

شیمی کانی و پتروژنز کرومیت‌های منطقه گلوانس، کمپلکس دگرگونی شرقی افیولیت خوی

مروت فرید آزاد^{۱*}، مهرا ن ادوای^۲ و هادی داوودی اصل^۲

۱- دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند، تبریز

۲- گروه زمین‌شناسی و معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، اهر

نویسنده مسئول: m_faridazad@yahoo.com*

دریافت: ۹۴/۱/۲۰ پذیرش: ۹۴/۷/۲۱

چکیده

در کمپلکس دگرگونی شرقی افیولیت خوی، عدسی‌های کرومیتیتی چندی رخنمون دارند که برخی از آن‌ها مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرند. کرومیتیت‌های ناحیه گلوانس اخیراً طی مطالعات اکتشافی مورد شناسایی قرار گرفته‌اند. در این ناحیه دو منطقه کانی‌زایی با فاصله ۱۵۰ متری از یکدیگر، رخنمون دارند. منطقه کانی‌زایی ۱ دارای کرومیت‌های با بافت نواری بوده و در سنگ میزبان دونیتی تشکیل شده است. منطقه کانی‌زایی ۲ به صورت یک عدسی بزرگ بوده و از کرومیتیت با بافت توده‌ای تشکیل شده است. هردو زون کانی‌زایی در داخل پریدوتیت‌های گوشته‌ای واقع گردیده‌اند. مطالعات شیمی کانی بر روی نمونه‌های کرومیت منطقه کانی‌زایی ۲ نشان می‌دهد که این کرومیت‌ها با میانگین $\text{Cr}^{\#}$ و $\text{Mg}^{\#}$ به ترتیب برابر ۴۰/۹۰ و ۷۷/۴۵ از نوع کرومیت‌های انبانه‌ای تیپ آلیپی و آلومینیوم بالا هستند. براساس نمودارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی، کرومیت‌های منطقه کانی‌زایی ۲ در محیط زمین‌ساختی MORB بوجود آمده‌اند. محاسبه شیمی مذاب والد کرومیت منطقه کانی‌زایی ۲ گویای مقادیر Al_2O_3 (۱۷/۱۶-۱۶/۹۸ درصدوزنی) و نسبت FeO/MgO (۰/۷۹-۰/۸۳) در ترکیب آن‌ها است. این ویژگی‌ها با محتوای Al_2O_3 و نسبت FeO/MgO مذاب تیپ MORB هماهنگ است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، کرومیتیت، گلوانس، کمپلکس دگرگونی شرقی، افیولیت خوی.

مقدمه

خاستگاه کرومیتیت‌های انبانی^۲ و محیط زمین‌ساختی تشکیل آن‌ها یکی از موضوعات بحث برانگیز و قابل توجه در زمین‌شناسی است. تاکنون برای شکل‌گیری این کانسارها محیط‌های مختلفی چون جزایر قوسی، حوضه‌های پشت قوس و پشته‌های میان‌اقیانوسی^۳ پیشنهاد شده است [۳۰، ۳۸]. اعتقاد بر آن است که ترکیب شیمیایی بلورهای کرومیت در نهشته‌های کرومیتیتی می‌تواند شاخصی از انواع مختلف ماگما باشد. بطوری که کرومیتیت‌های مناطق جزایر قوسی از نوع کرومیتیت‌های پشت کمان و پشته‌های میان اقیانوسی از انواع آلومینیوم بالا هستند [۲۵]. کرومیتیت‌های کروم بالا از ماگمای بونینیتی متبلور می‌شوند در حالی که انواع آلومینیوم بالا از ماگماهای توله‌ای نوع MORB تبلور می‌یابند. در تمام محیط‌های بالا، تشکیل کرومیتیت‌ها حاصل واکنش گوشته بالایی (گوشته سنگ کره‌ای) با ماگمایی است که از میان آن به سمت بالا صعود می‌کند [۳۴]. شیمی کانی کرومیت و

افیولیت خوی در مقیاس زمین‌ساخت جهانی در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ-همالیا و با گسترشی بالغ بر ۳۹۰۰ کیلومترمربع نشان دهنده بقایای لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در موزوئیک است [۷]. با وجود مطالعات انجام گرفته در سال‌های اخیر بر روی افیولیت خوی [۲۶، ۲۱، ۲۰، ۱۶، ۹، ۶، ۵] هنوز درک کاملی در ارتباط با نحوه و شرایط تشکیل آن وجود ندارد. بر اساس مطالعات انجام گرفته توسط خلعتبری جعفری [۲۰]، دو کمپلکس افیولیتی در منطقه خوی شناسایی شده است که شامل (۱) افیولیت قدیمی و چند دگرگونی^۱ که آرمیبول‌های دگرگونی آن بر اساس سن سنجی $\text{K}^{40}/\text{Ar}^{40}$ سن ژوراسیک زیرین (۱۸۱-۱۹۵ میلیون سال) نشان می‌دهند، (۲) افیولیت غیردگرگونی جوان‌تر که سن کرتاسه بالایی دارد. افیولیت‌های دسته اول در بردارنده کمپلکس دگرگونی شرقی است که کرومیتیت‌های مورد بررسی نیز در این کمپلکس قرار دارند.

^۲ Podiform^۳ MORB^۱ Polymetamorphism

بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران و بین مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 37' 22''$ تا $38^{\circ} 54' 16''$ عرض شمالی و $44^{\circ} 36' 02''$ تا $44^{\circ} 57' 01''$ طول شرقی در استان آذربایجان غربی و در شمال شهر خوی واقع شده است (شکل ۱).

جدول ۱. نتایج تجزیه ریز کاو اشعه ایکس کانی کرومیت در کرومیت‌های ناحیه گلوانس

	GI-1	GI-2	GI-3	GI-4
TiO ₂	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۴
Al ₂ O ₃	۳۳/۱۵	۳۴/۰۳	۳۳/۴۵	۳۳/۹۰
Cr ₂ O ₃	۳۴/۴۰	۳۴/۷۵	۳۴/۹۵	۳۴/۶۶
FeO	۱۳/۳۷	۱۳/۲۵	۱۳/۴۲	۱۳/۳۹
MnO	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۷
NiO	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۱
MgO	۱۸/۴۴	۱۸/۳۴	۱۸/۲۵	۱۷/۹۸
Total	۹۹/۷۵	۱۰۰/۷۵	۱۰۰/۴۶	۱۰۰/۳۵
کاتیون‌ها براساس ۴ اکسیژن و Fe ³⁺ براساس معادله [۱۱] محاسبه شده است.				
Al	۱/۱۱	۱/۱۳	۱/۱۲	۱/۱۳
Cr	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۷۸
Fe ³⁺	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸
Fe ²⁺	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۴
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Mg	۰/۷۸	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۶
Total	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰
Mg [#]	۷۸/۶۱	۷۷/۴۲	۷۷/۴۳	۷۶/۳۵
Cr [#]	۴۱/۰۴	۴۰/۶۵	۴۱/۲۱	۴۰/۶۸
Fe ^{+3#}	۵/۲۹	۴/۴۰	۴/۶۸	۴/۱۲

این محدوده بخشی از مجموعه افیولیتی شمال غرب ایران (افیولیت ملانژ خوی-ماکو) بوده و به کمپلکس دگرگونی شرقی [۲۰] از این مجموعه متعلق است. کمپلکس دگرگونی شرقی در شمال شهر خوی قرار داشته و دارای روند شمال غرب و جنوب شرق است. در حاشیه شمال شرقی، این کمپلکس با حاشیه بلوک ایران مرکزی تماس تکتونیکی داشته و در حاشیه جنوب غربی آن، سنگ‌های دگرگونی بر روی توربیدایت‌ها و سری‌های رسوبی-آتشفشانی رانده شده‌اند [۲۰].

