

ژئوشیمی باتولیت قره‌داغ (اردوباد) و ارتباط آن با کانه‌زایی مولیبدن در منطقه قره‌چیلر-قره‌دره (شمال شرق خاراوانا-آذربایجان شرقی)

قهرمان سهرابی^۱، علی‌اصغر کلاگری^۲،* محمد رضا حسین‌زاده^۲ و بهزاد حاجعلیلو^۳

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

^۲ گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، ایران

چکیده

منطقه قره‌چیلر-قره‌دره در شمال استان آذربایجان شرقی (شمال غرب ایران) واقع شده است. در این منطقه، کانه‌زایی مولیبدن همراه با مس در ارتباط با توده‌های نفوذی، در مرکز باتولیت قره‌داغ (قره‌چیلر-قره‌دره) رخ داده است. مطالعات پتروژئوژیکی و پتروگرافی نشان می‌دهد که ترکیب توده‌های نفوذی از دیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت تا گرانیت در تغییر است. این توده‌ها بیشتر متالومینوس، کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا بالا و به قوس‌های آتشفشانی (VAG) و از نوع I متعلق هستند. دگرسانی‌های عمده در محدوده کانه‌دار شامل: سیلیسی، پتاسیک، فلیک و پروپیلیتیک است. در اطراف رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی مولیبدن‌دار اغلب دگرسانی نوع پتاسیک و پتاسیک-فلیک رخ داده است. در توده‌های نفوذی تفریق یافته و اسیدی بیوتیت‌دار، میزان Rb، Mo، LREE، K، Ba و Si افزایش یافته است. غنی‌شدگی توده‌های نفوذی از عناصر K، Ba، Rb و تهی‌شدگی از Nb، Ta، Y، Zr نشانگر متاسوماتیزم گوشته فوقانی توسط پوسته اقیانوسی فرورونده، سپس تولید ماگما و عبور آن از پوسته به نسبت ضخیم است. توده‌های نفوذی مرتبط با کانه‌زایی مولیبدن اغلب ترکیب کوارتز-مونزونیتی و گرانودیوریتی دارند.

واژه‌های کلیدی: مولیبدن، کانه‌زایی، دگرسانی، ژئوشیمی، باتولیت قره‌داغ، قره‌چیلر-قره‌دره، پهنه ایران مرکزی

مقدمه

چینه‌شناسی، نوع ماگماتیسیم، وضعیت تکتونیکی و کانه‌زایی با منطقه قفقاز کوچک مشابه است (Rezaie، Mokhtari، 2008؛ Koçyigit et al.، 2001). (Jamali، 2012؛ Aghdam and Sohrabi، 2010). واحدهای کرتاسه (آهک و شیل)، نهشته‌های فیلیشی کرتاسه و ولکانیک‌های پالئوسن و ائوسن

ناحیه قره‌چیلر-قره‌دره بر اساس پهنه‌بندی زمین‌شناسی ایران توسط Eftekharneshad (۱۹۸۱) در پهنه البرز غربی-آذربایجان و توسط Aghanabati (۲۰۰۴) در پهنه ایران مرکزی قرار می‌گیرد. بر اساس مطالعات اخیر، این محدوده از نظر

* calagari@tabrizu.ac.ir

گسترده‌ترین واحدهای منطقه است. با عملکرد مرحله پیرنه در آغاز الیگوسن، توده‌های نفوذی متعدد مانند: باتولیت‌های قره‌داغ و شیورداغ به داخل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و واحدهای کرتاسه نفوذ کرده و موجب دگرسانی و کانه‌زایی در آنها شده است. (Sohrabi ۲۰۰۳ و ۲۰۰۶)، Aghdam Rezaie (۲۰۰۹) و Jamali و همکاران (۲۰۰۹) و (Jamali ۲۰۱۲) مطالعاتی در رابطه با پهنه‌بندی و کانه‌زایی Cu-Mo-Au در پهنه قره‌داغ انجام داده و به ارتباط این پهنه با قفقاز کوچک اشاره داشته‌اند. (Hassanpour ۲۰۱۰) مطالعاتی در رابطه با متالوژنی و ژئودینامیک Cu-Au از منطقه ورزقان تا مشکین‌شهر انجام داده و ضمن تأیید تشابه این منطقه با قفقاز کوچک، جهت فرورانش را از شمال به جنوب در نظر گرفته که بر اساس شواهد صحرایی، تکتونیکی و ژئوشیمی به واقعیت نزدیک است. Aghazadeh و همکاران (۲۰۱۱) در بخش شرقی نوار قره‌داغ-شیورداغ از توده شیورداغ (اهر) تا توده خانکندی (مشکین‌شهر) مطالعاتی در رابطه با ژئودینامیک، ژئوشیمی، پتروژنز و پتروگرافی توده‌های نفوذی انجام داده‌اند. نامبردگان دو فاز ماگمایی دیوریتی-گرانودیوریتی، کالک‌آلکان (با سن ۳۱ میلیون سال) و فاز مونزودیوریتی-مونزونیتی با گرایش شوشونیتی (با سن ۲۳ میلیون سال) را تفکیک نموده‌اند. Mokhtari (۲۰۰۸) و Zakeri (۲۰۱۳) در رابطه با پتروولوژی، کانی‌سازی و ژئوشیمی توده نفوذی قولان (باتولیت قره‌داغ) از قره‌چیلر تا انیق پژوهش‌هایی انجام داده‌اند. نامبردگان توده‌های نفوذی منطقه را کالک‌آلکان و از نوع I مرتبط با قوس‌های قاره‌ای در نظر گرفته‌اند. مطالعات عمده آنها بر روی کانه‌زایی طلا در حد فاصل بین انیق و قره‌چیلر (زیلی‌دره) متمرکز شده است. Mokhtari (۲۰۰۸) نوع کانی‌سازی را مرتبط

با توده‌های نفوذی و Zakeri (۲۰۱۳) نوع کانی‌سازی را اپی‌ترمال سولفید بالا تا متوسط تعیین کرده است. مطالعات انجام شده توسط پژوهشگران نامبرده و نگارندگان نشان می‌دهد که پهنه متالوژنی قره‌داغ با پهنه قفقاز کوچک از نظر نوع ماگماتیسم و کانه‌زایی تشابهات زیادی دارد. هر دو پهنه مرتبط به یک فرآیند تکتونوماگمایی هستند. در مباحث زمین‌شناسی و منابع معدنی آذربایجان (United Nations, 2000) به فرآیندهای کانه‌زایی در قفقاز کوچک پرداخته شده است. بخشی از کانه‌زایی در این پهنه در ارتباط با باتولیت مگری-اردوباد-قره‌داغ بوده که بین ایران، ارمنستان و نخجوان واقع شده است. از معادن مهم پهنه قفقاز کوچک می‌توان به ذخایر Cu-Mo پورفیری کاجاران، آگاراک (ارمنستان) ورگه‌های کوارتزی مولیبدن‌دار پاراگچای (نخجوان) اشاره نمود (United Nations, 2000). ادامه این پهنه در ایران با امتداد NW-SE با نفوذ باتولیت قره‌داغ به داخل نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه تا ائوسن دنبال می‌شود. سیالات هیدروترمالی حاصل از باتولیت قره‌داغ، هاله‌های دگرسانی وسیعی همراه با کانه‌زایی Cu-Mo-Au تشکیل داده است. بخش عمده کانه‌زایی در مرکز باتولیت به صورت رگه‌ای و افشان (Cu-Mo-Au) و بخشی از کانه‌زایی به صورت اسکارنی (Fe-Cu-Au) در همبری آهک‌های کرتاسه رخ داده است. در محدوده قره‌چیلر-قره‌دره کانی‌سازی در رگه و رگچه‌ها به صورت کوارتز+مولیبدنیت و کوارتز+مولیبدنیت+کالکوپیریت $\pm$ پیریت با حاشیه دگرسانی پتاسیک و پتاسیک-فیلیک رخ داده است. هدف از این پژوهش، بررسی کانی‌سازی مولیبدن در این منطقه و ارتباط آن با ژئوشیمی، جایگاه تکتونیکی و پتروگرافی توده‌های نفوذی در مرکز باتولیت قره‌داغ (قره‌چیلر-قره‌دره) است.

زمین‌شناسی منطقه

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیهرود Mehrtartou (۱۹۹۷) مهم‌ترین واحدهای زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی شامل: باتولیت قره‌داغ و واحدهای آهکی-شیلی کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن است. در محدوده کانه‌زایی واحدهای عمده از توده‌های نفوذی دیوریتی تا گرانیتی تشکیل شده است (شکل ۱). کانه‌زایی Mo و Cu در ارتباط با استوک‌های حاصل از این باتولیت و در مرکز آن رخ داده است. این باتولیت در شمال با واحدهای دگرگونی (اسلیت و میکاشیست) و در بخش‌های غربی، شرقی و جنوبی با واحدهای آهکی-شیلی کرتاسه-پالئوسن هم‌مری دارد. در هم‌مری باتولیت با واحدهای آهکی کرتاسه اسکارن‌زایی رخ داده است (اسکارن‌های پهنار، کامتال، کرنگان، اولی، چشمقان، آوان و آستامال). مطالعات پترولوژیکی و پتروگرافی توسط Aminifazl (۱۹۹۴)، Sohrabi (۲۰۰۳) و Mokhtari (۲۰۰۸) نشان می‌دهد که این باتولیت در چندین مرحله نفوذ کرده و متحمل تفریق شده است. مطالعات ایزوتوپی U-Pb بر روی کانی‌های زیرکن گرانودیوریت باتولیت قره‌داغ، سن ۴۶ میلیون سال را نشان می‌دهد (Hassanpour, 2010). همچنین، Robert و همکاران (۲۰۱۱) سن مرحله‌های مختلف باتولیت مقری-اردوباد-قره‌داغ را از ائوسن بالایی (گرانودیوریت، ۴۰ میلیون سال) تا میوسن زیرین (مونزوگرنایت، ۲۳ میلیون سال) تعیین نموده‌اند.

روش انجام پژوهش

این پژوهش بر اساس مطالعات و پیمایش‌های صحرایی، مطالعه مقاطع نازک و صیقلی (۳۰ عدد) و نمونه‌های تجزیه شده از توده‌های نفوذی توسط نگارندگان (با روش XRF به تعداد ۱۵ نمونه و ICP-MS به تعداد ۹ نمونه)، به ترتیب در سازمان انرژی

اتمی و آزمایشگاه Amdel در استرالیا و تجزیه شش نمونه بیوتیت و هورنبلند با روش SEM و به صورت روبشی توسط دستگاه Cam Scan Mv 2300 (ساخت کشور چک) در دانشگاه صنعتی سهند و با تلفیق کلیه اطلاعات حاصل از آنها انجام پذیرفته است. دقت اندازه‌گیری با روش XRF برای اکسیدهای اصلی ۰/۰۱ درصد و برای عناصر فرعی در حد ۱۰ ppm است.

