



## پترولوژی و زمین‌شیمی توده گرانیتوئیدی و کانسار آهن اسکارنی قوزلو (باختر زنجان)

ندا شفائی پور<sup>۱</sup>، میرعلی اصغر مختاری<sup>۱\*</sup>، حسین کوهستانی<sup>۱</sup> و مریم هنرمند<sup>۲</sup>

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(۲) دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، کدپستی ۴۵۱۳۷-۶۶۷۳۱، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۱۱/۰۸، پذیرش: ۱۳۹۷/۱۰/۱۷

### چکیده

کانسار آهن قوزلو در فاصله ۶۵ کیلومتری باختر زنجان واقع شده و بخشی از کمان ماگمایی ارومیه-دختر در پهنه ایران مرکزی است. در این منطقه، تناوب لایه‌های سنگ آهک میکرواسپاریتی، آهک مازنی، شیل و ماسه سنگ مربوط به کرتاسه بالایی توسط توده گرانیتوئیدی ائوسن بالایی مورد هجوم قرار گرفته و هاله دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی آهن تشکیل شده است. از نظر سنگ‌شناسی، توده گرانیتوئیدی متشکل از گرانیت-گرانودیوریت پورفیری و کوارتز مونوزودیوریت بوده و دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتا سیم بالا و متعلق به گرانیتوئیدهای متآلو مینوس نوع I است. در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، این توده در محیط حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، هاله دگرگونی مجاورتی متشکل از زیرپهنه‌های گارنت اسکارن، گارنت-پروکسن اسکارن، پروکسن اسکارن، اپیدوت اسکارن، مرمیر پروکسن دار و اسکارن کانه‌دار است. مگنتیت کانی اصلی کانسار است که با کانی‌های فرعی پیریت، کالکوپیریت و پروتیت همراهی می‌شود. گارنت، کلینوپروکسن، اپیدوت، اکتینولیت، کلسیت و کوارتز به‌عنوان کانی‌های غیر فلزی حضور دارند. شواهد بافتی در سنگ‌های هاله دگرگونی مجاورتی نشان‌دهنده تشکیل هم‌زمان گارنت و کلینوپروکسن در محدوده دمایی ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و  $fO_2 = 10^{-23} - 10^{-26}$  است.

**واژه‌های کلیدی:** زمین‌شیمی، گرانیتوئید، اسکارن آهن، قوزلو، زنجان

### مقدمه

اسکارن‌های آهن یکی از منابع شناخته شده آهن در استان زنجان هستند که در سال‌های اخیر مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند. این ذخایر نتیجه نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی درون توالی‌های سنگی کربناته بوده و معمولاً ذخایر نسبتاً بزرگ گاه تا چند صد هزار تن را به‌وجود آورده‌اند. از کانسارهای شاخص اسکارن آهن در

استان زنجان می‌توان به کانسارهای آهن ارجین ( Andarz, 2010; Besharati et al., 2006)، گوزل‌دره (Mohammadi, 2013; Moghaddasi et al., 2019)، باشکند (Shahbazi, 2010; Shahbazi et al., 2015)، علم‌کندی (Nouri et al., 2017)، قواق ( Mohammad, 2017) و خاکریز (Beigi, 2016; Fakhr Shafaie, 2016) و

این کانه‌زایی‌ها و شرایط تشکیل آنها مفید واقع شود.

### روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. بررسی‌های صحرایی شامل شناسایی بخش‌های مختلف توده نفوذی و هاله اسکارنی و کانه‌زایی و نمونه‌گیری از آنها برای بررسی‌های آزمایشگاهی بوده است. در این راستا، علاوه بر انجام بررسی‌های صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی، بیش از ۵۰ نمونه از واحدهای سنگی مختلف برداشت شد. از این بین، تعداد ۱۶ مقطع نازک و ۱۶ مقطع نازک-صیقلی برای بررسی‌های سنگ‌شناختی و کانه‌نگاری تهیه شد. سپس برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، تعداد ۶ نمونه از توده گرانیتوئیدی و ۵ نمونه از بخش‌های مختلف هاله اسکارنی و ۲ نمونه از کانه‌زایی آهن و پیریت انتخاب و به روش‌های دستگاهی XRF و ICP-MS در شرکت زرآما تهران مورد تجزیه قرار گرفتند. بدین منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش خردایش شده و سپس توسط آسیاب تنگستن کاربید به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش پودر شدند. پس از پودر کردن هر نمونه، ماسه‌های کوارتزی آسیاب شد تا میزان آلودگی به حداقل برسد. سپس، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال و تجزیه شد. مقدار LOI نمونه‌ها با نگهداری پودر سنگ‌ها در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲ ساعت به دست آمد. برای تجزیه به روش XRF برای عناصر اصلی، قرصی از نمونه‌های پودر شده تهیه شد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی توسط دستگاه ICP-MS، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه در ترکیب لیتیم متابرات/تترابرات ذوب و سپس در اسید نیتریک حل شد. میزان دقت برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بین ۳ تا ۵ درصد بوده است. تفسیر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی و هاله اسکارنی با بهره‌گیری از نتایج به دست آمده و با استفاده از

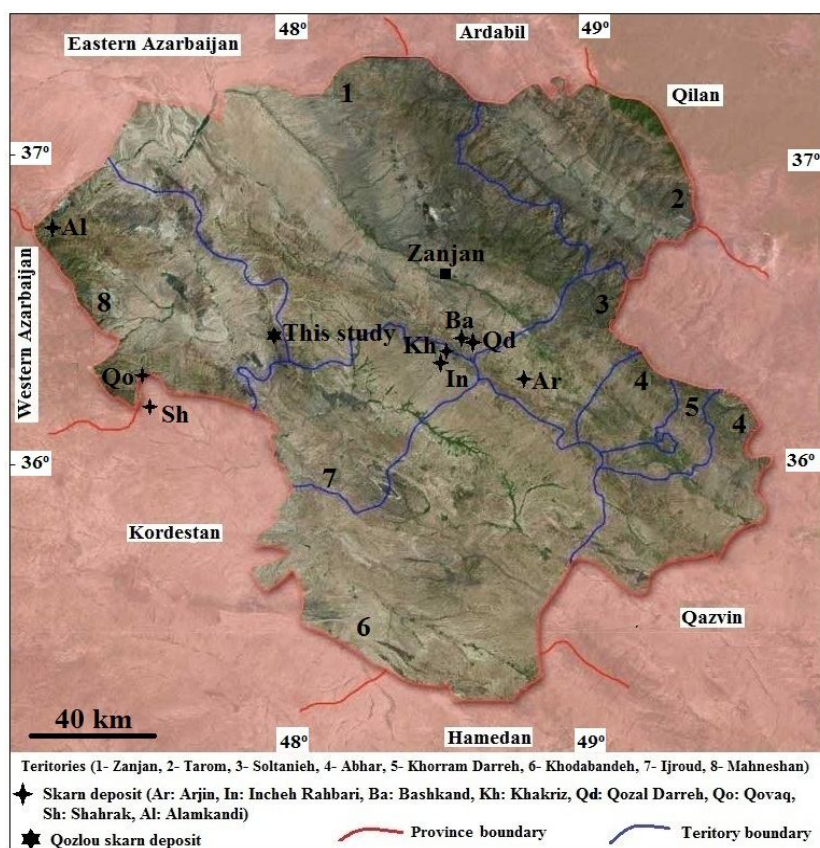
اینچهره‌بری (Hamidvand, 2016) اشاره کرد. کانسار آهن شهرک واقع در استان کردستان (هم‌جوار با استان زنجان) با ذخیره حدود ۱۰۸ میلیون تن (Hosseini et al., 2017) نیز از نوع اسکارنی گزارش شده است (Sheikhi, 2005; Maanijou and Salemi, 2014; Maanijou and Khodaie, 2018). کانسار آهن قوزلو نیز یکی از کانسارهای آهن اسکارنی موجود در استان زنجان است که در فاصله حدود ۶۵ کیلومتری باختر زنجان و در امتداد جاده زنجان-دندی واقع شده است (شکل ۱). برخی از کانسارهای آهن اسکارنی یادشده، در سال‌های اخیر در قالب پایان‌نامه‌های دانشگاهی و گاه طرح‌های پژوهشی مورد بررسی قرار گرفته‌اند و اطلاعات ارزشمندی در رابطه با زمین‌شناسی و کانی‌سازی آنها موجود است (Maanijou and Salemi, 2014; Shahbazi et al., 2015; Nabatian et al., 2017). با وجود این پژوهش‌ها، تاکنون مطالعه علمی دقیقی بر روی کانسار آهن اسکارنی قوزلو و توده گرانیتوئیدی همراه آن انجام نشده و تنها مطالعه انجام شده شامل بررسی‌های اکتشافی صورت گرفته بر روی کانه‌زایی است. نتیجه این بررسی‌ها به معرفی ذخیره قطعی ۱۰۰،۰۰۰ تن با عیار  $Fe_t$  حدود ۵۰ درصد منجر شده است (Hosseini, 2008). اخیراً کوهستانی و همکاران (Kouhestani et al., 2018) شیمی کانی‌های موجود در هاله اسکارنی منطقه قوزلو را مورد بررسی قرار داده‌اند. بر این اساس، پترولوژی و زمین‌شیمی توده گرانیتوئیدی قوزلو و هاله دگرگونی مجاورتی آن به همراه ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ساخت و بافت، کانی‌شناسی کانسنگ آهن و شرایط ترمودینامیکی تشکیل هاله اسکارنی، برای این پژوهش در نظر گرفته شد. با توجه به گسترش توده‌های گرانیتوئیدی مشابه با گرانیتوئید مورد بررسی در بخش‌های مختلف استان زنجان و نفوذ آنها به داخل واحدهای سنگی کربناته قدیمی‌تر، احتمال وجود کانی‌سازی‌های مشابه در دیگر نقاط استان وجود دارد. نتایج این پژوهش می‌تواند در شناسایی

نمودارهای زمین‌شیمیایی مرتبط انجام شد.

ماسه سنگ، کنگلومرا و مارن به رنگ قرمز (سازند قرمز زیرین)، لایه‌های متوسط تا ضخیم سنگ‌آهک میکرایتی با میان‌لایه‌های مارنی (سازند قم)، تناوب مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای-خاکستری با واحد ژپس قاعده‌ای (سازند قرمز بالایی) و کنگلومرای مربوط به پلیوسن است (شکل ۲). در بخش‌های جنوب باختری منطقه، توده گرانیتوئیدی قوزلو رخنمون دارد که به داخل واحدهای سنگی کرتاسه بالایی نفوذ کرده و موجب دگرگونی مجاورتی شده است. در بخش شمالی منطقه نیز یک توده گرانیتوئیدی مربوط به پروتروزوئیک بالایی رخنمون دارد که توسط واحدهای سنگی جوان‌تر پوشیده شده است.

### زمین‌شناسی

در تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی-سوبی ایران، منطقه قوزلو بخشی از کمان ماگمایی ارومیه-دختر را در پهنه ایران مرکزی (Aghanabati, 2004) تشکیل می‌دهد. این منطقه در گوشه جنوب‌خاوری ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی ماه‌نشان (Lotfi, 2001) قرار دارد. رخنمون‌های سنگی منطقه به ترتیب از قدیم به جدید شامل تناوب لایه‌های سنگ‌آهک میکرواسپارایتی، آهک مارنی، شیل و ماسه‌سنگ (کرتاسه بالایی)، تناوب لایه‌های



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی اسکارن آهن قوزلو و دیگر ذخایر اسکارن آهن استان زنجان بر روی تصویر ماهواره‌ای Google earth

Fig. 1. Geographical location of Qozlou and other Fe skarn deposits of Zanjan Province on the Google earth satellite image

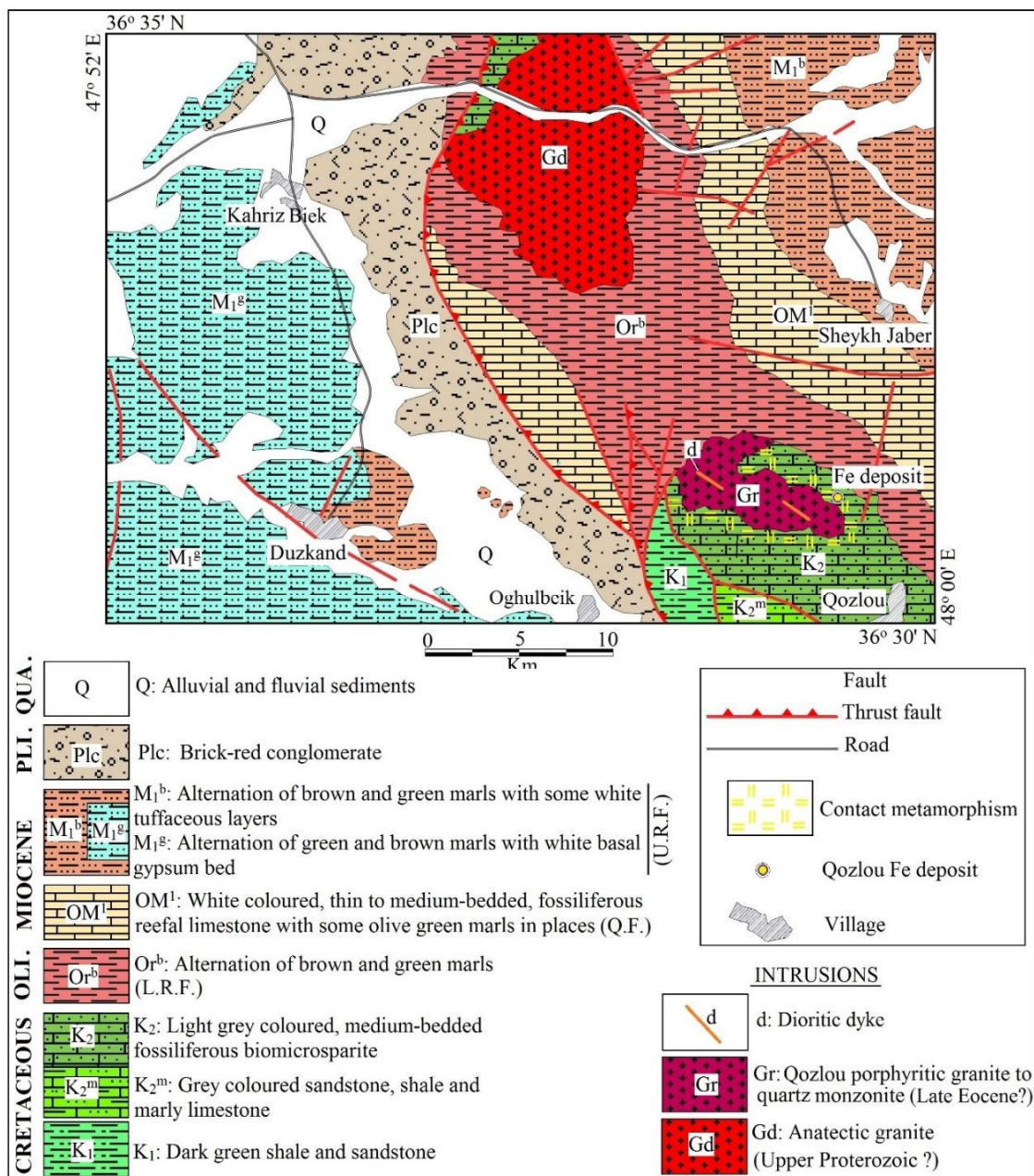
متشکل از تناوب لایه‌های نازک تا متوسط ماسه‌سنگ و شیل سبز تیره، آهک مارنی به رنگ خاکستری و سنگ‌آهک

واحدهای سنگی کرتاسه در بخش‌های جنوبی توده گرانیتوئیدی و در بخش باختری روستای قوزلو رخنمون دارند. این سنگ‌ها



تماس آنها تشکیل شده است (شکل ۲). در نتیجه این فرایند، کانه‌زایی آهن نیز تشکیل شده است. هاله دگرگونی مجاورتی یادشده، تنها در مرز جنوبی و خاوری توده گرانیتوئیدی رخنمون دارد. به همین دلیل به نظر می‌رسد که از لحاظ سنی، توده نفوذی مورد نظر قدیمی‌تر از سازندهای قرمز زیرین و قم باشد.

بیومیکرواسپارایتی به رنگ خاکستری روشن هستند ( Lotfi, 2001). در داخل بخش‌های آهکی این مجموعه، باندهای چرتی به رنگ روشن قابل مشاهده است که ضخامت آنها تا ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد. توالی سنگی یادشده توسط توده گرانیتوئیدی قوزلو مورد هجوم واقع شده و هاله دگرگونی مجاورتی در محل



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه قوزلو، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهنشان. با تغییرات از لطفی (Lotfi, 2001)

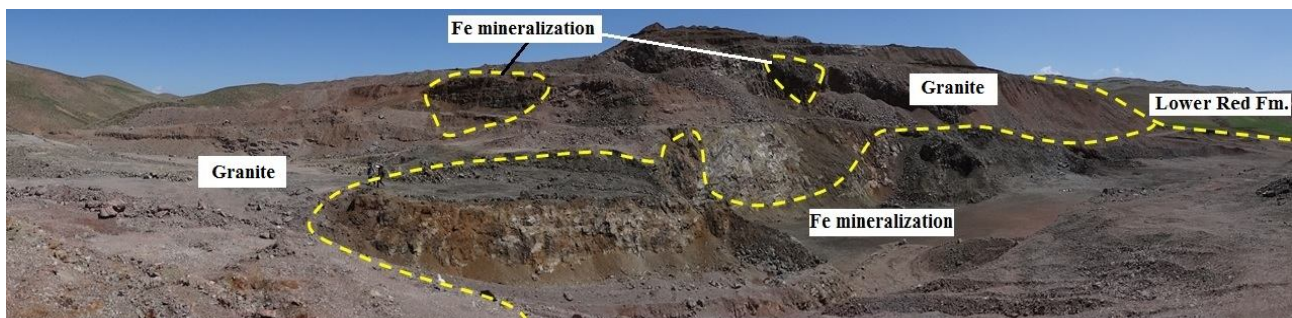
Fig. 2. Geological map of the Qozlou area, based on Mahneshan geological map, 1:100,000 scale (modified after Lotfi, 2001)

(شکل ۳). در برخی نقاط، بقایایی از توالی سنگی کرتاسه به صورت بیگانه‌سنگ‌های بزرگ در داخل توده گرانیتوئیدی دیده می‌شود که به‌طور کامل به اسکارن و هورنفلس تبدیل شده‌اند (شکل ۳). شواهد صحرایی بیانگر آن است که بخش‌های حاشیه‌ای توده گرانیتوئیدی، ریزبلورتر از بخش‌های مرکزی بوده و دارای رنگ تیره‌تری نسبت به بخش‌های داخلی است. به این مفهوم که بخش‌های حاشیه‌ای توده نفوذی دارای تمرکز بیشتری از کانی‌های مافیک نسبت به کانی‌های روشن است. در برخی نقاط، دایک‌های دیوریتی این توده را قطع کرده‌اند.

