



سنگ نگاری، ژئوشیمی و ژنز کانسار کرومیت کوهی (افیولیت ملانژ رباط سفید)، شمال-شرق ایران

زینب محمدزاده*، خسرو ابراهیمی نصرآبادی، سید احمد مظاهری، فرزین قائمی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۲۱، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۲۵)

چکیده: مهمترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه‌ی رباط سفید به مجموعه‌ی افیولیتی با سن کرتاسه فوقانی وابسته‌است که به ترتیب فراوانی شامل الترامافیک‌های سرپانتینی‌شده (دونیت، هارزبورگیت و پیروکسنیت)، گابرو و دایک‌های دیابازی رودنگیتی‌شده است. لنزهای کرومیتیتی در واحد هارزبورگیت و دونیتی به‌شدت سرپانتینیزه قرارگرفته‌اند و مخصوصاً همیافتی بسیار نزدیکی با واحد دونیتی دارند به نحوی که غلاف‌های دونیتی در برگرفته‌ی لنزهای کرومیتیت، با ضخامت چند سانتیمتر تا چندین متر در منطقه مشاهده می‌شوند. بافت‌های اولیه واحدهای کرومیتیتی شامل بافت مشبک و افشان و بافت‌های ثانویه از قبیل بافت برشی، کششی و کاتاکلاستیک می‌شوند. وجود بافت‌های توده‌ای و افشان و نیز غلاف دونیتی کرومیتیت‌ها موید این است که این ذخایر به صورت همزائی تشکیل و در خلال جایگیری مجموعه افیولیتی و در نتیجه زمین‌ساختی فعال منطقه قطع و جابجا شده‌است. انطباق میان پراکندگی موقعیت اندیس‌ها و نیز روند سری گسل‌ها با راستای NE,SW بیانگر آن است که در جابجایی این ذخایر کرومیت گسل‌ها بیشترین نقش را بازی کرده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که کرومیت منطقه کوهی دارای مقادیر میانگین Cr_2O_3 (۴۹٫۵۴٪)، MgO (۲۰٫۲۹٪)، TiO_2 (۰٫۱۹٪) و Al_2O_3 (۲٫۴۴ تا ۷٫۹٪) است، نسبت $Cr/Cr + Al$ (۰٫۸۶ تا ۰٫۹۵) که نشان‌دهنده کرومیت‌های غنی از کروم و دارای آلومینیوم پائین است که در فلزشناسی می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. بالابودن مقدار MgO و Cr_2O_3 در این کانسار حاکی از تبلور کرومیت‌ها از ماگمایی با درجه‌ی ذوب‌بخشی بالاست. مقادیر پائین Al_2O_3 و TiO_2 - کرومیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی با موقعیت چین‌نگاشتی عمیق کرومیت‌ها در دنباله‌ی افیولیتی (پریدوتیت‌های زمین‌ساختی) همخوانی دارد و نشان‌دهنده‌ی خاستگاه ماگمایی برگرفته از گوشته‌ی فوقانی برای این کانسار است. با توجه به مقادیر اکسیدهای اصلی کانسار کرومیت کوهی در گستره‌ی کانسارهای نوع انبانی مشتق شده از سری ماگمایی جزایر قوسی و سری ماگمایی بونینیتی در محیط زمین‌ساختی منطقه‌ی چندفرورانشی است، همچنین تهی‌شدگی Ti و غنی‌شدگی Th در نمونه‌های سنگی برداشت شده از منطقه تأیید کننده خاستگاه ماگمایی وابسته به زون فرورانش است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های اولترامافیک؛ رودنگیتی شدن؛ کانی‌شناسی؛ تاثیرات زمین‌ساختی؛ ژئوشیمی و ژنز؛ کاربرد صنعتی.

مقدمه

(رباط سفید)، بخشی از افیولیت‌های ایران مرکزی است که خردقاره‌ی مرکز و شرق ایران مرکزی را در بر گرفته‌اند [۱]. از سنگ‌های بسیار شاخص کرتاسه‌ی بالای ایران مرکزی، آمیزه‌های افیولیتی - رسوبی این زمان است که در محل کافت‌های ژرف درون قاره تشکیل شده و در حال حاضر، به دلیل بسته

منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی شمال تربت حیدریه در مسیر اسد آباد ۷ کیلومتری جاده آسفالته شرق روستای کوهی در مختصات جغرافیایی با طول $38^{\circ} 39' 35''$ و $17^{\circ} 23'$ E قرار گرفته است. افیولیت ملانژ شمال تربت حیدریه

سفیدابه) متعدد وجود دارد [۵]. به طور کلی تمام ذخایر کرومیت اقتصادی شناخته شده ایران به این زمان بوده و کانی سازی کرومیت کوهی مربوط به این فاز کانی سازی وابسته است

روش بررسی

هدف از این پژوهش بررسی نتایج سنگ نگاری و ژئوشیمی و تهیه نقشه زمین شناسی در منطقه کانسار کرومیت کوهی (به منظور تفکیک واحدهای سنگی) است. در این راستا بررسیهای سنگ نگاری شامل کانی شناسی و تشخیص بافت در ۶۵ نمونه برداشت شده از منطقه شامل: ۴۵ مقطع نازک، ۶ مقطع نازک صیقلی و ۱۴ بلوک صیقلی و آنالیز XRD انجام گرفت. به منظور بررسی ژئوشیمیایی منطقه تعداد ۸ نمونه از کرومیتیتها به روش XRF و تعداد ۱۰ نمونه از سنگهای منطقه (سنگهای الترامافیکهای دربرگیرنده کرومیتیتها) به منظور بررسی عناصر کمیاب به روش ICP-MS آنالیز شدند (جدول ۱).

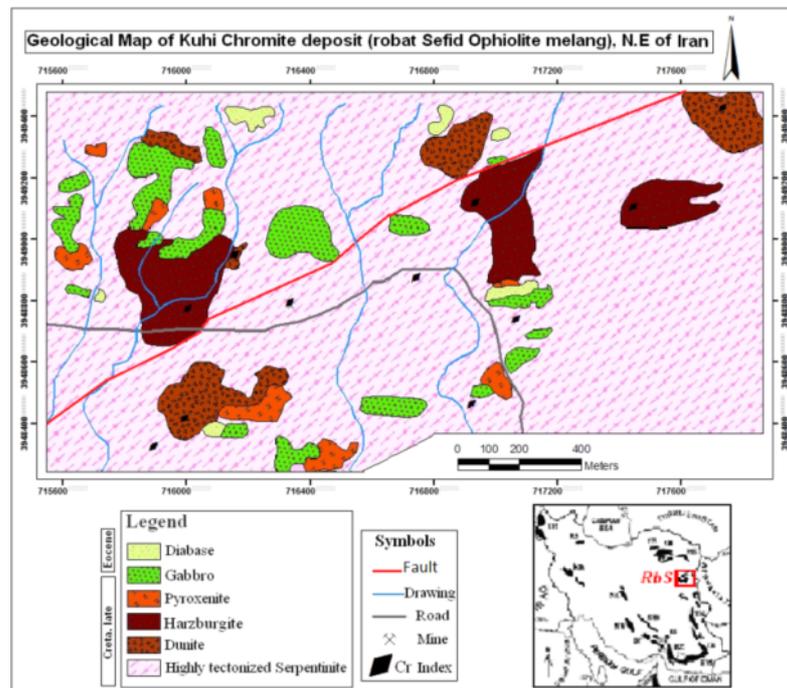
سنگ شناختی منطقه کوهی

قدیمی ترین رخساره سنگی موجود در منطقه کوهی به واحد سرپانتینیت های به شدت تکتونیزه با سن کرتاسه پایین وابسته است و واحدهای دیگر به ترتیب سنی عبارتند از واحد-های (باسن کرتاسه بالا): دونیت، هارزبورگیت، پیروکسنیت، گابرو همراه با دایک های میکروگابرو، دیاباز. سرپانتینیت بخش وسیعی (۷۰٪) از منطقه را شامل می شود. سنگ های الترامافیک اعم از هارزبورگیت و دونیت و غیره تحت تاثیر دگرسانی شیمیایی، سرپانتینیت شده اند (شکل ۱).