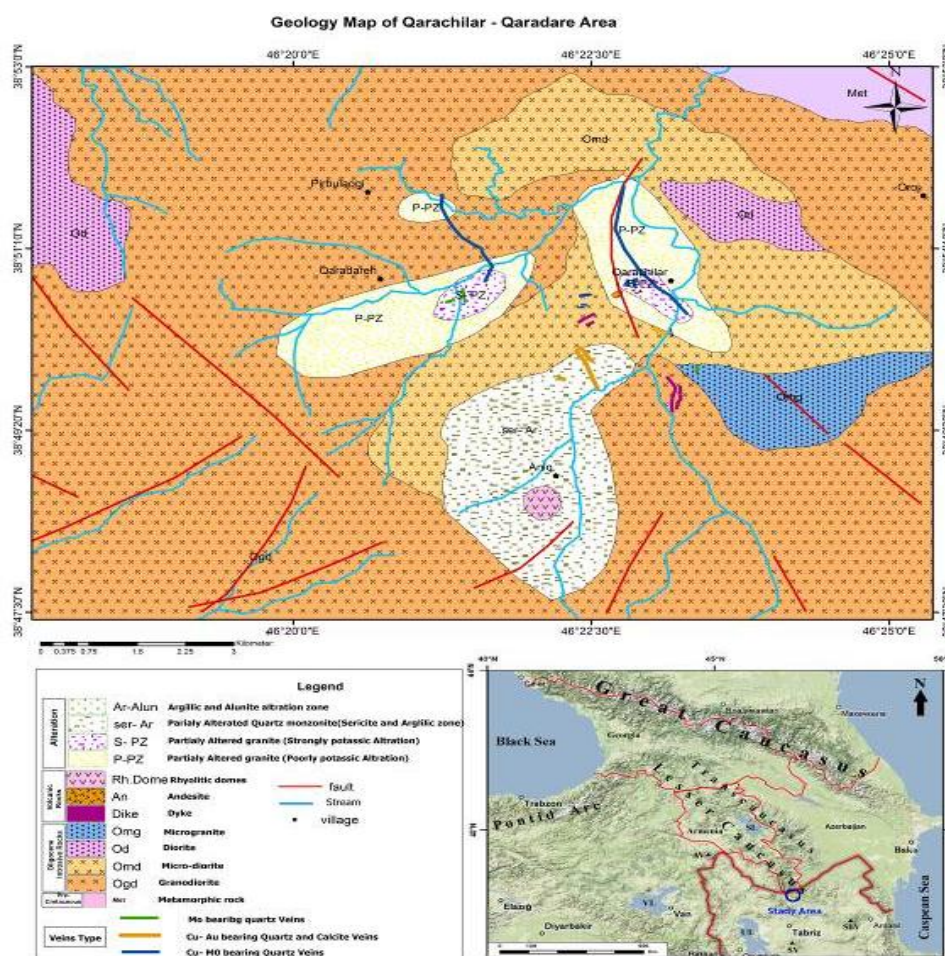
پتروگرافی

در محدوده کانه‌زایی گرانیت‌هایی با بیش از ۶۵ درصد سیلیس مشاهده می‌شود. دامنه ترکیبی توده‌های نفوذی باتولیت قره‌داغ از دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و بیوتیت گرانیت در تغییر است. توده‌های نفوذی بیان شده اغلب توسط دایک‌های پگماتیتی، آپلیتی، دیوریتی و گرانیتی به ویژه در محدوده کانه‌زایی قطع شده‌اند. توده‌های نفوذی در محدوده کانه‌دار اغلب ترکیب گرانودیوریتی و کوارتز مونزونیتی و گاهی بیوتیت گرانیتی (Sohrabi, 2003; Mokhtari, 2008) با کانی‌شناسی کوارتز (۱۰ تا ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۵ درصد)، پتاسیم فلدسپار (۳۰ تا ۳۵ درصد)، بیوتیت (۵ تا ۲۰ درصد)، هورنبلند (۵ تا ۱۰ درصد) و کانی‌های تیره (۱ تا ۵ درصد) دارند (شکل ۲-A). سنگ‌های دیوریتی-گرانودیوریتی قدیمی‌تر هستند و به ائوسن تعلق دارند. فازهای کوارتز مونزونیتی و گرانیت پورفیری مرحله‌های جوان‌تر بوده (میوسن) و کانه‌زایی نیز در ارتباط با آنها است. مرحله‌های جوان‌تر (میوسن) به شدت خردشده و دگرسان هستند و اغلب سبب دگرسانی گرانودیوریت‌ها شده‌اند. از نظر حجمی نیز بخش عمده باتولیت از دیوریت-گرانودیوریت تشکیل شده و مرحله‌های کوارتز مونزونیتی و گرانیت پورفیری اغلب به صورت

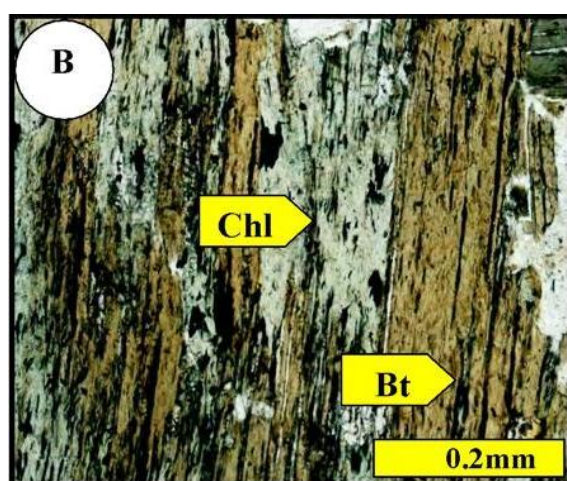
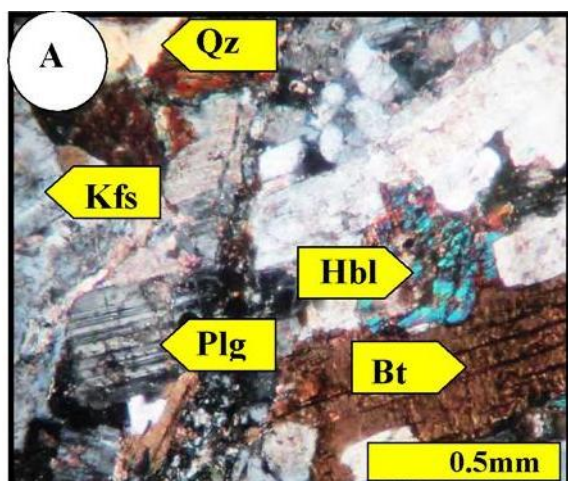
دایک و استوک‌های کوچک از منطقه قره‌چیلر تا انیق رخنمون یافته‌اند.

جوان‌ترین فازهای ماگمایی منطقه دایک‌های آندزیتی و ریولیتی سالم و غیره مینرالیزه هستند که دو مجموعه قبلی (گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت) را قطع نموده‌اند. مشاهده آنکلاوهای مافیک ریزدانه به صورت ماکروسکوپی، بافت آنتی‌راپاکیوی، و ادخال‌های آپاتیت در داخل پلاژیوکلاز و اسفن در داخل بیوتیت و هورنبلند در مقاطع میکروسکوپی، شاید دلالت بر فرآیند هضم ماگماهای مافیک و حد واسط توسط ماگمای اسیدی دارد. در بیشتر توده‌های نفوذی منطقه کانی‌های آبدار هورنبلند و

بیوتیت حضور دارد. گاهی در بیوتیت‌گرانیت، مقدار بیوتیت تا ۲۰ درصد نیز می‌رسد. در مناطق دگرسان شده، اغلب هورنبلندها به بیوتیت و بیوتیت‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۲-B). علاوه بر کانی‌های اصلی و فرعی، در افق‌های پایینی پهنه‌های کانه‌دار و دگرسان شده، به ویژه در بخش‌های فرسایش یافته و کف آبراهه‌های منطقه قره‌چیلر رگچه‌های مگنتیت و مگنتیت±کلریت±بیوتیت±امفیبول تشکیل شده است. همچنین، کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلسیت، آنکريت، سربیسیت و کانی‌های رسی از دگرسانی کانی‌های اولیه، به ویژه فلدسپارها حاصل شده‌اند.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه قره‌چیلر-قره‌دره و موقعیت محدوده قره‌چیلر-قره‌دره نسبت به ایران و پهنه قفقاز کوچک (منطقه قره‌چیلر-قره‌دره با دایره نشان داده شده است).



شکل ۲- کانی‌های توده‌های نفوذی منطقه قره‌چیلر-قره‌دره. (A) کانی‌های تشکیل‌دهنده بیوتیت‌گرانیت قره‌چیلر شامل: کوارتز (Qz)، پلاژیوکلاز (Plg)، بیوتیت (Bt) و پتاسیم‌فلدسپار (Kfs)؛ (B) بیوتیت در حال تبدیل به کلریت (Chl).

در منطقه قره‌چیلر برای آگاهی از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها تعداد سه نمونه به شماره‌های Bi-1 (بیوتیت نفوثرمه در پهنه پتاسیک)، Bi-2 (بیوتیت حاصل از دگرسانی هورنبلند)، Bi-3 (بیوتیت ماگمایی) و سه نمونه از هورنبلندها با روش SEM و به صورت روبشی (سطح نمونه) تجزیه شد (جدول ۱).

بررسی نتایج تجزیه بیوتیت‌ها در محدوده قره‌چیلر-قره‌دره با روش SEM نشان می‌دهد که در بیوتیت‌های ثانویه پهنه پتاسیک نسبت به بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی مقادیر عناصر Cu و Mo و افزایش و عناصر Fe، Mn و Nb کاهش یافته و مقدار Mg تقریباً ثابت مانده است. کاهش مقدار آهن به دلیل مصرف آن در تشکیل فازهای اکسیدی (مگنتیت) و سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) است. در پهنه پتاسیک منطقه که بیوتیت‌های ثانویه کانی بارز آن است علاوه بر وجود سولفید در رگه و رگچه‌های کوارتزی، مقداری سولفید نیز در متن سنگ به صورت پراکنده تشکیل شده است. بیوتیت حاصل از دگرسانی هورنبلند مقادیر بالایی از Fe، Cu و Zn و مقادیر پایینی از K، Mg و Si نشان می‌دهد.

شیمی بیوتیت و آمفیبول: تغییرات نسبت Fe/Mg در بیوتیت‌های گرانیتوئیدها ارتباط نزدیکی با درجه تفریق و حالت اکسیداسیون و پتانسیل کانه‌زایی ماگما دارد (Blevin and Chappell, 1995). بررسی شیمی بیوتیت در تعیین منشأ آنها (اولیه و ثانویه بودن آنها)، سری ماگمایی، محیط تکتونیکی و روند تفریق، آرایش و تبلور ماگمایی مؤثر است. تعیین مقدار هالوژن‌ها (F و Cl) در ترکیب بیوتیت‌ها شاخص مهمی در مطالعه شیمی سیالات ماگمایی و گرمایی مرتبط با سیستم‌های کانه‌زایی پورفیری و پگماتیتهای نقش آنها به عنوان حمل‌کننده فلزات (Cu-Mo-Au) محسوب می‌شود. همچنین، برای تفکیک توده‌های نفوذی بارور و عقیم از یکدیگر و شناسایی سیالات مسئول دگرسانی در تعادل با بیوتیت‌های ماگمایی و دگرسان شده در پهنه‌های دگرسانی به ویژه پهنه‌های پتاسیک و پتاسیک-فلیک به کار می‌رود (Nachit et al., 2005). علاوه بر بیوتیت، هورنبلند نیز از جمله کانی‌های آبدار است که به دلیل داشتن ساختار انعطاف‌پذیر برای جانشینی یونی از جمله برای هالوژن‌ها (F و Cl) مناسب است.

کاهش عناصر Fe و Mn در بیوتیت نتو فرمه می‌تواند به عنوان شاخصی برای کانه‌زایی Cu و Mo در نظر گرفته شود.