سیلیکات‌های همراه آن‌ها و نیز درجه تبلورشان معیاری ارزشمند برای شناسایی شرایط تشکیل و ترکیب گدازه مادر آن‌هاست و می‌تواند به عنوان شاخصی برای شناسایی خاستگاه ماگما و تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی مختلف استفاده شود [۲۵، ۳۵، ۳۶، ۳۷]. توده‌های کرومیتی در ناحیه خوی به صورت صفحه‌ای، عدسی شکل و پراکنده^۴ در میزبان هارزبورگیت‌های گوشته‌ای افیولیت خوی جای دارند و تاکنون هارزبورگیت‌های زون انتقالی گوشته-پوسته و نهشته‌های کرومیت احتمالی همراه آن‌ها در افیولیت خوی شناسایی نشده‌اند [۳]. اغلب این رخدادها کوچک بوده و ذخیره اندکی دارند و در حال حاضر تنها کانسارهای اند (برژوک کوچک و بزرگ) و قشلاق قابل بهره‌برداری هستند. تاکنون نزدیک به ۱۰ رخداد کرومیتی در ناحیه خوی شناسایی شده‌اند [۲]. در این پژوهش شیمی کانی نهشته‌های کرومیتی ناحیه گلوانس خوی به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل آن‌ها، نوع ماگمای به وجود آورنده و ارتباط آن‌ها با کرومیت‌های معدن قشلاق مورد بررسی قرار می‌گیرد.

روش مطالعه

در این پژوهش مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری به منظور بررسی بافت و ساخت، کانی‌شناسی و سنگ میزبان کرومیت‌ها با استفاده از مقاطع نازک، صیقلی و نازک-صیقلی انجام گرفت. ترکیب شیمیایی کرومیت‌ها نیز بر اساس تجزیه نقطه‌ای بلورهای کرومیت به روش ریزکاواشعه ایکس (X^۳PMAX) که نسل جدید ریزکاواشعه ایکس است مورد بررسی قرار گرفت. تجزیه شیمیایی نقطه‌ای کرومیت‌ها به تعداد ۴ نقطه از یک نمونه مقطع نازک-صیقلی کرومیت از زون کانی‌زایی ۲ ناحیه گلوانس با دستگاه ریزکاواشعه ایکس مدل HORIBA XGT-7200 با ولتاژ 50kv و شدت جریان 1mA در شرکت کانساران بینالود تهران انجام گرفت. حد حساسیت دستگاه ۰/۰۰۱ درصد وزنی می‌باشد. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی کرومیت‌های مورد بررسی در جدول (۱) ارائه شده است.

⁴ Disseminated

⁵ X-ray Probe Micro Analyzer

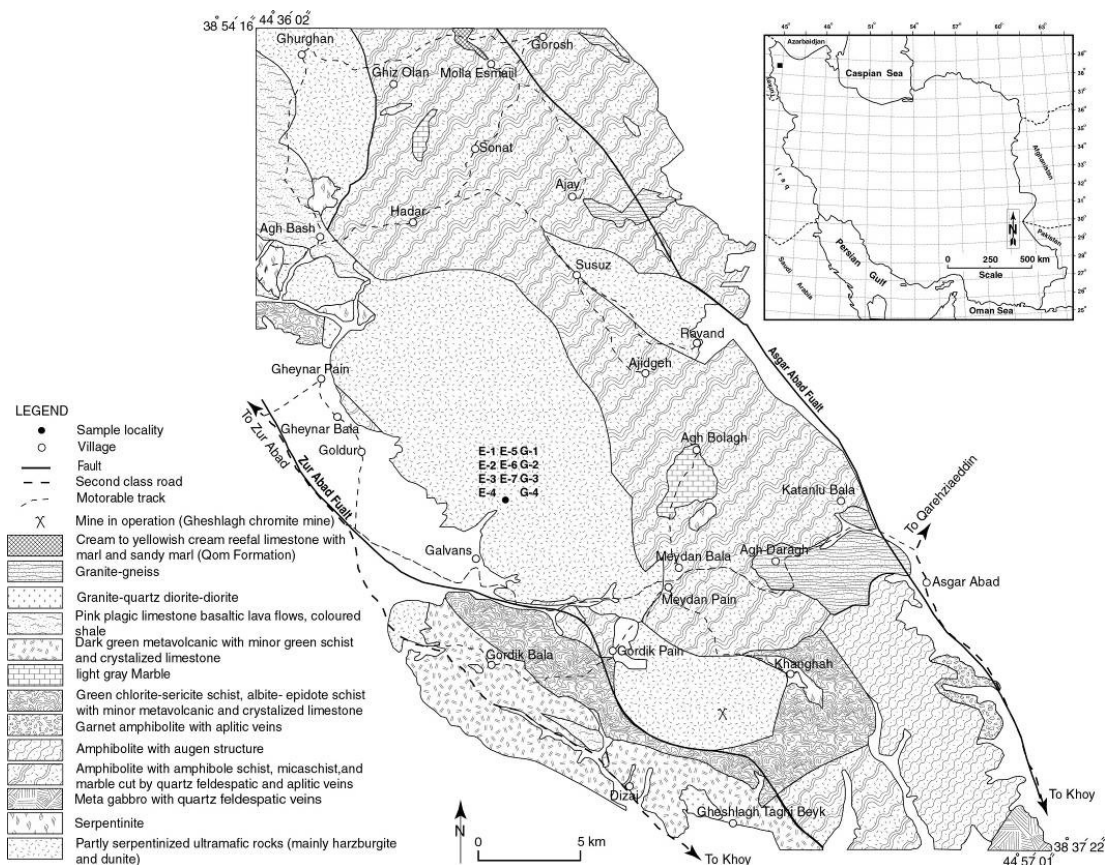
تکتونیکی بزرگی از سنگ‌های پلوتونیکی افیولیتی شامل لرولیت فولیاسیون‌دار و تکتونیت‌های هارزبورگیتی و هم‌چنین متاکومولاهای اولترامافیکی می‌باشد که به همراه این سنگ‌ها، سیل‌ها و دایک‌های فراوانی از متاگابروها (آمفیبولیت‌ها) دیده می‌شود. زیر واحد (۳) شامل شیست‌های سبز، متاولکانیک‌ها، متانکارامیت و زیر واحد (۴) شیست‌های سبز درجه پایین‌تر را نشان می‌دهد.

ب- قطعات تکتونیکی متا افیولیتی: قطعات تکتونیکی وسیع سنگ‌های مافیک و اولترامافیک در بخش مرکزی کمپلکس دگرگونی شرقی دیده می‌شود که تماس‌های تکتونیکی سیستماتیک با واحدهای مختلف نشان می‌دهد. متافیولیتی شامل قطعاتی از توالی گوشته‌ای باقی‌مانده با تغییر شکل‌های خمیری درجه بالای ویژه آن‌ها و توالی پوسته‌ای نفوذی با بافت‌های کومولایی مشخص می‌باشند [۲۰]. کرومیتیت‌های مورد مطالعه در داخل این کمپلکس دگرگونی و در بین سنگ‌های پریدوتیتی آن جای گرفته‌اند (شکل ۱).

