ar^{40}/Ar^{39} که اخیراً بر روی گابروهای هورنبلنددار موجود در این افیولیت صورت پذیرفته است، سنهای $99 \pm 1/2$ و $99/7 \pm 0/9$ ، $101/1/2 \pm 0/9$ را که با آلبین فوقانی مطابقت دارند برای این افیولیت پیشنهاد می‌کند [۷]. پس بطور کلی می‌توان سن جایگیری افیولیت ناین را اواخر کرتاسه در نظر گرفت [۸-۹-۱۰].

روش مطالعه

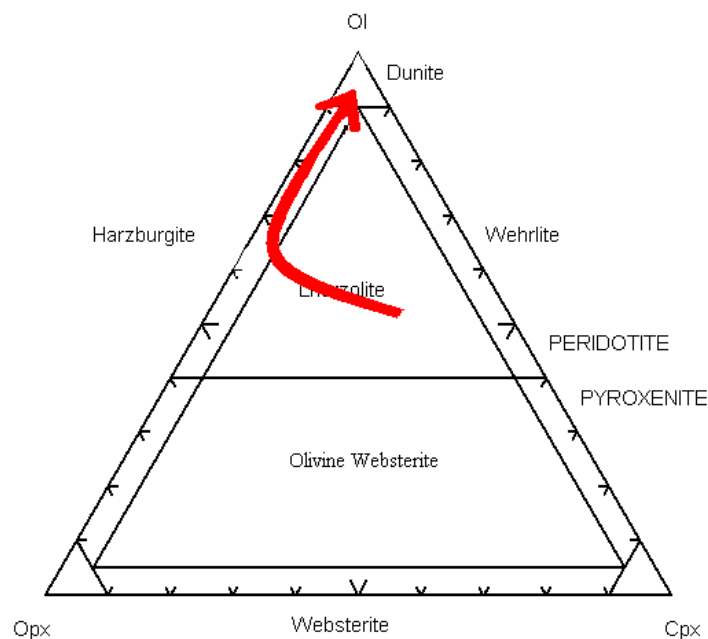
در این تحقیق بیش از ۴۰ مقطع نازک و ۲۰ مقطع صیقلی از نمونه‌های سنگی مختلف تهیه و با میکروسکوپ الپوس Bx60 (نور عبوری و انعکاسی) مطالعه شد که نوع کانیها، بافت سنگها و انواع دگرسانی‌های موجود بررسی گردید. تعداد

بحث و بررسی

مطالعات سنگ شناسی

ملائز افیولیتی نائین از نظر واحدهای سنگی دارای سکانس تقریباً کاملی از سنگهای الترامافیک تا اسیدی همراه با بخشهای رسوبی و واحدهای دگرگونی می‌باشد. بر اساس مشاهدات صحرایی این سنگها درسه گروه اصلی شامل هارزبورژیت لرزولیت، دونیت، قرار می‌گیرند همچنین دونیت‌های سرپانتینی و کرومیت‌ها در منطقه برونزد دارند. قرار گرفتن کروم اسپینل‌های منطقه در لرزولیت به سمت

هارزبورژیت و سپس دونیت می‌باشد. این تغییرات سنگ‌شناسی دلیلی بر واکنش مذاب/سیال با لیتوسفر اقیانوسی علاوه بر وقوع ذوب بخشی، می‌باشد که با روندی که در شکل (۲) مشاهده می‌شود، مطابقت دارد



شکل ۲. سیر تحولات سنگ‌شناسی حاصل از مذاب سنگ/ مذاب در گوشته.

تشکیل‌دهنده سنگها، اغلب به شدت سرپانتینی شده‌اند، که به دلیل شدت سرپانتینی شدن تشخیص بافت اولیه در این سنگها، چندان میسر نیست ولی بافت گرانوبلاستیک و پورفیروکلاستیک وجود دارند. با این وجود سرپانتین‌های حاصل از دگرگونی اولیوین‌ها بافت مشبک را ایجاد کرده‌اند (شکل ۳پ). ارتوپایروکسن‌ها نیز از نوع انستاتیت و برونزیت می‌باشند که به نوعی سرپانتین به نام باستیت تجزیه شده‌اند (شکل ۳ الف). الیوین‌ها به صورت بی‌شکل و ریز دانه بدون زونینگ و دگرشکلی قابل مشاهده‌اند. ارتوپایروکسن دارای حاشیه‌ای با فرورفتگی (خلیج خوردگی) می‌باشند که به وسیله الیوین‌ها پر شده‌اند. گاهی اسپینل‌های کروم‌دار به صورت نواری شکل در اطراف ارتوپایروکسن‌ها دیده می‌شود که نشانه

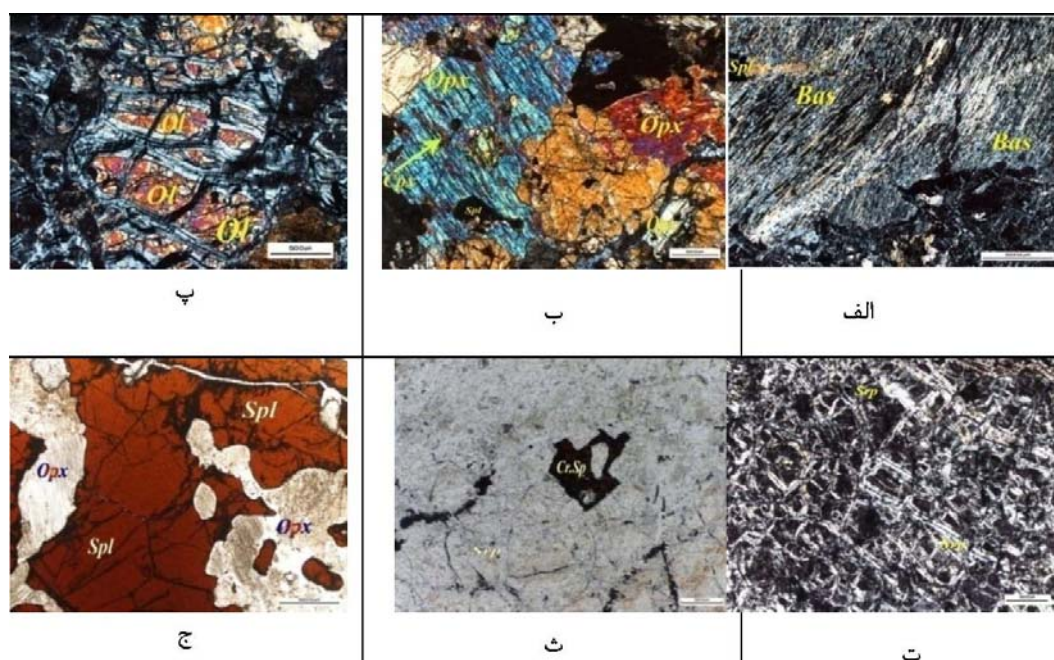
بر اثر ذوب کلینوپایروکسن‌ها مذاب بازالتی تولید شده و Cr_2O_3 وارد مذاب می‌گردد. بر اثر پیشرفت واکنش ارتوپایروکسن نیز دچار ذوب نامتجانس شده و الیوین‌های جایگزینی طی واکنش زیر در حاشیه این کانی تشکیل می‌شوند:



سنگهایی که مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفتند، شامل دونیت، هارزبورژیت، لرزولیت و سرپانتینیت‌ها می‌باشند. کانیهای اصلی در این سنگها شامل اولیوین، ارتوپایروکسن و کانیهای فرعی کلینوپایروکسن، اسپینل کروم‌دار می‌باشند که اغلب موارد مگنتیتی شده‌اند. اولیوین‌ها فراوان‌ترین کانی

دلایل متفاوت دارد که یکی از مهمترین آنها، تغییر شکل می‌باشد. این تغییر شکل که به طور خاص با کاهش مرز دانه‌های همراه است در محیط‌هایی با دمای بالا مشخص می‌شود [۴، ۱۳]. اسپینل‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای تیره تا قرمز بوده و دارای حاشیه سیاه رنگ مگنتیتی هستند (شکل ۳ ج). در برخی مناطق سنگ خرد و در جهات مختلف با رگه‌های سرپانتین و اسپینل‌های کروم‌دار پر شده است (شکل ۳ ث). دونیت‌ها به دلیل شدت سرپانتینی شدن به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳ ت). در واقع سرپانتین به صورت ثانویه و رگه‌ای در مقاطع و نمونه دستی مشاهده می‌گردد. بافت اصلی موجود در این سنگها پورفایروکلاست می‌باشد که به دلیل شدت سرپانتینی شدن و حضور سرپانتین بافت مشبک را نشان می‌دهند.