طبقه‌بندی، جایگاه تکتونیکی و ویژگی ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای منطقه قره‌چیلر-قره‌دره: بین نوع، ترکیب، جایگاه تکتونیکی و سری ماگمایی توده‌های نفوذی با نوع و ابعاد کانه‌زایی و دگرسانی ارتباط مشخصی وجود دارد. برای مثال اغلب کانسارهای Cu-Mo پورفیری مرتبط با توده‌های نفوذی حدواسط تا اسیدی است (Seedorff et al., 2005). بنابراین، تعیین ترکیب توده‌ها و جایگاه آنها برای تفکیک نوع کانه‌زایی اهمیت دارد. در رده‌بندی توده‌های نفوذی منطقه، تعیین سری ماگمایی، شاخص اشباع از آلومین و محیط تکتونیکی و مطالعات ژئوشیمیایی از عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شد. نتایج تجزیه توده‌های نفوذی محدوده قره‌چیلر-قره‌دره با روش XRF و ICP-MS در جدول‌های ۲ و ۳ آورده شده است.

غنی‌شدگی نسبی بیوتیت‌های ثانویه و بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی هورنبلند از Cu و Mo ناشی از عملکرد سیالات هیدروترمالی است. در نمونه‌های با مقادیر بالای کلر، مقدار مس افزایش یافته است. این شرایط نشان می‌دهد که کلر به عنوان کمپلکس مؤثر در حمل‌ونقل مس بوده است. با توجه به این که ماگمای مولد کانی‌سازی در منطقه اکسیدان بوده است (Zakeri, 2013) بنابراین، در چنین شرایطی کلر نقش اندکی در حمل‌ونقل مولیبدن داشته و کمپلکس‌های اکسیدی و هیدروکسیدی در حمل مولیبدن مؤثر بوده است. در هورنبلندهای ماگمایی و بیوتیت‌هایی که از دگرسانی هورنبلندها حاصل شده‌اند، تمرکز در خور توجهی از عناصر Cu و Mo دیده نمی‌شود. در این نوع نمونه‌ها، مقادیر بالایی را نشان می‌دهد. بنابراین، بیوتیت‌ها را می‌توان به عنوان تمرکز دهنده Cu و Mo و هورنبلندها را تمرکز دهنده Zn در نظر گرفت. افزایش نسبی مقدار عناصر Cu و Mo و Si و

جدول ۱- نتایج تجزیه نمونه‌های بیوتیت و آمفیبول با روش SEM بر حسب درصد (* زیر حد تشخیص)

sample	Biotite			Hornblend		
	Bi-1	Bi-2	Bi-3	H-1	H-2	H-3
Na ₂ O		*		3.59	4.19	3.14
MgO	16.98	12.50	15.43	11.65	16.06	13.09
Al ₂ O ₃	16.14	19.30	16.21	18.36	10.30	12.39
SiO ₂	33.40	26.26	29.24	44.54	40.75	43.20
K ₂ O	10.44	5.59	10.55	2.40	1.29	2.23
TiO ₂	2.37	1.13	3.17	0.99	1.91	1.37
FeO	15.74	24.51	16.14	7.82	12.80	12.21
CaO	0.11	0.32	0.16	7.59	11.70	10.40
MnO	0.04	*	0.41	0.12	0.27	0.22
P ₂ O ₅	0.27	*	*	*	*	0.28
V	0.17	*	*	0.21	0.09	0.02
Cu	0.51	2.14	0.29	*	*	*
Zn	*	0.39	0.04	*	0.12	*
Rb	2.68	7.24	7.40	*	*	*
Mo	0.58	*	*	*	*	*
Nb	*	0.42	0.24	*	*	*
Cl	0.54	0.19	0.52	1.00	0.15	0.54

جدول ۲- نتایج تجزیه نمونه‌ها با روش XRF (اکسیدها برحسب درصد و سایر عناصر بر حسب ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	Cu	Mo	Rb	Nb	Nd
1	59.26	14.36	6.99	6.29	6.67	3.67	3.23	1.63	0.49	0.19	0.14	2.7	36	8	46	8	2
2	55.85	14.06	7.95	7.15	7.96	4.64	3.31	1.86	0.90	0.14	0.52	2.39	25	10	56	12	20
3	65.78	12.33	6.05	5.44	1.21	0.41	0.16	3.79	0.39	0.02	0.08	5.89	33594	529	111	5	41
5	66.13	15.92	3.78	3.0	4	2.05	3.3	2.87	0.53	0.02	0.13	1.01	1063	11	112	5	40
6	71.18	13.77	3.33	3.93	2.16	1.05	3.02	4.38	0.35	0.02	0.11	0.58	76	7	90	9	20
7	69.34	13.47	4.37	3.93	2.14	1.57	2.87	4.85	0.38	0.03	0.13	0.49	1041	65	154	9	1
8	72.13	12.36	2.05	1.84	3.17	0.81	2.95	4.41	0.32	0.02	0.12	1.57	102	8	104	6	26
9	58.75	16.18	6.38	5.74	7.05	2.75	4.12	3.12	0.94	0.12	0.54	0.04	50	9	58	9	51
10	53.43	17.62	8.51	7.66	9.39	4.17	3.28	0.68	0.65	0.17	0.23	1.28	87	9	19	6	1
11	61.61	15.6	6.21	5.59	6.24	2.55	3.37	2.27	0.55	0.11	0.12	0.98	71	7	63	8	14
12	62.42	15.02	6.61	5.95	6.3	2.79	2.86	2.24	0.58	0.13	0.12	0.49	119	13	57	6	10
13	64.54	15.03	5.63	5.07	5.54	2.12	2.98	2.88	0.48	0.11	0.13	0.31	50	8	61	10	5
14	69.36	14.61	3.06	2.75	2.93	1.26	3.83	3.21	0.39	0.04	0.14	0.52	105	11	75	9	17
15	62.93	15.3	5.9	5.31	6.07	2.48	3.13	2.32	0.57	0.11	0.14	0.4	81	10	63	7	24
16	65.01	14.03	5.69	5.12	5.6	2.84	2.68	2.18	0.55	0.13	0.12	1.1	84	6	51	8	21
	Sn	Zr	Zn	Ga	U	Th	Sr	V	W	Y	La	Ni	Pb	Ba	Ce	Co	Sb
1	5	94	74	21	6	2	467	105	3	15	10	6	19	286	4	11	1
2	34	138	61	22	1	2	1043	142	3	15	28	24	9	265	64	16	1
3	67	79	40	15	12	2	51	93	5	21	6	10	12	269	22	20	14
4	3	61	21	15	4	2	267	89	15	16	6	1	7	1019	22	36	1
5	3	128	26	20	5	2	356	77	3	20	N	6	11	536	10	9	6
6	3	145	26	19	2	7	678	50	3	17	40	1	12	1109	19	7	1
7	3	140	27	18	6	10	644	61	21	21	26	19	9	970	26	6	1
8	3	128	26	17	4	9	718	50	17	17	3	6	11	939	56	6	3
9	3	233	81	21	1<	2	1162	126	3	17	51	15	21	958	109	15	9
10	8	33	77	18	1<	2	634	137	3	12	20	2	5	498	N	18	1
11	17	108	50	15	1<	2	401	107	3	19	20	2	9	513	5	11	3
12	3	113	63	19	3	3	388	113	3	18	25	7	8	389	N	15	1
13	18	127	53	15	4	3	374	88	3	19	13	1	8	652	N	8	1
14	19	135	34	18	1<	6	643	54	3	14	14	20	14	679	7	4	2
15	3	116	64	17	2	2	394	98	11	18	N	6	11	518	40	11	1
16	3	115	55	15	3	4	336	103	3	15	13	2	19	453	18	12	9

جدول ۳- نتایج تجزیه نمونه‌ها با روش ICP- MS (اکسیدها برحسب درصد و سایر عناصر بر حسب ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI	Mo	Sr	Rb	Ba	Zn
GD	72.61	11.38	2.90	2.61	2.72	0.95	4.24	3.33	0.43	0.18	0.02	1.15	13.2	523.5	72	1068	20
GB	67.98	14.03	5.55	4.99	3.14	1.49	3.53	2.69	0.54	0.14	0.04	0.81	2.5	296.2	65	535	25
GH-1	64.43	14.91	5.89	5.30	4.98	1.72	3.47	2.83	0.70	0.13	0.11	0.73	2.1	342.7	62	739	49
GH-2	65.77	13.61	5.51	4.96	5.20	1.68	3.61	2.50	0.70	0.12	0.09	1.13	1.1	340.6	57	642	39
GE-1	59.40	14.13	7.53	6.78	6.81	2.24	2.32	4.45	0.99	0.49	0.14	1.37	2	723.9	102	1208	51
GE-2	65.43	13.46	5.95	5.36	5.36	1.94	2.97	1.48	0.53	0.14	0.15	2.50	0.6	333.7	27	480	110
GP-1	67.07	12.81	7.18	6.46	4.23	1.66	2.61	3.09	0.53	0.10	0.06	0.58	4.2	253	90	390	47
GP-2	68.42	13.36	5.94	5.35	3.33	1.51	2.80	2.80	0.58	0.12	0.03	1.01	33.7	237	105	995	49
GP-3	71.97	12.05	2.73	2.46	2.20	1.23	3.23	3.26	0.52	0.14	0.01	2.58	27.8	230.2	121	660	65

ادامه جدول ۳-۱.....

	As	Cu	Bi	Co	Pb	Cs	Li	Nb	Ni	S	Sb	Sc	Sn	Th	U	V	W
GD	0.6	454	0.3	7.9	1	1.4	7	12.1	9	30	0.3	4.2	1.2	7.12	1.6	54	4.4
GB	0.2	232	0.2	13.9	2	2.4	10	8.4	8	71	0.3	11.3	1.2	5.16	1	100	1.4
GH-1	2.6	194	0.1	16.1	5	2.2	6	8.9	5	216	0.7	15.9	1.7	4.7	1.9	142	1.3
GH-2	4.3	118	0.1	13.8	6	3.8	7	8	5	59	1.2	14.8	1.5	4.49	1.5	133	0.3
GE-1	8	11	0.8	13.1	8	1.4	4	8.9	20	100	6.2	12.3	1.6	2.04	1.4	161	6.3
GE-2	2	3169	2.1	27.8	31	1.2	12	5.5	10	175	1.9	16.9	1.3	3.74	1.4	117	0.3
GP-1	0.5	2660	2.5	16.7	7	3.2	7	5.5	6	288	0.3	11.6	1.1	6.91	1.3	113	3.2
GP-2	0.3	6667	1.8	19.5	1	3.2	12	6.5	6	159	0.3	10.5	1.6	6.91	4.6	133	2.6
GP-3	3.3	14006	48.3	6.8	1	5	7	5.4	6	57	0.3	13	1.4	7.56	2.52	120	4.1
	La	Ce	Nd	Pr	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Tm	Yb	Lu	Ta	Y	Hf	Zr
GD	29	43	20.8	6	3.31	0.99	3.39	0.44	2.2	1.4	0.25	1.2	0.2	0.58	10.8	0.3	9
GB	15	33	15.5	4.24	2.83	0.78	3.15	0.44	1.99	1.06	0.2	0.9	0.17	0.4	9.3	0.3	14
GH-1	16	32	19.1	4.9	4.06	1.13	4.69	0.73	4.13	4.13	0.75	3.3	0.41	0.59	23.1	1.11	14
GH-2	12	28	19.3	4.7	4.44	1.15	5.19	0.84	4.46	4.52	0.81	3.3	0.4	0.56	25.4	1	14
GE-1	55	89	49.9	12.55	9.53	3.47	8.73	1.08	4.65	3.03	0.44	1.8	0.25	0.38	21.6	0.76	15
GE-2	13	24	14.7	3.85	2.89	0.95	3.61	0.56	2.97	2.68	0.53	2.3	0.32	0.28	16.8	0.62	9
GP-1	11	21	13.8	3.6	2.93	0.79	3.67	0.59	3.09	3.08	0.58	2.7	0.37	0.34	18.7	0.3	8
GP-2	28	45	25.9	6.99	5.24	1.23	5.29	0.75	3.39	2.9	0.53	2.3	0.32	0.32	19.4	0.3	6
GP-3	20	32	18.4	5.18	3.54	0.99	3.66	0.51	2.37	1.46	0.28	1.2	0.22	0.26	12.5	0.3	3