شدن کافت، به صورت آمیزه ای از پوسته های اقیانوسی، و رسوب های پلاژیک در راستای برخی گسل های طولی و مهم ایران مرکزی برونزد دارند و بیرون زدگی آن، نشانگر محل تقریبی زمین درزهای کهن پیرامون صفحه های ایران مرکزی است. براساس تقسیم بندی [۲] مجموعه ی افیولیتی شمال ایران از دو گروه تشکیل شده است ۱- افیولیت های پالئوزوئیک ۲- افیولیت های مزوزوئیک نظیر افیولیت ملانژ شمال تربت حیدریه و سبزوار وابسته به پوسته ی اقیانوسی نئوتیس. منطقه ی مورد بررسی بخشی از زون افیولیت ملانژ شمال تربت حیدریه (رباط سفید) را تشکیل می دهد، که به خاطر بسته شدن اقیانوس نئوتیس است. در افیولیت ها نهشته های کرومیتی با یک قاعده ی کلی در شکل های مختلف غالباً در بالای افق های گوشته ی فوقانی نزدیک مرز گوشته - پوسته و یا به اصطلاح در زون انتقالی موهو جایگیری می کنند [۴،۳]. کانسارهای کرومیت نیامی در واحدهای سنگی اولترامافیکی سرپانتینیت شده مربوط به مجموعه ی افیولیتی قرار دارند. این واحدها اصولاً شامل هارزبورگیت و دونیت سرپانتینیزه و کانی-های اولیه آن ها (اولیوین و پیروکسن) می شوند که تحت تاثیر دگرسانی، دگرگونی و هوازدگی، کانی های ثانویه ای مانند انواع سرپانتین، تالک، هونتیت، کلریت و... را تشکیل داده اند. در زمان نسبتاً کوتاه کرتاسه پسین- پالئوژن، همراه با رخداد زمین ساختی- ماگمایی لارامید در سرزمین ایران، کانی سازی کرومیت نیز صورت گرفته است. این کانی سازی، بیشتر با ایجاد افیولیت ها همراه است. در شمال باختری (قشلاق خوی) و شمال خاوری (ناحیه سبزوار و تربت حیدریه)، در منطقه ی نیریز، جنوب خاوری ایران (فנוچ، خاش، محور کارواندر و

جدول ۱ نتایج حاصل از آنالیز ICPMS تعدادی از نمونه های سنگی برداشت شده از منطقه ی کوهی

Eleme	Ba	Ce	K	La	Nb	P	Pb	Rb	Sr	Th	Ti	U	Y	Yb	Zr
KH-3	۹	<۱	<۰.۰۱	<۱	۳۰	۵۰	۱۸	۶۳	۹	۲.۹	۴۸۷	۵.۱	<۰.۵	۱.۴	۸
KH-5	۱۲	<۱	۱۳۶	<۱	۵۳	۵۵	۶	۸۲	۱۴	۲.۳	۵۸۴	۱.۴	<۰.۵	۰.۶	۲۸
KH-14	۵۴	۲	۲۹۱	۲	۳۰	۹۶	۲۱	۶۸	۵۳۰	۸.۱	۲۸۸۲	۳.۳	۹	۲.۱	۱۰
KH-29	۳	<۱	<۰.۰۱	<۱	۴۹	۵۲	۷	۷۶	۸	۳.۱	۳۹	۱.۶	<۰.۵	۰.۴	۶
KH-42	۴	<۱	<۰.۰۱	<۱	۴۸	۵۷	۲۱	۶۸	۱۱	۳.۵	۱۷۸	۱.۷	۱	۰.۶	۸
KH-52	۵	<۱	<۰.۰۱	<۱	۵۴	۵۱	۹	۸۴	۴	۳.۴	۲۸	۲.۶	<۰.۵	۰.۴	۶
KH-55	۳	<۱	<۰.۰۱	<۱	<۱	۷۳	۱۷	۵۱	<۲	۲.۳	۱۰۷۴	۱۳	<۰.۵	۱.۳	۱۱
KH-68	۸۲	۵	۶۵۷	۲	۴۲	۲۵۴	۱۳	۶۳	۵۶۳	۷.۶	۳۴۴۵	۳.۱	۱۸	۲.۹	۳۶
KH-71	۲۳	۱۳	۱۸۴	۵	۲۹	۷۹	۱۷	۳۰	۲۵۵	۱.۷	۳۹۹۵	۱.۶	۳۲	۴.۸	۱۲
KH-81	۲۰.۱	<۱	۱۰.۲	<۱	۵۴	۵۵	۹	۷۸	۲۴	۳.۹	۵۴	۱.۵	<۰.۵	۰.۵	۶



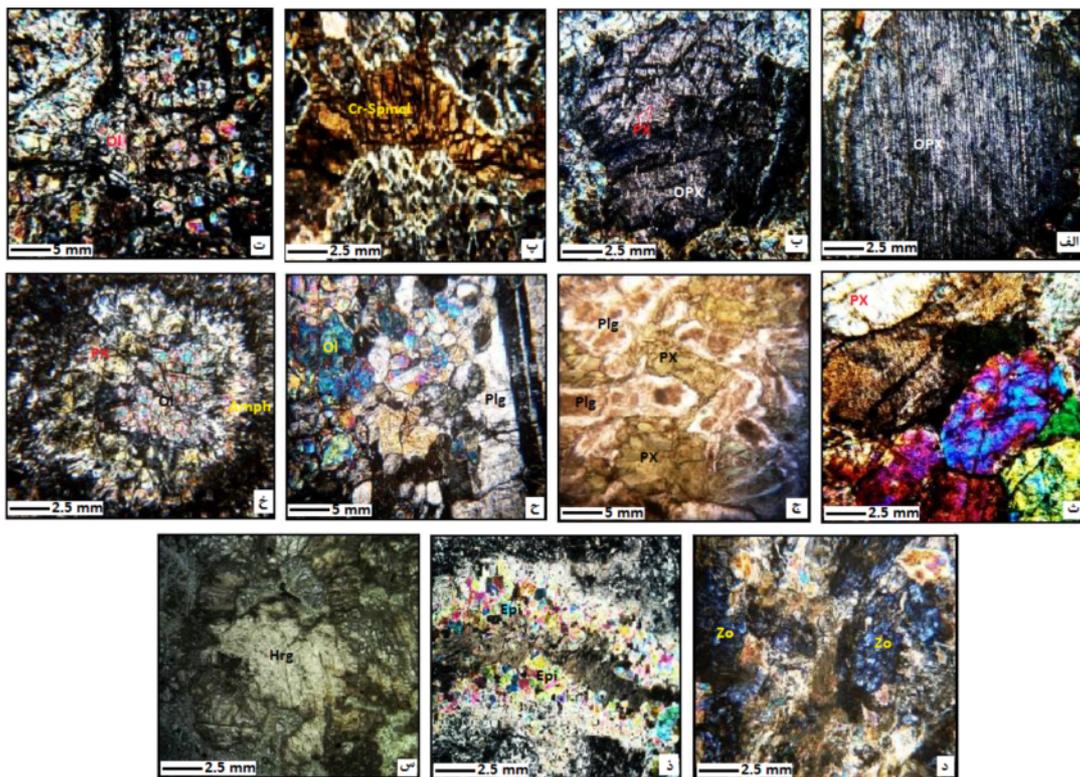
شکل ۱ نقشه‌ی زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ کرومیت کوهی (واقع در افیولیت ملانژ شمال تربت حیدریه).

کلینوپیروکسن‌ها هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها دانه ای بوده و دگرسانی موجود در این سنگ‌ها شامل سرپانتینی شدن، کلریتی شدن، اورالیتی شدن و کربناتی شدن است، (شکل ۲ ث). واحدهای گابروئی و دیابازی به صورت توده های کوچک و یا دایک‌هایی درون واحد سرپانتینینی دیده می‌شود. بخش کوچکی از گابروها و دیابازها که به صورت دایک‌های کوچکی درون واحد سرپانتینینی قرار گرفته رودنگیتی شده‌اند. کانی‌های اصلی واحد گابروئی پلاژیوکلاز (لابرادوریت - آنورتیت) در حدود ۴۰٪ تا ۸۰٪، پیروکسن، آمفیبول‌های ثانویه ناشی از آبگیری پیروکسن‌ها، در موارد کمی الیوین گاه به همراه کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های فرعی هستند. کانی‌های اورتوپیروکسن عموماً از نوع هیپرستن و کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت است. در بررسی مقاطع نازک و بررسی‌های آزمایشگاهی انواع پیروکسن گابرو و الیوین‌گابرو تشخیص داده شد. دگرسانی غالب در این سنگ‌ها سوسوریتی شدن است که پلاژیوکلازها به شدت به کربنات، اپیدوت و کمی سرپسیت تبدیل شده‌اند، بلورهای پیروکسن اورالیتی و گاهی کلریتی و یا تا حد خیلی کمی کربناتی و اپیدوتی شده‌اند. کانی کدر به ندرت در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بافت موجود در سنگ‌های مافیکی شامل اینترسرتال و پورفایروبلاست (در گابروها با اندازه بلورهای متوسط) تا دولریتی و ریز دانه‌ای (در میکرو گابروها و دیابازها) است. در الیوین گابروها پدیده‌ای تحت عنوان کرونا