این زون دگرگون شده دارای بخش‌های تکتونیکی گسترده‌ای از افیولیت‌های دگرگون شده است که عمدتاً شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده با متاگابروهای همراه آن‌ها هستند. از دیدگاه ساختاری این سنگ‌ها با چین‌خوردگی ایزوکلینال و توسعه زون‌های برشی با مقیاس‌های متفاوت مشخص می‌شوند که عمدتاً نیز در جهت شمال‌غرب- جنوب‌شرق قرار گرفته‌اند. فولیاسیون اصلی (S₁) به خودی خود چین خورده است و یک فولیاسیون ثانویه (S₂) و هم‌چنین به صورت محلی یک فولیاسیون نوع (S₃) ایجاد کرده است. این کمپلکس شامل واحدهای زیر است [۲۰]:

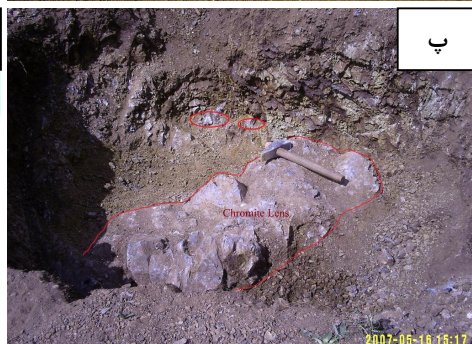
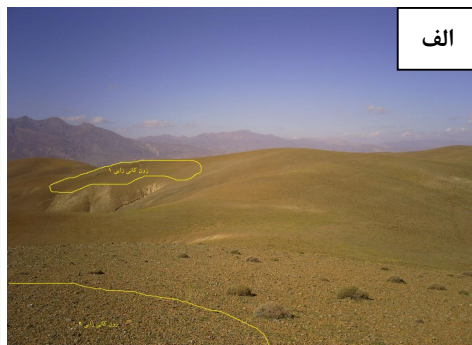
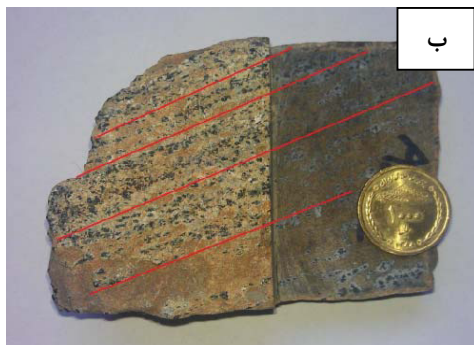
الف- واحد دگرگونی شرقی: این واحد بخشی از کمپلکس دگرگونی شرقی بوده و خود به ۴ واحد فرعی به ترتیب زیر تقسیم گردیده است:

زیر واحد (۱) شامل میکاشیست، آمفیبولیت‌ها و گنیس می‌باشد. زیر واحد (۲) شامل آمفیبولیت‌های ریزدانه به همراه متاکوارتزیت و گنیس‌های لپتینیتی بوده که قطعات



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه گلوانس و محل نمونه‌برداری، با تغییرات از [۲۸]

که در اثر دگرگونی ضعیف، کانی‌های سرپانتین، تالک و بروسیت و در بعضی نقاط کلریت در آن‌ها به وجود آمده است. در این ناحیه، کانی‌زایی در دو منطقه مجزا و نزدیک به هم رخ داده است (شکل ۲ الف) که در ادامه به تشریح این مناطق پرداخته می‌شود:



شکل ۲. الف) موقعیت مناطق کانی‌زایی ۱ و ۲ کرومیت گلوانس (دید به سمت شمال غرب). روستای گلوانس در سمت چپ خارج از تصویر واقع است. ب) بافت نواری موجود در کرومیت‌های منطقه کانی‌زایی ۱ گلوانس. پ) رخنمون عدسی کرومیتیتی زون کانی‌زایی ۲ گلوانس در داخل ترانشه حفر شده (دید به سمت شمال شرق). ت) نمونه دستی از کرومیتیت با بافت توده‌ای در زون کانی‌زایی ۲ گلوانس.

گلوانس می‌باشد (شکل ۲ الف). کانی‌زایی در این زون به صورت عدسی شکل است. عدسی کرومیتیتی نسبتاً بزرگ در این منطقه دارای عرض ۴۰ سانتی‌متر و طول ۱/۵ متر و عمق ۲ متر می‌باشد (شکل ۲ پ). این کانی‌زایی دارای کرومیت با بافت توده‌ای است (شکل ۲ ت).

بافت توده‌ای از فراوان‌ترین بافت‌های ماگمایی اولیه در کرومیتیت‌های مورد مطالعه است. این بافت حاصل تجمع دانه‌های کم و بیش درشت کرومیت به همراه مقادیر ناچیزی کانی‌های اولیوین، پیروکسن، تالک، سرپنتین، مگنتیت و هماتیت می‌باشد. عدسی کرومیتیتی فوق با شیب ۸۵ درجه رو به شمال قرار گرفته و عدسی‌های کرومیتیتی نیز همین روند را نشان می‌دهند. این روند با عدسی‌های کرومیتیتی دیگر قشلاق که در ۲۵ تا ۳۰ کیلومتری جنوب شرق این ناحیه قرار دارند مطابقت دارد

مشخصات صحرایی مناطق کانی‌زایی کرومیت گلوانس

مناطق کانی‌زایی کرومیت گلوانس در شمال شهر خوی و در شرق روستای گلوانس در درون سنگ‌های پریدوتیت گوشته‌ای واقع شده است (شکل ۱). این سنگ‌های پریدوتیتی شامل دونیت، هارزبورگیت و لرزولیت می‌باشند

منطقه کانی‌زایی ۱

این منطقه در ۳/۵ کیلومتری شرق روستای گلوانس و در خط الرأس سنگ‌های پریدوتیتی منطقه واقع شده است. نوع سنگ در برگیرنده این کانی‌زایی دونیت است. در این منطقه کانی‌زایی، کرومیت بیش‌تر به صورت بافت‌های نواری رخ داده است (شکل ۲ ب). بافت نواری از تکرار لایه‌های غنی از کرومیت به همراه کانی‌های اولیوین، پیروکسن و سرپنتین ایجاد می‌شود. در این حالت فازهای اکسیدی و سیلیکاتی از یکدیگر جدا شده و تشکیل لایه‌های مجزا را می‌دهند [۱].

منطقه کانی‌زایی ۲

این منطقه نیز در خط الرأس واقع شده است ولی با این تفاوت که این خط الرأس مرتفع‌ترین نقطه از روستای

می‌توان گفت که سنگ میزبان از نوع دونیت می‌باشد. دونیت‌های این منطقه کانی‌زایی، در حال تبدیل به سرپنتین و ساپونیت می‌باشند (شکل‌های ۴ الف-ب-پ و ت). بافت غربالی در اثر تشکیل کانی‌های سرپنتین به صورت رگچه‌های ظریف در داخل دونیت تشکیل شده است (شکل‌های ۴ الف و ب) [۴]. کانی کرومیت در این منطقه با بافت نواری (شکل ۳) مشاهده می‌شود. حاشیه کانی‌های کرومیت دارای خوردگی نسبتاً شدید بوده که گاهی شکل خلیجی به خود می‌گیرند.

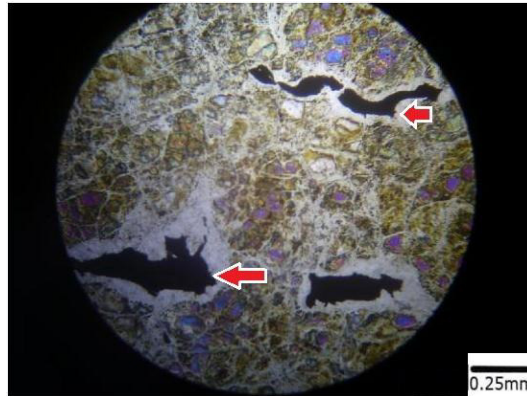
کانه‌نگاری: کرومیت (شکل‌های ۵ الف و ب) به همراه مقادیر بسیار کم پیروتیت (شکل ۵ پ) و نیکلین (شکل ۵ ت) از کانه‌های موجود در نمونه‌های این منطقه کانی‌زایی می‌باشند [۴].

[۴]. عدسی بزرگ از لحاظ وجود کانی کرومیت دارای تراکم بیشتری نسبت به عدسی‌های کوچک است. عدسی‌های کوچک، محتوای کرومیت کم و میزان سرپنتین بین دانه‌های بیشتری دارند و گاهی دارای چین‌خوردگی نیز می‌باشند. مهم‌ترین ویژگی که این منطقه را از منطقه کانی‌زایی ۱ متمایز می‌سازد وجود عدسی‌های کوچک مگنتیتی است که بعضاً دارای بلورهای خوش وجه نیز هستند [۴].