ژئوشیمی

در مطالعات ژئوشیمیایی از عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول‌های ۲ و ۳). از آنجایی که بعضی از توده‌های نفوذی دگرسان شده‌اند؛ بنابراین، عناصر اصلی نظیر: Fe, Ca, K و Na تحرک مجدد یافته و مقادیر آنها تغییر نموده است. برای حل این مشکل از عناصر غیر متحرک یا عناصر با قابلیت تحرک اندک، نظیر: Ta, Nb, Hf, Yb, Y, Ti و Zr استفاده شد. گرانیتوئیدهای این منطقه بر اساس نمودار ارایه شده توسط Winchester و Floyd (۱۹۷۷) که به وسیله Pearce (۱۹۹۶) برای سنگ‌های نفوذی تصحیح شده است (شکل ۳-۱) اغلب در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، و دیوریت واقع شده‌اند. از نظر شاخص اشباع از اکسید آلومینیوم در نمودار Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) سنگ‌های منطقه در محدوده متاآلموینوس قرار می‌گیرند (شکل ۳-۲).

B. گرانیتوئیدهای منطقه به دلیل مقادیر پایین شاخص اشباع از اکسید آلومینیوم، داشتن کانی‌های هورنبلند، مگنتیت، اسفن و عدم حضور مسکویت، ایلمنیت، گارنت و کلدیریت از نوع I هستند (Harris et al., 1986). سری ماگمایی گرانیتوئیدهای منطقه در نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007) در محدوده کالک‌آلکان و کالک‌آلکان با پتاسیم بالا واقع شده است (شکل ۳-۳). C. از نظر محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه بر اساس رده‌بندی pearce و همکاران (۱۹۸۴) اغلب در محدوده گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی و محیط‌های همزمان با برخورد (VAG, Syn-) COLG (شکل ۳-۴) و بر اساس نمودار Zr/TiO₂ در مقابل Ce/P₂O₅ (Muller and Groves, 1997) که برای تفکیک قوس قاره‌ای همزمان با تصادم و بعد از تصادم استفاده می‌شود، در محدوده قوس قاره‌ای تا محیط پس از برخورد قرار می‌گیرند

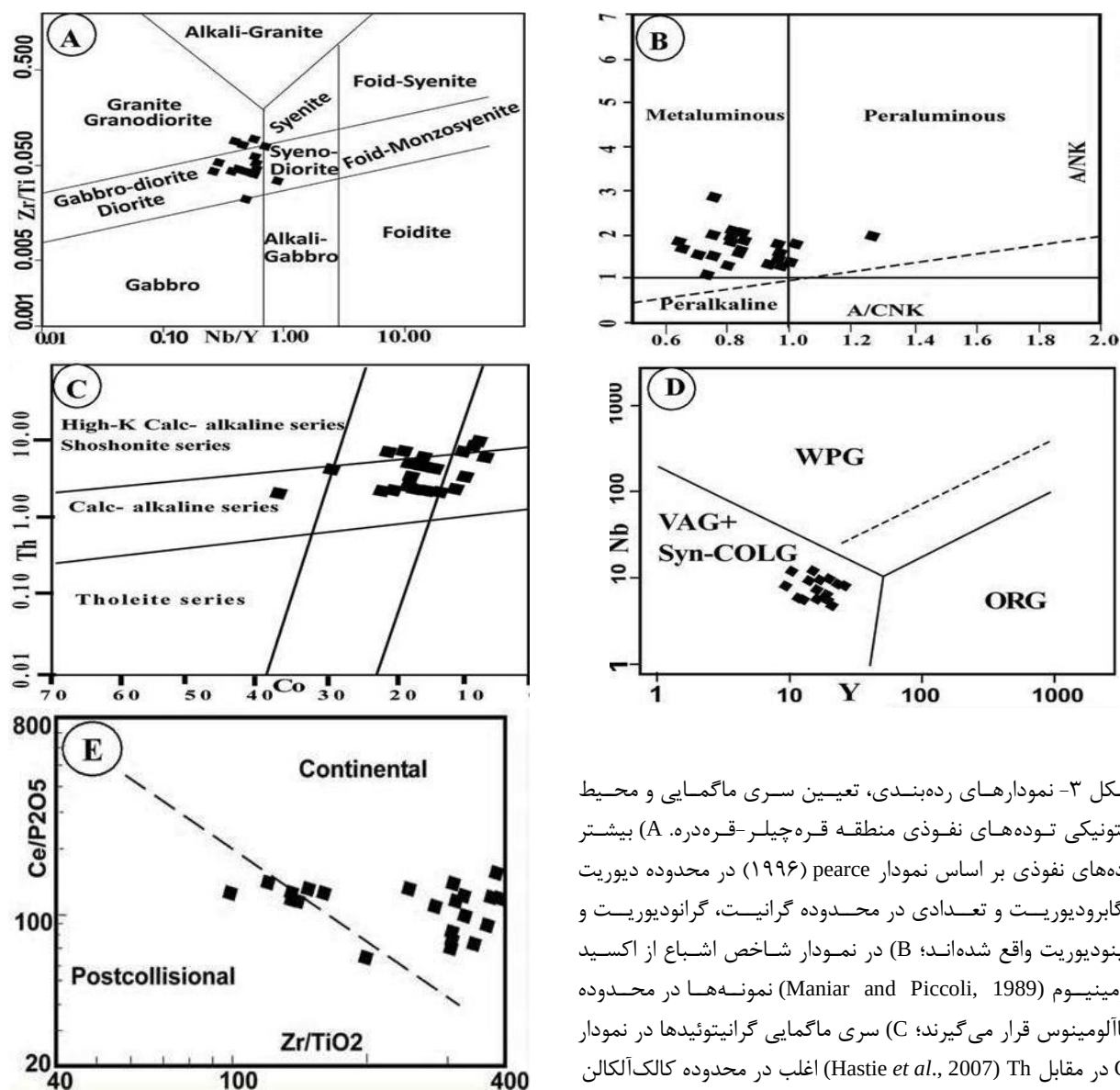
به گرانیتوئیدهای پشته اقیانوسی (ORG) نرمالیز شده‌اند. در گرانیتوئیدهای منطقه مقدار عناصر MREE افزایش یافته که با مقدار هورنبلند آنها مطابقت دارد. غنی‌شدگی عناصر MREE در مذاب‌های فلسیک و حد واسط توسط هورنبلند کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). کاهش عناصر HREE نسبت به LREE شاید ناشی از جدایش آنها توسط پیروکسن در بخش‌های عمیق توده نفوذی باشد. مقدار Eu بین ۰/۷۸ تا ۳/۴۷ گرم در تن در تغییر است. آنومالی Eu در ماگماهای فلسیک توسط فلدسپارها و فوگاسیته اکسیژن کنترل می‌شود. تغییرات Eu در توده‌های نفوذی منطقه ناشی از تفاوت مقدار پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و شرایط اکسیدان آنها است. بر اساس مطالعات Smith و همکاران (۱۹۸۰) در شرایط اکسیدان بالا Mo به صورت کمپلکس‌های هیدروکسیدی و اکسیدی حمل و در بخش‌های تفریق یافته توده‌های نفوذی غنی می‌شود. مطالعات انجام شده توسط Hildreth (۱۹۷۹) نشان می‌دهد که در بیشتر کانسارهای مولیبدن، تمرکز بالای Mo با افزایش K_2O ، Rb، Nb، SiO_2 و Ta همراه است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی، چنین شرایطی در منطقه قره‌چیلر-قره‌دره نیز حاکم است. افزایش عناصر LILE، LREE در ترم‌های اسیدی منطقه قره‌چیلر-قره‌دره بیانگر تبلور بخشی بوده و کاهش Eu علاوه بر تبلور، به شرایط اکسیدان بالای ماگما مربوط می‌شود. مطالعات Beus و Grigorian (۱۹۷۷) نشان می‌دهد که کانی‌های فرومنیزین، مگنتیت، ایلمنیت و اسفن از تمرکز دهنده‌های Mo، پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار و به عنوان حامل آنها هستند. نتایج تجزیه بیوتیت‌های منطقه قره‌چیلر با روش SEM نشان می‌دهد که بیوتیت‌های ثانویه تمرکز دهنده خوبی برای مولیبدن هستند.

(شکل ۳-E). نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی قدیمی‌تر در محدوده قوس قاره‌ای و نمونه‌های مرتبط با مرحله‌های کانه‌زایی و جوان‌تر در محدوده پس از برخورد واقع شده‌اند.

عناصر اصلی: در تعبیر و تفسیر نمونه‌های غیر دگرسان از نسبت‌های K/Ba ، A/CNK ، MgO/FeO ، Na_2O/K_2O ، Na_2O/CaO و Rb/Ba در نمونه‌های دگرسان شده به دلیل تحرک عناصر اصلی از نسبت‌های عناصر غیر متحرک (Zr/Ti و Zr/Hf) استفاده شده است. مقادیر میانگین A/CNK ، MgO/FeO ، Na_2O/CaO ، Na_2O/K_2O ، Zr/Hf و Zr/Ti با گرانیتوئیدهای نوع I و حواشی فعال قاره‌ای همخوانی دارد.

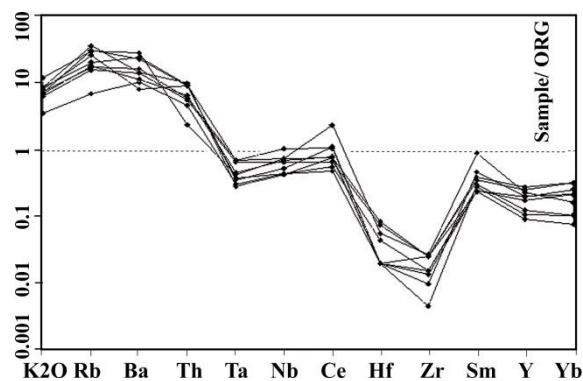
عناصر فرعی: تغییرات عناصر فرعی Ba ، Rb و Sr در سنگ‌های پلوتونیک منطقه مطالعه شده، بررسی شده است. میزان Rb بین ۱۹ تا ۱۵۴ گرم در تن در تغییر است. Rb با K و Ba همبستگی مثبت نشان می‌دهد و با افزایش روند تفریق میزان Rb افزایش یافته است. این حالت نشان‌دهنده افزایش میزان پتاسیم در سنگ‌های تفریق یافته با مقادیر بالای کانی‌های بیوتیت و پتاسیم‌فلدسپار است. میزان Ba بین ۲۶۵ تا ۱۲۰۸ گرم در تن تغییر می‌کند. دامنه وسیع Ba نشانگر تغییرات زیاد کانی‌های پتاسیم‌دار در توده‌های نفوذی است. مقدار Ba به دلیل جانشینی با K در توده‌های با مقادیر بالای کانی‌های پتاسیم‌فلدسپار و بیوتیت، افزایش یافته است. Ba با Si و K همبستگی مثبتی دارد و مقدار آن با تفریق افزایش یافته است. میزان Sr در سنگ‌های منطقه بین ۵۱ تا ۱۱۶۲ گرم در تن است.

