

رخداد معدنی آهن گورگور، شمال خاور تکاب: کانه‌زایی تیپ آتشفشانی- رسوبی دگرگون شده در زون

سنندج- سیرجان

زهره محمدی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

محمد ابراهیمی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

حسین کوهستانی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ پذیرش: ۹۳/۷/۲۸

تاریخ دریافت: ۹۲/۱۲/۵

kouhestani@znu.ac.ir

چکیده

کانه‌زایی آهن در گورگور به صورت عدسی شکل، همروند با برگوارگی واحدهای شیستی سازند کهر رخ داده است. براساس مطالعات کانه‌نگاری، مگنتیت±پیریت، کانی‌های معدنی و کوارتز و تورمالین، کانی‌های باطله را در گورگور تشکیل می‌دهند. بافت کانه‌ها، دانه‌پراکنده، لامینه‌ای، نواری و توده‌ای است. دگرسانی به بخش‌های سریشیتی و کوارتز- تورمالینی زون‌های کانه‌دار محدود می‌شود. دو مرحله کانه‌زایی در گورگور قابل تفکیک است. کانه‌زایی مرحله اول به صورت مگنتیت‌های دانه‌پراکنده، لامینه‌ای و عدسی شکل چینه‌سان و چینه‌کران در واحدهای شیستی دیده می‌شود. مرحله دوم کانه‌زایی شامل تناوبی از مگنتیت و کوارتز با ساخت نواری است. بررسی تغییرات ژئوشیمیایی عناصر فرعی و کمیاب در سنگ‌های میزبان فاقد کانه‌زایی و بخش‌های کانه‌دار نشان‌دهنده کاهش میزان عناصر LREE و افزایش عناصر HREE در بخش‌های کانه‌دار است. ویژگی‌های رخداد معدنی گورگور با کانسارهای نوع آتشفشانی- رسوبی دگرگون شده‌ها قابل مقایسه است. شناخت این ویژگی‌ها کاربرد فراوانی در اکتشاف این تیپ از کانه‌زایی‌های آهن در زون سنندج- سیرجان دارد.

کلمات کلیدی: کانه‌زایی آهن، آتشفشانی- رسوبی، گورگور، سنندج- سیرجان.

مقدمه

نوع کانه‌زایی‌ها می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی برای اکتشاف کانه‌زایی‌های مشابه در این بخش از زون سنندج- سیرجان را معرفی نموده و به عنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد.