واکنش مذاب/گوشته در این سنگها می‌باشد [۱۱]. در این حالت اسپینل‌ها خود به وسیله الیوین‌های بدون استرین احاطه می‌گردند. در حالی که معمولاً فواصل بین این اسپینل‌ها و پورفایروکلاست‌های ارتوپایروکسن به وسیله الیوین‌های جایگزینی پر می‌گردد [۱۱]. ارتوپایروکسن‌های موجود به صورت پورفایروکلاست‌ها نمایان هستند که بر اثر آلتراسیون تبدیل به باستیت شده است. این کانیه‌ها در برخی مقاطع میکروسکوپی دارای خوردگی خلیجی بوده، که در فضاها فرو رفته، توسط دانه‌های الیوین جایگزینی و گاهی با اسپینل‌های بسیار دانه ریز پر شده‌اند. بعضی از ارتوپایروکسن‌ها دارای تیغه‌های جدایشی از کلینوپایروکسن می‌باشد (شکل ۳ ب). کاهش مرز دانه‌ای در سنگ می‌تواند باعث کاهش میزان انرژی آزاد داخلی گردد [۱۲]، که این کاهش انرژی آزاد داخلی



شکل ۳. الف) تصویر ارتوپایروکسن باستیتی شده در نور XPL، ب) تصویری از یک لوزولیت که ارتوپایروکسن موجود در آن با تیغه‌های عدم آمیزشی کلینوپایروکسن دیده می‌شود در نور XPL، پ) تصویر اولیوین‌های سرپانتینی شده با بافت مشبک در نور XPL، ت) سرپانتینیت در نور PPL، ث) اسپینل کروم‌دار در دونیت سرپانتینی شده در نور PPL، ج) اسپینل کروم‌دار موجود در هارزبورژیت که توسط ارتوپایروکسن‌ها احاطه شده است در نور PPL.

مطالعات کانه‌نگاری

کانه‌ها به دو دسته اولیه و ثانویه تقسیم می‌شوند، که بافتهای اولیه همزادی کانه با سنگ درونگیر را نشان می‌دهند و بافتهای ثانویه حاصل تغییرات پس از کانه‌زایی هستند. مشخصات هر یک از این کانه‌ها که در صحرا و زیر میکروسکوپ دیده شدند، به شرح زیر می‌باشد:

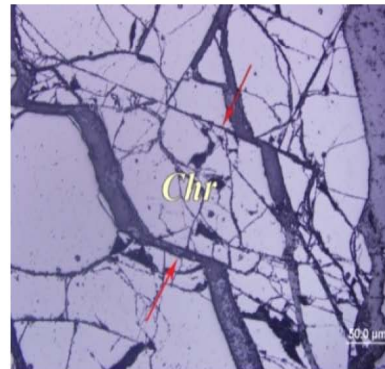
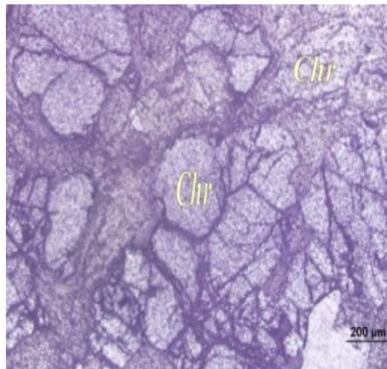
پاراژنز کانه‌ها در این کانسار عبارتند از: کرومیت (FeCr_2O_4)، ایرارسیت $(\text{Ir,Ru,Rh,Pt})\text{AsS}$ ، پنتلانیدیت $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ ، میلریت (NiS) ، کالکوپیریت (CuFeS_2) ، پیریت (FeS_2) ، کولیت (CuS) ، مگنتیت (Fe_3O_4) ، هماتیت (Fe_2O_3) . بافت

سنگها دارای شکستگی بوده و زمینه‌ی آن از اولیوین، کلریت، سرپانتین و گاهی مگنتیت تشکیل شده‌اند. کرومیت‌ها غالباً بافت برشی و کاتاکلاستیک نشان می‌دهد که ناشی از فعالیت تکتونیکی در منطقه است. گاهی کرومیت‌ها حالت کشیدگی دارند که این نشان از گذراندن چندین مرحله تکتونیک در منطقه است و یا به صورت کروی دیده می‌شوند که احتمالاً از برخورد چهار گسل با یکدیگر در زمینه ایجاد شده است (شکل ۵). عناصر گروه پلاتین همراه این کانه به صورت ادخال دیده می‌شوند (جدول ۱).

کرومیت $FeCr_2O_4$: کانه‌ای که بیش از ۱۰٪ اسپینل کروم‌دار داشته باشد کرومیت نامیده می‌شود [۱۴]. مهمترین معادن کرومیت منطقه، در سهیل‌پاکوه و حسین‌آباد قرار دارند. در سطح دیواره معادن کرومیت، دانه‌های کروی شکل هونیت به رنگ سفید و اندازه کمتر از ۱ سانتیمتر دیده می‌شوند (شکل ۴) و عدسیه‌های کرومیتی در زمینه پریدوتیت سرپانتینی کاملاً مشهود است (شکل ۴). در بررسی صحرایی، کرومیت‌ها به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند که به دلیل وجود اسپینیل‌های کروم‌دار از هارزبورژیت‌های موجود در منطقه تیره‌تر هستند. در مشاهدات میکروسکوپی دانه‌های اسپینیل موجود در این



شکل ۴. عدسیه‌های کرومیتی و دانه‌های هونیت حاصل از دگرسانی سرپانتینیت‌ها، دیواره معدن کرومیت.



شکل ۵. ریز گسل (درجهت فلش‌ها) در نور RXPL و کرومیت‌های کروی که در نور RXPL.

پلاتین را نشان می‌دهد که مقدار آنها بیشتر از مقادیرشان در کرومیت‌ها است که می‌توان وجود آنها را در فاز سیلیکات توجیه نمود (جدول ۲).