عناصر کمیاب: برای مطالعه نحوه توزیع عناصر کمیاب و جزیی از نمودارهای عنکبوتی (Spider diagrams) ارائه شده توسط Pearce و همکاران (۱۹۸۴) استفاده شد (شکل ۴). این نمودارها نسبت



شکل ۳- نمودارهای رده‌بندی، تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی توده‌های نفوذی منطقه قره‌چیلر-قره‌دره. (A) بیشتر توده‌های نفوذی بر اساس نمودار pearce (۱۹۹۶) در محدوده دیوریت و گابرو دیوریت و تعدادی در محدوده گرانیت، گرانودیوریت و سینودیوریت واقع شده‌اند؛ (B) در نمودار شاخص اشباع از اکسید آلومینیوم (Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌ها در محدوده مت‌آلومینوس قرار می‌گیرند؛ (C) سری ماگمایی گرانیتوئیدها در نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007) اغلب در محدوده کالک‌آلکالن هستند؛ (D) از نظر محیط تکتونیکی، اغلب نمونه‌ها در محدوده VAG و Syn-COLG (pearce et al., 1989) واقع شده‌اند؛ (E) تفکیک محیط تکتونیکی بر اساس نمودار Zr/TiO₂ در مقابل Ce/P₂O₅ (Muller and Groves, 1997) بخش عمده در محدوده قوس قاره‌ای (مرحله‌های قدیمی) و تعدادی گرایش به محیط پس از برخورد دارند (مرحله‌های جوان‌تر).

شکل ۴- نحوه توزیع عناصر کمیاب و جزیی در نمودار عنکبوتی ارایه شده توسط (Pearce et al., 1984).



کانه‌زایی و دگرسانی: باتولیت قره‌داغ بخشی از نوار آتشفشانی نفوذی ترسیری در شمال غرب ایران است که نقش مؤثری در کانه‌زایی منطقه ارسباران دارد. سیالات هیدروترمالی منتج از آن همراه با استوک‌ها و دایک‌های حاصله باعث ایجاد پهنه‌های دگرسانی همراه با کانه‌زایی Cu-Mo-Au در مرکز و حواشی باتولیت شده است. کانه‌زایی در مرکز از نوع رگه‌ای و افشان و در حواشی از نوع اسکارنی است. همچنین، کانه‌زایی مشابهی در باتولیت شیورداغ رخ داده است. در حاشیه جنوبی شیورداغ کانه‌زایی اسکارنی مس، آهن و مولیبدن (مزرعه، انجرد، زندآباد و...) و در داخل باتولیت، کانه‌زایی رگه و رگچه‌ای از جمله در مناطق آق‌دره، علی‌بیگ‌کندی (Jamali, 2012) و در حاشیه شمالی شیورداغ کانه‌زایی طلا و مس نبی‌جان (Vaziri Heshi et al., 2010) و کانه‌زایی اسکارن آهن (مرز رود-محمودآباد) رخ داده است. کانه‌زایی Cu-Mo-Au در مرکز باتولیت قره‌داغ، در مناطق قره‌چیلر، قره‌دره، انیق، پیربلاغ، با سنگ میزبان بیوتیت‌گرانیت، کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت انجام شده است. در این پهنه، میانگین عیار مس و مولیبدن در نمونه‌های غیر دگرسان به ترتیب ۸۳ و ۹ و در نمونه‌های به شدت دگرسان شده به ترتیب ۱۲۰۰ و ۱۹۰ گرم در تن است. اما در بعضی رگه‌ها عیار مس و مولیبدن به ترتیب به حداکثر ۸ و ۳ درصد می‌رسد. رخداد کانه‌زایی این پهنه به این صورت است:

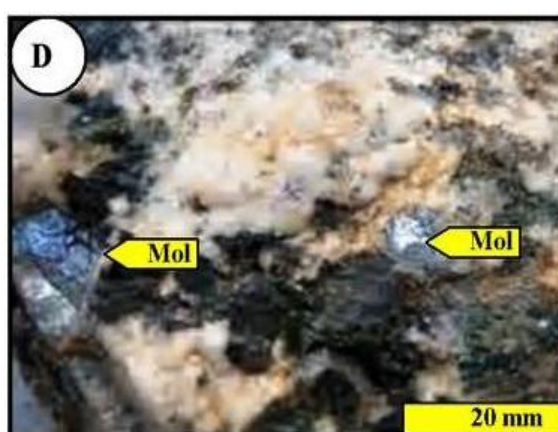
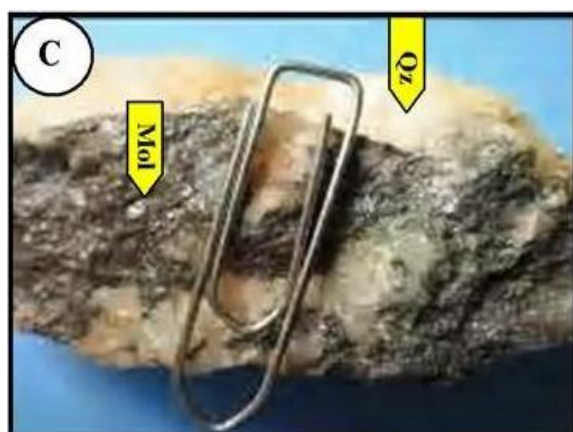
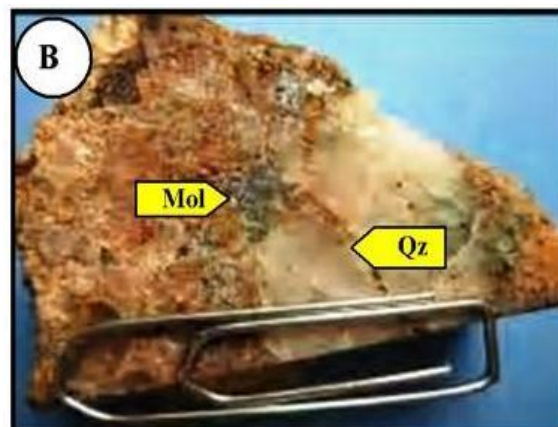
پهنه قره‌چیلر-انیق: ویژگی مهم پهنه قره‌چیلر گسترش رگه‌ها، دایک‌ها و پهنه‌های خرد شده کانه‌دار است. در این پهنه رگه‌های سیلیسی کانه‌دار به صورت منقطع با ضخامت ۰/۲ تا ۲ متر و طول ۵۰ تا ۲۰۰ متر در داخل بیوتیت‌گرانیت

دگرسان، تشکیل شده‌اند. امتداد رگه‌ها N5W تا N30W و شیب آنها به طرف NE با زاویه ۵۰ تا ۸۵ درجه است (شکل ۵-۵). در بخش مرکزی رگه‌ها مقدار Mo بالا بوده اما به طرف NW میزان Cu آنها افزایش می‌یابد. علاوه بر رگه‌های سیلیسی، گاهی مولیبدنیت در متن سنگ دگرسان شده و رگه‌های آپلیتی نیز تشکیل شده است (شکل ۵-۵، C و D). در منطقه انیق یک استوک خرد شده و کانه‌دار با پیریت فراوان و اندکی کالکوپیریت و رگچه‌های نواری کوارتز مشابه گرانیت دگرسان شده قره‌چیلر (شکل ۶-۵) رخنمون دارد. در این استوک دگرسانی غالب از نوع سربستی بوده و به طور بخشی دگرسانی آرژلیکی نیز رخ داده است. بخش‌های فوقانی و برشی رگه‌های بین مناطق انیق و قره‌چیلر (شکل ۶-۵) دارای کانه‌زایی Au هستند. در برخی رگه‌های کوارتز، میانگین طلا تا ۶ ppm می‌رسد (Mokhtari, 2008). در بخش مرکزی پهنه قره‌چیلر میزان Mo در رگه‌ها گاهی تا ۳ درصد می‌رسد، اما طلای آن کمتر از منطقه انیق است (Rezaie Aghdam and Sohrabi, 2010).

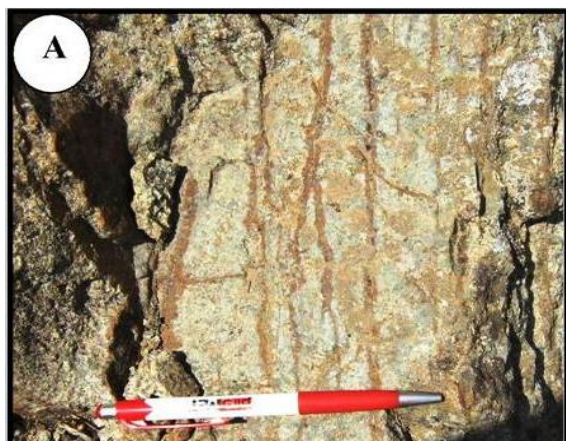
پهنه قره‌دره-پیربلاغ: پهنه کانه‌دار قره‌دره به فاصله دو کیلومتری شمال غربی قره‌چیلر واقع شده است. در این منطقه داخل مونزوگرانیت رگه‌های سیلیسی اصلی به ضخامت ۰/۵ تا دو متر، به طول حدود ۴۰۰ متر به صورت منقطع تشکیل شده است. ویژگی‌های هندسی، نوع کانه‌زایی و دگرسانی آنها مشابه قره‌چیلر است. در اطراف رگه‌ها پهنه‌های دگرسانی به عرض یک تا ۱۰ متر تشکیل شده است. در سطح رگه‌ها کربنات‌های مس، اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن و به ندرت هیدرواکسید مولیبدن و آهن (فری‌مولیبدات)

شده است. به سمت پیربلاغ میزان مس افزایش و مولیبدن کاهش یافته است. در پهنه‌های خرد شده و کانه‌دار، در برخی از دایک‌های کانه‌دار و پهنه‌های دگرسانی اطراف رگه‌های ضخیم، سیستم رگچه‌ای به صورت شبکه‌ای (Stock work) و موازی (Sheeted Veinlet) توسعه یافته است (شکل ۸-A، B، C و D). این رگچه‌ها از کوارتز، کوارتز±مولیبدنیت±کالکوپیریت±پیریت±پتاسیم و فلدسپار± و مگنتیت تشکیل شده‌اند. علاوه بر سیستم رگچه‌ای، کانه‌زایی افشان در متن سنگ میزبان گرانودیوریتی و کوارتز-مونزونیتی دگرسان شده رخ داده است.