از نظر ساختاری، می‌توان منطقه کانه‌زایی قوزلو را یک طاق‌دیس با راستای شمال‌باختر-جنوب‌خاور در نظر گرفت که در هسته آن واحدهای کرتاسه بالایی رخنمون داشته و واحدهای نئوژن (شامل سازندهای قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی) در دو یال آن واقع شده‌اند. توده نفوذی قوزلو نیز در بخش مرکزی طاق‌دیس و به داخل واحدهای کرتاسه تزریق شده است. همچنین، یک دسته گسل‌های تراستی در سمت خاور با راستای شمال‌باختر-جنوب‌خاور وجود دارد که این مجموعه را در مجاورت واحدهای پلیوکواترنری قرار داده است.

در بخش شمالی توده گرانیتوئیدی قوزلو، رخنمون گسترده‌ای از تناوب لایه‌های متوسط تا ضخیم لایه قرمز تا قهوه‌ای کنگلومرا و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های مارنی مربوط به سازند قرمز زیرین وجود دارد که بر روی توده گرانیتوئیدی قوزلو قرار گرفته‌اند. آثاری از دگرگونی مجاورتی در محل تماس با توده گرانیتوئیدی قوزلو در داخل این سنگ‌ها مشاهده نمی‌شود. این موضوع نشان‌دهنده آن است که توالی سنگی مزبور از نظر زمانی جوان‌تر از توده گرانیتوئیدی است. در حاشیه خاوری توده گرانیتوئیدی قوزلو و در امتداد جاده دسترسی به روستای قوزلو، سازند قرمز زیرین با قاعده کنگلومرایی و به‌صورت غیرهم‌شیب بر روی مجموعه سنگی کرتاسه نهشته شده است. به سمت بالا، توالی سنگی سازند قرمز بالایی توسط واحدهای آهکی روشن رنگ الیگوسن (سازند قم) به‌صورت هم‌شیب پوشیده می‌شود.

توده گرانیتوئیدی قوزلو واقع در شمال‌باختر روستای قوزلو، به‌داخل توالی رسوبی کرتاسه نفوذ کرده و خود توسط توالی رسوبی سازند قرمز زیرین پوشیده شده است. نفوذ توده گرانیتوئیدی قوزلو به‌داخل واحدهای سنگی کرتاسه سبب تشکیل هاله دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی آهن شده است



شکل ۳. نمایی از توده گرانیتی قوزلو و کانه‌زایی آهن تشکیل شده در حاشیه آن (دید به سمت شمال‌خاور). در داخل توده گرانیتوئیدی، ادخال‌های بزرگ سنگ‌های کرتاسه بالایی وجود دارد که به اسکارن تبدیل شده و کانه‌زایی آهن در آنها به وجود آمده است.

**Fig. 3.** A view from the Qozlolu granite and Fe ore, which formed around it (view to NE). There are some big enclaves of Upper Cretaceous rocks within the granite body, which were changed to skarn and Fe ore was formed within these enclaves.

گرانیتوئیدی قوزلو نشان می‌دهد، این سنگ‌ها شامل گرانیت-گرانودیوریت پورفیری و کوآرتزومونزودیوریت هستند. توده گرانیت-گرانودیوریت پورفیری دارای بافت‌های پورفیری تا

## سنگ‌نگاری

## توده نفوذی

بررسی‌های سنگ‌شناختی نمونه‌های برداشت‌شده از توده

پوئی کلیتیک منجر شده است (شکل ۴-F).

### هاله دگرگونی مجاورتی

بررسی سنگ شناختی نمونه‌های برداشت شده از هاله دگرگونی مجاورتی اطراف توده گرانیتوئیدی قوزلو بیانگر آن است که این سنگ‌ها از نوع اسکارنی بوده و دو پهنه اسکارنی درونی و اسکارنی بیرونی در آن قابل تشخیص است. پهنه اسکارنی درونی در داخل توده گرانیتوئیدی تشکیل شده است و با حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، اکتینولیت، بیوتیت و کانی‌های کدر مشخص می‌شود. پهنه اسکارنی بیرونی، پهنه اصلی اسکارنی این منطقه بوده و شامل زیرپهنه‌های گارنت اسکارنی، گارنت-پیروکسن اسکارنی، پیروکسن اسکارنی، اپیدوت اسکارنی و مرم پیروکسن دار است. زیرپهنه‌های گارنت اسکارنی، گارنت پیروکسن اسکارنی و پیروکسن اسکارنی حاوی تمرکزهای بالایی از مگنتیت به همراه مقدار کانی سولفیدی بوده و زیرپهنه‌های اپیدوت اسکارنی و مرم پیروکسن دار تمرکزهایی از کانی‌های سولفیدی را نشان می‌دهند.

گارنت اسکارنی‌ها که در مجاورت توده گرانیتی قرار دارند، دارای بافت گرانوبلاستیک بوده و متشکل از کانی‌های گارنت به همراه پیروکسن، اکتینولیت، کلسیت، اپیدوت، کوارتز و کانی‌های کدر هستند. رگچه‌های کلسیتی این سنگ‌ها را قطع کرده است. گارنت‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار همسانگر تا ناهمسانگرد و در مواردی منطقه‌بندی نوسانی مشخص می‌شوند (شکل ۵-A). گارنت‌ها با درجات مختلفی به کلسیت، کوارتز، اپیدوت و گاه کلریت دگرسان شده‌اند. پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن بوده و اغلب به صورت ادخال (کوچک‌تر از ۰/۵ میلی‌متر) در درون گارنت‌ها مشاهده می‌شوند. کلینوپیروکسن‌های بین گارنت‌ها با درجات شدید به اکتینولیت دگرسان شده‌اند. گارنت-پیروکسن اسکارنی‌ها نیز در مجاورت توده گرانیتی قرار داشته است و شامل کانی‌های کلینوپیروکسن، گارنت، اکتینولیت، کلسیت، اسفن، اپیدوت، کلریت و کانی‌های کدر هستند. بخش عمده این

پورفیروئیدی، میکروگرافیکی، فسوفیری و میرمیکیتی بوده (شکل ۴-A و B) و متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و هورنبلند به‌عنوان کانی‌های اصلی در زمینه ریزبلور کوارتز-فلدسپار هستند. در بعضی نمونه‌ها، مقدار کمی کلینوپیروکسن و بیوتیت به همراه بلورهای درشت و شکل‌دار تیتانیت (شکل ۴-C)، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر، کانی‌های کمیاب این سنگ‌ها هستند. آلکالی‌فلدسپار و کوارتز اغلب حالت گرد شده داشته و گاه با حاشیه خلیجی دیده می‌شوند (شکل ۴-D). پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ابعاد حداکثر ۷ میلی‌متر حضور داشته و اغلب دارای منطقه‌بندی هستند. با توجه به زاویه خاموشی، پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز تا آندزین هستند. بلورهای هورنبلند به صورت بلورهای شکل‌دار بوده که برخی از آنها به اکتینولیت تبدیل شده‌اند. کوارتز مونوزیوریت‌ها دارای بافت پورفیروئیدی بوده و متشکل از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز و آمفیبول‌های ریز هستند. کانی‌های کمیاب شامل کلینوپیروکسن، تیتانیت و بیوتیت به همراه زیرکن و کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلازها با توجه به زاویه خاموشی از نوع آندزین هستند. هورنبلندها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل دو تایی هستند (شکل ۴-E). همچنین، بلورهای کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به صورت چند بلور بزرگ مشاهده می‌شوند.

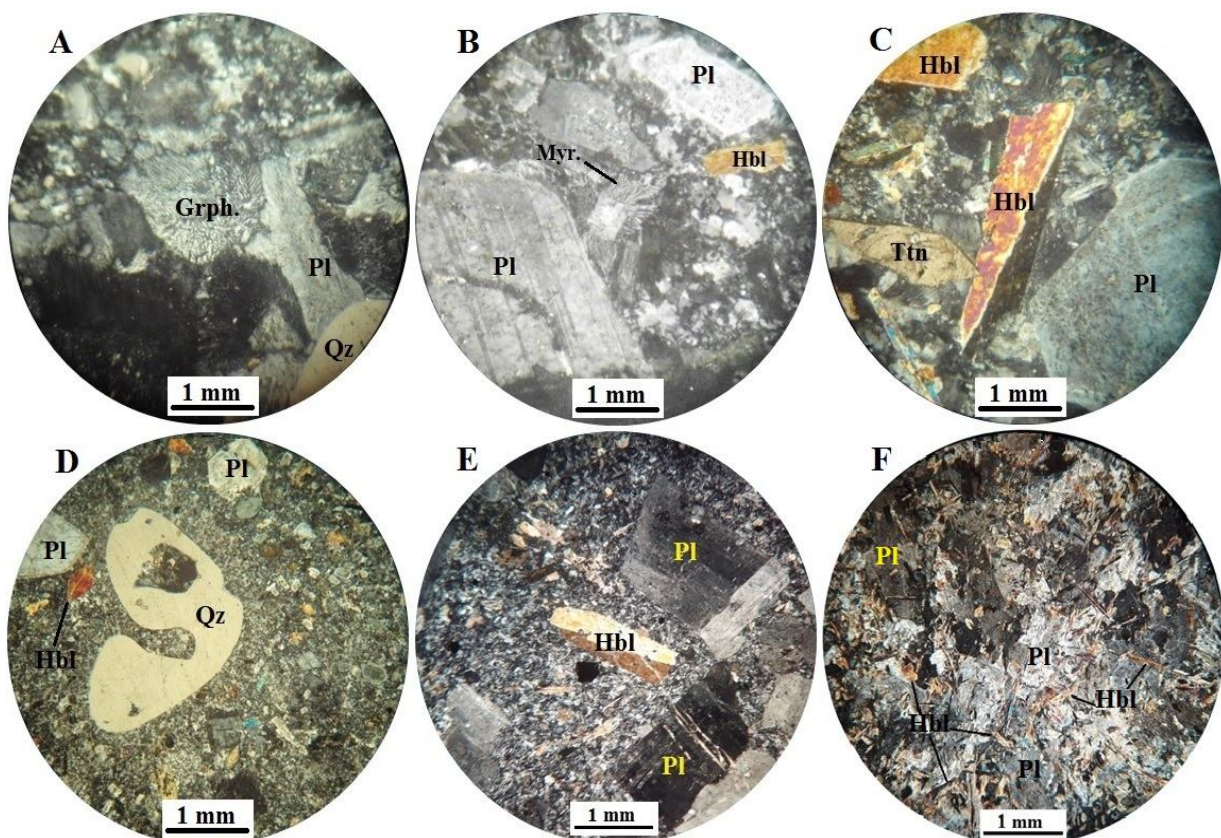
### دایک

نمونه‌های مربوط به دایک‌های دیوریتی دارای بافت گرانولار بوده و متشکل از دو کانی عمده پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند. کانی‌های ثانویه شامل اکتینولیت، اسفن و کانی‌های کدر است. پلاژیوکلاز، کانی عمده با ابعاد حداکثر ۱ میلی‌متر است و دگرسانی ضعیف به کانی‌های رسی را نشان می‌دهد. با توجه به زاویه خاموشی به نظر می‌رسد که ترکیب آندزین داشته باشد. در داخل برخی از بلورهای درشت پلاژیوکلاز، ادخال‌هایی از بلورهای کوچک آمفیبول دیده می‌شود که به تشکیل بافت



کلینوپروکسن در متنی از مگنتیت به صورت بلورهای شکل‌دار حضور دارد (شکل ۵-B). پروکسن اسکارن‌ها نیز بیشتر در مجاورت با توده گرانیتی قابل مشاهده بوده و دارای بافت‌های گرانوبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک متشکل از کانی‌های کلینوپروکسن به همراه مقدار کمی اکتینولیت، اپیدوت، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و کانی‌های کدر هستند (شکل ۵-C).

سنگ‌ها متشکل از کانی‌های کدر (مگنتیت) بوده و در حقیقت اسکارن‌کانه‌دار هستند (شکل ۵-B). گارنت‌ها به صورت همسانگرد بوده و در بعضی نقاط از اطراف متحمل دگرسانی به کلاسیت و کلریت شده‌اند. در بخش‌های مرکزی، ادخال‌هایی از کلینوپروکسن (کوچک‌تر از ۰/۵ میلی‌متر) که به کربنات و اکتینولیت دگرسان شده‌اند، قابل مشاهده است. همچنین،



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از توده گرانیتوئیدی و دایک‌های دیوریتی منطقه قوزلو. A: بافت گرافیکی در گرانیت پورفیری، B: بافت‌های میرمکیتی و پورفیروئیدی در گرانیت پورفیری، C: بلورهای شکل‌دار هورنبلند و تیتانیت در همراهی با پلاژیوکلاز در گرانیت پورفیری، D: درشت‌بلور کوارتز با حاشیه گرد شده در گرانیت پورفیری، E: درشت‌بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه دانه‌ریز در کوارتز مونزودیوریت‌ها و F: بلورهای درشت پلاژیوکلاز به همراه بلورهای باریک و کشیده هورنبلند در دایک‌های دیوریتی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Grp: بافت گرافیکی، Hbl: هورنبلند، Myr: بافت میرمکیتی، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Ttn: تیتانیت).

**Fig. 4.** Photomicrographs (transmitted light, XPL) of granitoid intrusion and dioritic dykes in Qozlou area. A: Graphic texture in granite porphyry, B: Myrmekite and porphyroidic textures in granite porphyry, C: Hornblende, titanite and plagioclase phenocrysts in granite porphyry, D: Rounded quartz phenocryst in granite porphyry, E: Plagioclase and hornblende phenocrysts within the fine grained groundmass in quartz monzodiorite, and F: Large plagioclase crystals along with elongated thin hornblende crystals in dioritic dykes. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Grp: graphic texture, Hbl: hornblende, Myr: myrmekite texture, Pl: plagioclase, Qz: quartz, Ttn: titanite).

شیمیایی مزبور در جدول‌های ۱ و ۲ آمده است. نمودارهای متعددی برای نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی بر اساس ترکیب شیمیایی آنها ارائه شده است که در نمودار  $\text{SiO}_2$  مقابل  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Cox et al., 1979)، نمونه‌های مربوط به توده نفوذی در محدوده گرانیت و گرانودیوریت (شکل ۶-۱) قرار دارند. نمونه مربوط به دایک، در این نمودار در مرز مونزونیت و دیوریت قرار می‌گیرد. برای تعیین دسته ماگمایی توده گرانیتوئیدی قوزلو و تفکیک دسته تولییتی از کالک‌آلکان، از نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شده است. بر طبق این نمودار، تمامی نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان واقع می‌شوند (شکل ۶-۲). در نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  مقابل  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976)، نمونه‌های گرانیتی و کوارتز مونزودیوریتی در قلمرو کالک‌آلکان پتاسیم بالا واقع شده و نمونه مربوط به دایک کوارتز دیوریتی در قلمرو کالک‌آلکان پتاسیم متوسط قرار گرفته است (شکل ۶-۳). در نمودار عناصر کمیاب Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007) نیز همه نمونه‌های مربوط به توده نفوذی و دایک کوارتز دیوریتی در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶-۴). بر اساس نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1943)، تمامی نمونه‌های مربوط به توده گرانیتوئیدی و دایک دیوریتی در قلمرو متاآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۶-۵). برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع I و S از  $\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  (Chappell and White, 2001) استفاده شد که بر این اساس، همه نمونه‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع I واقع می‌شوند (شکل ۶-۶). همچنین از نظر کانی‌شناسی، در توده گرانیتوئیدی منطقه مورد بررسی، کانی‌هایی نظیر هورنبلند، اسفن و بیوتیت دارای فراوانی قابل توجهی هستند؛ در حالی که مسکویت، کوردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت دیده نمی‌شوند. علاوه بر این، ویژگی متاآلومین نمونه‌های مورد بررسی و همچنین نبود کربنوم در نورم این نمونه‌ها، شواهد دیگری مبنی بر نوع I توده گرانیتوئیدی قوزلو هستند.

برخی بلورهای کلینوپیروکسن به اکتینولیت دگرسان شده‌اند. در بعضی نقاط تجمعاتی از کوارتز و فلدسپار ریزبلور در فضای بین کلینوپیروکسن‌ها مشاهده می‌شود. در برخی نقاط، پیروکسن اسکارن‌ها متشکل از بلورهای شکل‌دار کلینوپیروکسن در متن مگنتیت هستند (شکل ۵-۱). در این سنگ‌ها، کلینوپیروکسن‌ها با درجات مختلفی به اکتینولیت دگرسان شده‌اند. اپیدوت اسکارن‌ها که در فواصل دور از توده نفوذی حضور دارند، دارای بافت گرانوبلاستیک بوده و متشکل از کانی‌های اصلی اپیدوت و اکتینولیت به همراه مقدار محدودی کلینوپیروکسن، کوارتز و آلکالی فلدسپار به‌عنوان کانی‌های فرعی هستند (شکل ۵-۲). کوارتز و آلکالی فلدسپار به‌صورت اولیه در فضای بین کانی‌ها حضور داشته و همچنین کوارتز به‌صورت رگچه‌های تأخیری دیده می‌شود. مرمر پیروکسن‌دار متشکل از کانی‌های اصلی کلسیت به همراه کانی فرعی کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر شکل‌دار و کانی‌های کمیاب کوارتز و فلدسپار است (شکل ۵-۳). کلسیت به‌صورت بلورهای درشت و اغلب بی‌شکل، بیشتر از ۷۰ درصد سنگ را به‌خود اختصاص داده است. کلینوپیروکسن‌ها با درجات نسبتاً شدیدی به اکتینولیت و کلریت دگرسان شده‌اند. کانی‌های کدر شکل‌دار اغلب از نوع پیریت هستند. بررسی‌های EPMA بر روی کانی‌های گارنت و کلینوپیروکسن موجود در هاله اسکارنی قوزلو توسط کوهستانی و همکاران (Kouhestani et al., 2018) بیانگر آن است که گارنت‌ها دارای ترکیب اوگراندیت ( $\text{Adr}_{39.97-100}\text{-Grs}_{0-49.62}\text{-Alm}_0$ ) و کلینوپیروکسن‌ها دارای ترکیب سالییت ( $\text{En}_{29.43-42.5}\text{-Fs}_{14.31-20.99}\text{-Wo}_{43.08-50.17}$ ) هستند.