ایراریسیت $(Ir, Ru, Rh, Pt)AsS$: کانی ایراریسیت در این کانسار همراه با کرومیت بافت اکسولوشن نشان می‌دهد، در نور انعکاسی بدون حضور آنالیزور رنگ خاکستری روشن

نتایج آنالیز کیفی EDS از کرومیت‌ها نشان می‌دهد که عناصر گروه پلاتین از جمله (Pt, Os, Ir, Rh, Pd) در آن وجود دارد، که مقدار عنصر Os در کرومیت‌ها در حدود ۵٪ Ir و حدود ۱۰٪، Pt به مقدار ۳٪ و مقدار Pd و Rh هر کدام ۰/۹٪ و ۰/۱٪ می‌باشند، پس می‌توان انتظار داشت که یک سری از کانیهای گروه پلاتین همراه با این کرومیت‌ها تشکیل شده‌اند. همچنین نتایج EDS از سیلیکات‌ها حضور تعدادی از عناصر گروه

منشأ کرومیت

بیشتر توالیهای افیولیتی دارای ساخت منطقه‌ای مشابهی می‌باشند و به دو بخش جبه‌ای و پوسته‌ای تقسیم می‌شود. بخش جبه‌ای شامل هارزبورژیت است که در آن نیام‌ها و عدسپهایی از دونیت قرار دارد. توالی پوسته‌ای از یک بخش ضخیم دونیت لایه‌ای تشکیل شده و در بالای آن توالی از دونیت، هارزبورژیت، پیروکسنیت و ورلیت وجود داشته است. در این مدل گوشته بالایی درمجاورت توده‌های بازالتی حاصل از ذوب گوشته، تحت تأثیر ذوب نسبی درجه بالا قرار می‌گیرند که ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن موجود در لرزولیت مربوط به گوشته بالایی، ذوب می‌شود و اولیون در دیواره باقی مانده و به صورت پوششی در اطراف اتاق ماگمایی دونیت غلافی را تشکیل می‌دهد.

متماثل به آبی دارد و با حضور آنالیزور ایزوتروپ است. همراه این کانی بعضی از عناصر گروه پلاتین مثل ایریدیوم، روتنیوم، رودیوم و پلاتینیوم وجود دارند [۱۵].

پنتلانیدیت $(\text{Fe,Ni})\text{S}_8$: کانه پنتلانیدیت در این کنسار، یکی از کانه‌های مهم فاز سولفیدی می‌باشد که غالباً همراه سنگهای فرابازی تشکیل شده است. در نور انعکاسی بدون حضور آنالیزور به رنگ زرد لیموئی دیده می‌شود و قدرت انعکاس پایینی دارد. این کانه بافتهای خلیج خوردگی، شعله‌ای، رگه و رگ‌چهای و میله‌ای در میان سنگهای فرابازی نشان می‌دهد و اکثراً با سنگهای دونیت و هارزبورژیت همراه می‌شود. از عناصر گروه پلاتین روتنیوم در این کانه تمرکز می‌یابد [۱۵]. نتایج آنالیز EDS که در جدول (۳) دیده می‌شود وجود پنتلانیدیت را در مقاطع صیقلی تأیید می‌کند، تصویر (۶) برای این آنالیز انتخاب شد.

جدول ۲. داده‌های حاصل از آنالیز کرومیت.

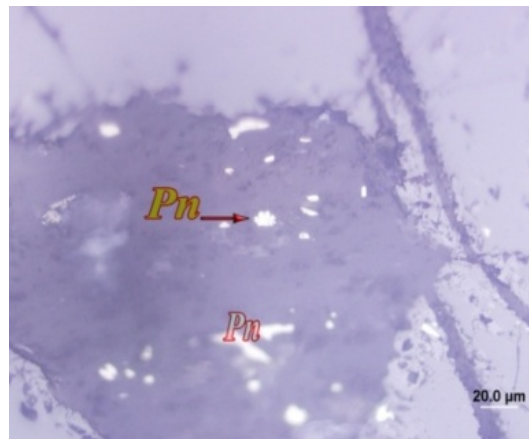
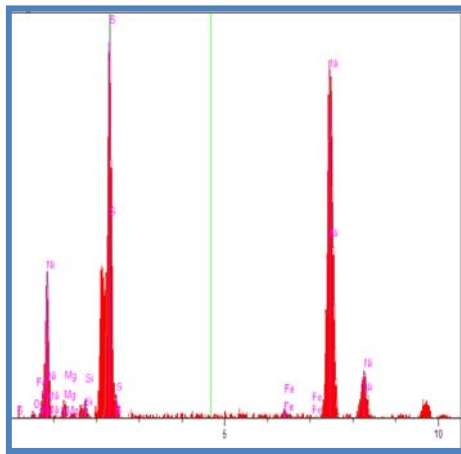
.Elt	Conc	Units
C	۵۰/۲۰۲	wt. %
Na	۲/۲۹۵	wt. %
Mg	۱/۵۲۹	wt. %
Al	۳/۴۶۸	wt. %
Cr	۱۰/۹۸۱	wt. %
Fe	۴/۰۷۷	wt. %
Ni	۰/۴۶۴	wt. %
Pm	۴/۵۹۷	wt. %
Os	۷/۹۰۵	wt. %
Ir	۶/۲۳۱	wt. %
Pt	۸/۲۵۰	wt. %
	۱۰۰	wt. %

جدول ۱. داده‌های حاصل از آنالیز کرومیت.

Elt.	Conc	Units
O	۸/۴۸۷	wt. %
Mg	۱۰/۳۵۱	wt. %
Al	۱۱/۰۱۴	wt. %
Si	۵/۶۹۸	wt. %
V	۰/۱۴۹	wt. %
Cr	۳۵/۶۴۶	wt. %
Fe	۱۵/۸۷۵	wt. %
Ni	۱/۰۰۸	wt. %
Rh	۰/۱۷۸	wt. %
Pd	۰/۹۱۱	wt. %
Os	۵/۰۷۲	wt. %
Ir	۱/۹۰۸	wt. %
Pt	۳/۷	wt. %
	۱۰۰	wt. %

جدول ۳. نتایج آنالیز EDS از پنتلانیدیت.

Label	Pn14
Mineral	Pn
Ni	۶۸/۱۷
S	۲۵/۷۵
Fe	۰/۸۴۸
Si	۱/۴۳۳
O	۱/۴۱۶
Mg	۲/۳۸۳



شکل ۶. تصویر پنتلانیدیت آنالیز شده به روش EDS و پنتلانیدیت در نور انعکاسی با بافت شعله‌ای.

شدیداً تهی شده، بوجود آیند. کرومیت‌ها همراه با سنگهای دونیتی و هارزبورژیتی قرار دارند، و به صورت توده‌های انبانی و غلافی می‌باشند. از مرکز کرومیت‌ها به سمت حاشیه، ابتدا دونیت، هارزبورژیت و در نهایت لرزولیت دیده می‌شوند. این تغییر تدریجی در ارتباط با توده‌های انبانی طی واکنش مذاب/گوشته و عبور آهسته مذاب صعود کننده از داخل درز و شکاف‌های پریدوتیتی‌های میزبان ایجاد می‌گردد [۱۴]. Cr# می‌باشد. اسپینل‌های کرومیت‌های نائین از ۰/۷۷ تا ۰/۹۵ متغیر می‌باشند. Mg# آنها از ۰/۵۱ تا ۰/۷۷ می‌باشد و TiO₂ شان از (۰/۰۸ تا ۰/۱۹) درصد وزنی متغیر است. میزان TiO₂ کرومیت‌های افیولیتی معمولاً کمتر از ۲۵ درصد وزنی است [۱۶، ۱۷]. فاکتور Fe# که برابر با $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ می‌باشد مقدار ۰/۴۴ دارد و مقدار MnO نیز کمتر از ۰/۲۴ درصد وزنی است. اسپینل‌های موجود در کرومیت‌های نائین با Cr# بالاتر از ۰/۸ در میدان پایداری کرومیت‌های افیولیت انبانی قرار دارند و در محدوده غنی از کروم