روش مطالعه

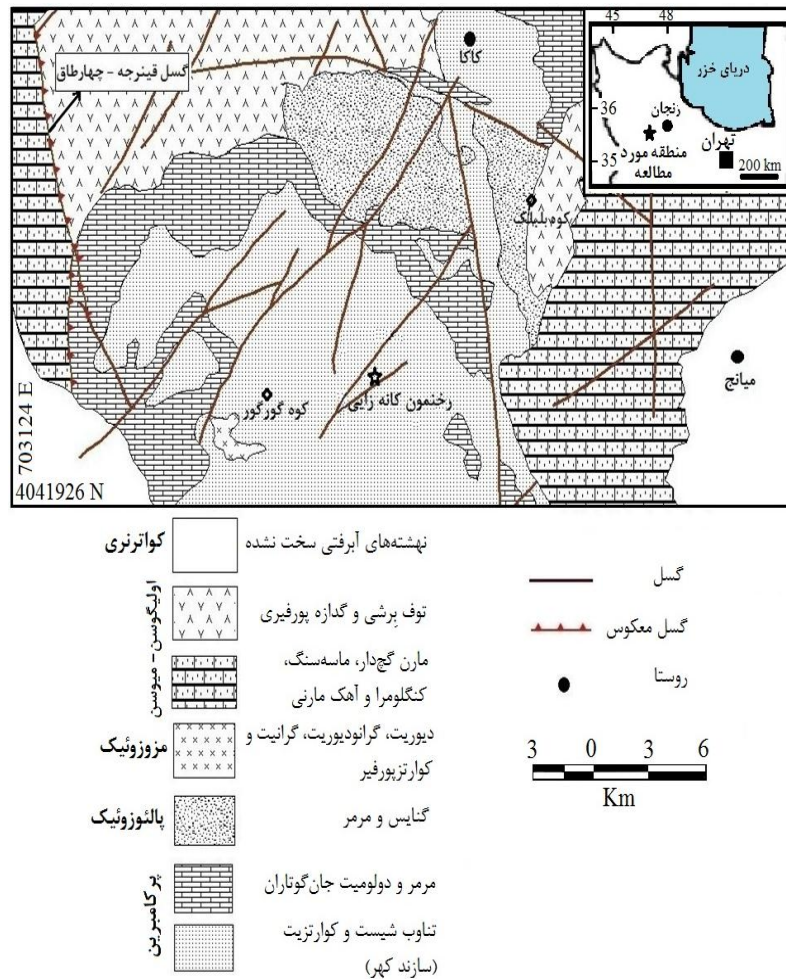
به منظور مطالعه زمین‌شناسی و کانه‌زایی منطقه مورد مطالعه، علاوه بر انجام مطالعات صحرایی، تعداد ۱۰ مقطع نازک و ۸ مقطع نازک- صیقلی از واحدهای سنگی و بخش‌های کانه‌دار تهیه گردید. مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ‌های نوری دو منظوره مدل GX در دانشگاه زنجان انجام شد. سپس براساس تغییرات سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی، تعداد ۸ نمونه از واحدهای سنگی منطقه برای انجام آنالیزهای شیمیایی انتخاب شد. برای این منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش خردایش شده و سپس توسط آسیاب کرومی به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش پودر شدند. پس از پودر کردن هر نمونه، ماسه‌های کوارتزی آسیاب گردید تا میزان آلودگی به حداقل برسد. مراحل خردایش و پودر کردن نمونه‌ها در آزمایشگاه دانشگاه زنجان انجام شد. پس از آماده‌سازی، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر فرعی، کمیاب و نادر خاکبیه آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال و آنالیز گردید. تعیین میزان عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-OES انجام شد. برای تعیین میزان عناصر نادر خاکی و رفرکتوری حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه در لیتیم متابرات/تترابرات ذوب و سپس در اسید نیتریک حل گردید. برای تعیین میزان عناصر فلزی گران‌بها و فلزات پایه به صورت جداگانه حدود ۰/۵ گرم از هر نمونه در تیزاب سلطانی (Aqua Regia) داغ (۹۵ درجه) حل گردید. میزان دقت برای عناصر فرعی و کمیاب بین ۳ تا ۱۰ درصد بوده است.