هارزبورگیت‌های منطقه دارای بافت پورفایروکلاستیک تا ریزدانه‌ای بوده، و نیز بافت مشبک که به دلیل سرپانتینی شدن سنگ به وجود آمده است. وجود بافت پورفایروکلاست به علت وجود بلورهای نسبتاً درشت باقی‌مانده برونزیت است که خود بلورهای برونزیت بافت دیالاک نشان می‌دهند این بافت به صورت تیغه‌های تیره‌رنگی که به علت جذب‌نشدن کامل مواد خارجی در ماگما یا ته‌نشینی مواد در ماگما به وجود آمده است. این تیغه‌ها ممکن است از جنس ایلمنیت یا اکسیدهای آهن و یا بر اثر جدایش از اورتو پیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها باشد که در این صورت به آن بافت دیالاک هم می‌گویند. بافت شیلرن و وجود انکلیزئون‌هایی از کلینوپیروکسن درون اورتوپیروکسن‌ها در این سنگ‌ها نشان‌دهنده‌ی تقدم تبلور کلینوپیروکسن نسبت به اورتوپیروکسن است (شکل ۲ الف، ب). دونیت‌های منطقه سنگ‌های نسبتاً متراکم و همگنی هستند که در بررسی مقاطع نازک باقی مانده‌های رنگین الیوین (رلیک) مشاهده می‌شوند. در این واحد نیز نظیر واحد هارزبورگیتی می‌توان کانی فرعی کروم‌اسپینل در راستای شکستگی‌های موجود در کانی‌های الیوین و کانی‌های کدر کرومیت و مگنتیت شکل‌دار را مشاهده کرد (شکل ۲ پ، ت). واحد پیروکسنیت بخش‌های کوچکی از منطقه‌ی مورد بررسی را به صورت پراکنده در بر می‌گیرد که دارای اثرهای کانی سازی کرومیتند. اورتوپیروکسن‌ها دارای فراوانی بیشتری از

در پریدوتیت بیش از 2.14% CaO دارد، در اثر سرپانتینی شدن آن‌ها این اکسیدهای کلسیم آزاد می‌شوند [۷]. آب خارج شده از نواحی سرپانتینیتی شده غنی از Ca(OH)_2 هستند و معمولاً مقدار PH بالایی داشته و با سنگ سرپانتینیت در برگیرنده ناسازگار بوده و تمایل زیادی به واکنش با کانی ماگمایی دایک‌های بازی و یا توده‌های گابرویی که در اثر فرآیند زمین‌ساختی در مجاورت توده‌های اولترامافیک قرار گرفته‌اند، دارند [۸]. بین پریدوتیت سرپانتینیتی شده و دایک بازی یک اختلاف پتانسیل شیمیایی به میزان Ca^{+2} ایجاد می‌شود، که باید به طریقی موازنه شود [۹]. این کار در اثر واکنش‌های انجام شده بین سیالات غنی از Ca^{+2} و سنگ‌های بازی انجام می‌شود تا تعادل برقرار شود. با در نظر گرفتن کانی‌های موجود در کانی‌های درون رودنگیت‌ها می‌توان به ترکیب شاره هنگام شکل‌گیری رودنگیت‌ها پی برد [۱۰، ۱۱].

دیده می‌شود که بلورهای الیوین از اطراف با کلسیم آزاد ناشی از دگرسانی پلاژیوکلازها واکنش داده و در اطراف بلور الیوین یک حاشیه واکنشی که به ترتیب از سمت بلور به خارج شامل یک لایه اورتوپروکسن و سپس یک لایه آمفیبول‌های سوزنی شکل می‌شود، تشکیل شده است، (شکل ۲ خ). وجود بافت‌های واکنشی نظیر بافت کرونا نشان دهنده تغییرات فشار و دمایی است به نحوی که کانی الیوین که در شرایط گوشته‌ی فوقانی پایدار است در شرایط فشار ضعیف‌تر در مجاورت پلاژیوکلازها به مجموعه‌ای تبدیل می‌شود که در شرایط پوسته‌ی زیرین پایدار است [۶]. رودنگیتی شدن یک فرآیند چندزایشی بوده، که عامل اصلی آن وجود سیالات اشباع از کلسیم است. بخش بزرگ CaO لازم از سرپانتینی شدن کانی‌های فرومنیزین تامین می‌شود. کانی کلینوپروکسن به‌ویژه دیوپسید حاوی مقدار بالایی CaO است همچنین فورستریت



شکل ۲ الف) بافت‌شیلرن در کانی برنزیت در XPL. ب) وجود انکلز یون‌هایی از کلینوپروکسن (Cpx) در درون اورتوپروکسن‌ها (Opx) که نشان‌دهنده‌ی تقدم‌تبلور (Cpx) نسبت به (Opx) است، در XPL. پ) کانی کروم‌اسپینل (Cr-spinel) با رنگ قهوه‌ای قابل تشخیص در XPL. ت) دونیت با بیش از 95% کانی الیوین با بافت رلیک در XPL. ث) پیروکسنیت در XPL. ج) گابرو با بلورهای سفید رنگ نسبتاً مشخص پلاژیوکلاز (Plg) و بلورهای سبز رنگ پیروکسن (Px) در PPL. ح) الیوین‌گابرو، بلورهای درشت پلاژیوکلاز (Plg) در کنار بلورهای الیوین (Ol) در XPL. خ) بافت واکنشی در الیوین‌گابرو که به ترتیب از سمت مرکز به خارج شامل بلور اولیه الیوین (Ol)، یک لایه اورتوپروکسن (Opx) و سپس یک لایه آمفیبول‌های سوزنی (Amph) می‌شود در XPL. د) کانی زونیزیت (Zo) در گابروی به شدت آلتره در XPL. ذ) رگچه‌های اپیدوتی (Epi) در گابروی به شدت آلتره در XPL. س) گارنت هیدروگروسولار (Hgr) در گابروی به شدت آلتره در PPL.

عدسی‌های کرومیت به طور متوسط دارای ابعاد حدود ۱٫۵ تا ۲ متر بوده و همراهی نزدیکی با سنگ های دونیتی و هارزبورگیت داشته و با غلاف‌های دونیتی به ضخامت چند سانتیمتر تا چندین متر پوشیده شده‌اند.

بافت و ساخت کرومیت‌های کوهی

کرومیت‌های منطقه‌ی کوهی ترکیب کانی‌شناسی و بافتی تقریباً یکسانی دارند از کانی های همراه با کرومیت الیون و پیروکسن به صورت باطله و کالکوپیریت دیده می‌شوند. بافت کرومیت‌ها شامل دسته اولیه و ثانویه هستند. بافت های اولیه توده‌ای و افشان و بافت های ثانویه شامل کششی، کاتاکلاستیک و برشی در کانسار کرومیت کوهی نمود دارند.

بافت توده‌ای: در کرومیت های توده ای اندازه‌ی تک دانه‌های کرومیت اغلب در حدود ۲ تا ۳ میلی‌متر و کوچکتر از آن است و شکل های مختلفی همچون نیمه شکل دار بی شکل با آثار گردشگی دیده می‌شوند کرومیت ها کاملاً به صورت متراکم قرار گرفته با اختصاص بیش از ۹۰ درصد حجمی سنگ به خود، فضای بین بلوری اندکی برای حضور فاز های سیلیکاتی (سریانتین) بر جای می گذارند (شکل ۳ الف). در بررسی کانی-شناسی در کناره های برخی از دانه‌های کرومیت اکسولوشن فاز هماتیت از کرومیت به صورت لکه های کوچک با اشکال غیر هندسی دیده می شود (شکل ۳ ب).