کانه‌نگاری و سنگ‌نگاری

منطقه کانی‌زایی ۱

سنگ‌نگاری: سنگ میزبان دارای بافت دانه‌ای و متشکل از کانی‌های بی‌شکل اولیوین به همراه کرومیت است و لذا



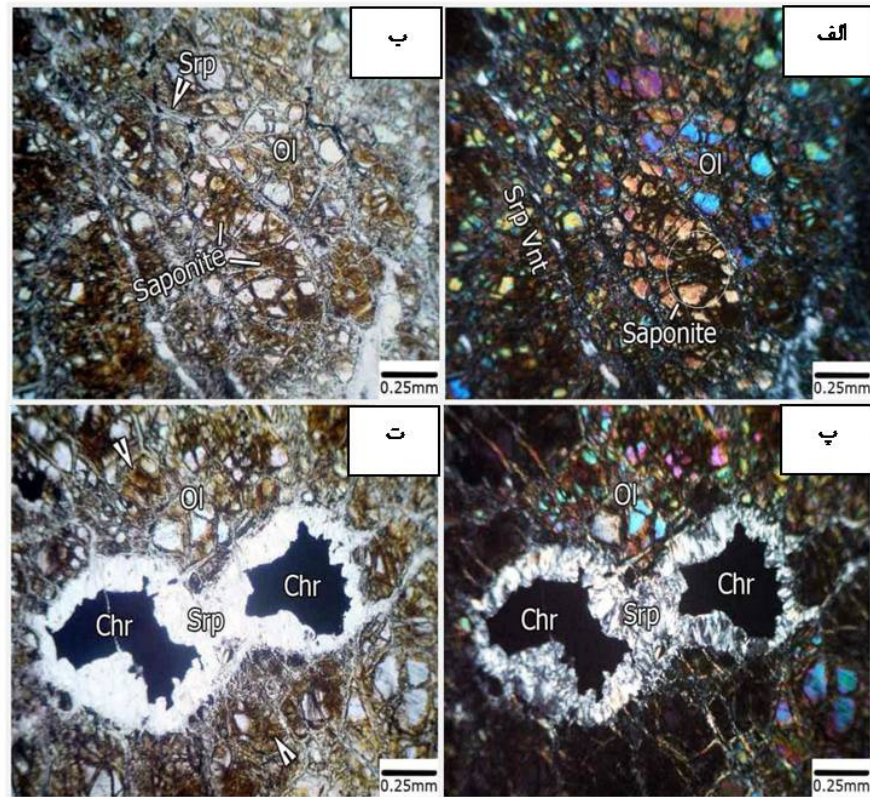
شکل ۳. تصویر میکروسکوپی از کرومیت‌های با بافت نواری در منطقه کانی‌زایی ۱ گلوانس در زمینه اولیوین سرپنتینیزه. نورپلاریزه عبوری - XPL

منطقه کانی‌زایی ۲

سنگ‌نگاری: نمونه‌های این منطقه دارای ۹۰ درصد کانی کرومیت بوده که نام سنگ با این حجم کرومیت، کرومیتیت می‌باشد (شکل‌های ۶ و ۷ پ). فضای بین بلورهای کرومیت را سرپنتین، پیروکسن‌های اولیه و تالک اشغال می‌کند (شکل ۷ پ). در این منطقه کانی‌های کرومیت دارای بافت توده‌ای هستند.

کانه‌نگاری: در نمونه‌های این منطقه کانه‌زایی علاوه بر کانی کرومیت (شکل‌های ۷ الف و ت)، مگنتیت به صورت

پراکنده مشاهده می‌شود و این کانی در حال تبدیل به کانی هماتیت ثانویه (مارتیت) است (شکل ۷ ب). کانی‌های کرومیت در نورهای عبوری و بازتابی دارای شکستگی‌هایی است که احتمالاً در اثر کشش ایجاد شده‌اند (بافت کششی) (شکل‌های ۶ و ۷ ت). بافت کششی و یا جدایشی (Pull-apart) از بافت‌های ثانویه هستند که به فراوانی در کرومیتیت‌های ناحیه گلوانس دیده می‌شود. این بافت‌ها به طور عام با فرآیند سرپنتینی شدن در ارتباط بوده و در مراحل پس از پیدایش کرومیتیت‌ها، بیش‌تر در مراحل جایگیری توده‌های اولترامافیک میزبان در مناطق زمین‌ساختی فعال و پس از آن پدیدار شده‌اند [۱].



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از سنگ دربرگیرنده و کانی‌زایی کرومیت مرتبط با منطقه کانی‌زایی ۱ گلوانس. الف- بافت غربالی متشکل از بقایای کانی اولیوین اولیه، ساپونیتی شدن و رگچه‌های متقاطع سرپنتین (Srp)، نور پلاریزه عبوری - XPL. ب- تصویر مقطع قبل در نور عبوری - PPL. پ- بلورهای کرومیت (Chr) که از حاشیه بوسيله بلورهای سرپنتین (Srp) احاطه شده‌اند همراه با بقایای اولیوین که از حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها تحت تأثیر فرآیندهای ساپونیتی شدن و سرپنتینی شدن قرار گرفته‌اند. نور پلاریزه عبوری - XPL. ت- تصویر مقطع قبل در نور عبوری - PPL.

شیمی کانی کرومیت

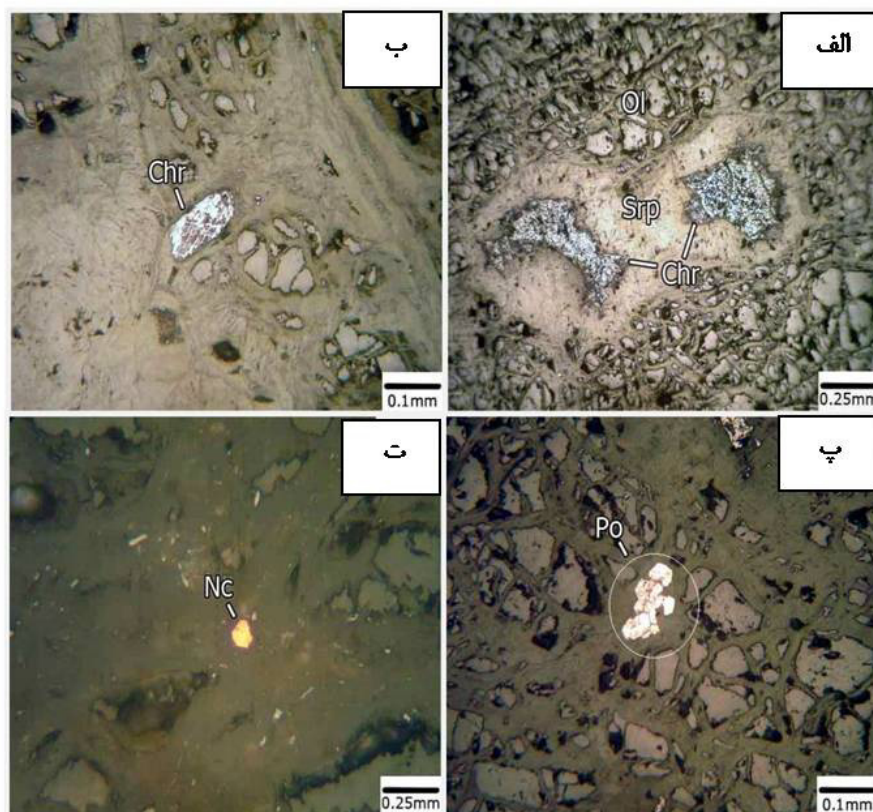
برای بررسی ترکیب شیمیایی کرومیت‌های منطقه کانی‌زایی ۲، تعداد ۴ نقطه کرومیت از یک مقطع نازک- صیقلی به روش ریزپردازشی اشعه ایکس مورد تجزیه شیمیایی نقطه‌ای قرار گرفتند. میانگین Al_2O_3 در کرومیت‌های مورد مطالعه ۳۳/۶۳ درصد وزنی، FeO ۱۳/۳۶ درصد وزنی و TiO_2 برابر ۰/۱۳ درصد وزنی می‌باشد (جدول ۱). میانگین $Cr^{#}$ $100Cr/(Cr+Al)$ و $Mg^{#}$ $100Mg/(Mg+Fe^{2+})$ به ترتیب برابر ۴۰/۹۰ و ۷۷/۴۵ و نسبت $Cr^{#}/Mg^{#}$ آن‌ها برابر ۰/۵۳ است.