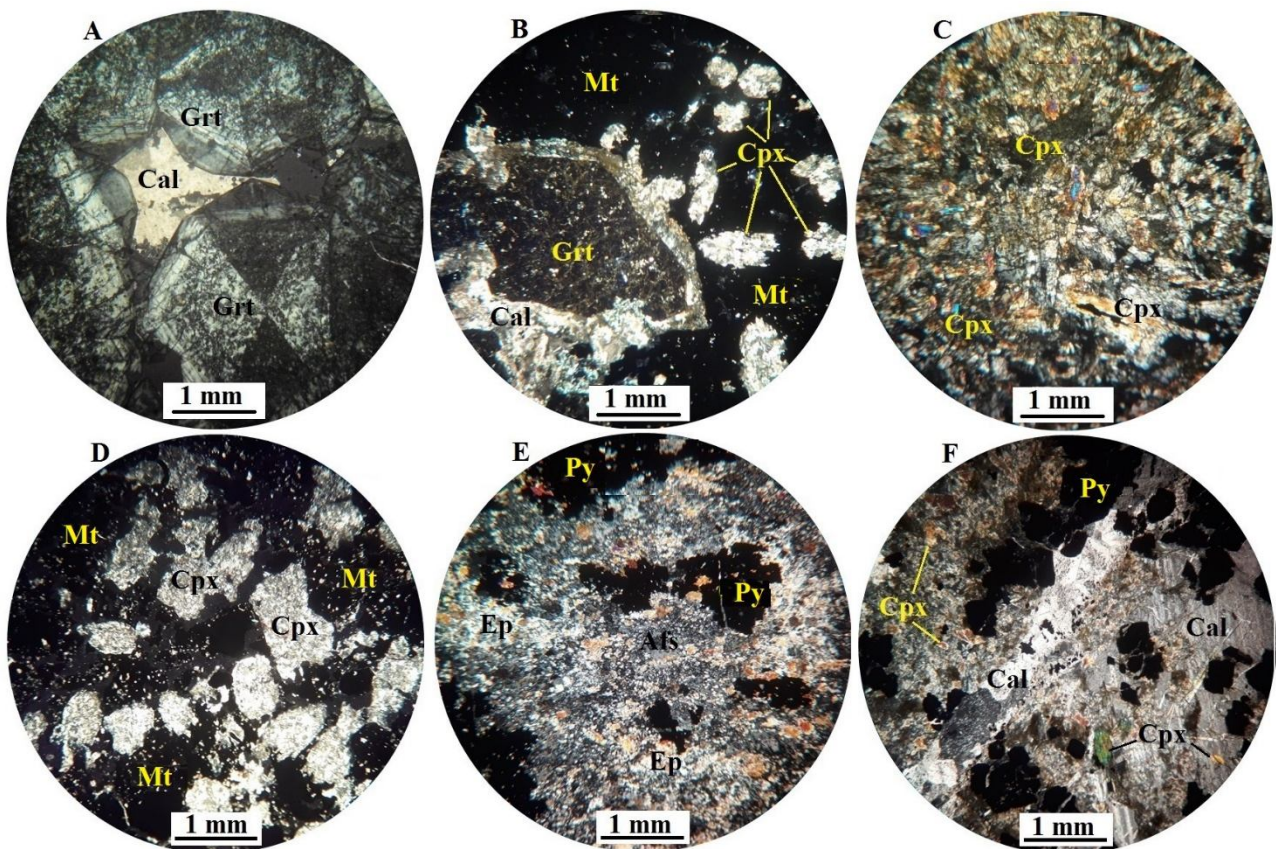
### زمین‌شیمی

چنان‌که قبلاً اشاره شد، تعداد ۶ نمونه از توده گرانیتوئیدی بر اساس حداقل دگرسانی و تعداد ۷ نمونه از زیرپهنه‌های مختلف اسکارنی برای تجزیه سنگ‌کل به روش‌های دستگاهی XRF (اکسیدهای عناصر اصلی) و ICP-MS (عناصر کمیاب و کمیاب خاکی) در شرکت زرآزما تجزیه شد. نتایج تجزیه‌های



انحراف آنها از ترکیب منبع اولیه پی‌برد. در نمودار عنکبوتی بهنجارشده نسبت به کندریت (Thompson, 1982)، بی‌هنجاری منفی در عناصر HFSE (Nb و Ta) و غنی‌شدگی عناصر LILE و LREE (U, Th, Ba, Ce, La) و Pb مشاهده می‌شود (شکل ۷-۱).

از نمودارهای چندعنصری بهنجارشده به کندریت، گواشته اولیه و مورب برای شناخت منشأ مجموعه‌های سنگی و فرایندهای مؤثر بر آن استفاده می‌شود. این نمودارها بر اساس عناصر کمیاب خاکی همراه با برخی دیگر از عناصر ناسازگار ترسیم می‌شوند و از مقایسه آنها با ترکیب شیمیایی محل منبع، می‌توان به میزان



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از زیرپهنه‌های اسکارن بیرونی در منطقه قوزلو. A: بلورهای شکل‌دار گارنت حاوی منطقه‌بندی در گارنت اسکارن‌ها، B: بلور گارنت همسانگرد با دگرسانی از حاشیه به کلسیت در همراهی با کلینوپیروکسن در متن مگنتیت در زیرپهنه گارنت-پیروکسن اسکارن، C: بلورهای شکل‌دار کلینوپیروکسن در زیرپهنه پیروکسن اسکارن، D: بلورهای شکل‌دار کلینوپیروکسن پراکنده در متن مگنتیت در زیرپهنه پیروکسن اسکارن، E: بلورهای ریز اپیدوت در همراهی با پیریت و آلکالی فلدسپار در زیرپهنه اپیدوت اسکارن و F: بلورهای کلینوپیروکسن دگرسان‌شده به اکتینولیت در همراهی با پیریت در متن کلسیت در زیرپهنه مرمر پیروکسن‌دار. رگچه کلسیتی تأخیری این نمونه را قطع کرده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، Cal: کلسیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Ep: اپیدوت، Grt: گارنت، Mt: مگنتیت، Py: پیریت).

**Fig. 5.** Photomicrographs (transmitted light, XPL) of skarn sub-zones in Qozlolu area. A: Idiomorphic zoned garnet crystals in garnet skarn sub-zone, B: Isotropic garnets with alteration to calcite in margins along with clinopyroxene within magnetite matrix in garnet pyroxene sub-zone, C: Idiomorphic clinopyroxene crystals in pyroxene skarn sub-zone, D: Idiomorphic clinopyroxene crystals within magnetite matrix in pyroxene skarn sub-zone, E: Fine-grained epidote along with pyrite and K-feldspar in epidote skarn sub-zone, and F: Actinolitized clinopyroxene crystals along with pyrite within calcite matrix in pyroxene-bearing marble sub-zone. A late calcite veinlet cut this rock. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: K-feldspar, Cal: calcite, Cpx: clinopyroxene, Ep: epidote, Grt: garnet, Mt: magnetite, Py: pyrite).

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های توده گرانیتوئیدی قوزلو. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

**Table 1.** Geochemical data of major, trace and rare earth elements for granitoid samples of the Qozlou. Major elements are in wt.% and trace and rare earth elements in ppm.

	DL	Q-3 P. Gr	Q-6 QMz	Q-31 P. Gr	Q-34 P. Gr	Q-35 Di	Q-42 P. Gr
SiO <sub>2</sub>	0.1	66.12	64.18	66.31	66.64	55.88	67.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1	15.93	15.09	15.18	15.42	15.36	15.84
CaO	0.1	4.24	4.11	3.5	2.98	7.67	3.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	0.1	1.32	3.48	1.91	2.41	4.6	1.48
K <sub>2</sub> O	0.1	3.52	3.14	4.42	3.49	0.94	3.45
MgO	0.1	1.39	2.66	1.82	1.6	5.26	1.54
MnO	0.1	0.03	0.05	0.03	0.04	0.07	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.1	5.2	5.18	4.84	5.55	6.15	4.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.24	0.38	0.22	0.23	0.68	0.22
TiO <sub>2</sub>	0.1	0.43	0.55	0.42	0.43	1.11	0.43
LOI	0.1	1.32	0.87	1.08	0.86	1.96	0.53
<b>Total</b>	----	99.93	99.89	99.92	99.89	99.68	99.9
As	0.1	19.6	15.9	10.3	13.9	25.2	15.6
Ba	1	1189	1272	1136	953	668	1168
Ce	0.5	77	94	65	60	109	65
Co	1	2	9.8	4.8	6.5	9.9	3
Cr	1	24	67	25	27	110	22
Cs	0.5	1.1	1.7	1.5	1.8	1.2	1.0
Cu	1	94	110	9	24	5	42
Dy	0.02	1.47	1.73	1.35	1.49	2.38	1.49
Er	0.05	0.62	0.72	0.57	0.65	0.97	0.70
Eu	0.1	1.14	1.54	1.05	1.04	1.72	1.25
Gd	0.05	2.96	3.45	2.76	2.87	4.24	2.98
Hf	0.5	1.64	2.09	1.68	1.97	3.72	1.71
La	1	38	49	38	31	50	33
Lu	0.1	<0.1	0.11	<0.1	0.11	0.12	0.11
Nb	1	13.8	17.7	13.3	13.0	35.8	14.4
Nd	0.5	21.2	28.9	19.0	19.1	32.8	20.5
Ni	1	17	40	20	14	89	18
Pb	1	38	29	33	18	5	15
Pr	0.05	6.16	8.4	5.62	5.57	9.17	5.8
Rb	1	50	54	77	48	7	51
Sc	0.5	4.0	5.5	4.1	3.7	10.3	4.1
Sm	0.02	3.34	4.3	3.06	3.09	5.16	3.38
Sr	1	1025.5	1138.5	985.1	865.6	1115.5	1025.4
Ta	0.1	0.89	1.02	0.93	0.71	1.95	0.89
Tb	0.1	0.30	0.36	0.27	0.30	0.50	0.30
Th	0.1	9.85	10.94	10.25	9.41	9.89	10.66
Tm	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.11	<0.1
U	0.1	2.0	2.7	2.6	2.4	3.1	2.5
V	1	50	66	49	48	88	50
Y	0.5	5.5	6.3	5.1	5.4	8.9	5.8
Yb	0.05	0.3	0.4	0.3	0.3	0.5	0.3
Zn	1	21	30	32	46	43	26
Zr	5	51	66	54	61	120	48
<b>Eu/Eu*</b>	----	1.08	1.18	1.08	1.05	1.09	1.18

P. Gr: porphyritic granite; QMz: quartz monzodiorite; Di: dioritic dyke

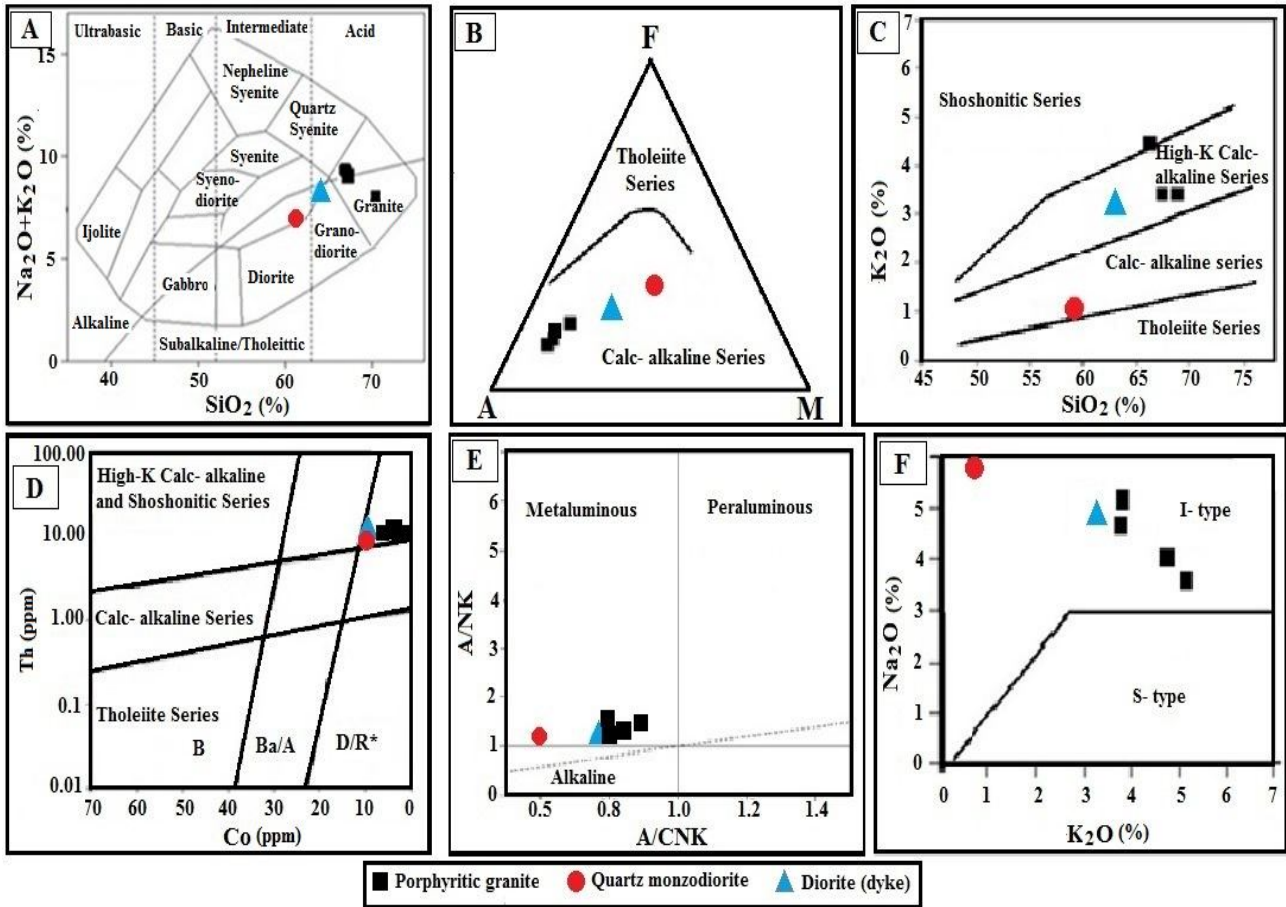
جدول ۲. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های زیرپهنه‌های اسکارنی قوزلو. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

**Table 2.** Geochemical data of major, trace and rare earth elements for skarn sub-zones of the Qozlou. Major elements are in wt.% and trace and rare earth elements in ppm.