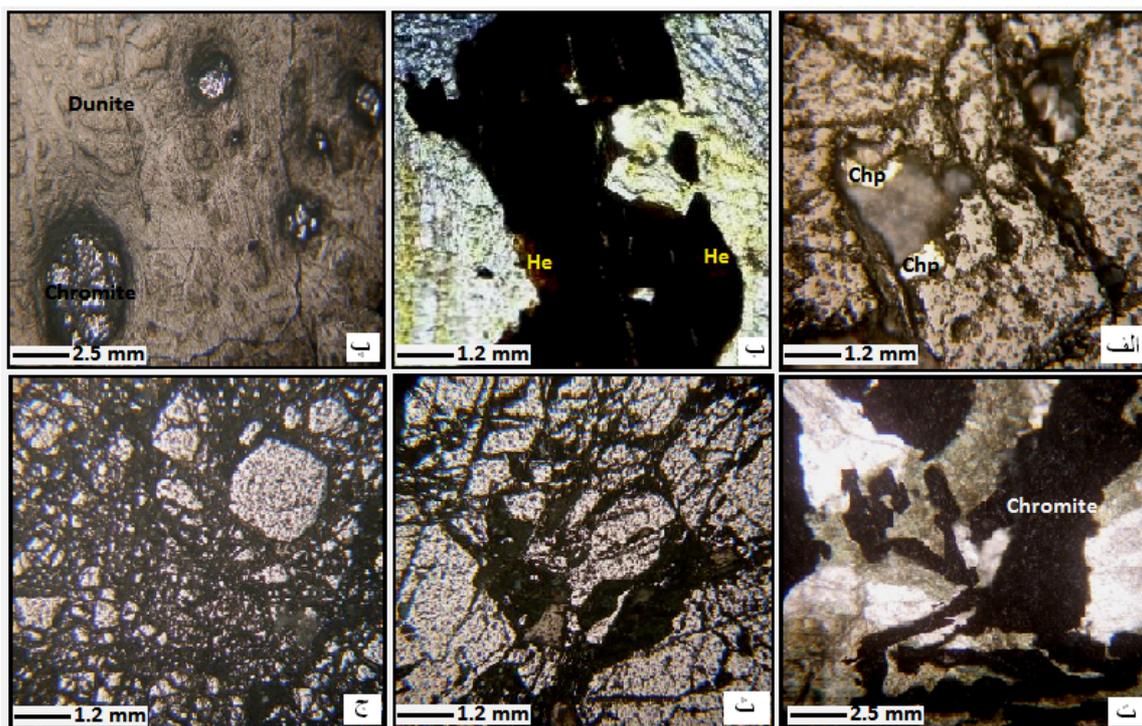
بافت پراکنده (افشان): در کرومیت‌های افشان دانه های کرومیت به صورت نیمه‌شکلدار و بی‌ریخت گوشه دار دیده می شوند و اندازه‌هایی کمتر از یک میلی‌متر تا بیش از ۳ میلی‌متر دارند. حجم کرومیت در کرومیت‌های افشان ممکن است به کمتر یا بیشتر از ۵۰ درصد برسد که در فضای بین کانی‌های سیلیکاتی پراکنده شده‌اند. کرومیت‌های افشان ممکن است در یک حالت تدریجی به کرومیت های توده ای تغییر یابند (شکل ۳ پ).

بافت کششی: ایجاد ترک های کششی در بلورهای کرومیت در اثر افزایش حجم ناشی از سریانتینی شدن سیلیکات های احاطه کننده به وجود می آید [۱۳]. وجود دانه های کرومیت با ساختارهای کششی و رگچه های موازی نشان دهنده‌ی تغییر شکل کششی پسا نهشتی است [۱۵] (شکل ۳ ت).

بالا بودن میزان OH شاره (PH در حدود ۱۱) هنگام تأثیر این شاره بر دایک‌های بازی، باعث تجزیه کانی‌هایی مانند پلاژیوکلازهای کلسیک-سیدی که در شرایط اسیدی شکل گرفته‌اند می‌شود. و این کانی‌ها به ترتیب با افزایش میزان Ca شاره، به کانی‌های کلسیم‌داری مانند اپیدوت، زئولیت و هیدروگراسولار تبدیل می‌شوند [۱۲]. در ساختار کانی زئولیت، نسبت کلسیم به سیلیسیم یک است در صورتی که این نسبت با گذشت زمان، کاهش یابد به ترتیب کانی‌های پرهنیت و پکتولیت می‌توانند تشکیل شوند. با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی صورت گرفته روی مقاطع، معلوم شد که، میزان بالای کلسیم شاره (نسبت $CaO: SiO_2 \geq 1$) است: بیشتر پلاژیوکلازها تحت تأثیر تجزیه شدن قرار گرفته‌اند و در مجموع به کانی‌هایی مانند اپیدوت، زئولیت ($CaO: SiO_2 \approx 1$)، هیدروگراسولارو کلریت منیزوم‌دار که برای تشکیل به Ca^{+2} بیشتر و SiO_2 کمتر نیاز دارند، تبدیل شده‌اند. بررسی، روند رودنگیتی شدن در رودنگیت‌های منطقه کوهی نشان می‌دهد که این فرآیند در دو مرحله صورت گرفته است: مرحله‌ی اول دگرسانی سنگ‌های موجود و مرحله دوم حاصل واکنش سیالات مختلف با سنگ‌های دگرسان شده است. به نظر می‌رسد رودنگیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی تا تشکیل گارنت - هیدروگراسولار (میزان بالای Ca شاره) پیش رفته است و در آن اثری از کانی ثانویه پکتولیت (کاهش میزان Ca شاره) که در مرحله نهایی تشکیل می‌شود نیست (شکل ۲ د، ذ، س).

بررسی اثرهای کانی منطقه‌ی مورد بررسی

ذخایر کرومیت جهان بیشتر خاستگاه ماگمایی داشته و با فرآیندهای تبلور و ته نشینی ماگما در پیوند مستقیم‌اند. وجود بافت و ساخت های نخستین ماگمایی چنانکه در سنگ‌های آذرین یافت می‌شوند، در چنین ذخایری بسیار معمول و متداول است، ولی از آنجا که ذخایر کرومیت و به ویژه ذخایری که خاستگاه آنها پوسته‌های اقیانوسی و به عبارتی مجموعه‌های افیولیتی هستند، بعد از تشکیل طی جایگیری و جایگزینی و حتی پس از آن طی دگرسانی دستخوش تغییر و شکل‌گیری و جابجاشدگی زمین ساختی و نا زمین ساختی می‌شوند بسیاری از بافت‌ها و ساخت‌های اولیه آن‌ها تغییر یافته و از میان می‌روند و بافت‌های جدیدی که حاصل این شکل‌گیری‌هاست در آنها ظاهر می‌شوند [۱۳، ۱۴].



شکل ۳ الف) کرومیت با بافت توده‌ای به همراه کانی‌سازی کالکوپیریت (Chp) در (PPL) بازتابی. ب) برون‌رست فاز هماتیت از کرومیت در حاشیه دانه کرومیت در XPL عبوری. پ) کرومیت با بافت‌افشان (بافت اولیه)، تک بلورهای کرومیت در زمینه‌ای از سیلیکات‌ها (الیون) در (PPL) بازتابی. ت) بافت کششی (بافت ثانویه)، در اثر افزایش حجم ناشی از سرپانتینی شدن سیلیکات‌های دربرگیرنده در (PPL) عبوری. ث) بافت برشی (بافت ثانویه) بلورهای کاملاً خرد شده کرومیت که به وسیله سیلیکات‌ها به هم متصلند در (PPL) انعکاسی. ج) بافت کاتاکلاستی (بافت ثانویه) خردشدگی و شکستگی دانه‌های کرومیت در (PPL) انعکاسی.

برداشت‌های ساختاری منطقه و شاخص‌های کرومیت

بنابر نظر [۱۶] در رابطه‌ی با افیولیت رباط سفید، دو روند اصلی شمال شرقی-جنوب غربی و شمال غربی-جنوب شرقی را می‌توان برای شاخص‌های کرومیت در نظر گرفت (شکل ۷). بررسی نمودار دو روند برای گسل‌ها در گستره‌ی مورد بررسی نشان می‌دهد، ولی روند غالب ساختارهای زمین ساختی منطقه اعم از گسل‌ها و درزه‌ها، شمال شرقی - جنوب غربی است (شکل ۴). در منطقه‌ی کوهی ۱۰ شاخص کرومیت همراه با موقعیت جغرافیایی آنها شناسایی و توزیع مکانی شاخص‌ها با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS برای تعیین روند کلی شاخص‌ها مشخص شده است.