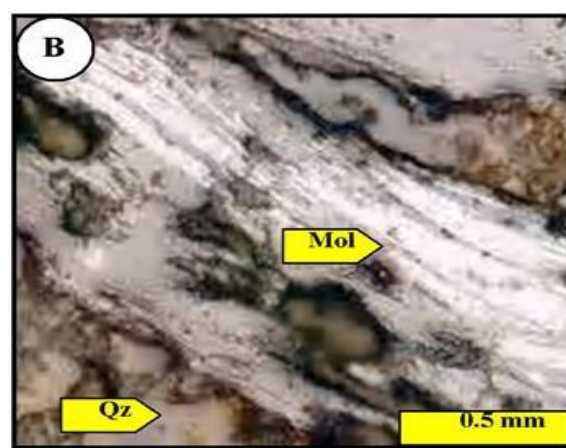
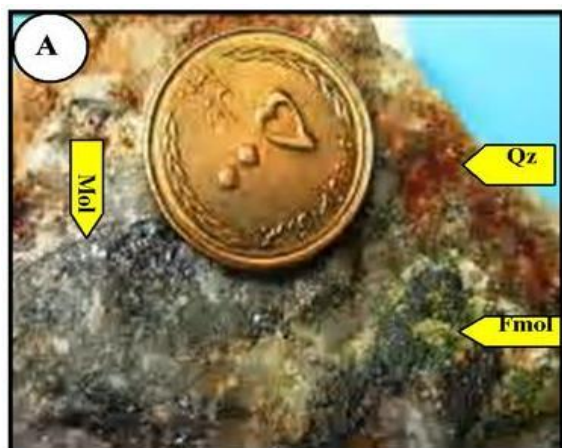
توسعه یافته است. در این پهنه، علاوه بر رگه‌های اصلی، یکسری رگه‌های نازک با ضخامت دو تا ۲۰ سانتی‌متر، با امتداد N5E تا N20E و N-S به صورت متقاطع با یکدیگر یا با رگه‌های ضخیم با طول پنج تا ۵۰ متر دیده می‌شود. این سیستم رگه‌ای حاوی کانه‌زایی مولیبدنیت با مقدار اندکی کالکوپیریت و پیریت همراه است. در پهنه اکسیدان این رگه‌ها فری‌مولیبدات، گوتیت و لیمونیت توسعه یافته است. اندازه ورقه‌های مولیبدنیت داخل رگه‌های کوارتز یک تا ۱۰ میلی‌متر است (شکل ۷-A و B). امتداد پهنه کانه‌دار قره‌دره به طرف NW به پهنه پیربلاغ ختم



شکل ۵- تصاویر ماکروسکوپی از کانه‌زایی در منطقه انیق-قره‌چیلر. (A) رگه کوارتزی تقریباً قائم به ضخامت ۰/۶ متر، حاوی مولیبدنیت در منطقه قره‌چیلر؛ (B و C) ورقه‌های مولیبدنیت (Mol) داخل کوارتز از منطقه قره‌چیلر؛ (D) ورقه‌های هگزاگونال مولیبدنیت در متن رگه آپلیتی از منطقه قره‌چیلر.



شکل ۶- رگچه‌های موازی و کوارتز برشی شده در منطقه قره‌چیلر و منطقه انیق. (A) رگچه‌های موازی (Sheeted Veinlet) کوارتز در داخل گرانیت پورفیری منطقه قره‌چیلر؛ (B) کوارتز برشی شده سولفیددار (پیریت) و طلادار در حدفاصل بین منطقه قره‌چیلر و منطقه انیق (زبلی‌دره).



شکل ۷- کانه‌زایی مولیبدنیت در رگچه‌های کوارتزی منطقه قره‌دره. (A) ورقه‌های مولیبدنیت داخل کوارتز که از سطح در حال تبدیل به فری‌مولیبدات (Fmol) هستند؛ (B) مولیبدنیت در داخل کوارتز در مقطع صیقلی.

فرم کریپتوکریستالین و بلورین هستند در رگچه‌های بزرگ و رگچه‌ها متمرکز شده است. سیلیس‌های نوع اخیر طی فرآیند تفریق از ماگما جدا شده و از نظر کانه‌زایی حائز اهمیت هستند. زیرا کانه‌های مولیبدنیت و کالکوپیریت همراه با آنها نهشته شده است.

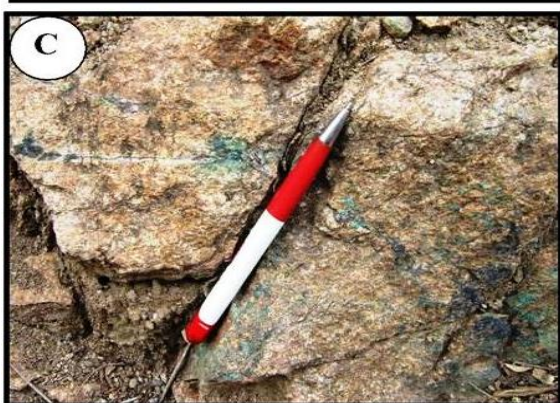
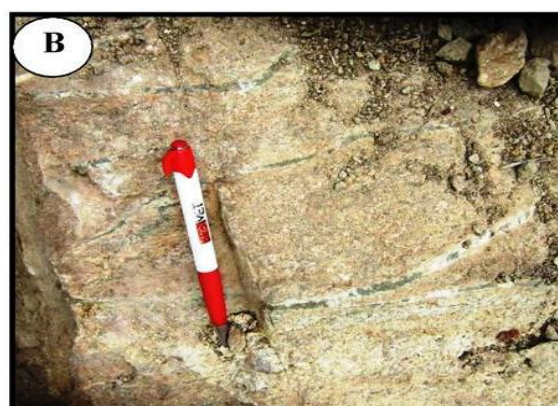
دگرسانی پتاسیک و پتاسیک-فیلیک: این دگرسانی منطبق بر پهنه کانه‌دار و در اطراف رگچه‌های کوارتزی رخ داده است. به دلیل نزدیک بودن رگچه‌ها، هاله دگرسانی آنها با یکدیگر تداخل نموده و یک پهنه دگرسانی گسترده به عرض ۱۰۰

در پهنه‌های کانه‌دار، به ویژه منطقه قره‌چیلر مهم‌ترین دگرسانی‌ها به این شرح است:

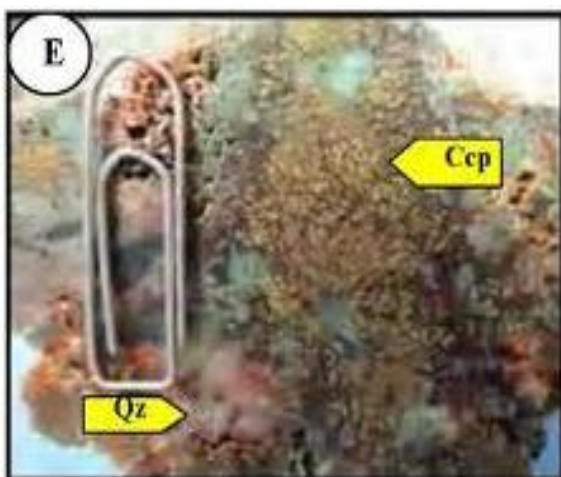
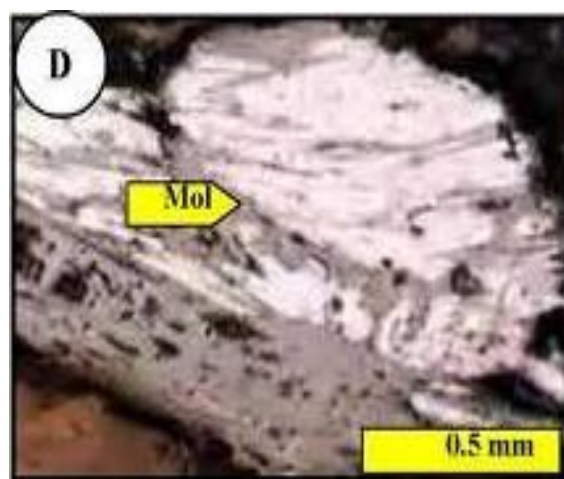
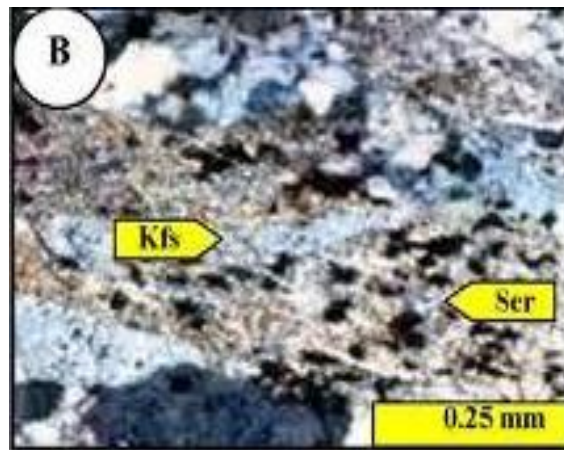
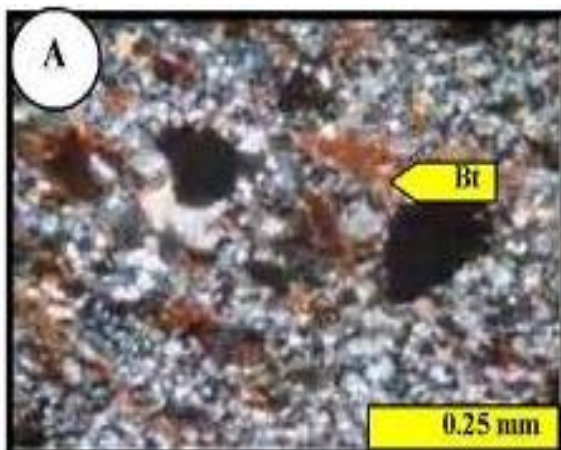
سیلیسیفیکاسیون: در پهنه قره‌چیلر دگرسانی سیلیسی به صورت رگه و رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار در داخل پهنه پتاسیک توسعه یافته است. مشابه این حالت در اغلب کانسارهای مولیبدن نوع رگه‌ای و افشان مرتبط با گرانیت‌ها گزارش شده است (Seedorff et al., 2005؛ Sillitoe, 2010). مطالعات نشان می‌دهد که بخشی از سیلیس‌ها طی فرآیند دگرسانی از تجزیه پلاژیوکلازها حاصل شده است. اما حجم عظیمی از سیلیس‌ها که به

می‌شود. در اطراف بیشتر رگه‌های کوارتز-مولیبدنیت هاله پتاسیم-فلدسپار و سربیسیت توسعه یافته است. مشابه این حالت در کانسار مولیبدن Endako نیز مشاهده می‌شود (Selby et al., 2000). رگه‌های کانهدار قره‌چیلر در ارتباط با این پهنه دگرسانی بوده و شامل: مولیبدنیت و کالکوپیریت است (شکل ۹- C, D و E). با تأثیر سیالات دما پایین در افق‌های بالایی پهنه پتاسیک، دگرسانی سربیسیتی رخ داده که با دگرسانی پتاسیک همپوشانی دارد. همچنین، در کف آبراهه‌هایی که در پهنه پتاسیک دیده می‌شود، رگه‌های مگنتیت تشکیل شده است (شکل ۹- F).

تا ۳۰۰ متر تشکیل شده است. در مرحله اول دگرسانی پتاسیک با شدت کم رخ داده که در نتیجه آن هورنبلندها به بیوتیت تبدیل شده‌اند. بیوتیت‌ها به دو نوع شکل‌دار (ماگمایی و اولیه) و بی‌شکل و پرکننده فضای خالی یا رگچه‌های منقطع (نئوفرما و ثانویه) مشاهده می‌شوند (شکل ۹- A). گاهی بیوتیت‌های ماگمایی به وسیله کلریت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. در مرحله بعدی با ادامه فعالیت هیدروترمالی و افزایش شدت دگرسانی، پلاژیوکلازها به سربیسیت تبدیل شده است. اورتوکلاز و بیوتیت ثانویه فضاهای خالی را پر کرده‌اند (شکل ۹- B). گاهی اورتوکلاز به صورت درهم‌رشدی روی فلدسپارهای سالم اولیه مشاهده



شکل ۸- رگچه‌های کوارتزی و سولفیدی در دایک‌های کانهدار و پهنه‌های دگرسانی اطراف رگه‌های کوارتزی کانهدار. (A) رگچه‌های کوارتزی نوع A و B در دایک اسیدی منطقه قره‌چیلر با کانهدازی کالکوپیریت، (B و C) رگچه‌های استوکورکی سولفیدی (کالکوپیریت و پیریت) در اطراف رگه‌های کوارتزی بزرگ و در بخش‌های فرسایش یافته و کف آبراهه‌ها که گاهی در سطح به مالاکیت و هیدروکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند، (D) رگچه‌های کوارتزی-سولفیدی از نوع Sheeted Veinlet در گرانیته دگرسان شده منطقه قره‌چیلر که به هیدروکسیدهای آهن و مالاکیت تجزیه شده‌اند.