		Q-2	Q-17	Q-29	Q-37	Q-39	Q-	Q-32	Q-42
	DL	Gr <sub>t</sub> Sk+Mag	Ep Sk	Px Mb +Py	Px Sk+Mag	Px Sk+Mag+Py	Mag	Py	Gr Av.
SiO <sub>2</sub>	0.1	34.43	50.51	26.65	44.33	41.08	----	28.15	66.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1	7.21	11.75	7.58	13.81	1.24	----	6.81	15.49
CaO	0.1	33.74	16.97	34.27	18.88	17.03	----	4.68	3.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	0.1	21.11	6.81	4.15	14.15	24.13	----	37.25	2.12
K <sub>2</sub> O	0.1	0.03	0.79	1.61	0.25	0.05	----	1.89	3.60
MgO	0.1	0.67	3.75	2.78	4.92	7.18	----	2.59	1.80
MnO	0.1	0.48	0.16	0.25	0.12	0.18	----	0.07	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.1	0.06	4.75	1.18	1.62	0.33	----	1.96	5.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.04	0.14	0.14	0.31	0.19	----	0.12	0.26
TiO <sub>2</sub>	0.1	0.39	0.74	0.38	0.91	0.06	----	0.40	0.45
SO <sub>3</sub>	0.0	<0.05	<0.05	1.05	0.11	7.56	----	15.96	0.06
LOI	0.1	1.81	3.50	19.86	0.50	1.47	----	0.24	0.93
<b>Total</b>	---	99.97	99.87	99.90	99.91	100.5	----	100.1	99.75
As	0.1	24.3	16.1	6.1	23	>100	5.5	>100	15.06
Ba	1	11	229	163	223	39	29	57	1143.6
Cd	0.1	0.3	0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.1	1.4	0.1
Ce	0.5	1	128	34	160	1	1	39	72.2
Co	1	5.1	8.4	9.7	9.1	135	27	783.1	5.22
Cr	1	53	61	31	42	32	17	31	33
Cs	0.5	0.5	16.5	3	2.3	0.5	0.5	0.7	1.42
Cu	1	28	9	29	7	2273	24	681	55.8
Dy	0.0	6	3.41	2.69	2.68	0.52	0.17	0.94	1.51
Er	0.0	4.47	2.26	1.61	1.37	0.31	0.05	0.34	0.65
Eu	0.1	2.13	1.54	0.56	2.77	0.1	0.1	0.62	1.20
Gd	0.0	4.14	4.63	3.07	5.2	1	0.9	1.96	3.00
Hf	0.5	1.65	2.23	1.1	2.11	0.5	0.5	1.51	1.82
La	1	2	96	17	129	1	1	37	37.8
Lu	0.1	0.6	0.3	0.22	0.15	0.11	0.1	0.1	0.11
Nb	1	7.5	12.6	7.8	17.8	2.1	2.6	8.3	14.44
Nd	0.5	2.1	32.8	13.3	42.7	0.5	0.5	10.5	21.74
Ni	1	2	12	36	2	113	41	93	21.8
Pb	1	13	11	6	3	9	4	8	26.6
Pr	0.0	0.13	10.36	3.31	13.36	0.05	0.07	3.47	6.31
Rb	1	1	10	41	1	1	1	41	56
S	50	114	111	3522	274	>3%	180	>3%	215.4
Sm	0.0	2.51	4.4	2.74	5.98	0.02	0.02	1.37	3.43
Sn	0.1	5.6	2.8	0.9	2.1	1.4	2.2	2.8	0.98
Sr	1	21.3	562	521.1	670.3	21	93.8	403.6	1008.02
Ta	0.1	0.51	0.81	0.86	1.1	0.29	0.26	0.62	0.89
Tb	0.1	0.95	0.58	0.45	0.55	0.1	0.1	0.17	0.31
Th	0.1	1.5	8.56	3.95	4.31	1.19	1.41	7.23	10.22
Tm	0.1	0.62	0.31	0.22	0.18	0.1	0.1	0.1	0.1
U	0.1	1.8	2.9	0.84	4.2	1.32	1	6	2.44
V	1	83	100	61	51	65	63	35	52.6
Y	0.5	38.1	18.4	14.1	11.5	2.7	0.5	3.1	5.62
Yb	0.0	4.3	2	1.3	1	0.2	0.05	0.1	0.32
Zn	1	23	66	35	28	61	27	34	31
Zr	5	56	64	37	49	13	25	54	56

Gr<sub>t</sub>: garnet skarn; Ep Sk: epidote skarn, Px Sk: pyroxene skarn, Px Mb: pyroxene-bearing marble, Mag: magnetite, Py: pyrite, Gr Av: average granite





شکل ۶. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید قوزلو بر روی A: نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $Na_2O+K_2O$  (Cox et al., 1979)، B: نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971)، C: نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O$  (Peccerillo and Taylor, 1976)، D: نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007)، E: نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) و F: نمودار  $K_2O$  در مقابل  $Na_2O$  (Chappell and White, 2001)

**Fig. 6.** Location of Qozloun granitoid samples on the: A:  $SiO_2$  vs.  $Na_2O+K_2O$  diagram (Cox et al., 1979), B: AFM triangular diagram (Irvine and Baragar, 1971), C:  $SiO_2$  vs.  $K_2O$  diagram (Peccerillo and Taylor, 1976), D: Co vs. Th diagram (Hastie et al., 2007), E: A/NK vs. A/CNK diagram (Shand, 1943), and F:  $K_2O$  vs.  $Na_2O$  diagram (Chappell and White, 2001)

غنی‌شدگی از LILE و LREE در همراهی با بی‌هنجاری منفی عناصر HFSE مانند Ta و Nb از ویژگی‌های بارز کمان‌های ماگمایی و ماگماتیسم مرتبط با فرورانش است (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). به اعتقاد کاستر و هارمز (Kuster and Harms, 1998)، غنی‌شدگی از LILE و LREE نشان‌دهنده نقش سیالات آزاد شده از لیتو سفر فرورنده در غنی‌سازی این عناصر در ماگماست. علاوه بر این، غنی‌شدگی از LILE می‌تواند نتیجه در جات پایین ذوب‌بخشی از منشأ

در نمودار عنکبوتی به‌هنجارشده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نیز بی‌هنجاری منفی عناصر HFSE در همراهی با غنی‌شدگی عناصر LILE و LREE مشاهده می‌شود (شکل ۷-B). ویژگی این نمودار، غنی‌شدگی و بی‌هنجاری مثبت شاخص Pb است. نمونه‌های دیوریتی و کوارتز مونزودیتی آنومالی مثبت ضعیف‌تر Pb را نشان می‌دهند (شکل ۷-B). بی‌هنجاری منفی Rb در نمونه دیوریتی (شکل ۷-A و B) می‌تواند در ارتباط با عملکرد دگرسانی این سنگ‌ها باشد.

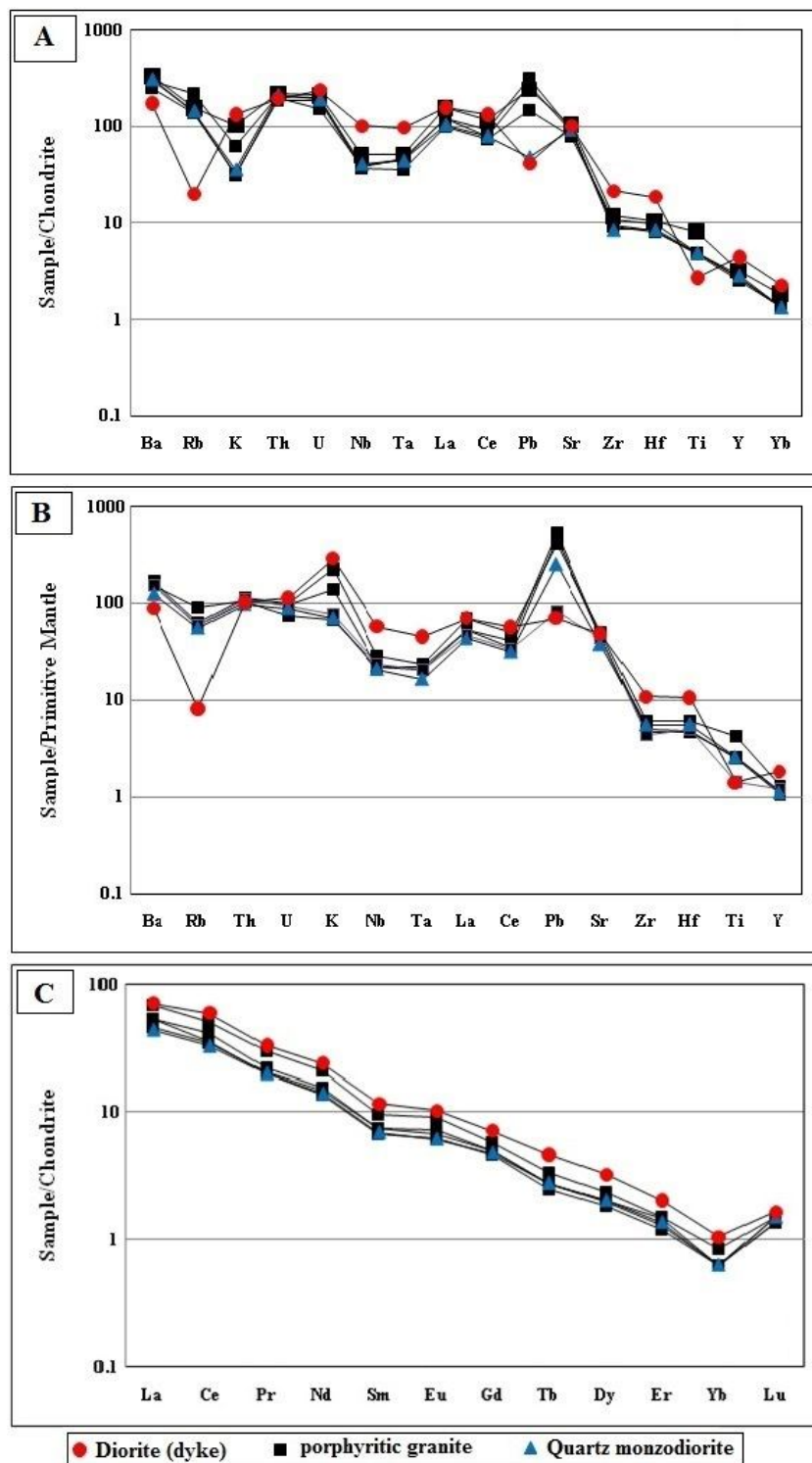
پیشرفت روند تفریق افزایش پیدا می‌کند. این افزایش به این دلیل است که LREE نسبت به فازهای بلوری اصلی (کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول) ناسازگارتر بوده و در نتیجه به طور فزاینده‌ای در مذاب‌های تحول یافته متمرکز می‌شوند. بی‌هنجاری منفی Yb نیز می‌تواند در ارتباط با تفریق آمفیبول یا کلینوپیروکسن در نظر گرفته شود. به طور کلی می‌توان گفت که ماگمای اولیه سنگ‌های مورد بررسی در محیطی فرورانشی و از گوشته‌ای متاسوماتیسم شده به وجود آمده و در ادامه، با مواد پوسته‌ای آلاینش یافته است. از شواهد آلاینش پوسته‌ای یا مشارکت پوسته و مواد پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌ها می‌توان به بی‌هنجاری مثبت Pb اشاره کرد.

### محیط زمین‌ساختی

نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونوماگمایی، نمودارهای تغییرات زمین‌شیمیایی هستند که بر اساس آنها، ماگماهای تولیدشده در جایگاه‌های متفاوت زمین‌ساختی می‌توانند بر اساس ویژگی‌های شیمیایی از یکدیگر تفکیک شوند (Rollinson, 1993). نمودار Rb در مقابل Y+Nb توسط پیرس (Pearce, 1996)، برای تمایز محیط‌های مختلف تشکیل گرانیتوئیدها (WPG, ORG, VAG, Syn-COLG و Post-COLG) ارائه شده است. بر اساس این نمودار، تمامی نمونه‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای کمان ماگمایی واقع می‌شوند (شکل A-۸). نمودارهای شنندل و گورتن (Schandle and Gorton, 2002)، بر اساس زمین‌شیمی عناصر کمیاب و برای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین ارائه شده‌اند. نمونه‌های گرانیت پورفیری و کوارتز مونزونیت در نمودارهای Th در مقابل Ta (شکل B-۸)، Th/Yb در مقابل Ta/Yb (شکل C-۸) و Th/Ta در مقابل Yb (شکل D-۸) در محدوده سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای واقع می‌شوند. در این نمودارها، نمونه مربوط به دایک دیوریتی گرایش به سمت محیط‌های آتشفشانی داخل صفحه‌ای نشان می‌دهد.

گوشته‌ای، تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش گوشته متاسوماتیسم شده، آلودگی به وسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های مورد نظر باشد (Rollinson, 1993). بی‌هنجاری‌های منفی Ti و Nb به عوامل گوناگونی مانند ماگماتیسم مرتبط با فرایند فرورانش (Saunders et al., 1980; Aldanmaz et al., 2002)، شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Kuster and Harms, 1998)، فقر این عناصر در منشأ، پایداری فازهای حاوی این عناصر طی ذوب‌بخشی و یا جدایش آنها طی فرایند تفریق بلورین (Wu et al., 2003) نسبت داده می‌شود. به اعتقاد تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1985)، غنی‌شدگی عناصر LILE شامل U, K, Th و Rb به همراه Pb و بی‌هنجاری منفی عناصر Ta و Nb به مذابی با منشأ پوسته قاره‌ای نسبت داده می‌شود. بی‌هنجاری مثبت عناصر Cs و Pb می‌تواند بر اثر آلاینش ماگما با مواد پوسته‌ای اتفاق افتاده باشد (Kamber et al., 2002). وجود بی‌هنجاری مثبت عناصر K و Th، انعکاسی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمایی است (Harris et al., 1986). ویژگی بارز نمودار بهنجارشده به گوشته اولیه (شکل B-۶)، بی‌هنجاری مثبت Pb در نمونه‌های مورد بررسی است که می‌توان آن را در ارتباط با متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده در نظر گرفت. همراه بودن بی‌هنجاری مثبت Pb و بی‌هنجاری منفی Nb، نشانه ماگماهای کمانی و ماگماهای متأثر از پوسته قاره‌ای است (Hofmann, 1988).

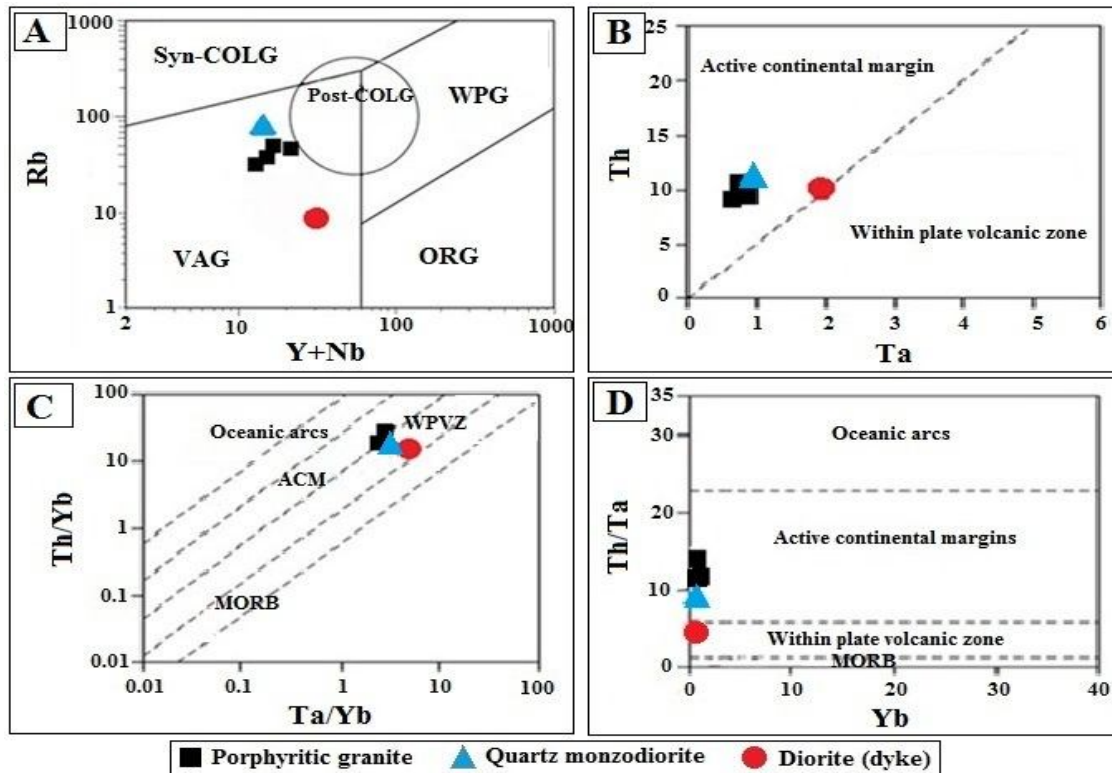
در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجارشده به کندریت (Nakamura, 1974)، الگوی مشابه در همه نمونه‌های مورد بررسی مشاهده می‌شود (شکل C-۷). نمونه‌های مورد بررسی یک الگوی غنی از عناصر LREE نسبت به HREE را با نسبت بالای LREE/HREE نشان می‌دهند (شکل C-۶). غنی‌شدگی بالای عناصر کمیاب خاکی سبک می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب‌بخشی و پایین بودن عناصر کمیاب خاکی سنگین در ارتباط با حضور گارنت در ناحیه ذوب باشد (Wright and



شکل ۷. A: الگوی عناصر کمیاب بهنجارشده به کندریت (Thompson, 1982) برای توده گرانیتوئیدی قوزلو. B: الگوی عناصر کمیاب بهنجارشده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای توده گرانیتوئیدی قوزلو و C: الگوی عناصر کمیاب بهنجارشده به کندریت (Nakamura, 1974) برای توده گرانیتوئیدی قوزلو

**Fig. 7.** A: Chondrite-normalized (Thompson, 1982) trace element pattern for Qozlou granitoid, B: Primitive mantle-normalized (Sun and McDonough, 1989) trace element pattern for Qozlou granitoid, and C: Chondrite-normalized (Nakamura, 1974) REE pattern for Qozlou granitoid





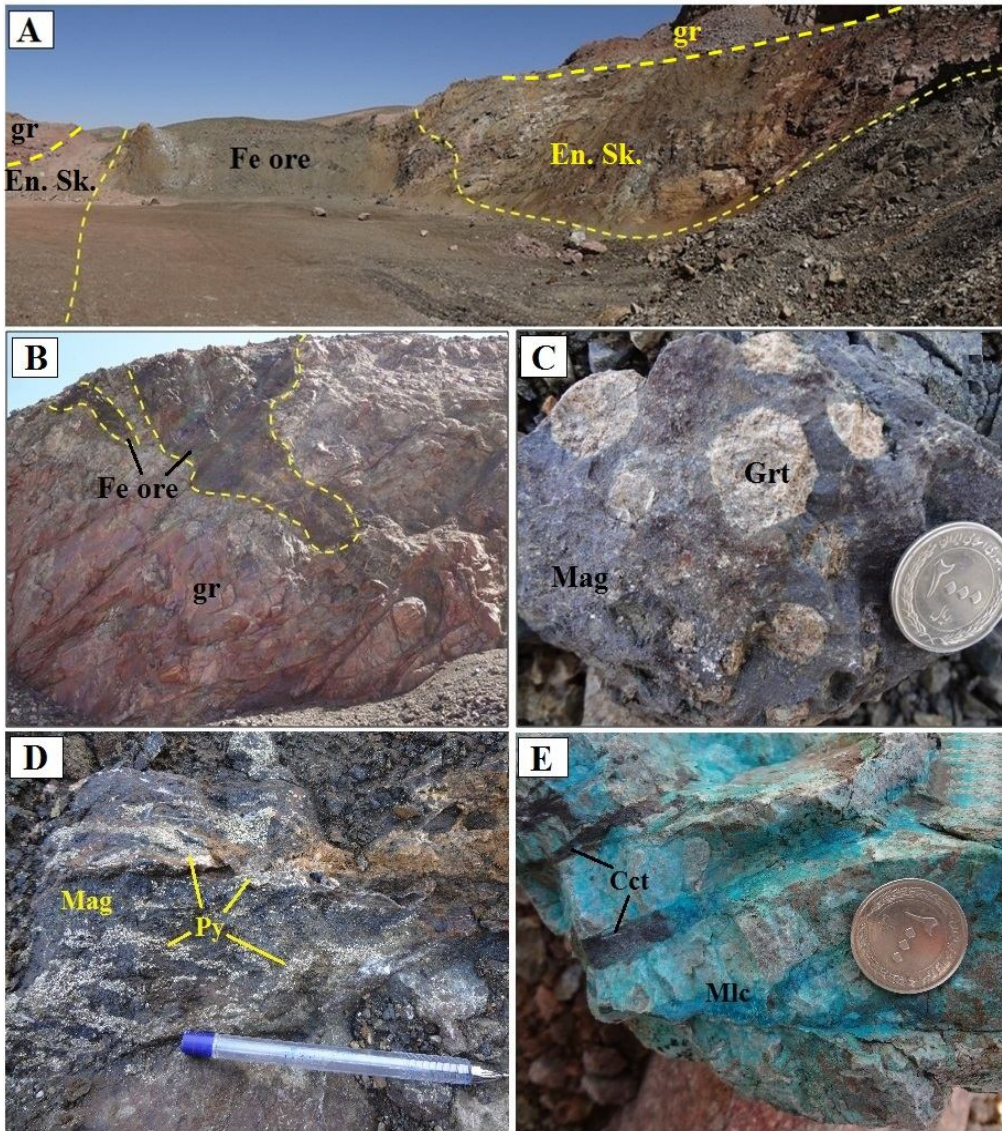
شکل ۸. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید قوزلو بر روی A: نمودار Rb در مقابل Y+Nb (Pearce, 1996)، B: نمودار Ta در مقابل Th (Schandle and Gorton, 2002)، C: نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Schandle and Gorton, 2002) و D: نمودار Yb در مقابل Th/Ta (Schandle and Gorton, 2002) (and Gorton, 2002)