ژئوشیمی و ژنز کانسار کرومیت کوهی

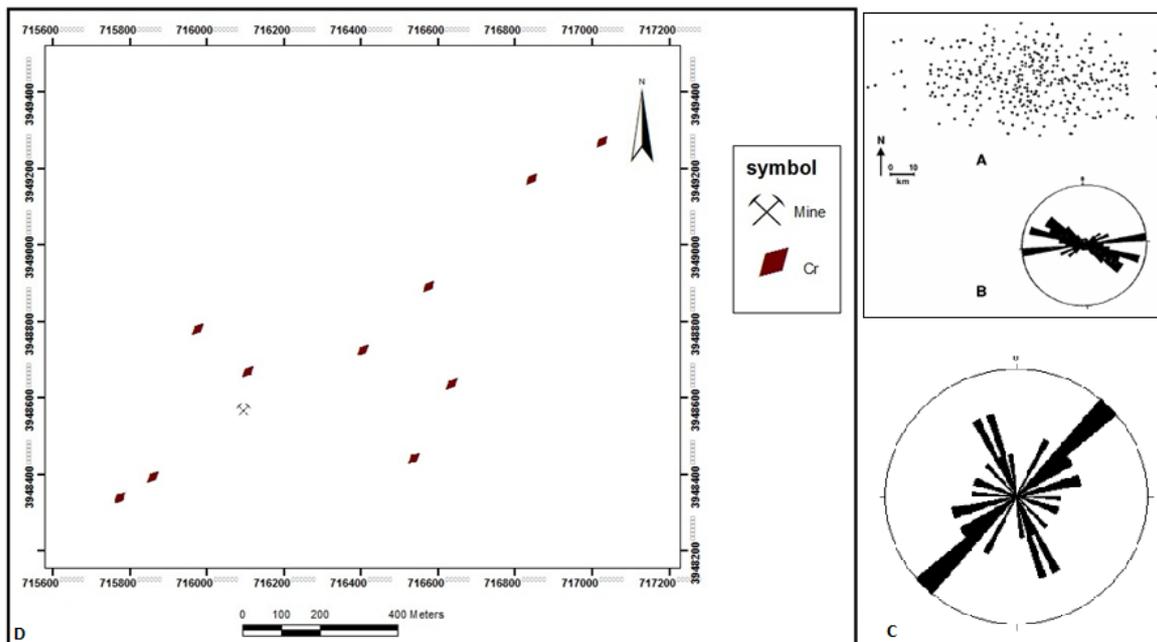
نتایج آنالیز ۸ نمونه از کرومیت‌های منطقه‌ی کوهی به روش XRF در (جدول ۲) آمده‌اند. جایگاه اصلی کرومیت در سنگ‌های اولترامافیک است و در اصل کرومیت از تفریق

بافت برشی؛ هنگامی که کانی‌های کرومیت در منطقه‌های برشی و گسلی قرار می‌گیرند با افزایش فشارها و نیروهای وارده بر کانی‌ها بافت کاتاکلاستیک تبدیل به بافت برشی می‌شود که در آن دانه‌های درشت کرومیت در زون برشی خرد شده و به قطعات ریزتر و بی‌شکل تبدیل می‌شوند. این قطعات به وسیله سیلیکات‌ها به هم متصلند و حالت برشی نشان می‌دهند که آن را می‌توان میکروبرش نیز نامید (شکل ۳ ث).

بافت کاتاکلاستی؛ عوامل ثانویه به ویژه گسل خوردگی بافت‌های کلاستیک و برشی را می‌سازند. این بافت در بسیاری از کرومیت‌های منطقه مشاهده می‌شود و شامل دانه‌های خرد شده و ترکدار با شکستگی‌های فراوان در سطح دانه است وارد آمدن فشار به دانه‌های کرومیت و نیز سائیده شدن دانه‌ها به یکدیگر در اثر جنبش‌های زمین‌ساختی سبب شکستگی، خردشدگی و گردشدگی دانه‌های کرومیت می‌شود (شکل ۳ ج).

ماگمای تولییتی غنی از آلومینیم و جابه‌جایی مسیر تبلور به سمت گستره‌ی کرومیت و تشکیل لایه‌های کرومیت (در مجموعه‌های چینه‌سان) نسبت می‌دهند. در مجموعه‌های افیولیتی یک ماگمای بونینیتی غنی از منیزیم که طی چندین مرحله ذوب پریدوتیت دیرگداز حاصل شده است، با ماگمای مشابه بازالتی میان اقیانوسی (MORB) که در حال صعود و حرکت به طرف زون گسترش است مخلوط می‌شود [۱۳]. [۲۰] بر اساس کارهای آزمایشاتی که روی بازالت‌های ابراشباع از آب انجام دادند به این نتیجه رسیدند که ذخایر کرومیت پادیرم جایی که گدازه‌ی گوشته‌ای اشباع شده کرومیت-یوین به اندازه کافی غنی از آب است (به عبارتی وجود یک فاز مایع exolve در حال عبور از بالاترین بخش گوشته ضروری می‌نماید) تشکیل می‌شوند. بر این اساس بهترین محیط ژئودینامیکی برای جایگیری کانی‌سازی کرومیت پادیرم مجموعه زون Supra-Subduction Zone یا SSZ است [۲۱]. علی‌رغم ابهام‌های موجود باید اذعان کرد که کرومیت‌های با کروم بالا محدود به کرومیت‌های افیولیتی وابسته به قوس در موقعیت SSZ هستند [۲۰، ۲۲-۲۴].

ماگمای مافیک و اولترامافیک در مخزن‌های بزرگ ماگمایی وجود می‌آید. [۶] خاستگاه کانسارهای کرومیت نوع آپی را مربوط به ماگمای اقیانوسی نولیتی نشأت گرفته از جبهه تهی شده معرفی می‌کند. کرومیت‌های نوع آپی دارای Ti کم (کمتر از ۰/۴)، نسبت Cr/Fe بالا، تغییرات Cr/Cr + Al زیاد است، در حالی که نوع لایه‌ای واجد Ti فراوان، نسبت Cr/Fe کم و نیز تغییرات Cr/Cr + Al کم است. از مهم‌ترین مشخصات کرومیت پادیرم که آنها را از نوع لایه‌ای جدا می‌سازد، میزان بالای Cr و Al آنها است [۷]. سازوکار تشکیل کرومیت پادیرم گوشته هنوز مورد بحث و بررسی است. مدل‌های اولیه تبلور بخشی و ته‌نشینی بلور در داخل گدازه اولیه در حال چرخش و به‌طور پیوسته موجود در مجراهای ماگمایی موجود در پوسته را شامل می‌شود [۱۷]. مدل‌های اخیر کرومیت‌های پادیرم را به عنوان محصول واکنشی میان گدازه اولیه و پریدوتیت گوشته توضیح می‌دهند. بنابر یافته‌های اخیر ذخایر کرومیت پادیرم به همبافت‌های افیولیتی (بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی) محدود شده‌اند و معمولاً در موقعیت‌های لیتو استراتی گرافی نزدیک موهوی سنگ شناسی قرار گرفته‌اند [۱۸]. [۱۹] آمیختگی یک ماگمای غنی از منیزیم با یک



شکل ۴ (الف) توزیع شاخص‌های کرومیت و (ب) Rosdigram ترسیم شده گسل‌های افیولیت رباطسفید. (پ) روند گسل‌ها و درزهای گستره‌ی مورد بررسی نقش شده در نمودار رزیدیاگرام با نرم افزار StereoNet. (ت) موقعیت شاخص‌های کرومیت کوهی.

جدول ۲ نتایج آنالیز XRF تعداد ۸ نمونه از کرومیت‌های (کانسنگ) معدن کوهی.

Sample	KH - 3	KH - 23	KH - 30	KH - 44	KH-55	KH - 63	KH - D1	KH - D2
Cr ₂ O ₃	۴۵.۹۶	۴۷.۵۰	۴۴.۴۴	۵۱.۴۱	۶۲.۷	۴۹.۴۵	۴۷.۹۲	۴۶.۹۱
MgO	۲۲.۵۹	۲۵.۱۱	۲۰.۰۷	۱۹.۲۷	۱۳.۷۷	۲۲.۱۹	۱۹.۶۷	۱۹.۶۴
Fe ₂ O ₃	۱۳.۳۷	۱۴.۰۲	۱۲.۷۳	۱۶.۵۷	۱۶.۸۲	۱۵.۸۰	۱۵.۲۴	۱۳.۳۲
SiO ₂	۹.۳۸	۷.۱۱	۱۱.۶۵	۴.۱۹	n.d	۵.۱۵	۷.۴۲	۹.۳۱
Al ₂ O ₃	۳.۵۲	۲.۴۴	۴.۶۰	۶.۸۹	۷.۹	۴.۶۶	۵.۷۴	۴.۵
CaO	۱.۶۲	۰.۳	۳.۲۰	۰.۰۵	n.d	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۵
Na ₂ O	۰.۲۳	۰.۱۹	۰.۲۷	۰.۳۴	n.d	۰.۲۶	۰.۳۰	۰.۲۳
NiO	۰.۱۹	۰.۱۷	۰.۲۱	۰.۲۵	۰.۲۷	۰.۲۱	۰.۲۳	۰.۱۷
TiO ₂	۰.۱۷	۰.۱۴	۰.۲۰	۰.۱۳	۰.۲۰	۰.۱۴	۰.۱۶	۰.۲۵
MnO	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۶	۰.۱۶	n.d	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۷
V ₂ O ₅	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۱۷	n.d	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۲۳
S	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۴	n.d	n.d	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
Cl	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	n.d	n.d	۰.۰۲	۰.۰۲	n.d
ZnO	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۴
Co ₃ O ₄	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴
CuO	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۱	n.d	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳
L.O.I	۲.۵۵	۲.۸۹	۲.۵۵	۰.۴۶	n.d	۱.۶۵	۱.۳۲	۱.۹۱
Total	۱۰۰.۰۱	۹۹.۹۸	۱۰۰.۰۱	۱۰۰	۱۰۰.۰۳	۹۹.۹۹	۱۰۰	۱۰۰.۰۲