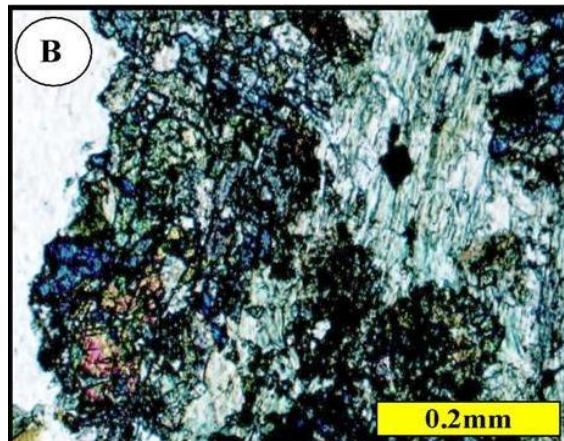


شکل ۹- پهنه دگرسانی پتاسیک در قره‌چیلر و کانه‌زایی مرتبط با این منطقه. (A) بیوتیت‌های (Bt) ثانویه به صورت رگچه‌ای و پراکنده در متن سنگ میزبان؛ (B) تبدیل پلاژیوکلاز به سریسیت (Ser)، تشکیل بیوتیت‌های ریزدانه و ثانویه در متن سنگ، تشکیل رگچه‌های اورتوکلاز (Kfs)، (لکه‌های سیاه کانه‌های سولفیدی (کالکوپیریت و پیریت) و مگنتیت هستند؛ (C) مولیبدنیت داخل رگه کوارتزی در پهنه پتاسیک به صورت ماکروسکوپی؛ (D) مولیبدنیت (Mol) داخل رگه کوارتزی در مقطع صیقلی (XPL)؛ (E) رگچه کالکوپیریت (Ccp) داخل کوارتز؛ (F) رگچه‌های مگنتیت در افق‌های پایینی پهنه پتاسیک قره‌چیلر.

(شکل ۱۰- A و B). از مرکز فعالیت هیدروترمالی (پهنه پتاسیک قره‌چیلر) به سمت پهنه دگرسانی پروپیلیتیک از میزان کانه‌زایی به شدت کاسته شده و در نهایت به سنگ‌های سالم ختم می‌شود.



دگرسانی پروپیلیتیک: این پهنه دگرسانی در فواصل دورتر از رگه‌های کانه‌دار تشکیل شده است. در این پهنه کانی‌های اپیدوت و کلریت در متن سنگ و به صورت رگچه‌ای مشاهده می‌شود



شکل ۱۰- دگرسانی پروپیلیتیک در اطراف رگه‌های کانه‌دار قره‌چیلر. A) توسعه رگچه‌های اپیدوت (Ep) و کلریت در متن گرانیت؛ B) اپیدوت به صورت پراکنده در متن سنگ (XPL) (رنگ‌های آبی، بنفش و سبز)

بحث

عناصر Ba, K, Rb و Th نسبت به ORG غنی‌شدگی و عناصر Hf, Sm, Y, Yb و Zr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. مشابه چنین حالتی در کانسار Cu-Mo سونگون نیز دیده می‌شود (Alavi et al., 2014). غنی‌شدگی عناصر Ba, K, Rb و Th نشانگر ورود آنها از آب دریا به گوشته فوقانی از طریق پوسته فرورونده است. تهی‌شدگی عناصر Ta, Nb, Yb و Zr نشانگر نا محلول بودن آنها در آب موجود در رسوبات فرورانشی و در نتیجه ورود کمتر آنها به گوشته متاسوماتیزه در حین فرورانش است. همچنین، تهی‌شدگی عناصر بیان شده شاید می‌تواند در ارتباط با ذوب گوشته فوقانی باشد که نسبت به گوشته MORB تهی شده‌تر است (Rollinson, 1993). عناصر Ta و Nb بیشتر در شبکه بیوتیت جای می‌گیرند، بنابراین، نفوذی‌های بیوتیت‌دار تمرکز بالایی از این عناصر همراه با Mo دارند. در بعضی گرانیت‌های منطقه میزان بیوتیت تا ۲۰ درصد نیز می‌رسد که نسبت به Cu, Mo, Nb و Ta غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بیوتیت عامل افزایش این

نتایج حاصل از تجزیه نمونه‌ها با روش‌های SEM و XRF، ICP-MS نشان می‌دهد که Mo با Ba, K و Rb همبستگی مثبت و با Sr همبستگی منفی دارد. میزان عناصر Ta, Sb, Pb, Nd, Nb, La, Ga, Cu, Ce, W, U, Th و Zr در توده‌های اسیدی و حد واسط بیوتیت‌دار افزایش یافته و با Mo همبستگی مثبتی نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد بیوتیت تمرکز دهنده خوبی برای عناصر بیان شده و Mo باشد. با مطالعه رفتار عناصر HFSE و LFSE یا LILE و عناصر سازگار در توده‌های نفوذی مرتبط با کانه‌زایی معلوم شد که میزان عناصر در LILE در توده‌های اسیدی افزایش یافته است. افزایش عناصر لیتوفیل نشانگر تفریق ماگمایی و تمرکز آنها در بخش‌های تفریق یافته و اسیدی است. بالا بودن میزان عناصر HFSE نشانگر آزاد شدن آنها در نتیجه آب‌زدایی پوسته فرورونده است (Rollinson, 1993). بر اساس نمودار عنکبوتی (شکل ۳-F) در توده‌های نفوذی منطقه

عناصر در ماگما نبوده بلکه تمرکز دهنده آنها است. مولیبدن در بیوتیت‌های اولیه به صورت جاننشینی در شبکه و در بیوتیت‌های ثانویه (هیدروترمالی) علاوه بر جاننشینی در شبکه به صورت کانی مولیبدنیت در ابعاد ریز در حواشی و متن بیوتیت تمرکز می‌یابد. به همین دلیل در بیوتیت‌های پهنه پتاسیک مقدار مولیبدن افزایش می‌یابد. در محدوده کانه‌زایی توده‌های نفوذی اغلب از نوع گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت و بیوتیت‌گرانیت با کانی‌های بیوتیت و هورنبلند هستند. میزان مولیبدن در توده‌های نفوذی سالم بیوتیت‌دار ۹ گرم در تن و در انواع با بیوتیت اندک دو گرم در تن است (Rezaie Aghdam and Sohrabi, 2010). بنابراین، توده‌های نفوذی بیوتیت‌دار با Mo، Nb و Ta بالا پتانسیل بالایی برای کانه‌زایی Mo دارند. ضمن این که بیوتیت‌های این نوع توده‌ها پس از دگرسانی مقادیری از مولیبدن خود را از دست می‌دهند و مولیبدن آزاد شده طی این فرآیند به صورت مولیبدنیت به طور مجدد تمرکز می‌یابد. تمرکز Mo در پهنه پتاسیک اغلب در رگه و رگچه‌های کوارتزی انجام شده است. این امر به دلیل شکستن زودتر کمپلکس‌های مولیبدن (Mo(OH)^{3+} ، HMoO_4^- ، MoO_4^{2-} و H_2MoO_4) در دمای بالا بوده است (Smith et al., 1980). بخشی از Mo در پهنه پتاسیک توسط بیوتیت و مگنتیت تمرکز یافته است. طی فرآیند دگرسانی و تخریب بیوتیت‌های اولیه بخش عمده Mo آزاد شده است. Mo آزاد شده با گوگرد محلول هیدروترمال، ترکیب و به صورت مولیبدنیت ته‌نشین شده است. این نوع مولیبدنیت‌ها به صورت افشان و دانه‌ریز در داخل و حواشی بیوتیت‌های ثانویه تشکیل شده‌اند. در این حالت معمولاً بیوتیت‌های اولیه از مولیبدن تهی می‌شوند. بخش عمده مولیبدنیت، در رگچه‌های کوارتزی پهنه پتاسیک تمرکز یافته است. این نوع مولیبدنیت‌ها شاید از محلول‌های گرمایی حاوی کمپلکس‌های اکسیدی و هیدرواکسیدی Mo در دمای بالا ترسیب شده‌اند. در

این شرایط (حالت اکسیدان) گوگرد نیز به صورت SO_4 حمل شده است. بر اساس مطالعات Beus و Grigorian (۱۹۷۷) بیوتیت و مگنتیت به عنوان تمرکز دهنده Mo هستند. همچنین، کمپلکس‌های Mo در دماهای بالا شکسته می‌شود. بنابراین، بر اساس این دلایل میزان تمرکز آن در پهنه پتاسیک به حداکثر رسیده است. افزایش تمرکز و آزاد شدن Mo از ماگما به داخل سیستم هیدروترمالی، به ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی ماگما و جریان تبلور آن بستگی دارد (Hildreth, 1979). نبود سنگ‌های خروجی هم ماگما در محدوده کانه‌زایی گویای جایگیری ماگما در سطوح به نسبت عمیق است. در این شرایط فشار همه جانبه بالا مانع جوشش سیال هیدروترمالی می‌شود. بنابراین، Mo شاید در اثر کاهش دما و افزایش pH سیالات هیدروترمالی نهشته شده است. حرارت بالای سنگ دیواره باتولیت و عدم چرخش زیاد سیالات جوی به گرادیان حرارتی ملایم منجر شده و Mo در حجم وسیع و با عیار پایین پخش شده است (Westra and Keith, 1981). اما متعاقب جایگیری مذاب اولیه و تبلور بخشی آن مذاب‌های تفریق یافته غنی از سیلیس، پتاسیم و مولیبدن تولید شده است. این مذاب‌ها در افق‌های بالایی سبب کانه‌زایی اقتصادی Mo در رگه‌های کوارتزی در مرکز باتولیت (قره‌چیلر-قره‌دره) شده است. توده‌های نفوذی مرتبط با کانه‌زایی مولیبدن دارای مقادیر به نسبت بالای عناصر K، Ba، LILE، LREE، Rb و Si هستند. کانه‌زایی در منطقه در ارتباط با رگه و رگچه‌های کوارتزی، پهنه‌های خرد شده و برشی است. این پهنه‌ها و رگه‌ها بیشتر به صورت موازی و پر شیب بوده و از سیستم گسلی منطقه تبعیت می‌کند. در اطراف بعضی از این پهنه‌های گسلی که رگه‌های کانی‌سازی شده نیز منطبق بر آنها بوده، تغییر شکل کاتاکلاستیکی گسترش یافته است. آنچه که در صحرا مشاهده می‌شود، رخداد کانه‌زایی Cu-Mo و Au به صورت رگه‌ای و گاهی استوکورکی است. در پهنه

شواهد کانه‌زایی و دگرسانی و سیالات در گیر نشانگر این هستند که کانی‌سازی در منطقه انیق-قره‌چیلر مشابه با سیستم‌های پورفیری بوده و رگه‌های طلا دار دما پایین در بخش فوقانی سیستم پورفیری و رگه‌های مس و مولیبدن دار نزدیک به مرکز فعالیت هیدروترمالی ایجاد شده‌اند.