به سمت خارج، کلینوپیروکسن ذوب می‌شود آنچه باقی می‌ماند ارتوپیروکسن و اولیوین است که منطقه هارزبورژیتی را تشکیل می‌دهد و در بیرون غلاف دونیتی قرار دارد که با منطقه لرزولیتی احاطه شده است. ذوب نامتجانس پیروکسن، تولید SiO₂ می‌نماید و باعث ورود ماگمای بازالتی به داخل حوضه ثبات کرومیت می‌شود و در نهایت کرومیت متبلور می‌شود. اما کرومیت‌های غنی از Al که از یک ماگما با درجه ذوب بخشی کم به وجود آمده تنها به وسیله واکنش مذاب صعود کننده /گوشته قابل تفسیر است. در این مدل ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن موجود در سنگ میزبان بر اثر تماس با مذاب صعود کننده سریعاً دچار ذوب شده و تولید حاشیه دونیتی می‌نماید. کلینوپیروکسن موجود در سنگ میزبان کمی دورتر از ماگما دچار انحلال شده و تولید زون هارزبورژیت می‌دهد که در نهایت به سمت بیرون به لرزولیت میزبان ختم می‌شود. در نتیجه هر دو دسته کرومیت‌های غنی از Cr و غنی از Al می‌توانند در پریدوتیت‌های گوشته میزبان

می‌باشند (شکل ۷ الف) [۱۸]. بر اساس شکل (ب) [۱۹]، کرومیت‌های غنی از کروم نائین از ماگمایی شکل گرفته‌اند که به ترکیب بونینایتی (ماگمای غنی از منیزیم) بسیار نزدیک است که می‌توان نتیجه گرفت این کرومیت‌ها از نوع کرومیت‌های انبانی غنی از کروم هستند و طی فرایند مذاب صعود کننده با پریدوتیت‌های گوشته میزبان واکنش داده و باعث ذوب پیروکسن‌های موجود در آنها شده است. ذوب نامتجانس ارتوپيروكسن تولید مذاب غنی از سیلیس می‌نماید که وارد محدوده پایداری کرومیت شده و در نتیجه کرومیت متبلور می‌شود. با بررسی‌های شیمیایی، بونینیت‌ها به طور جداگانه به عنوان سری ماگمایی رده‌بندی شده‌اند [۲۰]، زیرا سنگهای همراه آنها دارای محدوده وسیعی از MgO (۲-۲۵٪) هستند که به علت تفریق فشار پایین ارتوپيروكسن می‌باشد. بر اساس نمودارهای زیر، کرومیت‌های این منطقه از نوع اسپینل کروم دار (شکل ۷ ث) [۲۱]، و پدیفرم (شکل ۷ الف) می‌باشند و در بالای زون فرورانش (شکل پ) [۱۸]، در محدوده افیولیت‌ها قرار می‌گیرند. در نتیجه بیشتر تفسیرها، کرومیت‌های نائین در محیط بالای زون فرورانش (SSZ) شکل گرفته‌اند و این در شرایطی بیان می‌شود که تا کنون هیچ کرومیت افیولیتی از محل زون‌های گسترش اقیانوسی گزارش نشده است [۲۲ تا ۲۶].

عناصر گروه پلاتین (PGE)

عناصر گروه پلاتین (PGE) شامل Pt, Ir, Os, Pd, Rh, Ru هستند. این عناصر به دو گروه زیر تقسیم می‌شوند [۸]:

۱: گروه Ir یا IPGE که شامل Ru, Ir, Os است.

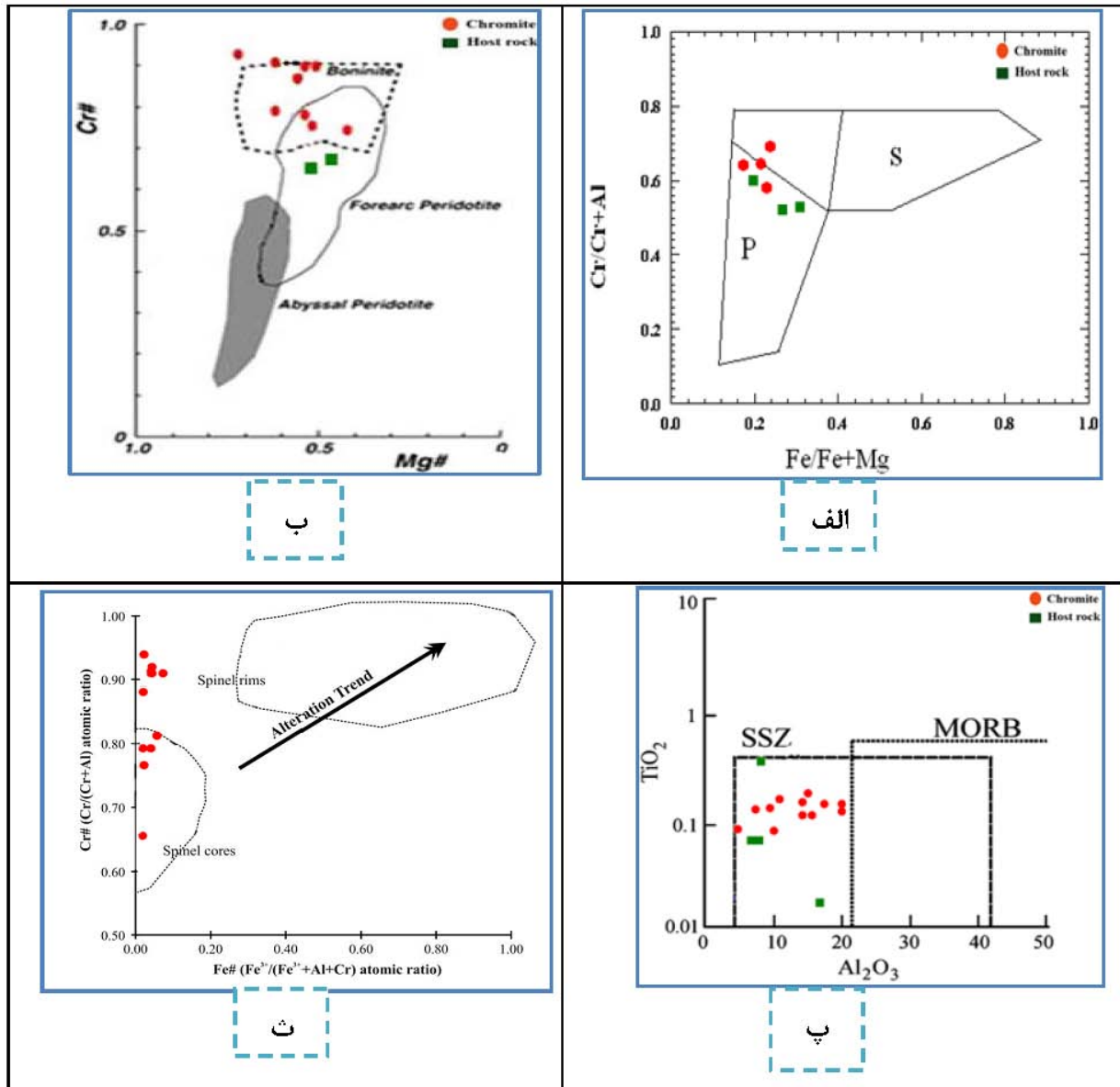
۲: گروه Pd یا PPGE که شامل Pd, Pt, Rh است.