در نمودار $Cr^{#}$ نسبت به $Mg^{#}$ (شکل ۸ الف) ترکیب کرومیت‌های ناحیه گلوانس در گستره کرومیت‌های انبانه‌ای قرار می‌گیرد. هم‌چنین در این نمودار، رده‌بندی ترکیب کرومیت‌ها بر اساس مقدار $Cr^{#}$ و $Mg^{#}$ به سه رده آلومینیوم بالا، کروم بالا و آهن بالا آورده شده‌اند که

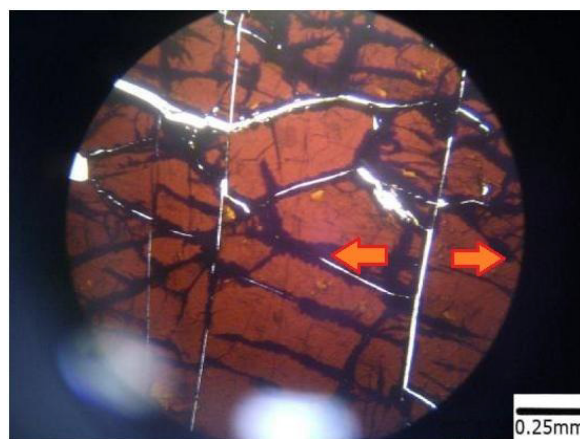
کرومیت‌های گلوانس در محدوده آلومینیوم بالا واقع شده است.

مقادیر TiO_2 در کرومیت‌های ناحیه گلوانس برابر ۰/۱۴-۰/۱۲ درصد وزنی است. پایین بودن مقدار TiO_2 یکی از ویژگی‌های کرومیت‌های انبانه‌ای و وجه تمایز آن‌ها با انواع چینه‌سان است به طوری که مقدار آن در کرومیت‌های انبانه‌ای دیگر نقاط دنیا کمتر از ۰/۳ درصد وزنی گزارش شده است [۷].

لبلانک و ویولت [۲۳] با در نظر گرفتن محتوای Cr_2O_3 و Al_2O_3 در ترکیب کرومیت‌های انبانه‌ای، آن‌ها را به انواع کروم بالا ($wt\% Cr_2O_3 = 45-60$)، آلومینیوم بالا ($wt\% Al_2O_3 > 25$) رده‌بندی کردند. با توجه به اینکه کرومیت‌های گلوانس دارای Al_2O_3 بین ۳۳/۱۵ تا ۳۴/۰۳ درصد وزنی می‌باشند، از این رو از نوع آلومینیوم بالا محسوب می‌شوند (شکل ۸ ب).



شکل ۵. تصاویر مقاطع صیقلی از کانی‌زایی کرومیت مربوط به زون کانی‌زایی ۱ گلوانس. الف- تصویر بلور کرومیت (Chr) در زمینه اولیوین (Ol) و سرپنتین (Srp). ب- تصویر بلور کرومیت بی‌شکل منفرد در زمینه سرپنتین. پ- رخداد بلورهای پیرویت (Po) که به صورت پراکنده در زمینه مطبق مشاهده می‌شود. ت- رخداد بلور نیکلین (Nc) در زمینه سرپنتین. (کلیه تصاویر در نور بازتابی PPL است).



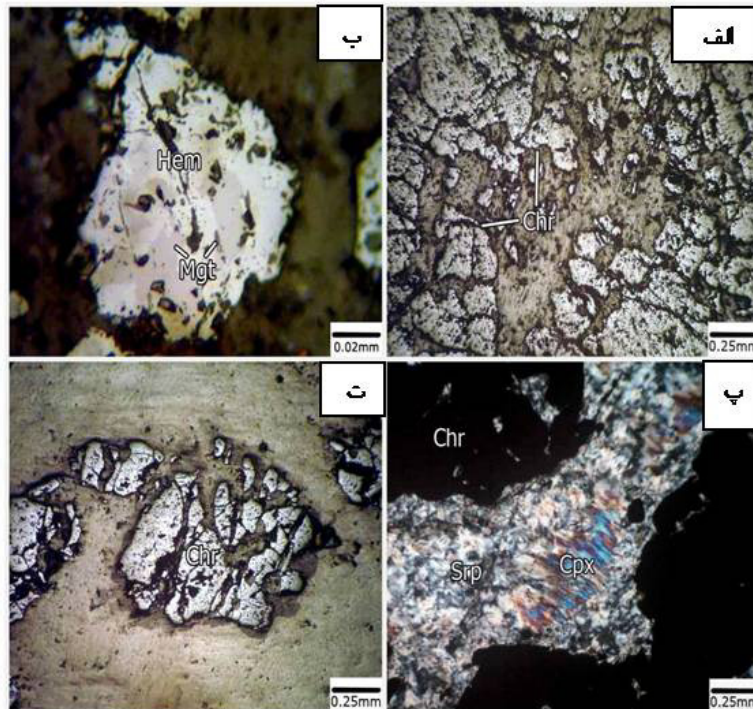
شکل ۶. تصویر میکروسکوپی از بلور کرومیت موجود در منطقه کانی‌زایی ۲ گلوانس که دارای بافت توده‌ای وشکستگی‌های کششی است (نور پلاریزه عبوری - PPL).

کرومیت‌های غنی از آلومینیوم وابسته به ماگمایی هستند که از ذوب بخشی با درجه پایین گوشته بالایی به وجود آمده‌اند. چنانکه در نمودار $Cr^{\#}$ در مقابل $Mg^{\#}$ مشاهده می‌شود (شکل ۸ ب) هرچه میزان درجه‌ی ذوب بخشی بیشتر می‌شود میزان $Cr^{\#}$ و Cr_2O_3 افزایش

ژو و همکاران [۳۶] تشکیل کنسارهای کرومیت انبانه‌ای را نتیجه ذوب بخشی گوشته فوقانی دانسته‌اند. این پژوهشگران معتقدند که کرومیت‌های غنی از کروم از ماگمایی به وجود آمده‌اند که این ماگماها از ذوب بخشی با درجه بالای گوشته بالایی حاصل شده‌اند درحالی که

در این نمودار مقایسه‌ای نیز بین این کرومیتیت‌ها و کرومیتیت‌های دیگر نقاط جهان صورت گرفته است که نشان می‌دهد کرومیتیت‌های گلوانس به دلیل داشتن میزان آلومینیوم بالا خارج از محدوده ذخایر کرومیتیت جهان قرار می‌گیرد.

می‌یابد. $Cr^{\#}$ همبستگی مثبتی با درجه ذوب بخشی دارد به گونه‌ای که کرومیت‌ها با افزایش درجه تهی‌شدگی سرشار از کروم هستند [۱۷، ۱۴]. شکل (۸ پ) نشان می‌دهد که کرومیتیت‌های منطقه گلوانس در درجات پایین‌تری از ذوب بخشی ایجاد شده‌اند (حدود ۴۰ درصد).