**Fig. 8.** Location of Qozlou granitoid samples on A: Rb vs. Y+Nb diagram (Pearce, 1996), B: Ta vs. Th diagram (Schandle and Gorton, 2002), C: Th/Yb vs. Ta/Yb diagram (Schandle and Gorton, 2002), and D: Yb vs. Th/Ta diagram (Schandle and Gorton, 2002)

این بخش حدود ۲ متر است. ابعاد بلورهای درشت گارنت به حدود ۳ سانتی‌متر می‌رسد. کانه‌زایی سولفیدی (اغلب پیریت)، به صورت رگه-رگچه‌ای و همچنین دانه‌پراکنده در متن مگنتیت مشاهده می‌شود (شکل ۹-D). قطع شدن مگنتیت توسط رگچه‌های پیریت و همچنین وجود پیریت در فضای شکستگی‌های مگنتیت بیانگر تشکیل فاز سولفیدی بعد از مگنتیت است. در حاشیه شمالی توده گرانیتی، رخنمونی از کانه‌زایی مس با ترکیب کانی‌شناسی کالکوسیت و مالاکیت به صورت رگه-رگچه‌ای و آغستگی در مسیر شکستگی‌ها قابل مشاهده است (شکل ۹-E). کانه‌زایی مس در ضخامت کمتر از ۲ متر و طول حدود ۱۰ متر رخنمون دارد.

### کانی‌سازی

در نتیجه نفوذ توده گرانیتوئیدی قوزلو به داخل واحدهای کربناته کرتاسه بالایی، هاله اسکارنی و کانه‌زایی آهن تشکیل شده است (شکل ۹-A). رخنمون اصلی کانه‌زایی در حاشیه جنوبی و خاوری توده گرانیتی متمرکز است. سیمای اصلی کانی‌سازی به صورت توده‌ای و عدسی شکل با گسترش طولی بیش از ۳۰۰ متر و بیشینه پهنای حدود ۳۰ متر مشاهده می‌شود. در برخی نقاط، بخش‌های اسکارنی شده همراه با کانه‌زایی آهن به صورت انکلاوهای داخل توده گرانیتی به صورت تجمعات عدسی شکل قابل مشاهده هستند (شکل ۹-B). در داخل کانه‌زایی آهن موجود در هاله دگرگونی مجاورتی، بخش حاوی بلورهای درشت و شکل‌دار گارنت وجود دارد (شکل ۹-C) که ضخامت



شکل ۹. A: نمایی از هاله دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی آهن تشکیل‌شده در حاشیه توده گرانیتی قوزلو (دید به سمت باختر)، B: نمایی از بخش‌های اسکارنی شده به‌همراه کانه‌زایی آهن به صورت انکلاو داخل توده گرانیتی (دید به سمت شمال)، C: نمایی نزدیک از بلورهای شکل‌دار گارنت در داخل کانسنگ مگنتیت، D: نمایی نزدیک از کانه‌زایی سولفیدی پیریت در متن مگنتیت به صورت دانه‌پراکنده و نواری و E: نمای نزدیک اکتباس‌شده است (Cct: کالکوسیت، En. Sk.: اسکارن درونی، gr: گرانیت، Grt: گارنت، Mag: مگنتیت، Mlc: مالاکیت، Py: پیریت).

**Fig. 9.** A: A view from the skarn aureole and Fe mineralization in contact of Qozlou granite (view to the west), B: A view from the skarn and Fe mineralization as enclaves within granite (view to the north), C: Close view from idiomorphic crystals of garnet with magnetite ore, D: Close view from pyrite mineralization as banded and disseminated form within the magnetite ore, and E: Close view from the vein-veinlet of Cu mineralization within granite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cct: chalcocite, En. Sk.: endoskarn, gr: granite, Grt: garnet, Mag: magnetite, Mlc: malachite, Py: pyrite).

در بخش‌های کانه‌دار است که با کانه‌های سولفیدی پیریت، کالکوپیریت و پیرویت همراهی می‌شود. گارنت،

**کانه‌نگاری و ساخت و بافت**  
بر اساس بررسی‌های کانه‌نگاری، مگنتیت کانی اصلی کانسنگ

قطع کرده‌اند.

بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی انجام شده، نشان می‌دهند که ساخت و بافت مواد معدنی و باطله در کانه‌زایی آهن قوزلو از نوع توده‌ای، نواری-لامینه‌ای، دانه‌پراکنده، برشی، رگه-رگچه‌ای، جان‌شینی و بازماندی است. بافت‌های توده‌ای، نواری و دانه‌پراکنده از بافت‌های اولیه کانه‌زایی مگنتیت هستند که هم‌زمان با تشکیل کانسنگ به وجود آمده‌اند. بافت دانه‌پراکنده اغلب در پیریت‌های موجود در زیرپهنه‌های اپیدوت اسکارن و مرمر پیروکسن‌دار مشاهده می‌شود. در برخی نقاط، بلورهای مگنتیت نیز به صورت دانه‌پراکنده در متن کانی‌های باطله حضور دارد. بافت نواری متشکل از نوارهای متناوب مگنتیت و کانی‌های سولفیدی (اغلب پیریت) است. بافت برشی در نتیجه تنش زمین‌ساختی و شکسته‌شدن کانسنگ مگنتیت و تزریق رگه-رگچه‌های کوارتزی و کلسیتی تأخیری در داخل شکستگی‌ها حاصل شده است. همچنین، رگچه‌هایی از پیریت، مگنتیت را قطع کرده است. بافت جان‌شینی محصول جایگزینی گارنت توسط مجموعه کلسیت، اپیدوت، کلریت و کوارتز، کلینوپیروکسن توسط اکتینولیت و کلریت، کالکوپیریت توسط کولولیت، پیریت توسط گوتیت و مگنتیت توسط هماتیت است. بافت بازماندی به صورت بقایای کلینوپیروکسن در زمینه اکتینولیت و پیریت در متن گوتیت مشاهده می‌شود.

### مراحل اسکارن‌زایی

واکنش‌های شیمیایی و مجموعه کانی‌شناسی تشکیل شده در پهنه اسکارنی، به ماهیت پروتولیت، ترکیب شیمیایی توده نفوذی، ترکیب سیالات مهاجم و شرایط دما و فشار بستگی دارد. شواهد صحرایی و بررسی‌های سنگ‌شناسی سنگ مادر کربناتی ناخالص و مجموعه کانی‌شناسی پهنه‌های متاسوماتیک (اسکارنی) نشان می‌دهند که بر اساس تقسیم‌بندی اینودی و همکاران (Einaudi et al., 1981)، اسکارن منطقه مورد بررسی از نوع اسکارن کلسیک است. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی می‌توان فرایند اسکارن‌زایی در منطقه مورد

کلینوپیروکسن، اپیدوت، اکتینولیت، کلسیت و کوارتز به عنوان کانی‌های باطله حضور دارند. کولولیت، هماتیت و گوتیت در نتیجه فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. مگنتیت به صورت بلورهای ریز تا درشت و گاه بزرگ‌تر از یک سانتی‌متر حضور داشته و بلورهای درشتی از گارنت و پیروکسن در متن مگنتیت پراکنده هستند (شکل ۹-C). این کانی در زیر میکروسکوپ به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با بافت حفره‌دار و گاهی شکسته و برشی شده مشاهده می‌شود که در حواشی بلور و در امتداد شکستگی‌ها، مارتیتی شده است (شکل ۱۰-A). پیریت مهم‌ترین کانه سولفیدی در کانسار آهن قوزلو است. این کانی با بافت نواری و متناوب با باندهای مگنتیت، دانه‌پراکنده و رگچه‌ای مشاهده می‌شود. قطع شدن مگنتیت توسط رگچه‌های پیریت (شکل ۱۰-B) و همچنین وجود مگنتیت به صورت ادخال درون پیریت (شکل ۱۰-C) بیانگر تشکیل پیریت بعد از مگنتیت است. کالکوپیریت در مقایسه با پیریت از فراوانی کمتری برخوردار بوده و به صورت بلورهای بی‌شکل مشاهده می‌شوند. کالکوپیریت‌ها به صورت رگه-رگچه‌ای و دانه‌پراکنده حضور دارند. شواهد میکروسکوپی نشان‌دهنده تأخیری بودن کالکوپیریت نسبت به پیریت است (شکل ۱۰-D). پروتیت در نمونه‌های مربوط به زیرپهنه پیروکسن اسکارن و در همراهی با اپیدوت و کالکوپیریت حضور دارد. شواهد میکروسکوپی بیانگر این است که پروتیت حاوی ادخال‌هایی از پیریت بوده و خود از حاشیه توسط کالکوپیریت احاطه شده است (شکل ۱۰-E). در نتیجه فرایند مارتیتی شدن مگنتیت در امتداد شکستگی‌ها و حاشیه بلورها، هماتیت تشکیل شده است. در نتیجه دگرسانی برون‌زاد کالکوپیریت، در برخی نقاط کولولیت تشکیل شده است. گوتیت حاصل فرایندهای دگرسانی و برون‌زاد کانی‌های مگنتیت و پیریت است. این کانی در مقاطع میکروسکوپی بیشتر به صورت رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی و گاه جان‌شینی پیریت قابل مشاهده است (شکل ۱۰-F). رگچه‌های کربناتی و کوارتزی به صورت منفرد و اغلب متقاطع و گاه دسته رگچه دیده می‌شوند که بلورهای مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت را

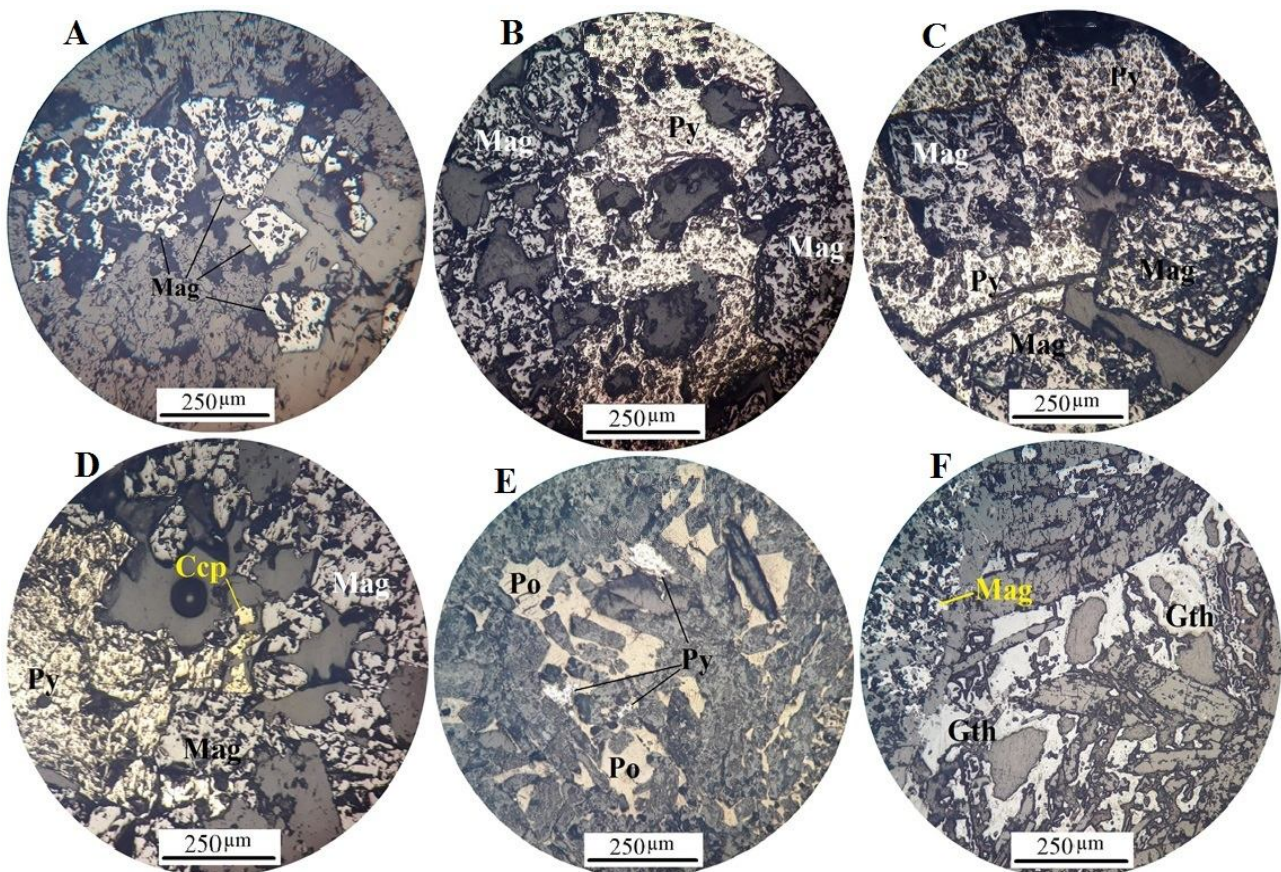


بررسی را به سه مرحله اصلی تقسیم کرد:

**الف) مرحله دگرگونی ایزوشیمیایی**

در منطقه قوزلو، نفوذ توده گرانیتی به‌داخل توالی رسوبی کرتاسه بالایی به دگرگونی مجاورتی واحدهای سنگی منجر شده است که در نتیجه این فرایند، سنگ‌های کربناته به مرمر تبدیل شده‌اند. معمولاً در اثر تزریق توده های آذرین به یک منطقه، ابتدا در نتیجه شار حرارتی، دگرگونی ایزوشیمیایی در سنگ‌های

درون‌گیر به‌وجود می‌آید (Meinert, 1992). در پهنه مرمر (مرمر پیروکسن‌دار)، واحدهای کربناته تبلور دوباره یافته و بلورهای کلسیت تشکیل شده‌اند. در این مرحله، می‌تواند کلسیت و مقدار محدودی گارنت و کلینوپیروکسن نیز تشکیل شود (Meinert, 1992). در این مرحله، کانی‌های کدر (اکسیدی و یا سولفیدی) تشکیل نشده است. واحدهای شیلی نیز در نتیجه دگرگونی ایزوشیمیایی، به هورنفلس تبدیل شده‌اند.



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپی از زیرپهنه کانه‌دار منطقه قوزلو. A: بلورهای مگنتیت با بافت دانه‌پراکنده در زیرپهنه اسکارن کانه‌دار، B: رگچه پیریت که بلورهای مگنتیت را قطع کرده است، C: بلورهای شکل‌دار مگنتیت به‌صورت ادخال درون پیریت، D: بلورهای کوچک کالکوپیریت در حاشیه پیریت، E: بلورهای پیریت به صورت ادخال درون پیروتیت و F: رگچه گوتیتی که بلورهای مگنتیت را قطع کرده است. همه تصاویر در نور بازتابی PPL تهیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp: کالکوپیریت، Gth: گوتیت، Mag: مگنتیت، Po: پیروتیت، Py: پیریت).

**Fig. 10.** Microscopic photos from ore- skarn sub-zone in the Qozlou area. A: Disseminated magnetite in ore skarn sub-zone, B: Pyrite veinlet crosscutting magnetite crystals, C: Idiomorphic magnetite inclusion within pyrite, D: Fine-grained chalcopyrite around pyrite, E: Pyrite inclusions within pyrrhotite, and F: Goethite veinlet crosscutting magnetite crystals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ccp: chalcopyrite, Gth: goethite, Mag: magnetite, Po: pyrrhotite, Py: pyrite).