مقادیر TiO₂ نسبت به عدد کروم رسم شده توسط [۲۹،۲۸،۲۴] کرومیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی سری بونینیتی قرار می‌گیرند. ترکیب فقیر از TiO₂ از ریشه گرفتن گدازه‌های وابسته به خاستگاه گوشته‌ای فقیر از TiO₂ در مناطق فرورانش و حاشیه‌های سازنده نظیر MORB حکایت دارد [۳۱،۳۰]. [۳۲] به‌وسیله‌ی نمودار Al₂O₃ نسبت به TiO₂ و نمودار Al₂O₃ نسبت به Fe²⁺/Fe³⁺ گستره MORB را از SSZ مشخص کرده است. مقادیر Al₂O₃ و TiO₂ کرومیت به ماگمای مادر وابسته می‌داند، بنابراین شاخص‌های خوب زمین ساختی هستند، بر این اساس کرومیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در محیط Suprasubduction واقع می‌شود (شکل ۵ ت).

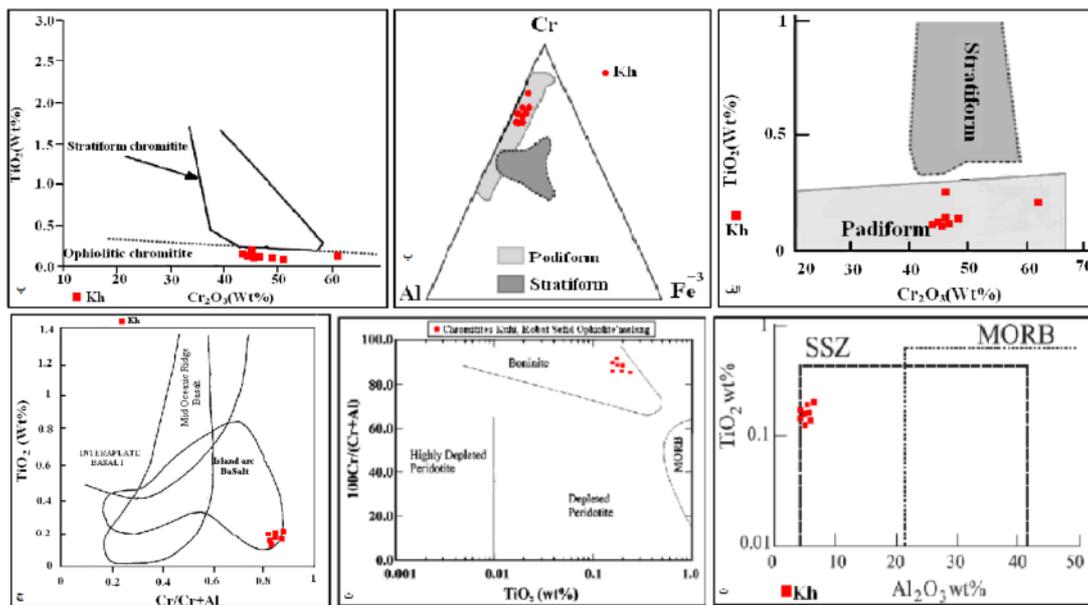
ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب: براساس نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۳] الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی نمونه‌های سنگی برداشت شده از منطقه‌ی مورد بررسی نسبت به گوشته اولیه (نمودار ۱) مشابه بوده و تفاوت موجود، در میزان تمرکز این عناصر است. این می‌تواند نشان‌دهنده‌ی ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و خاستگاه مشترک آن‌ها باشد.

ماگماتیسیت‌های وابسته به فرورانش، گریزندگی بالای اکسیژن در زون فرورانش، باعث تهی شدگی Ti از ماگما می‌شود. از نظر ژئوشیمیایی، بهنجاری منفی Nb و Ti تشکیل ماگما در مناطق فرورانش را تایید می‌کند [۳۴]. در مناطق وابسته به فرورانش، Th متحرک تر است و در گوه‌ی گوشته‌ای

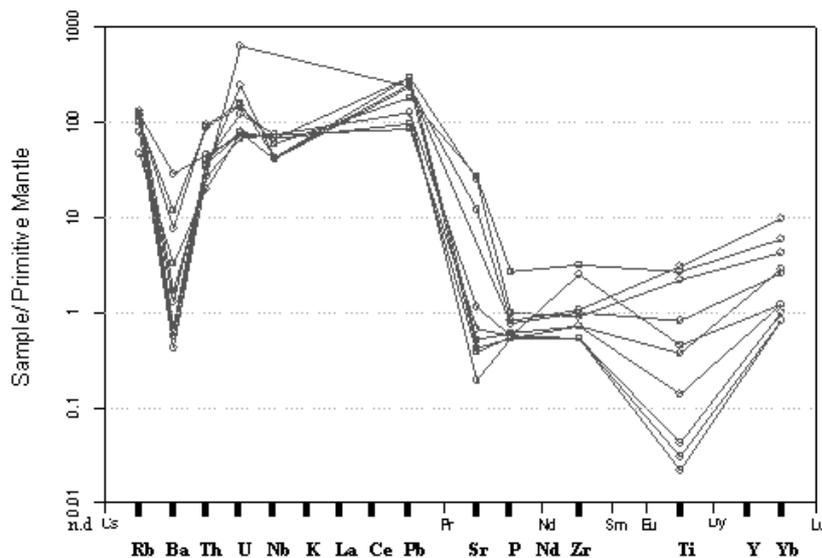
ذخایر کرومیت پادیفرم به دو دسته غنی از Cr و غنی از Al تقسیم می‌شوند، کانسارهای کرومیت Cr بالا از ماگمایی با درجه‌ی ذوب بخشی بالا از جبهه بالایی حاصل شده‌اند. در حالی که کانسارهای نوع Al بالا از ماگمایی با درجه‌ی ذوب بخشی پایین جبهه‌ی بالایی تشکیل شده‌اند [۲۵]. کانسارهای کرومیت Cr بالا دارای نسبت تغییرات Cr/Cr + Al بیشتر از ۰/۶ و تیتان پایین تری نسبت به کانسارهای نوع آلومینیوم بالا نشان می‌دهد، در حالی که کانسارهای نوع Al بالا حاوی نسبت تغییرات Cr/Cr + Al بین ۰/۴ تا ۰/۶ و Ti بالا A $I_2O_3 > 25wt\%$ است. [۲۷،۲۶] مقدار کمتر TiO₂ در کرومیت‌های آلی نسبت به چینه‌ای را وجه تمایز بین این دو گروه می‌دانند. پایین بودن مقدار TiO₂ ناشی از جدایش شدید آن در درون سیال طی ذوب بخشی گوشته‌ی فوقانی است. بر اساس نمودار TiO₂ نسبت به Cr₂O₃ و نمودار مثلی Cr، Fe³⁺، Al، کرومیت منطقه کوهی در گستره‌ی کانسارهای نوع پادیفرم واقع می‌شود (شکل ۵ الف، ب، پ). [۲۴] به این نتیجه رسید که روابطی میان مقادیر نسبت‌های Cr/Cr + Al به TiO₂ برای کرومیت‌ها وجود دارد، سپس براساس این روابط، مرزهای ترکیبی را برای ۳ گروه ماگمایی اصلی، تعریف کرد که عبارتند از Mid-Ocean Island-arc، Ridge (MORB) و Intraplate. برای کرومیت‌های کوهی دو سری ماگمایی محتمل می‌نماید که عبارتند از: سری جزایرقوسی و سری بونینیتی (شکل ۵ ج). البته این دوسری ماگمایی را می‌توان در هم ادغام کرد. بر اساس نمودارهای

گوشته‌ای از این عنصر می‌تواند ناشی از آرایش این ماگماها با مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگزینی و یا ناشی از غنی‌شدگی به‌وسیله‌ی سیالات در زون فرورانش باشد [۳۳]. این طور به نظر می‌آید که بیهنجاری مثبت Pb، به دگرنهادی گوه-ی گوشته‌ای به‌وسیله‌ی سیال‌های ناشی از پوسته‌ی اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای اشاره دارد [۱۹].