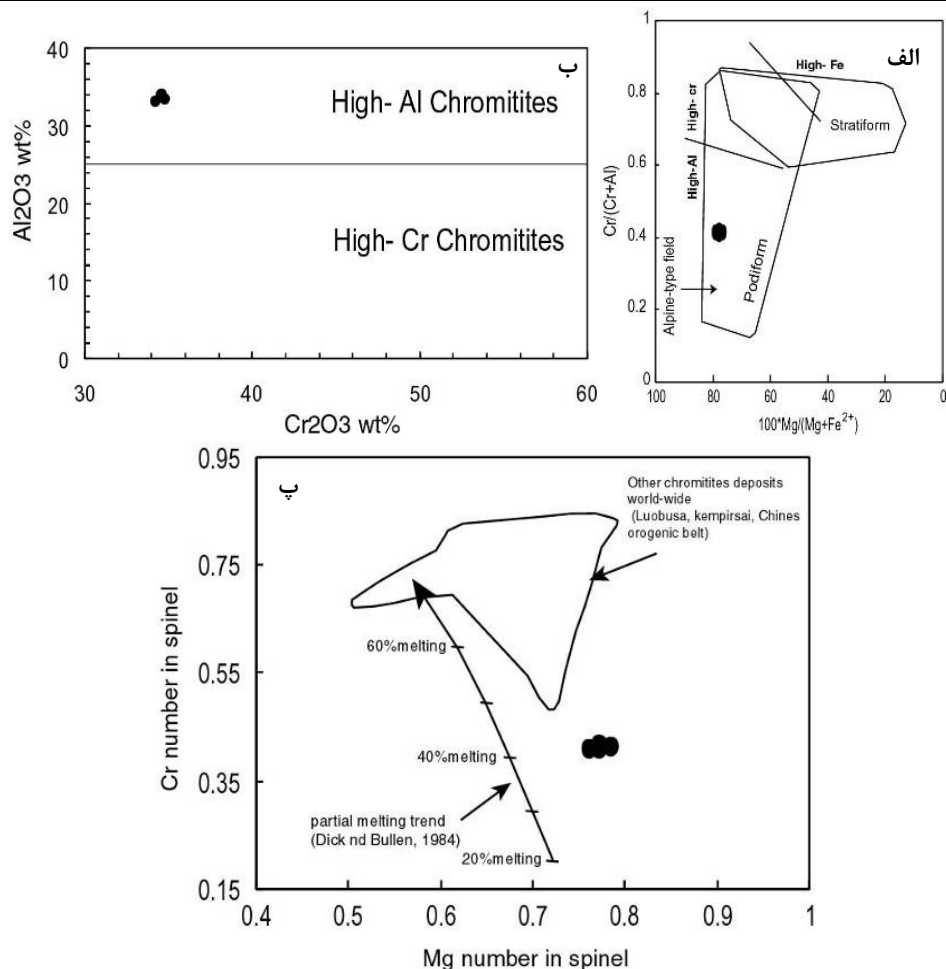


شکل ۷. تصویر مقطع نازک و صیقلی از بلورهای کرومیت موجود در منطقه کانی‌زایی ۲ گلوانس. الف - کانسنگ کرومیت (Chr) با بلورهای کرومیت و زمینه تالک و سرپنتین (باطله). نورپلاریزه بازتابی-PPL. ب- تصویر بلور مگنتیت (Mgt) که به طور بخشی توسط هماتیت ثانویه (مارتیت) (Hem) جانشین شده است. نورپلاریزه بازتابی-PPL. پ- تجمعات رشته‌ای سرپنتین (Srp) نوع آنتیگوریت که فضای بین‌کانه‌های کرومیت (Chr) را پر کرده است و آثاری از بلورهای کلینوپروکسن اولیه (Cpx) نیز در آن قابل مشاهده است. نورپلاریزه عبوری-XPL. ت- تصویری از بلور خرد شده کرومیت (Chr) در اثر کشش. نورپلاریزه بازتابی-PPL.

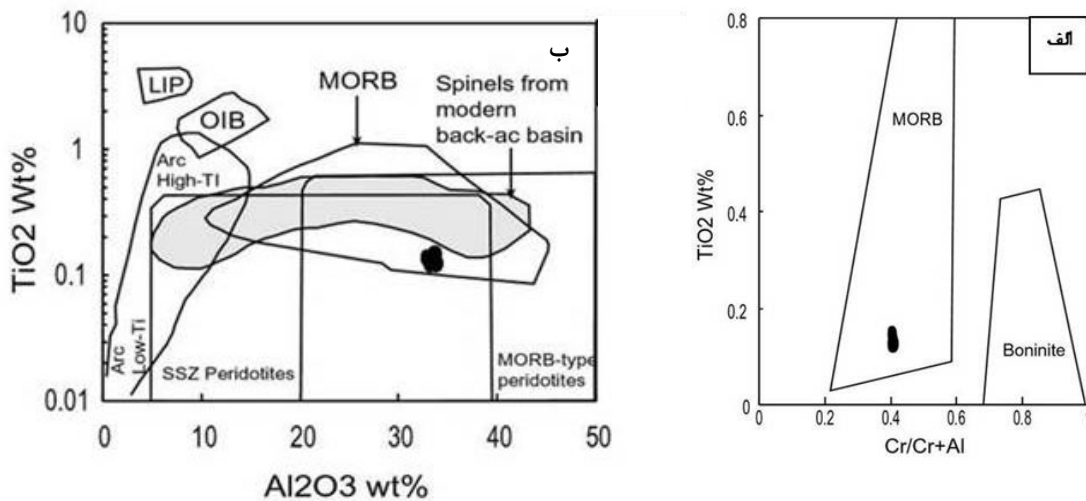
محیط تشکیل کرومیتیت‌ها

شیمی کانی کرومیت و سیلیکات‌های همراه آن‌ها و نیز درجه تبلورشان معیاری ارزشمند برای شناسایی شرایط تشکیل و ترکیب‌گدازه مادر آن‌هاست و می‌تواند به عنوان شاخصی برای شناسایی خاستگاه ماگما و تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی مختلف استفاده شود [۳۶، ۳۷]. با توجه به نمودار TiO_2 در مقابل $Cr^{\#}$ [۳۵، ۲۵]. کرومیت‌های گلوانس در محدوده MORB قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف). در مناطق گسترش با سرعت پایین نظیر حوضه‌های پشت قوس، گوشته از نوع MORB بوده و با گوشته میان اقیانوسی یکسان است. بنابراین به همین دلیل است که در اکثر حوضه‌های پشت‌قوس بازالت‌هایی

شبه اکثر پشته‌های میان اقیانوسی ایجاد شده و در نتیجه درجه ذوب بخشی پایین‌تر است. درجات پایین ذوب بخشی، ماگمایی به وجود می‌آورد که از آن کرومیت‌های آلومینیوم بالا تبلور خواهند یافت. ترکیب کرومیتیت‌های گلوانس در نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 که برای تمایز گستره‌های منطقه بالای فرورانش (SSZ) از پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) ارائه شده است در گستره همپوشی بین پریدوتیت‌های منطقه بالای فرورانشی و مورب قرار می‌گیرند (شکل ۹ ب).