**ب) مرحله دگرسانی پیش‌رونده (متاسوماتیک)**

بعد از جای‌گیری کامل توده گرانیتی و شروع انجماد، به تدریج سیال‌های موجود در ماگما به حد اشباع رسیده و به‌عنوان یک فاز سیال از آن جدا می‌شوند (Meinert, 1992). با پیشرفت تبلور، مقدار و حجم سیالات گرمایی آزادشده از توده نفوذی، افزایش می‌یابد. نفوذ و مهاجرت این سیالات به سنگ‌های دربرگیرنده، سبب تحرک و جابه‌جایی عناصر بین دو گرادیان متفاوت شیمیایی و حرارتی شده است و واکنش‌های مناسب ایجاد می‌کند (Meinert, 1992). دگرسانی متاسوماتیک، با واکنش‌های کربن‌زدایی همراه است. این مرحله معمولاً باعث افزایش تداخل در سنگ میزبان می‌شود. این شکستگی‌ها همراه با شکستگی‌های حاصل از فشار جای‌گیری توده نفوذی و فشار سیالات حاصل از آن، سبب می‌شود تا در امتداد مرز همبری، معابری برای ورود سیالات به داخل سنگ‌های درون‌گیر که در ابتدای جای‌گزی توده، دگرگونی حرارتی (ایزوشیمیایی) پیدا کرده‌اند، ایجاد شود. سیالات ماگمایی با دمای بالا (حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد)، باعث متاسوماتیسم پیش‌رونده به‌ویژه در نزدیک همبری می‌شوند (Meinert, 1992). این دگرسانی که با تحرک عناصر در مقیاس بزرگ همراه است، در نزدیک توده‌های آذرین موجب ظهور کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب (گارت‌ها با ترکیب گروسولار-آندرادیت و کلینوپیروکسن‌ها با ترکیب دیوپسید) شده است. در این مرحله، حجم قابل‌ملاحظه‌ای از مرم‌ها توسط کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب، در اثر وارد شدن  $Fe$ ،  $SiO_2$  و  $Mg$  از ماگما به‌داخل مرم‌ها همراه با واکنش‌های کربن‌زدایی در مرم، به اسکارن بیرونی تبدیل شده است.

**پ) مرحله دگرسانی پس‌رونده**

بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی نشان‌دهنده این است که مرحله پس‌رونده می‌تواند به دو مرحله مجزا ولی پیوسته تفکیک شود. **مرحله پس‌رونده پیشین:** در طی این مرحله، در اثر ورود سیالات گرمایی دمای پایین‌تر و فرایندهای آب‌گیری،

کربن‌گیری و سولفیدزایی در امتداد شکستگی‌ها و ریزش‌شکستگی‌های داخل کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب، بخشی از کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب که در مرحله پیش‌رونده تشکیل شده‌اند، توسط کانی‌های کالک‌سیلیکات آب‌دار (اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت)، سولفیدها (پیریت، کالکوپیریت و پیروتیت)، اکسیدها (مگنتیت و هماتیت) و کرنات (کلسیت) جانشین شده‌اند. در طول این مرحله، گارت به مجموعه اپیدوت، مگنتیت، هماتیت، کلسیت و کوارتز تبدیل شده و همچنین پیروکسن به ترمولیت-اکتینولیت، کلسیت و کانی‌های کدر دگرسان شده است. رایج‌ترین کانی دگرسانی در این مرحله اپیدوت است. احتمالاً افزایش محلی اکسیژن نقشی مهم در تشکیل اپیدوت داشته است (Perkins et al., 1986; Berman, 1988).

$Ca_3(Fe,Al)_2Si_3O_{12}$  (ugranditic granet) +  $5/4O_2$  +  $HCO_3^-$  =  $CaCO_3$  (calcite) +  $Ca_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH)$  (epidote) +  $1/2Fe_2O_3$  (hematite)  
مجموعه کانی‌شناسی کوارتز + کلسیت + مگنتیت بر اثر دگرسانی گارت توسط واکنش زیر در مرحله دگرسانی پس‌رونده پیشین تولید می‌شود (Einaudi, 1982a).

$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$  (ugranditic granet) +  $3HCO_3^-$  +  $15H^+$  =  $3CaCO_3$  (calcite) +  $9SiO_2$  (quartz) +  $2Fe_3O_4$  (magnetite) +  $6Ca^{2+}$  +  $9H_2O$  +  $0.5O_2$   
تشکیل ترمولیت-اکتینولیت در این مرحله در اثر دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها صورت گرفته است (Deer et al., 2013).

$5Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$  (clinopyroxene) +  $H_2O$  +  $3CO_2$  =  $Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$  (actinolite) +  $3CaCO_3$  (calcite) +  $2SiO_2$  (quartz)  
حضور مگنتیت‌های کوچک داخل بلورهای کلینوپیروکسن و گارت در همراهی با کانی‌هایی مانند اکتینولیت و کلریت نشان‌دهنده تشکیل مگنتیت بعد از کلینوپیروکسن و گارت در مرحله دگرگونی پس‌رونده است. همچنین، حضور مگنتیت به‌صورت پرکننده فضای بین بلورهای گارت و پیروکسن نشان‌دهنده تشکیل گارت و پیروکسن قبل از تبلور مگنتیت است. قطع شدن مگنتیت‌ها توسط رگچه‌های سولفیدی (پیریت و گاه کالکوپیریت) و وجود ادخال‌های مگنتیت داخل پیریت نشان

کلیئوپروکسن و گارنت در همراهی با کانی‌هایی مانند اکتینولیت و کلریت، نشان‌دهنده تشکیل مگنتیت و پیریت بعد از کلیئوپروکسن و گارنت و در مرحله دگرگونی پس‌رونده است. (۲) وجود بلورهای کلیئوپروکسن در داخل و در فضای بین بلورهای گارنت، نشان‌دهنده تبلور پروکسن قبل و یا به صورت هم‌زمان با گارنت است.

(۳) حضور مگنتیت به صورت پرکننده فضای بین بلورهای گارنت و کلیئوپروکسن نشان‌دهنده تشکیل گارنت و پروکسن قبل از تبلور مگنتیت است.

(۴) گارنت توسط مجموعه کلسیت، اپیدوت، کوارتز و کلریت و همچنین کلیئوپروکسن توسط اکتینولیت و کلریت در مرحله دگرگونی پس‌رونده جانشین شده‌اند.

(۵) قطع شدن مگنتیت‌ها توسط رگچه‌های پیریت و وجود ادخال‌های مگنتیت داخل پیریت نشان می‌دهد که تشکیل پیریت بعد از فاز مگنتیت بوده است.

(۶) کالکوپیریت معمولاً در اطراف پیریت و پروتیت تشکیل شده است که نشان‌دهنده تبلور این کانی بعد از پیریت و پروتیت است.

(۷) وجود ادخال‌های پیریت در داخل پروتیت نیز نشان‌دهنده تبلور پیریت قبل از پروتیت است.

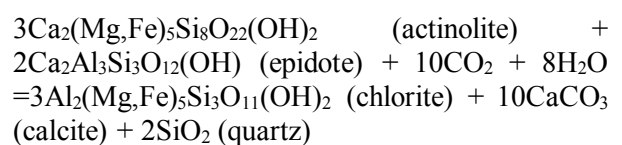
(۸) در نتیجه فرایند مارتیتی شدن، مگنتیت در مسیر شکستگی‌ها و حاشیه بلور به هماتیت تبدیل شده است.

(۹) در نتیجه دگرسانی برون‌زاد، کالکوپیریت به کولیت دگرسان شده است. همچنین، گوتیت به صورت رگچه‌ای و پرکننده فضا‌های خالی در بخش‌های سطحی کانه‌زایی قابل مشاهده است که کانه‌زایی مگنتیت و سولفیدی را قطع کرده است.

(۱۰) رگه-رگچه‌های تأخیری کوارتزی و کلسیتی، کانه‌ها و کانی‌های مراحل قبلی را قطع کرده‌اند. بر این اساس، توالی پاراژنتیک کانی‌ها و کانه‌های موجود در کانه‌زایی آهن در شکل ۱۱ نشان داده شده است.

می‌دهد که تشکیل فاز سولفیدی بعد از فاز مگنتیت بوده است. کالکوپیریت معمولاً در اطراف پیریت تشکیل شده است که نشان‌دهنده تبلور آن بعد از پیریت است. وجود ادخال‌های پیریت در داخل پروتیت نیز نشان‌دهنده تبلور پیریت قبل از پروتیت است. این موضوع نشان می‌دهد که در ابتدای مرحله دگرگونی پس‌رونده، با ورود آب‌های جوی و اختلاط آن با سیال ماگمایی دما بالا، شرایط اکسیدان در سیال گرمایی حاکم شده و ابتدا کانی اکسیدی مگنتیت در این مرحله تشکیل شده است. در ادامه مرحله دگرگونی پس‌رونده، با کاهش دما و pH سیالات گرمایی و تغییر شرایط اکسیدان به احیایی، کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت و کالکوپیریت تشکیل شده‌اند.

**مرحله پس‌رونده پسین:** طی این مرحله، مجموعه کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب و آب‌دار تشکیل شده در مراحل قبلی، توسط سیالات نسبتاً دمای پایین، مجدداً دگرسان شده و به مجموعه کانی‌شناسی بسیار ریزدانه متشکل از کانی‌های رسی، کلریت، کوارتز و هماتیت تبدیل شده‌اند. دگرسانی در این مرحله در امتداد شکستگی‌ها صورت گرفته است. تشکیل کلریت، کلسیت و کوارتز از اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت ممکن است در نتیجه واکنش کربن‌گیری زیر رخ داده باشد (Deer et al., 2013).



کلسیم و سیلیس خارج شده از کانی‌های کالک‌سیلیکاته به صورت بلورهای درشت‌تر از بلورهای سنگ اولیه، فضا‌های خالی و یا شکستگی‌های سنگ متاسوماتیک را پر می‌کنند.

### توالی پاراژنتیک

شواهد متعددی برای ترسیم توالی پاراژنتیک در کانه‌زایی آهن قوزلو در نظر گرفته شده است که مهم‌ترین آنها شامل موارد زیر است:

(۱) حضور مگنتیت‌ها و پیریت‌های کوچک در داخل بلورهای



	Isochemical	Metasomatic alteration		Supergene
		Prograde	Retrograde	
Clinopyroxene		—————		
Garnet		—————		
Magnetite			—————	
Pyrite			———	
Pyrrhotite			———	
Chalcopyrite				———
Epidote			—————	
Actinolite			—————	
Chlorite			———	
Hematite			———	
Covellite				—————
Goethite				—————
Quartz			—————	
Calcite	—————		—————	

شکل ۱۱. توالی پاراژنتیک کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار آهن قوزلو

Fig. 11. Paragenetic sequence of ore and gangue minerals in Qozlou Fe deposit

پایین‌تر بخش عمده عناصر برخوردار بوده و بر خلاف دیگر نمونه‌ها، آنومالی منفی در Ce و Sr را نشان می‌دهند. محتوای پایین عناصر یادشده در نمونه گارنت اسکارن غنی از کانه‌زایی مگنتیت را می‌توان در ارتباط با عدم تمرکز این عناصر در گارنت بیان کرد. در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989)، بخش عمده نمونه‌ها الگوی شبیه هم و مشابه با گرانیت پورفیری را نشان می‌دهند (شکل ۱۲-B). نمونه گارنت اسکارن غنی از کانه‌زایی مگنتیت از تمرکز پایین‌تر عناصر کمیاب خاکی سبک برخوردار بوده و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سنگین نسبت به عناصر کمیاب خاکی سبک در مقایسه با دیگر نمونه‌ها نشان می‌دهد.

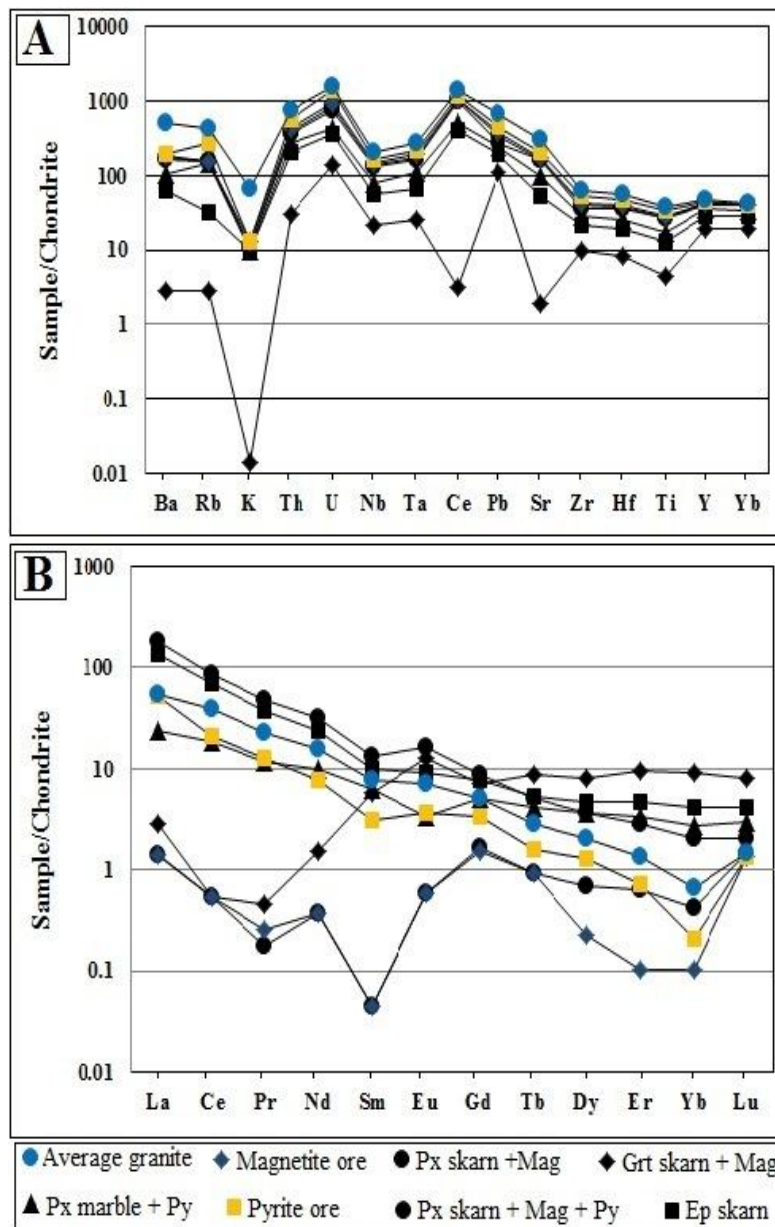
### زمین‌شیمی زیرپهنه‌های اسکارنی

#### الف) الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های مختلف زیرپهنه‌های اسکارنی نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند. الگوی عناصر کمیاب برای زیرپهنه‌های مختلف اسکارنی قوزلو نشان‌دهنده شباهت همه زیرپهنه‌های مزبور با الگوی عناصر کمیاب میانگین توده گرانیت پورفیری است (شکل ۱۲-A). شباهت الگوهای مزبور با الگوی میانگین توده گرانیتی می‌تواند بیانگر نقش این توده در تأمین عناصر مزبور برای زیرپهنه‌های اسکارنی باشد. از بین نمونه‌های مزبور، تنها نمونه مربوط به کانسنگ مگنتیت از تمرکز

این تفاوت که نمونه پیروکسن اسکارن غنی از مگنتیت، از غنی‌شدگی جزئی عناصر کمیاب خاکی سنگین برخوردار است.

نمونه‌های مربوط به کانسنگ مگنتیت و پیروکسن اسکارن غنی از مگنتیت الگوی شیبه به هم داشته و پایین‌ترین تمرکز عناصر کمیاب خاکی را در بین نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهند.



شکل ۱۲. A: الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای زیرپهنه‌های اسکارنی کانسار آهن قوزلو و B: الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای زیرپهنه‌های اسکارنی کانسار آهن قوزلو. علائم اختصاری کنی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ep: اپیدوت، Grt: گارنت، Mag: مگنتیت، Px: پیروکسن، Py: پیریت).

**Fig. 12.** A: Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) trace element pattern for skarn sub-zones in the Qozlou Fe deposit, and B: Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE pattern for skarn sub-zones in the Qozlou Fe deposit. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ep: epidote, Grt: garnet, Mag: magnetite, Px: pyroxene, Py: pyrite).

ضعیف داشته و بقیه نمونه‌ها تهی شده هستند. نمونه‌های گارنت اسکارن و پیروکسن اسکارن حاوی کانه‌زایی مگنتیت، در عناصر Ni و Co تهی شده بوده و بقیه نمونه‌ها غنی شدگی نشان می‌دهند. با توجه به نمودار، Cu تنها در نمونه‌های پیروکسن اسکارن حاوی مگنتیت و پیریت و کانسنگ مگنتیت غنی شدگی داشته و در بقیه نمونه‌ها تهی شده است. نمونه‌های کانسنگ پیریت و پیروکسن اسکارن حاوی کانه‌زایی مگنتیت و پیریت، در عنصر Pb تهی شده بوده و بقیه نمونه‌ها غنی شدگی دارند. عناصر Sr، Nb، Ta و Th در اغلب نمونه‌ها تهی شدگی نشان می‌دهند.

در نمودار غنی شدگی-تهی شدگی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های کانه‌دار نسبت به مرمر پیروکسن‌دار، نمونه گارنت اسکارن حاوی کانه‌زایی مگنتیت در عناصر کمیاب خاکی سبک تهی شده بوده و در عناصر کمیاب خاکی سنگین غنی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۳-C) که با تمرکز این عناصر در ساختمان گارنت مطابقت نشان می‌دهد. نمونه پیروکسن اسکارن حاوی کانه‌زایی مگنتیت در عناصر LREE غنی شده بوده و در عناصر HREE تهی شدگی ضعیف نشان می‌دهد (شکل ۱۳-C). نمونه پیروکسن اسکارن حاوی کانه‌زایی مگنتیت و پیریت در همه عناصر کمیاب خاکی تهی شدگی نشان می‌دهد که این تهی شدگی در LREE شاخص‌تر است (شکل ۱۳-C). نمونه اپیدوت اسکارن در همه عناصر کمیاب خاکی غنی شدگی دارد که این غنی شدگی در LREE مشخص‌تر است. نمونه کانسنگ مگنتیت به غیر از La و به مقدار جزئی در Ce و Nd غنی شدگی داشته و در بقیه عناصر کمیاب خاکی سنگین تهی شدگی نشان می‌دهد (شکل ۱۳-C). نمونه مربوط به کانسنگ پیریت نیز در همه عناصر کمیاب خاکی تهی شدگی نشان می‌دهد که این تهی شدگی در LREE مشخص‌تر است (شکل ۱۳-C).