که در بالای زون فرورانش قرار دارد، غنی‌شدگی نشان می‌دهد [۳۵]. بعلاوه غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LIL = Rb, K, Th) و تهی‌شدگی یکنواخت از عناصر با قدرت یونی بالا (HFS = Ti, Sr, Nb) بیانگر ماگماتیسم کمان‌های آتشفشانی حاشیه‌ی قاره است [۲۸، ۳۴]. افزون بر این، بیهنجاری منفی Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است. بنابراین بیهنجاری‌های منفی ماگماهای



شکل ۵ الف) نمودار TiO_2 نسبت به Cr_2O_3 [۱۸]. ب) نمودار مثلثی Cr ، Al ، Fe^{3+} (پ) نمودار TiO_2 نسبت به Cr_2O_3 [۲۸، ۱۹]. ت) تعیین محیط زمین‌ساختی و وزن کرومیت‌های محدوده کوهی بر اساس دیاگرام مقدار TiO_2 نسبت به $Cr/Cr + Al$ [۲۹]. ث) نمودار $Cr/Cr + Al$ نسبت به TiO_2 [۲۹] ج) نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۲۴].



نمودار ۱ نمودارهای همبستگی اکسید عناصر فرعی (بر حسب PPM) در کانسار کرومیت کوهی.

ژئوشیمی و کاربرد صنعتی کرومیت‌های کوهی

علی‌رغم این که کرومیت‌های افیولیتی در مقایسه با کرومیت‌های چینه‌سان اغلب کوچکند ولی بیش از نیمی از فرآورده‌های معدنی کرومیت‌دنی را فراهم کرده‌اند [۳۳]. کانسارهای کرومیت‌نیامی به واسطه‌ی نسبت بالای Cr/Fe (سنگ معدن متالورژیکی) و یا نسبت بالای Al/Fe (سنگ معدن دیرگداز) در مقایسه با ذخایر کرومیتی نوع چینه‌سان، اقتصادی‌ترند [۳۶، ۱۷]. کرومیت یک کانی از خانواده اسپینل‌ها با گستره‌ی ترکیب شیمیایی گسترده است کاربردهای صنعتی متنوعی را می‌توان برای آن در نظر گرفت. بیشترین کاربرد کرومیت در صنایع متالورژی برای تولید فروکروم است که در آن کروم نقش یک ترکیب مقاوم در مقابل اکسایش، خوردگی، سایش و گرما را دارد و آلیاژهای زیادی از انواع مختلف تولید می‌شود [۳۷]. کرومیت‌های پادیفرم در همبافت‌های افیولیتی نیز به عنوان تنها منبع کرومیت دیرگداز با $Al_2O_3 > 20wt\%$ ، آهن پائین و $(Cr_2O_3 + Al_2O_3 > 60wt\%)$ بوده [۳۸] و منابع مهمی برای کاربرد متالورژی با $(Cr_2O_3 > 40wt\%)$ و نسبت Cr/Fe بین ۲/۵ تا ۴ نیز به حساب می‌آیند [۲۶]. شرط لازم برای استفاده از کرومیت در صنایع متالورژی به منظور تولید فروکروم، مقدار بالای Cr_2O_3 در کانه کرومیت (۴۶٪ یا بالاتر) است و از طرفی می‌بایست نسبت Cr/Fe حداقل ۳ به ۱ باشد. شرط لازم برای استفاده از کرومیت در صنایع شیمیایی، مقدار Cr_2O_3 در کانه کرومیت (۴۶-۴۰ درصد) است و از طرفی می‌بایست نسبت Cr/Fe حداقل ۲ به ۱/۵ باشد. بر اساس میزان Cr_2O_3 Fe₂O₃ ۴۴/۴۴ تا ۶۲/۷٪ و میانگین آن تا ۴۹/۵۴٪ و میزان Al_2O_3 (۱۲/۷۳٪ تا ۱۷/۸۵٪) و میانگین Al_2O_3 (۵/۳٪) و با توجه به عیار و Cr/Fe (۲/۹۳ تا ۳/۵) کانسنگ کرومیت گستره مورد بررسی در درجه‌ی اول برای مصارف متالورژی (تولید فروکروم) مناسب است، همچنین با توجه به درصد Cr_2O_3 و Al_2O_3 و میزان Fe₂O₃ در صنایع شیمیایی نیز قابل استفاده است و با توجه به مقدار پایین Al_2O_3 (کمتر از ۸٪) برای صنایع دیرگداز غیر قابل استفاده است.

برداشت

➤ بالا بودن مقدار Cr_2O_3 (میانگین ۴۹/۵۴ درصد) و MgO- (میانگین ۲۰/۲۹ درصد) در این کانسار حاکی از تبلور کرومیت-ها از ماگمایی با درجه‌ی ذوب بخشی‌بالاست. و همچنین مقادیر

Cr_2O_3 با MgO دارای همبستگی منفی است که این روند عمومی مشاهده‌شده در کرومیت‌های نوع آلی است. ➤ کانسار کرومیت‌کوهی بامقادیر نسبت Cr/Cr + Al از ۰/۸۶ تا ۰/۹۵ (میانگین ۰/۸۱) و مقادیر Al_2O_3 ۲/۴۴ تا ۷/۹ درصد وزنی و نیز تیتان پایین با کانسارهای کرومیت‌آلی نوع کرم‌بالا برآزش دارد.

➤ کانسار کرومیت کوهی با توجه به نسبت Cr/Cr + Al بالای ۰/۸۱ و TiO_2 پایین تر از ۰/۴ درصد بر اساس نمودارهای وابسته از ماگمای سری بونینیتی مشتق شده است و بر اساس نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 و Al_2O_3 نسبت به Fe^{2+}/Fe^{3+} محیط تشکیل آن Supra-subduction (SSZ) است.

➤ الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی نمونه‌های سنگی برداشت‌شده از منطقه‌ی مورد بررسی مشابه گوشته‌ی اولیه بوده و تفاوت‌موجود، در میران تمرکز این عناصر است. این می‌تواند نشان‌دهنده‌ی ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و خاستگاه مشترکشان باشد.

➤ تهی‌شدگی Ti و غنی‌شدگی Th در نمونه‌های سنگی تأییدکننده‌ی خاستگاه ماگمایی وابسته به زون فرورانش است. ➤ به طور کلی بر اساس وجود بافت‌های غالب اولیه توده‌ای و افشان می‌توان نتیجه گرفت که این کانسار به صورت سین‌ژنتیک تشکیل و بافت‌های ثانویه کاتاکلاستی و برشی و کششی که بیانگر زمین‌ساختی به شدت فعال منطقه هستند حاکی از قطع و جابجا شدن کانسار به وسیله‌ی دسته‌های متعدد گسلی در خلال جایگیری مجموعه‌ی افیولیتی و پس از آن است.

➤ همخوانی میان پراکندگی نقاط (موقعیت شاخص‌ها) و نیز روند دسته‌ها NE, SW بیانگر آن است که در جابجایی این کانسار، این دسته‌ها گسل‌ها بیشترین نقش را ایفا کرده‌اند بنابراین از این مسئله می‌توان در پی جوئی نیز استفاده کرد.

بر اساس کارهای پی‌جویی انجام شده و آنالیز XRF نمونه‌های کرومیت و درصد عناصر اصلی کمیت و کیفیت کرومیت‌های منطقه از سطح بالایی برخوردار است. بر اساس میزان Cr_2O_3 Fe₂O₃ ۴۴/۴۴ تا ۶۲/۷٪ و میانگین آن تا ۴۹/۵۴٪ و میزان Al_2O_3 (۱۲/۷۳٪ تا ۱۷/۸۵٪) و میانگین Al_2O_3 (۵/۳٪) و با توجه به عیار و نسبت Cr/Fe که از ۲/۹۳ تا ۳/۵ می‌رسد کانسنگ کرومیت گستره‌ی مورد بررسی در درجه‌ی اول برای مصارف متالورژی (تولید فروکروم) مناسب است، علاوه بر این با توجه

Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p.71-103. rocks. Can. J. Earth Sci., 8 (1967) 523-548.

[8] Coleman R. G., "Ophiolites", Springer Verlag, Berlin, (1977) 229 p.