شکل ۸. الف) ترکیب کرومیت‌های گلوانس در نمودار $Cr^{\#}$ در مقابل $Mg^{\#}$ و مقایسه ترکیب آن‌ها با انواع کرومیت‌های Al ، Cr و Fe بالا بر اساس نمودار [۳۶]. ب) موقعیت کرومیت‌های گلوانس در نمودار Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 [۲۲]. پ) موقعیت کرومیت‌های گلوانس در نمودار $Cr^{\#}$ نسبت به $Mg^{\#}$ و ارتباط آن با پریدوتیت‌های گوشته‌ای [۱۲]



شکل ۹. موقعیت کرومیت‌های گلوانس در الف- نمودار TiO_2 (برحسب درصد وزنی) نسبت به $Cr/Cr+Al$ [۲۶] و ب- نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 [۳۱، ۳۲]

آن‌ها را در داخل کرومیت‌های تیب آلومینیوم بالا قرار می‌دهد و در مقایسه با کرومیت‌های کروم بالا که از مذاب‌های با گرایش بونینیتی متبلور می‌شوند، کرومیت‌های آلومینیوم بالا از مذاب‌های توله‌ایتی منشأ می‌گیرند [۳۷]. تبادلات مذاب-سنگ یا مذاب-مذاب فرآیندهایی هستند که برای دستیابی به خاستگاه کرومیت‌های انبانه‌ای در نظر گرفته شده است [۲۷]. تغییرات تدریجی از پوشش‌های دونیتی اطراف کرومیت‌های انبانی به طرف بیرون به سمت هارزبورگیت و لرزولیت درگوشته لیتوسفری می‌تواند نتیجه تبادل مذاب-سنگ باشد [۱۹]. درگوشته لیتوسفری ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن و انحلال کلینوپیروکسن از طریق تبادل مذاب-سنگ از طرف دیگر و ته‌نشست اولیون از مذاب در حال صعود به دلیل گسترش حجم لیکوئیدوس اولیون با کاهش فشار از طرف دیگر [۱۹] فرآیندهایی جهت تولید اولیون و کرومیت هستند. تبادل مذاب-سنگ می‌تواند تا جایی که مذاب ورودی از عمق گوشته و پریدوتیت میزبان کم عمق، خارج از تعادل هستند، پیشرفت کند که این عمل می‌تواند فعالیت سیلیس مذاب واکنشی را افزایش داده و شیمی مذاب را به طرف گرایش بونینیتی تغییر دهد. اضافه شدن مذاب اولیه به مذاب تغییر یافته فوق‌الذکر منجر به تشکیل کرومیت از طریق اختلاط ماگمایی [۱۰] می‌شود. توجه به این حقیقت حائز اهمیت است که تبادل مذاب-سنگ می‌تواند در محیط بالای فرورانش تسهیل شود اما محیط تکتونیکی کرومیت‌های انبانی هنوز موضوع بحث انگیز است. در افیولیت عمان بر اساس آنومالی منفی Nb در کانی‌های آنالیز شده ادخالی در کرومیت‌ها [۳۲]، محیط تکتونیکی پشت قوس را برای تشکیل آن پیشنهاد کرده‌اند. ژو و همکاران [۳۸] محیط مرتبط با قوس را برای کرومیت‌های انبانی کروم بالا و مرکز گسترش نارس شبیه حوضه پشت قوس را برای کرومیت‌های آلومینیوم بالا پیشنهاد کرده‌اند. در مقابل رولینسون [۳۱] مدلی که هر دو کرومیت‌های کروم بالا و پایین می‌توانند در یک محیط تکتونیکی بوجود بیایند را پیشنهاد کرده است. بنابراین تغییر در ترکیب مذاب والد از توله‌ایتی تا بونینیتی می‌تواند بوسیله تبادل مذاب-سنگ حاصل شود.

در این نمودار ترکیب کرومیت‌های مورد مطالعه با اسپینل‌های حوضه‌های پشت‌قوس، جریان بازالت‌های قاره‌ای (LIP)، بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIP)، بازالت‌های پشت‌های میان‌اقیانوسی (MORB) و سری جزایر کمانی نیز مقایسه شده‌اند. همانطوری که مشاهده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در گستره اسپینل‌های MORB قرار می‌گیرند (شکل ۹ ب).

تبلور کرومیت و محدودیت‌هایی بر محیط تکتونیکی آن

ذخایر کرومیت (کرومیتیت) می‌تواند به دو گروه طبقه‌بندی شود: کرومیت‌های لایه‌ای و انبانه‌ای. کرومیت‌های انبانه‌ای معمولاً به صورت توده‌های انبانی شکل نزدیک مرز پوسته-گوشته در کمپلکس‌های افیولیتی دیده می‌شوند [۲۲، ۱۱].

اعتقاد بر این است که کرومیت از مذاب‌های بخشی مشتق از گوشته [۱۳] ته‌نشین می‌شوند. ترکیب ماگمایی که کرومیت از آن متبلور می‌شود یکی از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده شیمی کرومیت است. علاوه بر آن شرایط فیزیکی از قبیل فشار، درجه حرارت و fO_2 احتمالاً تحت تأثیر شیمی کرومیت قرار می‌گیرد [۲۳، ۲۹]. بر اساس ترکیب شیمیایی کرومیت، ماهیت مذاب والد می‌تواند با استفاده از فرمول‌های ارائه شده توسط [۲۴] استنتاج شود:

$$(Al_2O_3)^{2.42}_{melt} (wt. \%) = Al_2O_{3spinel} (wt. \%) / 0.035$$

و

$$Ln (FeO/MgO)_{melt} = Ln (FeO/MgO)_{spinel} - 0.42 + 1.07 * Y_{spinel}^{Al} - 0.64 * Y_{spinel}^{Fe^{3+}}$$

به طوری که

$$Y_{spinel}^{Al} = Al / (Al + Cr + Fe^{3+})$$

$$Y_{spinel}^{Fe^{3+}} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al + Cr)$$

با استفاده از روابط بالا مقدار Al_2O_3 (۱۶/۹۸-۱۷/۱۶) درصد وزنی) و نسبت FeO/MgO (۰/۷۹-۰/۸۳) برای کرومیت‌های انبانه‌ای ناحیه گلوانس بدست آمد. میزان Al_2O_3 و نسبت FeO/MgO بالای مذاب والد کرومیت‌های گلوانس هماهنگ با مذاب تیب MORB است. این نتیجه‌گیری با شکل (۹ الف) سازگار است به طوری که کرومیت‌های ماگمایی مورد مطالعه به خاطر Cr^{II} پایین در محدوده MORB قرار گرفته‌اند. Cr^{II} پایین (۴۰/۶۵ تا ۴۱/۲۱) کرومیت‌های ماگمایی مورد مطالعه،

مقایسه کرومیتیت‌های گلوانس و قشلاق

مطالعه شیمی کانی، سنگ‌شناسی و شرایط تشکیل کرومیت‌های عدسی کرومیتیتی قشلاق که در فاصله ۲۵ تا ۳۰ کیلومتری جنوب شرق این منطقه قرار دارد، توسط [۷] انجام گرفته است. با مقایسه شیمی کانی و شرایط تشکیل کرومیت قشلاق با کرومیت‌های مورد مطالعه (گلوانس) در می‌یابیم که این دو عدسی کرومیتیتی از نظر شیمی کانی و شرایط تشکیل مشابه هستند. با توجه به اینکه هر دو ناحیه فوق در داخل کمپلکس دگرگونی شرقی مجموعه افیولیت خوی و در درون سنگ‌های پریدوتیتی گوشته‌ای جای گرفته‌اند لذا می‌توان گفت هر دو ناحیه فوق تحولات زمین‌شناسی مشابهی را پشت سر گذاشته‌اند و با توجه به یکسان بودن مشخصات تکتونیکی هر دوی آن‌ها [۴] احتمالاً کرومیتیت گلوانس ادامه کرومیتیت قشلاق به سمت شمال غرب است.