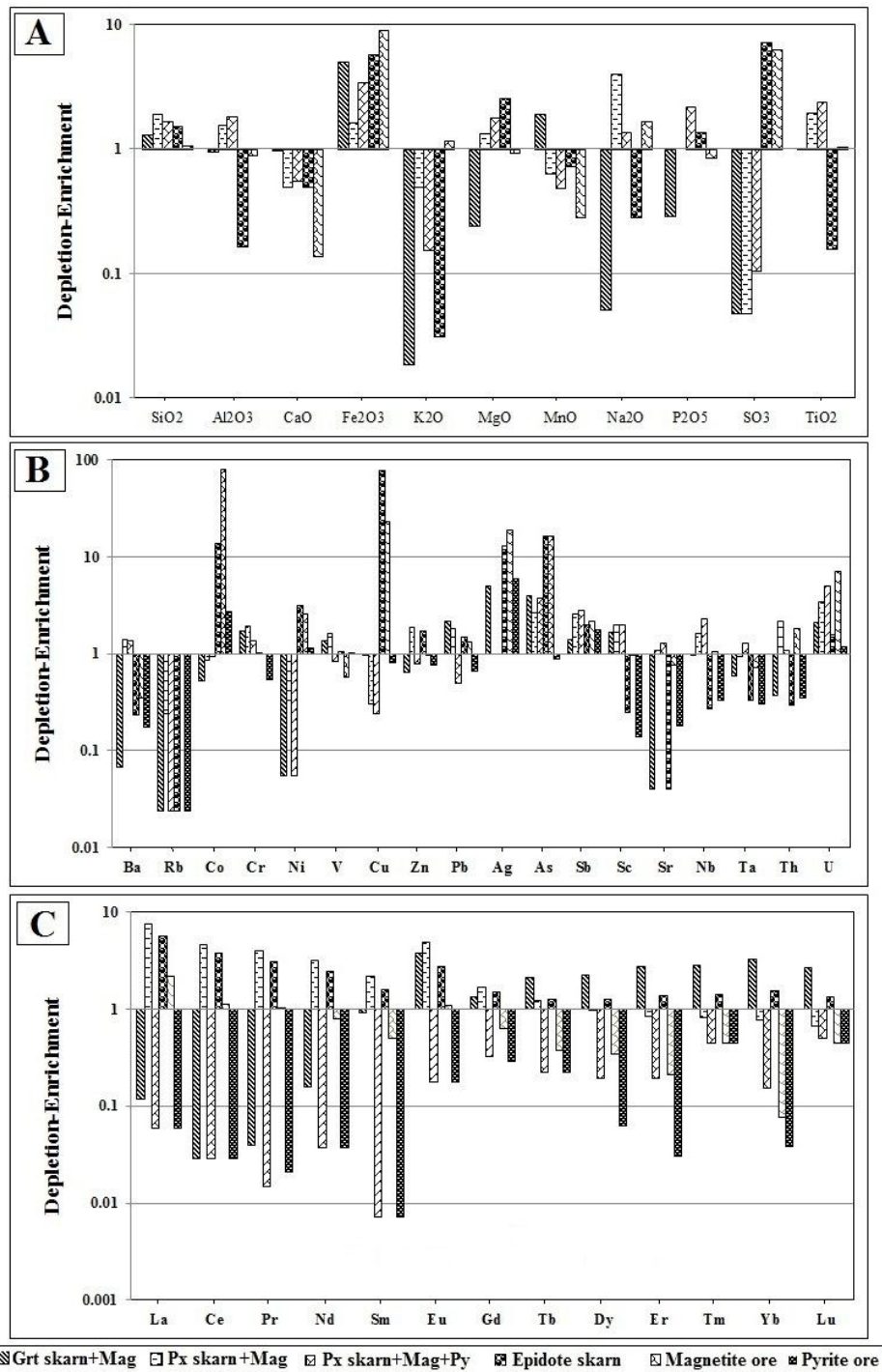
به‌طور کلی، غنی شدگی و تهی شدگی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در نمونه‌های مورد بررسی را می‌توان با ترکیب کانی‌شناسی آنها مرتبط دانست.

## ب) تهی شدگی و غنی شدگی عناصر در زیرپهنه‌های اسکارنی

تهی شدگی و غنی شدگی اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مربوط به زیرپهنه‌های گارنت اسکارن غنی از کانه‌زایی مگنتیت، پیروکسن اسکارن غنی از کانه‌زایی مگنتیت، پیروکسن اسکارن حاوی کانه‌زایی مگنتیت و پیریت، پیروکسن-اسکارن حاوی پیریت، کانسنگ مگنتیت خالص و کانسنگ پیریت نسبت به زیرپهنه مرمر پیروکسن‌دار سنجیده شده است.

در نمودار غنی شدگی-تهی شدگی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های کانه‌دار نسبت به مرمر پیروکسن‌دار، همه نمونه‌ها در  $SiO_2$  و  $Fe_2O_3$  غنی شدگی و در CaO تهی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۳-A). این موضوع نشان‌دهنده ورود سیالات حاوی Si و Fe به هاله اسکارنی و خروج Ca از محیط است. نمونه‌های پیروکسن اسکارن حاوی کانه‌زایی مگنتیت، در  $Al_2O_3$  غنی شدگی و بقیه نمونه‌ها تهی شدگی نشان می‌دهند. با توجه به شکل ۱۳-A، همه نمونه‌ها به‌استثنای کانسنگ پیریت، در  $K_2O$  تهی شدگی داشته است. نمونه‌های پیروکسن اسکارن در اکسید MgO، غنی شدگی و بقیه نمونه‌ها تهی شدگی نشان می‌دهند. همچنین، همه نمونه‌ها به‌استثنای کانسنگ گارنت اسکارن غنی از کانه‌زایی مگنتیت، در MnO تهی شدگی دارند. در اکسید  $SO_3$ ، تهی شدگی مشخص در نمونه‌های گارنت اسکارن و پیروکسن اسکارن حاوی کانه‌زایی مگنتیت مشاهده می‌شود؛ در حالی که نمونه‌های پیروکسن اسکارن حاوی مگنتیت و پیریت و کانسنگ پیریت غنی شدگی مشخص دارند. به‌طور کلی، غنی شدگی و تهی شدگی اکسیدهای عناصر اصلی در نمونه‌های مورد بررسی با ترکیب کانی‌شناسی آنها مطابقت کامل نشان می‌دهد.

در نمودار غنی شدگی-تهی شدگی عناصر کمیاب، نمونه‌های کانه‌دار نسبت به مرمر پیروکسن‌دار، همه نمونه‌ها در As، Ag، Sb و U غنی شدگی و در Rb تهی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۳-B). در نمونه‌های پیروکسن اسکارن، Ba غنی شدگی



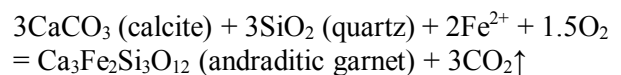
شکل ۱۳. A: نمودار غنی‌شدگی-تپه‌شدگی عناصر اصلی نمونه‌های کانه‌دار نسبت به مرمر پیروکسن‌دار در منطقه قوزلو، B: نمودار غنی‌شدگی-تپه‌شدگی عناصر کمیاب نمونه‌های کانه‌دار نسبت به مرمر پیروکسن‌دار در منطقه قوزلو، و C: نمودار غنی‌شدگی-تپه‌شدگی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های کانه‌دار نسبت به مرمر پیروکسن‌دار در منطقه قوزلو. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ep: اپیدوت، Grt: گارنت، Mag: مگنتیت، Px: پیروکسن، Py: پیریت).

**Fig. 13.** A: Enrichment-depletion diagram of major elements for ore skarn relative to pyroxene-bearing marble in Qozlou area, B: Enrichment-depletion diagram of rare elements for ore skarn relative to pyroxene-bearing marble in Qozlou area, and C: Enrichment-depletion diagram of rare earth elements for ore skarn relative to pyroxene-bearing marble in Qozlou area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ep: epidote, Grt: garnet, Mag: magnetite, Px: pyroxene, Py: pyrite).



## شرایط فیزیکوشیمیایی فرایندهای اسکارن‌زایی

با توجه به سیستم باز خروج و ورود سیالات، واکنش‌های دگرگونی در اسکارن‌ها بسیار متنوع است. بر اساس همیافت‌های موجود در این سنگ‌ها، می‌توان واکنش‌های احتمالی را پیش‌بینی کرده و بر اساس آنها محدوده تقریبی فشار و دما را با استفاده از شبکه‌های پتروژنیکی بررسی کرد. فرایند اسکارن‌زایی متاسوماتیک بعد از فرایندهای دگرگونی و متاسوماتیک دو جانبه (مرحله پیش‌رونده)، با هجوم و تراوش سیالات داغ از جانب توده نفوذی به‌داخل شکستگی‌ها و ریزشکستگی‌های پهنه مرمر آغاز شده است. این سیالات که حاوی Si، Fe و Mg با اکتیویته بالا و در شرایط اکسیدان بوده، سبب فرایند کربن‌زدایی و تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاته بدون آب (مانند گارنت) شده‌اند. آندرادیت تشکیل شده در سیال در حال تعادل با توده نفوذی پایدار بوده است. واکنش زیر توسط اینودی (Einaudi, 1982b) برای این فرایند پیشنهاد شده است:



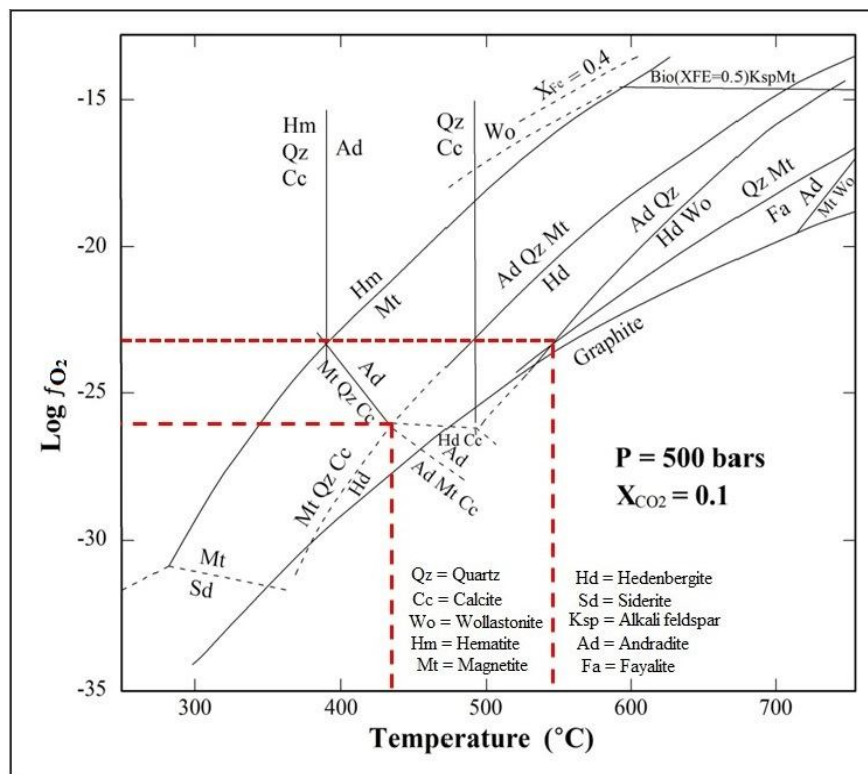
از آنجا که تمامی کانی‌های موجود در هاله‌های اسکارنی منطقه مطالعاتی در سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H قرار می‌گیرند، از نمودار شکل ۱۴ برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی احتمالی تشکیل اسکارن منطقه قوزلو استفاده شده است. این نمودار برای فشار ۰/۵ کیلوپا و  $\text{XCO}_2=0/1$  توسط اینودی (Einaudi, 1982b) طراحی شده است. بر اساس این نمودار، آندرادیت در دمای ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و  $10^{-26}$  -  $10^{-16}$   $\text{fO}_2$  پایدار است (شکل ۱۴). آندرادیت در دمای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد توسط مجموعه ولاستونیت + مگنتیت و در دمای بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و با حضور کوارتز (بسته به  $\text{fO}_2$ ) توسط مجموعه هدنبرژیت + ولاستونیت جایگزین می‌شود. در منطقه مورد بررسی، نبود ولاستونیت در همراهی با گارنت‌ها می‌تواند بیانگر این باشد که گارنت و کلینوپیروکسن در دماهای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد توسط محلول‌های متاسوماتیسم‌کننده، متبلور شده‌اند (شکل ۱۴). همچنین، جانیشینی

آندرادیت توسط مجموعه مگنتیت + کلسیت + کوارتز، نشان‌دهنده دمای حدود ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد برای واکنش یاد شده، است (شکل ۱۴). وجود هم‌رشدی و مرز بلوری سالم بین گارنت‌ها و پیروکسن‌ها می‌تواند دلیلی بر تشکیل هم‌زمان آنها در محدوده دمایی ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و  $10^{-26}$  -  $10^{-23}$   $\text{fO}_2$  باشد. این سیال، در تعادل با کانی‌های توده نفوذی بوده و می‌توانست تا دماهای حدود ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد در تعادل با مجموعه کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب تشکیل شده در مرحله پیش‌رونده، باشد.

در دمای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، سیالات در تعادل با توده نفوذی، دیگر با مجموعه کالک‌سیلیکاته بی‌آب در تعادل نبوده و شروع به دگرسانی کرده‌اند (شکل ۱۴). با کاهش دما و افزایش  $\text{fO}_2$ ، گارنت‌ها به مجموعه اپیدوت + کوارتز + کلسیت و کلینوپیروکسن به مجموعه ترمولیت - اکتینولیت + کوارتز + کلسیت تجزیه شده‌اند. با در نظر گرفتن اینکه  $\text{XCO}_2$  در محیط‌های اسکارنی اغلب ۰/۱ یا کمتر است (Einaudi, 1982b)، نمودار شکل ۱۴ دمای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد را برای دگرسانی گارنت (آندرادیت) معرفی می‌کند. در جریان این مرحله،  $\text{Ca}^{2+}$  به‌طور پیوسته از کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب خارج و به‌صورت کانی‌های کربناته در محل تثبیت می‌شود. در دماهای بیشتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، حتی در حالت سولفیداسیون بالا، آندرادیت پایدار است (شکل ۱۵-A و B)، اما در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، سیال در تعادل با توده نفوذی و با حالت سولفیداسیون نسبتاً بالا ( $\text{S}_2 > 10^{-6}$ )، دیگر با آندرادیت در تعادل نبوده و آندرادیت به مجموعه کوارتز + کلسیت + پیریت تجزیه می‌شود (شکل ۱۵-C). با کاهش حالت سولفیداسیون ( $\text{S}_2 < 10^{-6}$ )، چنین سیالی می‌تواند مجموعه کوارتز + کلسیت + مگنتیت را تولید کند (شکل ۱۵-C). از آنجا که در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن پس‌رونده پیشین، هر دو کانی مگنتیت و پیریت به همراه کوارتز و کلسیت حضور دارند و تشکیل پیریت نیز بعد از مگنتیت رخ داده است، احتمالاً سیال متاسوماتیسم‌کننده، در این مرحله حداکثر دارای  $\text{S}_2 = 10^{-6/5}$  و

داشته و از نظر پاراژنتیکی، پیریت بعد از مگنتیت تشکیل شده است. حضور بالای سولفیدها در این مرحله احتمالاً می‌تواند نشان‌دهنده که سیال متاسوماتیسم‌کننده دارای فوگاسیته گوگرد برابر  $10^{-7}$  بوده است. با توجه به جانشینی مگنتیت توسط پیریت و کالکوپیریت می‌توان نتیجه گرفت که عنصر مس کمی دیرتر از آهن وارد سیستم اسکارنی شده است.

دمای کمتر از  $430^\circ\text{C}$  درجه سانتی‌گراد بوده است (شکل ۱۵-C). حضور تیغه‌های هماتیت در داخل مگنتیت که بافتی هم‌رشدی را نشان می‌دهند، می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که  $f\text{O}_2$  سیال در شروع دگرسانی پس‌رونده پیشین، احتمالاً در حدود  $10^{-22}$  بوده است (شکل ۱۵-D). در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن پس‌رونده پیشین، فقط کانی مگنتیت به همراه کوارتز و کلسیت حضور

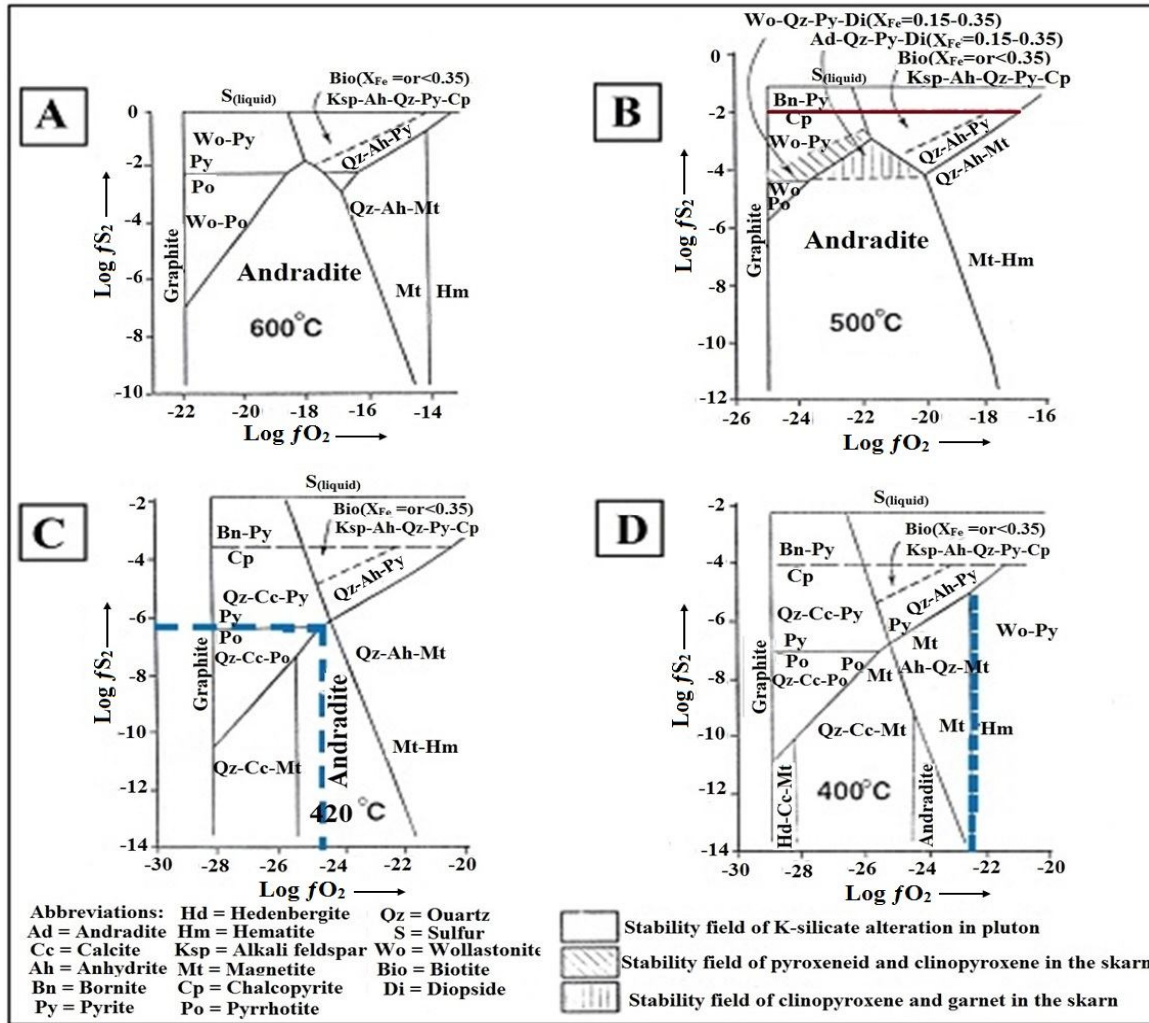


شکل ۱۴. نمودار  $f\text{O}_2$  در مقابل دما در فشار سیال ۵۰۰ bar و  $X\text{CO}_2=0.1$  برای سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi, 1982b). محدوده دمایی تشکیل مجموعه گارنت + کلینوپیروکسن در هاله اسکارنی منطقه فوزلو بر روی تصویر مشخص شده است.