[9] Sabzehei M., "Rodinitization of Iranian basic rocks", A new interpretation, Journal of Science, Islamic Republic of Iran, 13 (2) (2002) 155-160.

[۱۰] ترابی ق، "بررسی رودنگیتی شدن دینامیکی و کانی-شناسی آن در بخشی از مجموعه افیولیتی شمال انارک"، هشتمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران (۱۳۷۹).

[۱۱] سبزه ای م، "پتروولوژی افیولیت های ایران"، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۷).

[12] Schandle E.S., Hanley D.S.O, Wicks F.J., "Rodinites in serpentized ultramafic rocks of the Abitibi greenstone belt, Ontario", Canadian Mineralogist, (1989) 579-591

[۱۳] وطن پور ح، آفتابی ع، "بررسی مهم ترین انواع بافت و ساخت کانسارهای کرومیت در منطقه گفت و فرومد سبزوار"، فصل نامه علوم زمین، شماره ۲۳-۲۴، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۶).

[۱۴] ابراهیمی خ، غلامی س، "بررسی کانی شناسی-ژئوشیمیایی ذخایر کرومیت چاه یابوو چشمه پلنگی با نگرشی بر کاربرد صنعتی آنها"، مجله بلور و کانی شناسی ایران بهار ۹۰، صفحه ۱۶۷-۱۸۲.

[۱۵] ملک قاسمی ف، کریم زاده ع. ر، "بررسی کانه زایی پورفیری مس، مولیبدن و آهن در ناحیه قره چیلر - قره دره (شرق سیه رود - آذربایجان شرقی)"، ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران (۱۳۸۱).

[16] Yaghubpur A., Hassannejad A.A., "The Spatial Distribution of Some Chromite Deposits in Iran, Using Fry Analysis", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran University of Tehran 17(2) (2006) 147-152.

[17] Leblanc M., Nicolas A., "Les Chromitites Ophiolitiques: Chronique de la Recherche Minier", v.507 (1992) p.3-25.

[18] Nicolas A., "Structures of ophiolites and dynamic of oceanic lithosphere", Kluwer, Dordrecht, (1989) 367 PP.

[19] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean Crustal growth models", Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 144 (2002) p. 38-56.

به درصد Cr_2O_3 و Al_2O_3 و میزان Fe_2O_3 در صنایع شیمیایی (تولید اسید کرومیک، سولفات کروم، رنگ دانه اکسید کروم) نیز قابل استفاده است و با توجه به مقدار پایین Al_2O_3 (کمتر از ۸٪) برای صنایع دیرگداز غیر قابل استفاده است

بافت های موجود تا حدودی می تواند نشان دهنده ی شرایط تشکیل کانسار باشد. بافت افشان (کرومیت در زمینه ی الیوین) و نیز قشر دونیتی کرومیتیت ها نه تنها گویای تبلور همزمان کرومیت و الیوین در مراحل نخستین تبلور ماگمایی است بلکه مقدم بودن شروع تبلور الیوین را پیشنهاد می کند [۳۹]. در مرحله ی بعد از جایگیری مجموعه ی افیولیتی و همزمان با آن در اثر دگرسانی کانی های اولیه، کانی های ثانویه ای از قبیل سرپانتین، تالک، کلریت، کلسیت و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت) تشکیل می شوند. بافت های ثانویه کاتاکلاستی و برشی و کششی بیانگر زمین ساخت به شدت فعال منطقه و وابسته به مرحله جایگیری افیولیت ها و پس از آن است. به طور کلی می توان گفت این کانسار به صورت سین ژنتیک تشکیل و در خلال جایگیری مجموعه ی افیولیتی و پس از آن به وسیله ی دسته های متعدد گسلی قطع و جابجا شده است.

مراجع

[1] Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke C.A., Drake, C.L. (Eds.)", The Geology of Continental Margins Springer, New York, (1974) pp. 873-887.

[۲] آقانباتی ع، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. (۱۳۸۵) ۵۸۶ص.

[3] Proenza J., Gervilla F., Melgarejo J.C., Bodinier J.L., "Al- and Cr rich chromitites from the Mayari-Baracoa Ophiolitic belt (eastern cuba)", Consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle: Economic Geology, v.94, (1999) 547-566

[4] Boudier F., Nicolas A., "Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments.", Earth Planet. Sci. Lett. 76 (1985) 84-92.

[۵] پژمان ل. ا، "پیدایش کانسارها و منابع معدنی از دیدگاه مبانی ژئوشیمیایی" (۱۳۸۶).

[۶] درویش زاده، ع. "سنگ های دگرگونی"، انتشارات پیام نور (۱۳۸۸).

[7] Irvin T.N., "Chromian Spinel as a Petrogenetic indicator", part2. Petrologic applications:

- northeastern Caribbean*”, Journal of Geophysical Research 112 (2007) 1-19.
- [31] Kerr A.C., Tarney J., Kempton P.D., Spadea P., Nivia A., SauMarriner G.F., Duncan R.A., “Pervasive mantle Plume head heterogeneity: Evidence from the lat Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau”, constraints” Journal of Geophysical Research 107 NO.B7.
- [32] 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. J Petrol 42 (2001) 655–671.
- [33] Sun S.S., McDonough W.F., “Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J.(eds.)”, Magmatism in ocean basins. Geol.Soc. London. Spec. Pub.42 (1989) pp. 313-345.
- [34] Wilson M., “Igneous petrogenesis: a global tectonic approach”, Unwin Hymen, London. (1989).
- [35] Xia Q.-X. Zheng Y-F., Zhou L. G., “Dehydration and melting during continental collision: constraints from element and isotope geochemistry of low-T/UHP granitic gneiss in the Dabie orogen”, Chem. Geol. 247 (2008) 36-65.
- [36] Barnes S. J., Roeder P. L., “The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks”, J. Pet., 42 (2001) 2279-2302
- [37] Mikami M.H., “Chromite in Industrial mineral and rocks by Lefond”, S J., American Institute of Mining, Metallurgica, and Petroleum Engineers, Inc by Prot City Press, Baltimor, Maryland (1983).
- [38] Proenza J.A, Ortega Gutierrez F., Camprubi A., Tritlla J., Elias-Herrera M., Reyisalas M., “Paleozoic serpentinite-enclosed chromite from Tehrizingo (Acatlan complex Sothern Mecxico): a Petrological and mineralogical study”, J. of Sout American Earth Science 16 (2004) pp.547.
- [۳۹] امامعلی پور ع، “بررسی کانی شناسی- ژئوشیمیایی کانی های فرعی و کمیاب همراه با نهشته های کرومیت خوی”، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران زمستان ۸۷، صفحه ۵۵۹-۵۷۰.
- [20] Matveev s., Ballhaus C., “Role of water in the origin of podiform chromitite deposits”, Earth and Planetary Science Letters, v.203, (2002) p.235-243.
- [21] Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S., “Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone Ophiolites. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.)”, Marginal Basin Geology. Special Publication-Geological Society of London, vol. 6 (1984) pp. 77– 89.
- [22] Rollinson H., “Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: A new genetic model.”, The Island Arc, (2005) 542-550.
- [23] 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. Geological Society of America Special Paper, vol. 349 (2000) pp. 139–147
- [24] Arai S., “Chemistry of Chromian Spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry”, Mineralogical Magazine, v.56 (1992) p.173-184
- [25] Zhou M. F., Robinson P. T. Bai W, “Formation of Podiform Chromitites by melt/rock interaction in the upper Mantle”, V29 (1994) pp.98-101.
- [26] Ferrario A., Garuti G., “Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelândia Complex (Central Goiás, Brazil)”, Proc. Geo- Platinum Symp., Essex, U.K., (1988) pp. 261.272.
- [27] Mussalam K., Junge D., Burgath K., “Textural features and chemical characteristic pf chromite in ultramafic rocks, Chalakidiki Complex(northeast Greece)”, Tschermarks mineralogy, Petro. Mitt 29, (1981) 75-101.
- [28] Dick H. J. B., Bullen T., “Chromian Spinel as a Petrogenetic indicator in abyssal and alpine type Peridotites and spatially associated lavas”, Con. Min. Pet. 86 (1984) 54-76
- [29] Kepezhinskas P. K., Taylor R. N., Tanaka H., “Geochemistry of plutonic Spinels from the north Kamchatka arc: comparisons with Spinels from other tectonic setting”, Mineralogical Magazine, 57 (1993) 575-589.
- [30] Virruete E.G., Estau’n A.P., Contreras F., Joubert M., Weis D., Ullrich T.D., Spadea P., “Plume mantle source heterogeneity through time: Insights from the Duarte Complex Hispaniola