به طور کلی IPGE در درجات بالای ذوب بخشی معمولاً به صورت سازگار عمل می‌کنند و معمولاً ۳۰ درصد ذوب بخشی نیاز است که بتوان عناصر گروه پلاتین و عنصر کروم را متحرک سازد و نهشته‌های کرومیتی بر جای گذارد. میزان ذوب بخشی در دونیت‌های گوشته افیولیت نائین حداکثر ۱۶/۵ درصد بوده [۴] که این میزان از ۳۰ درصد کمتر است. در نتیجه ذوب بخشی را نمی‌توان در تشکیل کرومیت‌های نائین مسئول دانست. بلکه ته‌نشست این توده‌های کرومیت نتیجه واکنش مذاب/سنگ دیواره است. کرومیت‌ها در اثر واکنش مذاب صعود کننده غنی از سیال با پریدوتیت‌های

میزبان شکل می‌گیرد. غنی از کروم بودن کرومیت‌های افیولیت ملانژ نائین نشانه تکرار واکنش‌های مذاب/سنگ دیواره می‌باشد در نتیجه دور از انتظار نیست که این کرومیت‌ها غنی از عناصر گروه پلاتین باشند. عناصر گروه پلاتین شدیداً به صورت فاز سولفیدی تفریق پیدا می‌کنند لذا می‌توانند سنجشی از درجه اشباع بودن گوگرد در مذاب باشند. همچنین شاخص خوبی برای ذوب بخشی در گوشته هستند. عناصر گروه IPGE همراه با کرومیت و به صورت آلیاژ یا سولفید در دونیت‌ها دیده می‌شوند در صورتی که عناصر گروه PPGE اغلب همراه با سولفیدهای Fe, Ni, Cu در نوریت‌ها، گابروها و دونیت‌ها یافت می‌شود [۲۷]. نهشته‌های لایه‌ای عناصر گروه پلاتین به صورت لایه‌های نفوذی به دو گروه اصلی طبقه‌بندی می‌شوند: ۱- آنهایی که به صورت به صورت استراتاباند هستند ۲- آنهایی که به صورت استراتاباند نیستند [۲۸]. استراباندها نیز به زیر مجموعه‌های کوچکتری تقسیم می‌شوند، آنهایی که به نوعی با سولفیدها در ارتباط هستند (کمپلکس بوشولد در آفریقا و استیل واتر در آمریکا) و آنهایی که با کرومیت در ارتباط هستند (UG-2، کمپلکس بوشولد). کانی‌سازی PGE در آن هم به صورت رگه‌های کرومیتی و هم کانیهای سولفیدی است. اما به هر حال، کرومیت‌ها که در قسمت‌های نفوذی پایینی رخ داده‌اند تنها مقادیر غیر اقتصادی این عناصر را شامل می‌شوند [۲۹] مدل ژنتیکی حاکی از جدایش و تفکیک از یک مایع غیر قابل امتزاج حاصل از یک ماگمای در حال تفریق می‌باشد که در لایه‌های غنی از سولفید یا در کف اتاقک ماگمایی تجمع یافته است (مدل ماگمای سولفیدی یا ارتوماگمایی). این مدل تصحیحات کانیایی وابسته بعد مرحله ماگمایی حاصل از سیالات گرمایی یا ماگمایی را می‌پذیرد. برعکس گروه دومی از محققان بر این ایده‌اند که تجمعات غنی PGE در لایه‌های غنی سولفیدی نتیجه حرکت سیالات گرمایی به طرف بالا است (مدل سیال گرمایی). در مدل ارتوماگمایی، مفاهیم بنیادی در تشکیل فلزات از ماگماهای سولفیدی عبارتند از: ۱- جدایش سولفیدی، هنگامی رخ می‌دهد که ماگما اشباع از سولفور می‌شود، عناصر گوگرد دوست از ماگما به خاطر ضریب توزیع بالای D بین مایع سولفیدی و سیلیکاتی غیر قابل امتزاج جدا می‌شوند، قطرات مایع سولفیدی یا مابین سیلیکات‌های در حال انجماد به دام انداخته می‌شوند و

جدا می شوند. ۳- مقادیر مطلق فلز و نسبت های فلزی در فاز سولفیدی متناسب بانسبت جرمی مایع سیلیکاتی به سولفیدی درحالت تعادل افزایش می یابد.

کانی سازی پراکنده را شکل می دهند و یا بطور مستقل جدا می شوند و ممکن است لایه های غنی از سولفید را بسازند. ۲- عناصر گوگرد دوست از ماگما به خاطر بزرگی مقادیر D مربوطه



شکل ۷. الف) مقدار Cr# در مقابل Fe# اسپینل های کروم دار کرومیت های گوشته افیولیت نائین. S: استراتیفرم، P: پدیفرم [۱۸] ب) ترکیب Cr# در مقابل Mg# کرومیت های گوشته افیولیت نائین که در محدوده میدان ماگمای بونینایتی قرار می گیرد [۱۹]. پ) نمودار TiO₂ در مقابل SSZ: Al₂O₃; بالای زون فرورانش، MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی [۱۸]، ث) کرومیت های مورد بررسی از نوع اسپینل های غنی از کروم می باشند [۲۱].

عناصر گروه پلاتین در کرومیت های نائین

پیروتیت، کالکوپیریت و پنتلانیدیت تمرکز دارند و هرگز همراه با پیریت یافت نمی شوند. تجمع عناصر گروه پلاتین در نهشته های کرومیت به این دلیل می باشد که عناصر به صورت

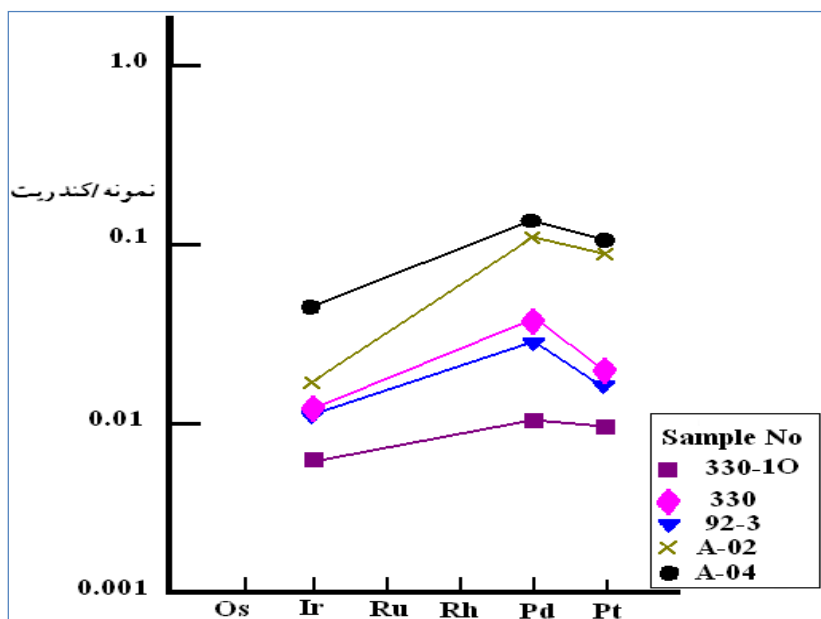
پلاتین و پالادیوم غالب کانیه های گروه پلاتین را در منطقه تشکیل می دهند. همچنین در سایر زون های سولفیدی به صورت غالب هستند. عمدتاً در منطقه پلاتین و پالادیوم درون

درباره فازهایی وجود دارد که در خلال سرد شدن ماگما، تبلور حاصل می‌کنند. معمول‌ترین فازهای به وجود آمده الیومین، کرومیت، سولفیدها و آلیاژهای عناصر گروه پلاتین هستند. تبلور پلاتین اندکی با کرومیت سازگار است، بر عکس Ru و Ir کمی با الیومین و یا آلیاژهایی که همراه با الیومین متبلور می‌شوند. PGE می‌توانند شاخص حساسی از اشباع اولیه سولفید در ماگما باشد بنابراین نشان دهنده داشتن سولفید غیر اشباع باقی مانده در طی ذوب بخشی، صعود، فوران و جابجایی و تبلور است [۳۱].