**Fig. 14.**  $f\text{O}_2$  vs. T diagram in  $P_{\text{fluid}}=500$  bar and  $X\text{CO}_2=0.1$  for Ca-Fe-Si-C-O-H system (Einaudi, 1982b). Temperature range for garnet + pyroxene formation in Qozlou skarn aureole indicated on diagram.

سیالات ماگمایی حاوی گوگرد، سبب اکسیداسیون گوگرد و در نتیجه کاهش pH و افزایش محتوای سولفات سیال مختلط می‌شود (Einaudi, 1982b). در واقع، هجوم چنین سیالی به داخل پهنه‌های اسکارنی در منطقه مطالعاتی، شست‌وشو و خارج کردن بیشتر  $\text{Ca}^{2+}$  را از داخل کالک‌سیلیکات‌ها به دنبال داشته است.

تشکیل مجموعه کانی‌شناسی دما پایین مانند کلریت در داخل مجموعه کانی‌شناسی تشکیل شده قبلی، نشان‌دهنده آن است که سیالات متاسوماتیسم‌کننده تأخیری احتمالاً دارای ماهیت و طبیعت اکسیدکنندگی و هیدرولیزکنندگی نسبتاً بیشتری بوده‌اند. در واقع در دماهای کمتر از  $300^\circ\text{C}$  درجه سانتی‌گراد، واردشدن آب‌های جوی به‌داخل سیستم ماگمایی و مخلوط‌شدن آنها با



شکل ۱۵. نمودارهای  $fO_2$  مقابل  $fS_2$  برای میدان پایداری آندرادیت بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و  $XCO_2=0.1$  (Einaudi, 1982b) در هاله اسکارنی منطقه قوزلو

**Fig. 15.**  $fO_2$  vs.  $fS_2$  diagrams for andradite stability in  $T=400-600\text{ }^\circ\text{C}$  and  $XCO_2=0.1$  (Einaudi, 1982b) in Qozlu skarn aureole

کانه‌زایی آهن در داخل زیرپهنه‌های گارنت اسکارن، گارنت پیروکسن اسکارن و پیروکسن اسکارن متمرکز شده است. اسکارن‌زایی در منطقه قوزلو در دو مرحله دگرگونی پیش‌رونده و پس‌رونده رخ داده و تشکیل کانه‌زایی مگنتیت با مرحله دگرگونی پس‌رونده همراه بوده است. بررسی‌های کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانی‌ها بیانگر آن است که مرحله دگرگونی پیش‌رونده در محدوده دمایی ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و  $fO_2=10^{-23}$  تا  $10^{-26}$  رخ داده است. ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی در این کانسار شباهت زیادی با دیگر کانسارهای

### نتیجه‌گیری

کانسار آهن قوزلو در نتیجه نفوذ توده گرانیتی قوزلو به داخل سنگ‌های کربناته کرتاسه بالایی تشکیل شده است. توده گرانیتی قوزلو دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا بوده و از نوع متآلمین و I-type است. نتایج به‌دست آمده از مشاهدات صحرائی، ساخت و بافت، سنگ‌میزبان، همیافت و زمین‌شیمی کانسار آهن قوزلو بیانگر آن است که این کانه‌زایی از نوع اسکارن کلسیک است. اسکارن بیرونی در منطقه قوزلو پهنه اصلی را تشکیل داده و خود متشکل از زیرپهنه‌های مختلف است.



**قدردانی**

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به‌خاطر راهنمایی‌های علمی که به غنای بیشتر این مقاله منجر شده است، تشکر نمایند.

اسکارنی آهن زنجان نظیر اسکارن آهن خاکریز-باغ‌کندی، قواق، ارجین، گوزل‌دره، باشکند و اینچه‌رهری دارد. از این‌رو، تعمیم شواهد به‌دست آمده از این بررسی‌ها به مناطق مشابه در استان زنجان می‌تواند کاربرد فراوانی در شناسایی و اکتشاف کانسارهای اسکارنی آهن داشته باشد.

**References**

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2002. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1–2): 67–95.
- Andarz, F., 2006. Investigation of mineralogy and controlling factors of iron skarn mineralization of magnesium type in the Mineralized Region of Arjin, east of Zanjan. (Zanjan province). Unpublished M.Sc. Thesis, Islamic Azad University, Science Research Branch, Tehran, Iran, 156 pp.
- Aghanabati, S A., 2004. *Geology of Iran*. Geological survey of Iran, Tehran, Iran, 606 pp. (in Persian)
- Berman, R.G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . *Journal of Petrology*, 29(2): 445–522.
- Besharati, S., Nabatian, Gh. and Sadeghi, A, 2010. Skarn mineralization in the Arjin region (Southwest Soltanieh). The 1<sup>th</sup> Conference of the Iranian Economic Geological Society, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. (in Persian with English abstract)
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
- Cox, K.G., Bell, J.S. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London, 450 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 2013. *An introduction to the rock forming minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, London. 498 pp.
- Einaudi, M.T., 1982a. Description of skarns associated with porphyry copper plutons. In: S.R., Titley (Editor), *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 139–184.
- Einaudi, M.T., 1982b. General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons. In: S.R., Titley (Editor), *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 185–209.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. In: B.J. Skinner (Editor), *Economic Geology, 75<sup>th</sup> Anniversary*, The Economic Geology Publishing Company, Texas, pp. 317–391.
- Fakhr Shafaie, E., 2016. Petrology and geochemistry of Khakriz granitoid (S Zanjan) and its contact metamorphic aureole. Unpublished M.Sc. Thesis. University of Zanjan, Zanjan, Iran, 97 pp. (in Persian with English abstract)
- Hamidvand, M, 2016. Mineralogy, geochemistry and genesis of Incheh Rahbari Fe deposit, South Zanjan. Unpublished M.Sc. Thesis. University of Zanjan, Zanjan, Iran, 127 pp. (in Persian with English abstract)

- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Ries (Editors), *Collision tectonics*. Geological Society of London Publications, Special Publication 19, London, pp. 67–81.
- Hastie, A.R., Ker, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341–2357.
- Hosseini, F., Hemati Ahoie, H.R. and Karimi, Gh., 2017. Evaluation of intelligent estimator performance in 3D modelling of Shahrak Fe deposit (Bijar). *Journal of Mineral Resources Engineering*, 2(3): 15–23. (in Persian)
- Hosseini, N.A., 2008. Final exploration report of Qozlou Fe deposit. Ministry of Industry, Mine and Trade, Zanjan Province, Zanjan, Iran, 74 pp. (in Persian)
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(13): 297–314.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(1): 38–56.
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Shafaiepour, N. and Gholizadeh, K., 2018. Mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals in the Qozlou Fe skarn deposit, Zanjan Province, NW Iran. 8<sup>th</sup> Geochemistry Symposium, Karadeniz University, Antalya, Turkey.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45(1–4): 177–195.
- Lotfi, M., 2001. Geological map of Mahnesan, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Maanijou, M. and Salemi, R., 2014. Mineralogy, chemistry of magnetite and genesis of Korkora-1 iron deposit, east of Takab, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 355–374. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M. and Khodaie, L., 2018. Mineralogy and electron microprobe studies of magnetite in the Sarab-3 iron Ore deposit, southwest of the Shahrak mining region (East Takab). *Journal of Economic Geology*, 10(1): 267–293. (in Persian with English abstract)
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19(4): 145–162.
- Moghaddasi, S.J., Ebrahimi, M. and Mohammadi, F., 2019. Mineralogy, geochemistry and genesis of Gozaldarreh iron deposit, southeast Zanjan. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 33–55. (in Persian with English abstract)
- Mohammad Beigi, N., 2017. Mineralogy, geochemistry and genesis of Qavaq Fe deposit, SW of Dandi (Zanjan). Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 131 pp. (in Persian with English abstract)
- Mohammadi, F., 2013. Mineralogy, geochemistry and genesis of Qozal Darreh Fe deposit (SE Zanjan). Unpublished M.Sc. Thesis, Payam Noor University, Tehran Branch, Tehran, Iran, 96 pp. (in Persian with English abstract)
- Nabatian, Gh., Li, X.H., Honarmand, M. and Melgarejo, J.C., 2017. Geology, mineralogy and evolution of iron skarn deposits in the Zanjan district, NW Iran: Constraints from U–Pb dating, Hf and O isotope analyses of zircons and stable isotope geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 84(8):42–66.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrites. *Geochemical et Cosmochemica Acta*, 38(5): 75–775.
- Nouri, F., Mokhtari, M.A.A., Izadyar, J. and Kouhestani, H., 2017. Geological and mineralogical characteristics of Alamkandi Fe deposit, west of Zanjan. The 35<sup>th</sup> symposium on geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rock. *Episodes*, 19(4): 120–125.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Perkins, E.H., Brown, T.H. and Berman, R.G.,

1986. PTX-SYSTEM: Three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computers and Geosciences*, 12(6): 749–755.
- Rollinson, H.G., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation. Longman Group UK Limited, London, 352 pp.
- Saunders, A.D., Tarney, J. and Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46(3): 344–360.
- Schandle, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629–642.
- Shahbazi, S., 2010. Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Bashkand iron ore deposit, Southwest Soltanieh. Tarbiat Modares University. Unpublished M.Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 134 pp. (in Persian with English abstract)
- Shahbazi, S., Ghaderi, M. and Rashidnejhad Omran, N., 2015. Mineralization stages and iron source of Bashkand deposit based on mineralogy, structure, texture and geochemical evidence, Southwest of Soltanieh. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24(95): 355–372. (in Persian with English abstract)
- Shand, S.J., 1943. Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. Johan Wiley and Sons, New York, 350 pp.
- Sheikhi, R., 2005. Economic geology study of Shahrak Fe deposit, east of Takab. Unpublished M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp. (in Persian with English abstract)
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Publications, Special Publication 42, London, pp. 313–345.
- Taylor, S.R. and McLennan S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Carlton, 312 pp.
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary province Scottish. *Scottish Journal of Geology*, 18(1): 49–107.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrology*. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Wright, J.B. and McCurry, P., 1997. Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN-AFRICAN suture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(1): 90–96.
- Wu, F., Jahn, B., Wildec, S.A., Lod, C.H., Yuie, T.F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67(3–4): 191–204.





## Petrology and Geochemistry of the Qozlou Granitoid and Related Fe skarn (west Zanjan)

Neda Shafaiepour<sup>1</sup>, Mir Ali Asghar Mokhtari<sup>1\*</sup>, Hossein Kouhestani<sup>1</sup> and Maryam Honarmand<sup>2</sup>

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2) Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, 45137-66731, Iran

Submitted: Jan. 28, 2018

Accepted: Jan. 07, 2019

**Keywords:** *Geochemistry, Granitoid, Fe skarn, Qozlou, Zanjan*

### Introduction

Fe skarn deposits are one of the important Fe deposits in the Zanjan province which have been exploited in recent years. The Qozlou Fe deposit is one of these Fe skarn deposits which is located at 65 km west of Zanjan. In this area, alternation of micro-sparitic limestone, marly limestone, shale and sandstones of Upper Cretaceous were intruded by Late Eocene granitoids. This event caused to metamorphism contact and it caused the formation of Fe mineralization. Some of the Fe skarn deposits in the Zanjan province were studied during the past few years (e.g. Nabatian et al., 2017) and valuable information is present about their geological and mineralization characteristics. However, Qozlou granitoid and Fe deposit have not been studied yet. In this research, petrology and geochemistry of the Qozlou granitoid along with petrographic characteristics, mineralogy, structure and texture of Fe deposit and thermodynamic conditions for formation of contact metamorphic rocks have been studied.

### Materials and methods

This research study can be divided into two parts including field and laboratory studies. Field studies include The recognition of different parts of granitoid intrusion and skarn aureole along with sampling for laboratory studies. Thus, 50 samples were selected for petrographic and analytical studies. 16 thin sections and 16 thin-polish sections were used for petrographical and mineralogical studies.

13 samples from granitoid and ore skarn sub-zone were analyzed by XRF and ICP-MS methods at the Zarazma laboratory, Tehran for geochemical studies.

### Results

Based on petrographic studies, the Qozlou granitoid is composed of porphyritic granite-granodiorite and quartz monzodiorite. Porphyritic granite-granodiorite have porphyritic to porphyroidic, micro-graphic and felsophyric textures and are composed of plagioclase, quartz, K-feldspar, hornblende and biotite phenocrysts within quartz-feldspatic groundmass. Quartz monzodiorites indicate porphyroidic texture and they are composed of plagioclase, hornblende, quartz and K-feldspar. The Qozlou granitoid demonstrates high-K calc-alkaline affinity and it is classified as metaluminous I-type granitoids. Trace elements normalized by primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) for Qozlou granitoid indicate LILE and LREE enrichment along with negative HFSE anomalies and distinctive positive Pb anomaly. Chondrite-normalized (Nakamura, 1974) REE patterns for the Qozlou granitoid demonstrate LREE enrichment (high LREE/HREE ratio). Based on tectonic setting discrimination diagrams, the Qozlou granitoid were formed in active continental margin. Microscopic studies reveal that the skarn zone in Qozlou is composed of garnet skarn, garnet-pyroxene skarn, pyroxene skarn, epidote skarn, and pyroxene-bearing marble sub-zones. The Ore

\*Corresponding author Email: amokhtari@znu.ac.ir

DOI: <https://doi.org/10.22067/econg.v12i1.70568>

zone is present as massive and lens-shaped with 300m length and up to 30m width. Magnetite is the main ore mineral along with some pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite. Garnet, clinopyroxene, epidote, actinolite, calcite and quartz present in skarn zone. Based on field and microscopic studies, the Qozlou Fe deposit indicates massive, banded, disseminated, brecciated, vein-veinlets, replacement and relict textures. Based on mineralogical and textural studies, skarnization processes in the Qozlou deposit can be divided into 3 stages including: (1) isocheimal metamorphic stage, (2) prograde metasomatic stage and (3) retrograde metasomatic stage. Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE and trace element patterns for different skarn samples and porphyritic granite demonstrate similar patterns.

### Discussion

Since all of minerals present in the Qozlou skarn aureole are located in Ca-Fe-Si-C-O-H system, we used the temperature vs.  $\log fO_2$  diagram (Einaudi, 1982) to determine possible physico-chemical conditions for skarn formation in the Qozlou. Based on this diagram and considering mineralogical and textural evidence, garnet and clinopyroxene were formed simultaneously in 430-550°C and  $fO_2$  equal  $10^{-23}$  to  $10^{-26}$ . In the temperature less than 430°C and increasing  $fO_2$ , garnet and clinopyroxene replaced by epidote, actinolite, quartz and calcite, respectively. Furthermore, in temperature of less than 430°C, fluids in equilibrium with granitic intrusion and with relatively high sulfidation ( $fS_2 > 10^{-6}$ ), were not in equilibrium with andradite. Therefore, andradite was replaced by quartz, calcite and pyrite. With reducing  $fS_2$  ( $< 10^{-6}$ ), andradite was replaced by quartz, calcite and magnetite. During the early retrograde stage, magnetite and pyrite were formed along with quartz and calcite. Mineralogical studies indicate that pyrite was formed after magnetite. Based on this, it seems

that metasomatic fluids probably had  $fS_2 \approx 10^{-6.5}$  and had less than 430°C temperature in the beginning of the retrograde stage. Presence of hematite lamellae within the magnetite demonstrates that  $fO_2$  probably was  $10^{-22}$  in the beginning of retrograde stage.

### Acknowledgment

This research was made by the grant of the office of vice-chancellor for research and technology, the University of Zanjan. We acknowledge their support. The reviewers and editors of the Journal of Economic Geology are also thanked for their constructive comments. For geochemical studies, For geochemical studies, For geochemical studies, For geochemical studies.

### References

- Einaudi, M.T., 1982b. General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons. In: S.R., Titley (Editor), *Advances in geology of the porphyry copper deposits, south-western North America*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 185–209.
- Nabatian, Gh., Li, X.H., Honarmand, M. and Melgarejo, J.C., 2017. Geology, mineralogy and evolution of iron skarn deposits in the Zanjan district, NW Iran: Constraints from U-Pb dating, Hf and O isotope analyses of zircons and stable isotope geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 84(8):42–66.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrites. *Geochemical et Cosmochemica Acta*, 38(5): 75–775.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Publications, Special Publication 42, London, pp. 313–345.