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی Mo مرتبط با گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت در مرکز باتولیت قره‌داغ به حالت افشان و رگه‌ای همراه با Cu رخ داده است. پهنه‌های دگرسانی در اطراف رگه و رگچه‌های کوارتز+مولیبدنیت از نوع پتاسیک، پتاسیک-فلیک و پروپیلیتیک است. توده‌های نفوذی عامل کانه‌زایی از نوع I، کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا بالا و متاآلمینوس هستند و در قوس‌های آشفشانی همزمان با برخورد (VAG، Syn-COLG) تشکیل شده‌اند. مقادیر عناصر K، Ba، LREE، Rb و Si در توده‌های نفوذی منطقه به ویژه در انواع اسیدی بالا است. بیوتیت‌های تشکیل شده در پهنه دگرسانی پتاسیک دارای مقادیر بالایی از مولیبدن هستند. غنی‌شدگی توده‌ها از عناصر Ba، K و Rb و تهی‌شدگی از Nb، Ta، Y، Zr و Yb نشانگر متاسوماتیزم گوشته فوقانی توسط پوسته اقیانوسی فرورونده و سپس تولید ماگما و عبور آن از پوسته به نسبت ضخیم بوده است که نسبت به عناصر کالکوفیل (مس) و کالکوفیل-لیتوفیل (مولیبدن) غنی شده است.

سپاسگزاری

نگارندگان از آقای دکتر دامادی که زمینه انجام تجزیه با روش SEM را در دانشگاه صنعتی سهند مهیا نمودند، سپاسگزاری می‌نمایند.

کانی‌سازی شده قره‌چیلر پهنه‌بندی قائم و افقی قابل تفکیک است. به طوریکه این پهنه در قسمت مرکزی بیشتر حاوی Mo-Cu، در بخش جنوب‌شرقی حاوی Cu-Mo و در بخش شمال غرب حاوی Cu است. همچنین نوع کانه‌زایی با تغییر امتداد رگه‌ها نیز تفاوت می‌کند. در رگه‌های با امتداد NE-SW اغلب کانه‌زایی مولیبدن (قره‌دره و گوهران) و گاهی طلا (زیلی‌دره) رخ داده است. در رگه‌های با امتداد NW-SE (قره‌چیلر) کانه‌زایی مولیبدن و مس با اندکی طلا وجود دارد. در منطقه زیلی‌دره (بین قره‌چیلر و انیق) در افق‌های بالایی رگه‌ها کانه‌زایی طلا غالب بوده و در افق‌های پایینی آنها از میزان طلا کاسته شده و مقدار مس افزایش یافته است. در منطقه قره‌چیلر کانه‌زایی در افق‌های بالایی اغلب در رگه‌های کوارتزی ضخیم، در افق‌های میانی بیشتر به صورت استوکورکی و در افق‌های پایین به صورت افشان رخ داده است. همچنین، گسترش دایک‌های کانی‌سازی شده در قره‌چیلر نشان می‌دهد که این دایک‌ها شاید آپوفیزهایی از توده پورفیری کانه‌دار مدفون در عمق هستند. مطالعات سیالات در گیر توسط نگارندگان نشان داد که رگه‌های کوارتزی طلا دار (انیق-زیلی‌دره) با روند N-S و NE-SE و به ندرت NW-SE در فشار ۰/۱۸۸ تا ۱/۲۸ کیلو بار و حرارت ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد، رگه‌های مس دار (منطقه پیربلاغ) در فشار ۰/۸۷ تا ۱/۹۲ کیلو بار و حرارت ۳۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد، رگه‌های مولیبدن دار (قره‌دره و گوهران) با روند NE-SW در فشار ۱/۷۵ تا ۱/۷۸ کیلو بار و حرارت ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد و رگه‌های مس-مولیبدن دار (قره‌چیلر) با روند NW-SE در فشار ۱/۳ تا ۱/۹ کیلو بار و حرارت ۳۸۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند. تفاوت دمای تشکیل رگه‌های NE-SW با رگه‌های NW-SE نشانگر این است که این دو سیستم رگه‌ای به مرحله‌های متفاوتی مربوط هستند. به طور کلی، ویژگی‌های پتروولوژیکی و ژئوشیمیایی توده نفوذی میزبان کانی‌سازی،

منابع

- Aghanabati, S. A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K. (2011) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine* 148: 980-1008.
- Alavi, S. Gh., Hosseinzadeh, M. and Moayyed, M. (2014) Petrography and petrology of Sungun porphyry copper deposit and post mineralization dykes with a view to Sakarn mineralization (north of Varzeghan, east Azarbaijan). *Petrology* 5 (17): 17-32 (in Persian).
- Aminifazl, A. (1994) The study of petrology, minralogy and geochemistry of Qaradagh intrusive body (NW Iran). PhD thesis, Univercity of Azarbaijan, Baku, Azarbaijan.
- Beus, A. A. and Grigorian, S. V. (1977) Geochemical exploration methods for mineral deposits. Applied publishing Co, Wilmette, Illinois.
- Blevin, P.I. and Chappell, B. W. (1995) Chemistry, original evolution of mineralized granites in the Laohlan flod Belt, Australia, The metallogeny of I-and S-type granites. *Economic Geology* 25: 39-67.
- Eftekharneshad, J., (1981) Structural and sedimentary basin development of Iran. *Bull of Iranian Petroleum Inst* 82: 19-28 (in Persian).
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *Geological Society of London, Special Publications* 19(1): 67-81.
- Hassanpour, Sh. (2010) Metallogeny and mineralization of Cu-Au in Arasbaran zone (east Azarbaijan). PhD thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Calssification of altred volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48: 2341-2357.
- Hildreth, W. (1979) The Bishop tuff, evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geological Society of America, Special Paper* 180: 43-75.
- Jamali, H. (2012) Metallogenic zonation and their tectono-magmatic control in Ahar-Arasbaran magmatic belt, NW Iran. PhD Thesis, Kharazmi University, Tehran, Iran (in Persian).
- Jamali, H., Farahnaz Daliran, Y., Yaghubpur, A. and Mehrabi, B. (2009) Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Review* 1:1-23.
- Koçyigit, A., Yilmaz, A., Adamia, S. and Kuloshvili, S. (2001) Neotectonics of east Anatolian plateau (Turkey) and Lesser caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta* 14: 177-195.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America, Bulletin* 101: 635-643.
- Mehrprou, M. (1997) Siahroud geological sheet 1:100000, No. 5267, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Mokhtari, M. A. A. (2008) Petrology, geochemistry and petrogenesis of Qaradagh batholith (east of Syahrood, eastern Azarbaijan) and related skarn, with considering mineralization. PhD thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Potassic igneous and associated gold-copper mineralization. Springer, Verlag, Berlin.

- Nachit, H., Aberrahmane, I., Abia, E. H. and Ben Ohoad, M. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience* 337: 1415-1420.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pearce, J. A. (1996) Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19: 120-125.
- Rezaie Aghdam, M. and Sohrabi, Gh. (2010) Geochemistry of alteration and its relation to the mineralization of Cu-Mo in the Qarachilar-Qaredareh area (NW Iran). *Journal of Science of Islamic Azad University, Tehran, Iran* 20 (77): 129-150 (in Persian).
- Robert, M., Johannes, M., Maria, O., Dave, S., Massimo, Ch., Nino, P., Vladimer, G., Ramaz, M., Refeal, M., Rodrig, T., Arman, V., Samvel, H., Vagif, R. and Mamoy, M. (2011) Major Cu, Au and Mo deposits of the Lesser caucasus: products of diverse geodynamic setting. 2th Symposium of Mineralogy -Petrology-Geochemistry, Swiss Geoscience Meeting, Bern, Swiss.
- Rollinson, H. G. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation. Longman, London.
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., Johnson, D. A. and Barton, M. D. (2005) Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology* 100: 251-298.
- Selby, D., Nesbitt, B. E., Muehlenbachs, K. and Prochaska, W. (2000) Hydrothermal alteration and fluid chemistry of the Endako porphyry molybdenum deposit, British Columbia. *Economic Geology* 95:183-202.
- Sillitoe, R. H. (2010) Porphyry copper systems. *Economic Geology* 105: 3-41.
- Smith, R. W., Norman, D. I. and Popp, C. J. (1980) Calculated solubility of molybdenite in hydrothermal solution. *Geological Society of America Abstract Programs* 12: A525.
- Sohrabi, Gh. (2003) The study of mineralization Cu-Mo-Fe in Qulan granite, east Azarbaijan. MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Sohrabi, Gh. (2006) The zonation of Cu-Au and Cu-Mo in metallogenic zone of NW Iran. 25th Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Sohrabi, Gh. and Rezaie Aghdam, M. (2009) Relation between composition of intrusive body with skarns of Cu-Au and Cu-Mo in Ahar-Arasbaran metallogenic zone (NW Iran). 17th Symposium of Society of Crystallography and Mineralogy of Iran, Hamadan, Iran (in Persian).
- United Nations. (2000) Geology and mineral resources of Azerbaijan. atlas of mineral resources of the escarp region, Volume 15, United Nations Publication, New York.
- Vaziri Heshi, F., Lotfi, M. and Emami, M. H. (2010) Feature of mineralization and related alteration in Nabijan area (east Azarbaijan, NW Iran). *Petrology* 1(1): 27-48 (in Persian).
- Westra, G. and Keith, S. B. (1981) Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits. *Economic Geology* 76: 844-873.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 16: 325-343.
- Zakeri, L. (2013) Geological, mineralization, alteration, geochemistry and genesis studies of Garachilar ore deposit-Shah Jahan granitoid batholith (northwestern Iran). PhD thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran (in Persian).

Geochemistry of Gharehdagh (Ordubad) batholith and its relation with molybdenum mineralization in Gharehchilar-Gharehdarreh (northeast of Kharvana- Eastern Azarbaidjan)

**Ghahreman Sohrabi ^{1*}, Ali Asghar Calagari ², Mohamadreza Hosseinzadeh ²
and Behzad Hajalilo ³**

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

² Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³ Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

Abstract

The study area is located in the north of Eastern Azarbaidjan (NW Iran). In this area, mineralization of molybdenum-copper is associated with intrusive bodies and developed in the center of Gharehdagh (Gharehchilar-Gharehdarreh) batholith. Petrological and petrographic investigations show that the intrusive bodies have compositions from diorite, through monzonite and granodiorite to granite. These bodies are I-type and mainly metaluminous and calc-alkaline with medium to high potassium belonging to volcanic arcs (VAG) tectonic setting. The principal alterations zones in the mineralized areas include silicic, potassic, phyllic and propylitic. Potassic and potassic-phyllic alterations are frequently seen around the molybdenum-bearing veins and veinlets. The proportions of Mo, Si, K, Rb, Ba and REE's are increased in differentiated biotite-bearing acidic intrusive bodies. Enrichment of K, Rb and Ba and depletion of Zr, Ta, Y, Yb and Nb in intrusive bodies indicate metasomatism of upper mantle materials with subducting oceanic crust and subsequent generation of magma and its passage through relatively thick crustal rocks. The intrusive bodies associated with Mo-mineralization have often quartz-monzonitic to granodioritic composition.

Key words: Molybdenum, Mineralization, Alteration, Geochemistry, Gharehdagh batholith, Gharehchilar-Gharehdarreh, Central Iran zone

* calagari@tabrizu.ac.ir