نمودار عناصر گروه پلاتین

اگر PGE نسبت به کندریت نرمالایز و بر اساس کاهش نقطه ذوب مرتب شوند منحنی یکنواختی شبیه الگوهای REE از خود نشان می‌دهند [۲۸] (شکل ۸).

مکانیکی با عنصر کروم در محدوده‌های دونیتی ناسازگار بوده و وارد فاز سیال می‌شوند و کرومیت‌ها همراه با این عنصر ته نشین می‌نماید [۳۰]. پایین بودن غیر عادی Mg و بالا بودن همزمان Ti در کرومیت حاکی از تغییر ترکیب شیمیایی است که شاید به خاطر سیالات ماگمایی تأخیری رخ داده است. Pd از Pt و PGE ها از فلزات پایه به صورت واضحی جدا می‌شوند. چون عناصر گروه پلاتین (PGE) کالکوفیل یا سیدروفیل هستند، پس به صورت سولفید و آلیاژ دیر گداز در ماگمای گوشته این منطقه موجود بوده اند و ماگمایی که از چنین گوشته ای با میزان Pd و PGE قابل توجه منشأ گرفته است باید درجه ذوب بخشی کافی، برای مصرف اکثر و یا تمام سولفیدها داشته باشد. برای ماگمایی که حاوی مقادیر عمده Ir و PGE است درجه ذوب باید برای مصرف مقادیر عمده آلیاژهای IPGE مناسب باشد. در هر حال اختلافاتی درباره شناسایی فاز های میزبان PGE در گوشته و چگونگی ذوب آنها یا جابجایی آنها وجود دارد. و همین‌طور اختلاف نظر



شکل ۸. نمودار کندریت نرمالایز عناصر گروه پلاتین.

آنومالی منفی از خود نشان می‌دهند در این منطقه نیز به همین صورت می‌باشد. مقدار $Pd\ N/Ir\ N$ برابر ۰/۳ می‌باشد که نشان دهنده شیب مثبت نمونه‌ها است.

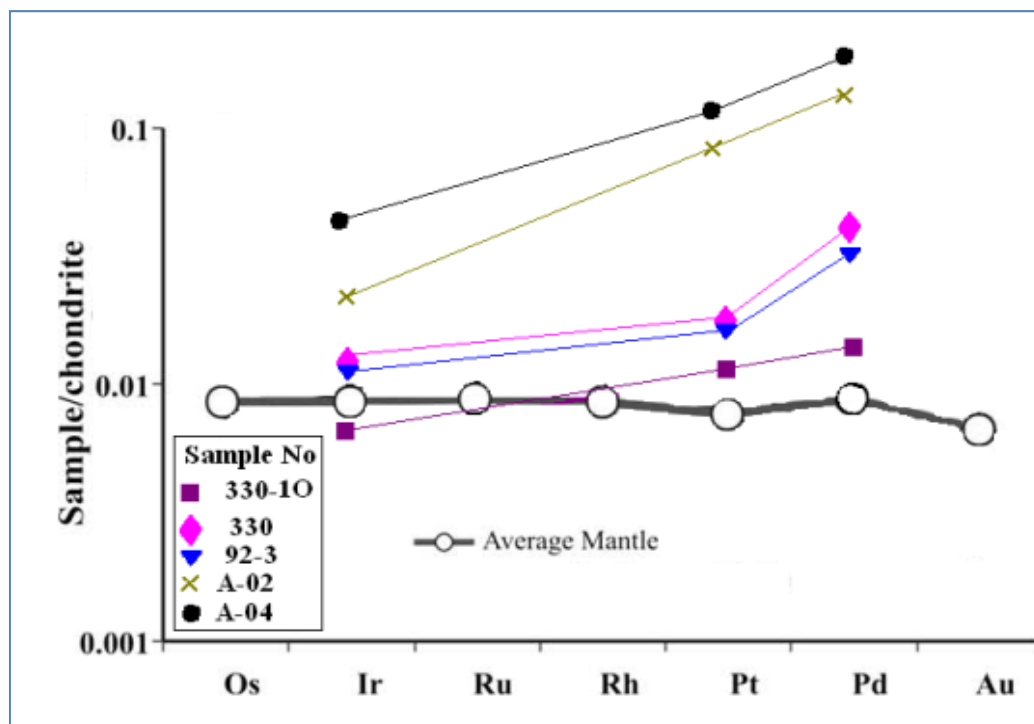
عناصر موجود در دو گروه IPGE و PPGE رفتارهای متفاوتی دارند: عناصر گروه Ir در هنگام ذوب بخشی رفتاری سازگار از خود نشان می‌دهند در صورتی که عناصر گروه Pd ناسازگار هستند. همانگونه که بارنز و همکاران [۱۳]، در مورد سنگهای بازیک و اولترامافیک نشان دادند که Pd آنومالی مثبت و Pt

تفسیر الگوهای PGE در منطقه

در شکل (۹) عناصر PGE در نمونه‌های منطقه و گوشته نسبت به کندریت نرمالایز شده‌اند همانگونه که دیده می‌شود، در نمونه‌های منطقه، عناصر PGE فراوانی بیشتری نسبت به گوشته اولیه دارا می‌باشند. همچنین ترکیب عناصر PGE در نمونه‌های منطقه نسبت به گوشته نزدیکتر به ترکیب عناصر PGE در کندریت می‌باشد. بالا بودن مقدار PGE در افیولیت‌ها، دلیل بر وسعت و سرعت گسترش و در نهایت کانسارهای کرومیت غنی از کروم است. مقایسه مقدار کل PGE در افیولیت نائین با دیگر مناطق افیولیتی مهم مانند عمان، کالدونیا و ترکیه (جدول ۴) [۱۶، ۳۲]، نشان می‌دهد که این منطقه با بسیاری از مناطق افیولیتی که دارای پتانسیل‌های قابل ملاحظه کرومیت هستند، تقریباً شبیه باشد و از نظر پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای کرومیت بسیار اهمیت داشته باشد.

تفسیر نمودارهای چندعنصری

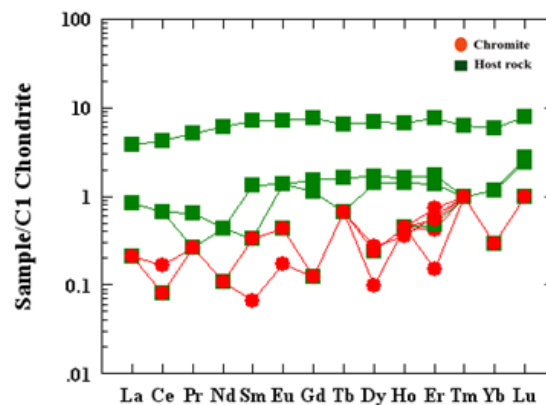
کرومیت‌ها و سنگ میزبان نسبت به کندریت (شکل ۱۰) [۳۳]، از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی شده، در حالیکه از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) تهی شده می‌باشند. آنومالی Eu منفی است که حاکی از تفریق در این عنصر است. همچنین الگوی V باز شده یا تقعر رو به پایین در نمونه‌های کرومیت حاکی از تشکیل بازمانده‌ها در طی فرآیند ذوب متوالی غیر تعادلی است، یعنی مذاب با کانیه‌ها در تعادل نمی‌باشد. به عبارت دیگر تأیید کننده ذوب بخشی است [۳۴]. الگوی V باز شده REE یکی از نشانه‌های وجود سری بونینیتی در منطقه است [۲۰]. نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه نرمالایز شده که نوسانات در HREEها زیاد است و آنومالی نشان می‌دهند ولی غنی‌شدگی از عناصر REE می‌تواند نشانگر هم منشأیی یا ذوب بخشی از گوشته اولیه باشد که این غنی‌شدگی کلی شاید توسط ذوب بخشی کنترل می‌گردد.