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و شیمی کانی بر روی نمونه‌های برداشت شده از مناطق کانی‌زایی کرومیت گلوانس نشان داد که این کرومیت‌ها به شکل عدسی در درون سنگ میزبان دونیتی قرار گرفته‌اند و عمده‌تاً دارای بافت توده‌ای می‌باشند. از نظر شیمی کانی، کرومیت‌های مورد مطالعه جزو کرومیت‌های انبانی و آلومینیوم بالا بوده و از ماگمای توله‌ایتی که حاصل ذوب بخشی درجه پایین گوشته بالایی است در یک محیط تکتونیکی تیپ MORB بوجود آمده‌اند. با توجه به شباهت‌های ساختاری و ژئوشیمیایی بین عدسی‌های کرومیتی مورد مطالعه و عدسی‌های کرومیتی معدن قشلاق به نظر می‌رسد که هر دو تحت شرایط زمین‌شناسی یکسانی بوجود آمده‌اند.

منابع

- [۱] امامعلی‌پور، ع (۱۳۸۸) ژئوشیمی و محیط زمین‌شناسی کرومیتیت‌های ناحیه الند از مجموعه افیولیتی خوی، شمال باختر ایران. فصلنامه علوم زمین، شماره هشتم، ۴۷-۵۶.
- [۲] امامعلی‌پور، ع (۱۳۸۰) متالوژنی افیولیت خوی با نگرشی ویژه بر انباشته‌های سولفوری درآتشفشانی‌های زیردریایی قزل داش خوی. پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۶۶ ص.
- [۳] امامعلی‌پور، ع (۱۳۸۷) بررسی کانی‌شناسی کانی‌های فرعی و کمیاب همراه با نهشته‌های کرومیت ناحیه خوی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره چهارم، ۵۶۰-۵۷۰.
- [۴] داوودی اصل، ه (۱۳۹۲) بررسی کانی‌زایی و ژئوکرومیت در پریدوتیت‌های کلوانس خوی (آذربایجان غربی). پایان نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، ۱۰۶ ص.
- [۵] عزیززی، ح (۱۳۸۰) پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی خوی. پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۵۳ ص.
- [۶] فریدآزاد، م (۱۳۸۹) پترولوژی و پتروگرافی سنگ‌های اولترامافیک و مافیک دگرگونی در مجموعه افیولیتی خوی (شمال غرب ایران). پایان نامه دکتری، دانشگاه تبریز، ۲۱۵ ص.
- [۷] کنعانیان، ع، عطایی، م، میرمحمدی، م. ص. امامعلی‌پور، ع (۱۳۸۹) سنگ‌شناسی، شیمی کانی و شکل‌گیری کرومیت‌های الند و قشلاق، مجموعه افیولیتی خوی (شمال غرب ایران). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره سوم، ۳۷۱-۳۸۲.
- [8] Arai, S (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine*, 56: 173-184.
- [9] Azizi, H., Moinvaziri, H., Mohajjel, M., and Yagobpoor, A (2006) PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for cretaceous-tertiary continental collision. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 1-9.
- [10] Ballhaus, C (1998) Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth and Planetary Science Letters*, 1: 185-193.
- [11] Boudier, F., Nicolas, A (1985) Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters*, 76: 84-92.
- [12] Büchl, A., Brüggmann, G., Batanova, V.G (2004) Formation of podiform chromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex, Cyprus. *Chemical Geology*, 208: 217-232.
- [13] Coleman, R.G (1977) *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?*. New York: Springer-Verlag, 229 p.
- [14] Dike H.J. B Bullen T (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine - type pridotites and spatially associated lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86: 54-76.
- [15] Droop, G.T.R (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from

- from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (Eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94: 547-566.
- [28] Radfar, J. Amini, B. Behrudi, A. Khalatbari, M (1993) Geological map of the Khoy Quadrangle, Scale 1/100000. Geological Survey of Iran.
- [29] Roberts, S., Neary, C.R (1993) Petrogenesis of ophiolitic chromitite. In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. & Neary, C. R. (eds) *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society Special Publication, 76: 257-294.
- [30] Rollinson, H (2008) The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 156: 273- 288.
- [31] Rollinson, H.R (2005) Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: a new genetic model. *Island Arc*. 14: 542-550.
- [32] Schiano, P., Clocchiatti, R., Lorand, J. P., Massare, D., Deloule, E., Chaussidon, M (1997) Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 146: 489-497.
- [33] Sisir, K.M., Edward M.R., Chusi L., Robert F (2006) The genesis of Archaean chromitites from the Nuasahi and Sukinda massifs in the Singhbhum Craton, India. *Precambrian Research*, 148: 45-66.
- [34] Uysal, I., Sadiklar, M.B., Tarkian, M., Karsli, O., Aydin, F (2005) Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (SW Turkey): evidence for ophiolitic genesis. *Mineralogy and petrology*, 83: 219-242.
- [35] Zhou, M.F., Bai, W.j (1992) Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita* 27: 192-199.
- [36] Zhou, M.F., Robinson, P.T., Bai, W.j (1994) Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita*, 29: 98-101.
- [37] Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Li, Z (1996) Podiform Chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 37: 3-21.
- [38] Zhou, M.F., Sun, M., Keays, R.R., Kerrich, R.W (1998) Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 677-688.
- microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- [16] Hassanipak, A., and Ghazi, M (2000) Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, North West Iran: implications for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18: 109-121.
- [17] Ismail, S.A., Mirza, T.M., Carr, P.F (2010) Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 31-41.
- [18] Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42: 655-671.
- [19] Kelemen, P.B., Dick, H.J.B., Quick, J.E (1992) Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358: 635-641.
- [20] Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotton, Jo., Emami, H (2004) New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 507-535.
- [21] Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., and Cotton, J (2006) Petrological and geochemical study of the late cretaceous ophiolite of Khoy (NW Iran), and related geological formations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 465-502.
- [22] Lago, B., Rabinowicz, M., Nicolas, A (1982) Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Journal of Petrology*, 23: 103-125.
- [23] Leblanc, M., Violette, J.F (1983) Distribution of aluminum - rich and chromium - rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology*, 78: 293-301.
- [24] Maurel, C., Maurel, P (1982) Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicate basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles. *Bulletin de Minéralogie*, 105: 197-202.
- [25] Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T.V., Stumpel, E (1997) Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38: 1419-1458.
- [26] Monsef, I., Rahgoshay, M., Mohajjel, M., and Shafaii Moghadam, H (2010) Peridotites from the Khoy Ophiolitic Complex, NW Iran: Evidence of mantle dynamics in a supra-subduction-zone context. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38: 105-120.
- [27] Proenza, J.A., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Bodinier, J.L (1999) Al- and Cr-rich chromitites

Mineral chemistry and petrogenesis of Galvans chromitites, Eastern Metamorphic Complex of Khoy Ophiolite-(NW Iran)

M. Faridazad^{1*}, M. Advay² and H. Davoodi Asl²

1- College of Mining Engineering, Sahand University of Technology, Tabriz

2- Dept of Geology and Mininig, Islamic Azad University-Ahar branch, Ahar

* m_faridazad@yahoo.com

Recieved: 2015/4/8 Accepted: 2015/10/12

Abstract

In the eastern metamorphic complex of Khoy ophiolite, several chromitite lenses are exposed which some of them are exploited. Chromitites of Galvans area have been surveyed recently during exploration activities. There are two mineralization zones which are 150 meters apart other. The Zone 1 mineralization has chromites with banded textures and enclosed by dunitic host rock. The Zone 2 mineralization is a large lens composed of massive texture chromites. Both of them enclosed by mantle peridotites. Mineral chemistry studies on zone 2 chromites (chromitites) indicate that they have average Cr[#] and Mg[#] 40.90 and 77.45 respectively and are podiform, Alpine type with high Al₂O₃ content. Based on tectonic setting discrimination diagrams, these chromites (zone 2) were formed in the MORB setting. Parental melt chemistry calculation of these chromites (zone 2) demonstrates that it has Al₂O₃ (16.98-17.16 wt %) content and FeO/MgO (0.79-0.83) ratios. These features are consistent with Al₂O₃ content and FeO/MgO ratio of MORB-type melt.

Keywords: Mineral chemistry, Chromitite, Galvans, Eastern metamorphic complex, Khoy ophiolite.