شکل ۹. مقایسه ترکیب عناصر گروه پلاتین نسبت به کندریت (گروه پلاتین را نسبت به گوشته میانی مقایسه می‌کنیم).

جدول ۴. جدول PGE در برخی از کانسارهای کرومیت مهم جهان و مقایسه آنها با منطقه نائین [۱۷-۳۲-۳۴].

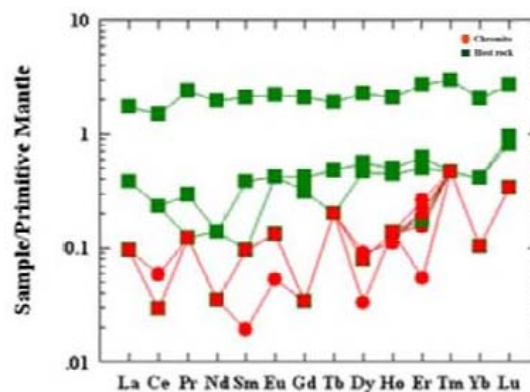
	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	ΣPGE	Pd/Ir
Turkey	-	۳۷/۸	۸۲/۸	۸	۱۰/۲	۱۴/۱۷	۱۲۸/۶	۰/۴
Caledonis	۴۶۲/۶	۳۲۴	۱۱۰/۴	۱۲	۷/۱۴	۵/۴۵	۴۴۶/۴	۰
vourionos	۱۹/۵۳۲	۲۹/۷	۵۵/۲	۸	۱۶/۳۲	۱۶/۳۵	۹۲/۹	۰/۶
Oman	۱۰۲/۸	۹۱/۸	۱۶۵/۶	۷	۲۶/۵۲	۹/۲۶۵	۲۶۴/۴	۰/۱
Tedford	۳۳/۴۱	۳۵/۱	۳۴/۵	۴/۸	۱۱/۲۲	۱۶/۳۵	۷۴/۴	۰/۵
Bushveld	۷/۱۹۶	۱۲۴/۲	۳۷۹/۵	۴۸۰	۱۵۳۰	۸۷۲	۹۸۳/۷	۷
Stillwater	-	۱۰۸	۱۸۶/۳	۲۸۰	۵۸۱/۴	۸۱۷/۵	۵۷۴/۳	۷/۶
Greece	۷۷/۱	۴۰/۵	۹۶/۶	۷	۲/۴۴۸	۳/۸۱۵	۱۴۴/۱	۰/۱
Naein	-	۱۵/۳	-	-	۶۱	۵۸/۸۴	۱۳۵/۱۴	۳/۸



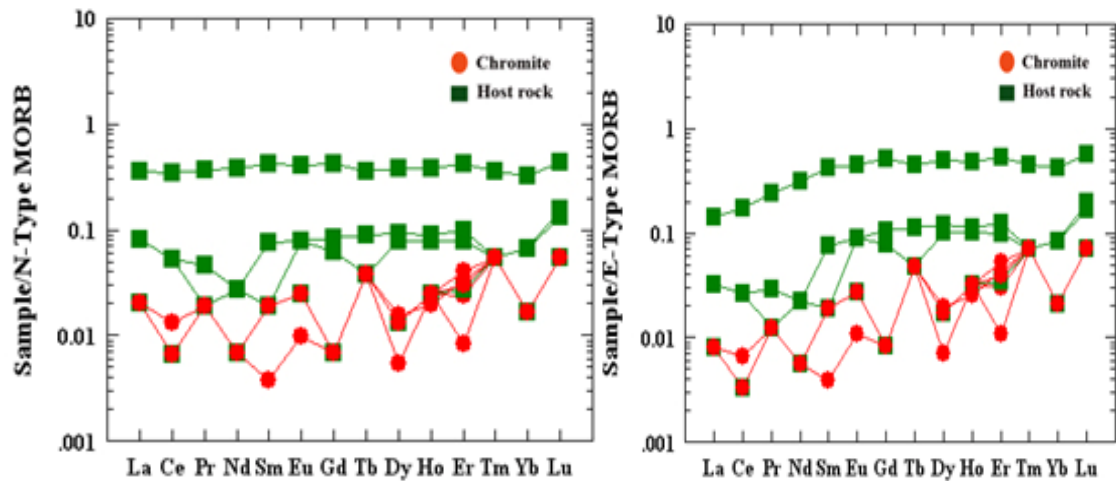
شکل ۱۰. مقادیر نرمالیز شده عناصر خاکی کمیاب کرومیت‌ها و سنگ میزبان نسبت به کندریت [۳۳].

E-MORB نرمالیز شده است که میزان غنی‌شدگی حداکثر تا ۴ برابر است. این روند شباهت بسیار زیاد ترکیب نمونه‌ها با N-MORB است. روند در کل افقی است که نشان از تولییتی بودن ماگما دارد. (شکل ۱۲) [۳۵].

برای La, Pr, Eu, Tm یک آنومالی مثبت و برای Ce, Ho, Yb یک آنومالی منفی داریم. روند در کل افقی است و ۳-۵ تا غنی‌شدگی داریم که غنی‌شدگی برای HREE تا ۱۰ برابر می‌رسد. حضور آنومالی Eu نشانگر تمرکز و کنترل توسط پلاژیوکلاز می‌باشد (شکل ۱۱) [۳۳]. نمونه‌ها نسبت به



شکل ۱۱. مقادیر نرمالیز شده عناصر خاکی کمیاب کرومیت‌ها و سنگ میزبان نسبت به گوشته اولیه [۳۳].



شکل ۱۲. مقادیر نرمالیز شده عناصر خاکی کمیاب کرومیت‌ها و سنگ میزبان نسبت به N-MORB و E-MORB [۳۵].

جدول ۵. ضریب همبستگی کروم با عناصر دیگر در منطقه.

Element	Zn	Cu	Ni	V	Cr	Co	Mo
Mo	-۰/۵۳	۰/۵۸	-۰/۵۴	-۰/۵۴	۰/۶	۰/۹۵	۱
Co	۰/۹۵	-۰/۶۲	۰/۰۹	۰/۹۶	۰/۸۶	۱	
Cr	۰/۹	-۰/۷۶	۰/۴۳	۰/۹۳	۱		
V	۰/۹۸	-۰/۷۱	۰/۱۵	۱			
Ni	۰/۱	-۰/۶۲	۱				
Cu	-۰/۶۹	۱					
Zn	۱						

جدول ۶. ضریب همبستگی کروم با عناصر گروه پلاتین در منطقه.

Element	Cr	Pt	Pd	Ir
Ir	۰/۴۶	۰/۹۳	۰/۹۸	۱
Pd	۰/۴۹	۰/۹۹	۱	
Pt	۰/۴۹	۱		
Cr	۱			

عناصر در کنار هم نشان دهنده تمرکز آنها در سنگهای منطقه می‌باشد.

ضریب همبستگی عناصر در این کانسار طبق جداول (۵ و ۶) در این منطقه عناصر کروم، کبالت، نیکل، وانادیم و روی بیشترین همبستگی را دارند همچنین عنصر کروم با عناصر گروه پلاتین (ایراریسیت، پالادینیوم و پلاتینیوم) ضریب همبستگی مثبت دارد که همراه بودن این

برداشت

Geological Society, London, Special Publication v 49(1990)797-831.

[6] Lippard S. J. A., Shelton W., I. G. Gass., "Theophiolite of Northern Oman", Department of Earth Sciences, the Openmuniversity, Milton Keynes MK7 6AA, UK. Memoir v 11(1986).

[7] Hassanipak A. A., Ghazi A. M., "petrochemistry, 40 Ar-39Ar ages and tectonics of the NaienOphiolite, Central Iran", GSA Annual Meeting, Reno Nevada (2000) 237-238.

[8] Stocklin J., "Possible ancient continental margin in Iran", In: Burk C. A., Drake C.L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer, Berlin (1974)873-887.

[9] Stoneley R., "Evolution of the continental margins bounding a former southern Tethys", In : Burk C., Drake C.(Eds.), The Geology of Continental Margins: Springer, Berlin (1974)889-903

[10] Stoneley R., "On the origin of ophiolite complexes in the southern Tethys region", Tectonophysics V 25(1975)303-322.

[11] Piccardo G. B. A., Zanetti E., Poggi G., Spagnolo O., Muntener, "Melt/peridotite interaction in the southern Lanzoperidotite", Field, textural and geochemical evidence, Journal Lithos(2006)1-29.

[12] Vernon R. H., "Metamorphic processes", Allen and Unwin, London(1976).

[13] Barnes S. J., Naldrett A. J., Gorton M. P., "the origin of PGE in terrestrial magmagem", Geod V 53 (1985) 303-323.

[14] Matsumoto L., Arai S., "Petrology of dunite /harzburgite with decimeter- scale stratification in a drill core from the Trai-Misaka ultramafic complex, southwestern japan", Journal of Mineralogy and Petreology Sciences v 96(2001)19-28.

[15] Zaccarin F., "Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoyophiolite complex", central Urals (Russia), Ore Geology Reviews 33(2008)20-30.

[16] Leblance M., Ceuleneer G., "Chromite crystallization in a multicellular magma flow: Evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite: Lithos, Elsevier Science Publishers", v 27 (1992) 231-257.

[17] Leblance M., Nicolas A., "Les Chromititesophioliques", Chronique de la RechercheMiniere v 507 (1992) 3-25.

[18] Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine,

براساس مطالعات صورت گرفته بر روی افیولیت ملانژ شمال نائین می‌توان دریافت که نوع این افیولیت ملانژ از دسته افیولیت‌های هارزبورژیت (HOT) یا مدیترانه‌ای می‌باشند. پریدوتیت‌های گوشته این افیولیت ملانژ منشأ اقیانوسی دارند که کرتاسه بالایی در منطقه شمال نائین جای گرفته‌اند. تشکیل دونیت و وجود کروم اسپینل با Cr# بالا در این پریدوتیت‌ها منحصراً حاصل ذوب بخشی نیستند بلکه بر اثر ذوب پریدوتیت‌ها در یک محیط آبدار باعث تولید مذاب بازالتی می‌شود که در واکنش مذاب با سنگ اولیه گوشته (لرزلت) باعث ذوب کلینوپیروکسن و تبدیل آن به هارزبورژیت می‌شود. در ادامه‌ی واکنش باعث ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن و تبدیل آن به الیوین و سیلیس می‌گردد. تشکیل کروم اسپینل‌های با Cr# بالا و همچنین وجود تغییرات رنگ اسپینل‌ها و تغییرات شکل آنها و روند تولییتی در نمودارهای REE نشان از واکنشهای سنگ/مذاب در یک محیط بالای زون فرورانش در کرومیت‌ها و پریدوتیت‌های گوشته افیولیت نائین را نشان می‌دهد. همچنین قرار گرفتن کرومیت‌های غنی از کروم شمال نائین از نوع پدیدفرم حاصل از ماگمایی با ترکیب یونانی (ماگمای غنی از منیزیم) می‌باشند که نشان از واکنش مذاب/سنگ می‌باشد.

منابع

[1] Davoudzadeh M., "Geology and Petrography of the Area North of Nain, Central Iran", Geological survey of Iran v 14 (1972).

[۲] جباری ع، "زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت‌های شمال نائین"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه اصفهان(۱۳۷۶) ۱۶۲ ص.

[۳] رضایی ز، "مطالعه پترولوژی پلاژیوگرانیت‌ها و سنگهای وابسته در افیولیت نائین (ایران مرکزی)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان(۱۳۸۵) ۱۳۹ ص.

[۴] پیرنیا نائینی ت، "پترولوژی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت نائین (استان اصفهان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۶) ۱۹۱ ص.

[5] Sengor A. M.C., "A new model for the late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman", In : Robertson A.H.F., Searle M.P., Ries AC., (Eds.), The Geology and Tectonics of the Oman region :

- orogenic belts", *Geochimica et Cosmochimica Acta* v 62(1998)677-688.
- [27] Bons P. D., Urai J. L., "Syndeformational grain growth : microstructures and kinetics", *Journal of Structural Geology* v 14 (1992) 1101-1109.
- [28] Naldrett A. J., "Models for the formation of strata-bound concentrations of platinum-group elements in layered intrusions. In: Kirkham RV, Sinclair WD, Thorpe RI, Duke JM (eds) *Mineral deposit modeling*", *Geol Ass Can Spec* v 40(1993)373-387.
- [29] Slater D., "The effects of chemical composition upon the reducibility of Zimbabwe *Inst Mineral*", v 43(1980)1-39.
- [30] Buchl A., Brugmann G., Batanova V. G., "Formation of podiform chromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex", *Cyprus* v 208 (2004) 217-232.
- [31] Wilson A. H., Murahwi C. Z., Coghill B. M., "The geochemistry of the PGE subzone in the Selukwe subchamber, Great Dyke: an intratransformational layer model for platinum-group elements in layered intrusions", *Mineral Petrol* v 68(2000)115-140.
- [۳۲] حسینی پاک ع.ا.، "اکتشافات ذخایر طلا"، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۷۸) ۶۰۹ ص.
- [33] Taylor S. R., McLennan S. M., "The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell", Cambridge (1985) p 312.
- [34] Proenza J. A., Gervilla F., Melgarejo J. C., "Genesis of sulfide-rich chromite ores by the interaction between chromitite and pegmatitic olivine-norite dikes in the Potosi Mine, eastern Cuba, *Mineral*", *Deposita* v 36(2001)658-669.
- [35] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts", implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D., Norry M. J., (eds.), *Magmatism in ocean basins*, *Geol. Soc. London, Spec Pub* 42(1989) pp 313-345.
- Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", *J. Petrol* 42 (2001) 655-671.
- [19] LeMee L., Girardeau J., Monnier C., "Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge", *Nature* 432 (2004) 167-172.
- [20] Mitchell R. H., Keays R. R., "Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle", *Geochimica Cosmochimica Acta* 45(1981)2425-2442.
- [21] Ahmed A. H., Arai S., Yaser M. A., Rahimi A., "Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite", *Anti-Atlas, Morocco Precambrian Research* 138 (2005) 225-234.
- [22] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry": *Mineralogical Magazine* v 56(1992) 173-184.
- [23] Arai S., Abe N., "Possible presence of podiform chromitite in the arc mantle", Chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt, south - west Japan arc *Mineralium Deposita* v 29(1994) 434-438.
- [24] Edwards S. J., Pearce J. A., Freeman J., "New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromite", In : Dilek Y., Moores E. M., Elthon D., Nicolas A., (Eds) *ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program, boulder* : Geological Society of America, Special Paper, Colorado v 349 (2000) 139-147.
- [25] Roberts S., "Ophiolitic chromitite formation: a marginal basin phenomenon", *Economic Geology* v 83(1988)1034-1036.
- [26] Zhou M. F. M., Sun R., Keays R., Kerrich R.W., "Controls of platinum - group element distributions of podiform chromitites: a case study of high - Cr and high - Al chromitites for Chinese