رخداد معدنی آهن گورگور در منطقه حلب (شمال خاور تکاب) و در فاصله ۲۵ کیلومتری باختر دندی، در محدوده‌ای با طول جغرافیایی ۲۰° ۴۷' تا ۲۵° ۴۷' خاور و عرض جغرافیایی ۲۵° ۳۶' تا ۳۶° ۳۵' شمالی، در جنوب خاور برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۸۴) واقع شده است. براساس تقسیمات محیط‌های تکنونیک- رسوبی ایران (Alavi, 1994, 2004)، این رخداد معدنی در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان قرار می‌گیرد. از دیدگاه متالوژنی، زون سنندج- سیرجان یکی از مهم‌ترین ایالت‌های فلزایی در ایران محسوب شده و میزبان انواعی مهمی از کانه‌زایی‌های فلزی آهن، مس، سرب و روی، تنگستن و طلا می‌باشد (قربانی، ۱۳۸۶). از کانسارهای مهم موجود در این زون می‌توان به آهن‌های گل‌گهر (حلاجی و یعقوب‌پور، ۱۳۷۳)، همه‌کسی یا باباعلی (توکلی، ۱۳۸۳)، چنار علیا (زمانیان و همکاران، ۱۳۹۱) و قادرآباد (سعادت و همکاران، ۱۳۹۲)، مس بوانات (موسیوند، ۱۳۸۲، ۱۳۸۸؛ Musivand et al., 2012)، سرب- روی- مس چاه‌گز (موسیوند، ۱۳۸۸؛ Musivand et al., 2011)، سرب و روی سرگز (Badrzadeh et al., 2010, 2011)، تنگستن نظام‌آباد (فرهادیان، ۱۳۷۰) و طلاهای زرترشت (راستگوی مقدم، ۱۳۸۴؛ علی‌یاری، ۱۳۹۰)، موته (رشیدنژاد عمران، ۱۳۸۱؛ کوهستانی، ۱۳۸۳؛ کوهستانی و همکاران، ۱۳۸۵؛ Kouhestani et al., 2008, 2014) و باریکا (یارمحمدی، ۱۳۸۵؛ تاج‌الدین و همکاران، ۱۳۸۹) اشاره کرد. کانه‌زایی آهن در گورگور اولین بار در سال ۱۳۹۱ توسط شرکت البرز کانی خاورمیانه بر پایه وجود آثار متعددی از کانه‌زایی آهن در منطقه حلب شناسایی گردید. با این وجود، هیچگونه فعالیت اکتشافی و مطالعه علمی بر روی آن انجام نشده بود. در این مقاله، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمیایی رخداد معدنی گورگور مورد بررسی قرار گرفته و تیپ کانه‌زایی و خاستگاه آن تعیین شده است. مطالعه دقیق این

زمین شناسی عمومی منطقه

براساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۸۴)، واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه شامل مجموعه دگرگونی دگرگونی پرکامبرین و پالئوزوئیک، سنگهای نفوذی

مزوزوئیک، واحدهای سنگی الیگوسن- میوسن و واحدهای کواترنری می باشند (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین شناسی ناحیه‌ای ساده شده از منطقه مورد مطالعه براساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۸۴).

پرکامبرین را قطع کرده‌اند. این سنگها تنها در بخش جنوب‌باختری منطقه به صورت توده نفوذی نیمه‌عمیق رخنمون داشته (شکل ۱) و به‌طور پیش‌رونده توسط رسوبات الیگوسن- میوسن پوشیده می‌شوند. مارن‌های گچ‌دار، ماسه-سنگ، کنگلومرا و آهک مارنی فسیل‌دار مهم‌ترین واحدهای تخریبی و کربناته الیگوسن- میوسن را تشکیل می‌دهند. طبقات کنگلومرای این واحد یک کنگلومرای پلی‌ژنتیک با قطعات سنگ‌های دگرگونی است. بخش‌های آهکی به‌صورت ستبر لایه تا بدون لایه‌بندی فسیل‌دار همراه با میان‌لایه‌های مارنی و ماسه‌سنگی هستند که بر روی رسوبات مارنی و ماسه‌سنگی گچ‌دار قرار می‌گیرند. بخش آهک ریفی این مجموعه را می‌توان هم‌ارز بخش F سازند قم در نظر گرفت (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۸۴). سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه شامل ردیف‌هایی از توف برشی و گدازه پورفیری با ترکیب آندزیتی می‌باشد. این واحدها بر روی بخش‌های آهکی و یا کنگلومرای و ماسه‌سنگی قرار می‌گیرند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۸۴).

از نظر ساختاری، منطقه مورد مطالعه دارای چین‌خوردگی‌ها و گسل-خوردگی‌های متعددی است. چین‌خوردگی‌ها بیشتر در واحدهای شیستی

مجموعه دگرگونی پرکامبرین شامل سنگ‌های شیستی و میان‌لایه‌های کوارتزیتی معادل سازند کهر است که با همبرری گسله در زیر واحدهای متوسط تا ستبر لایه (به ستبرای ۵۰ تا ۳۰۰ متر) کربناته (مرمر و دولومیت جان-گوتاران) قرار گرفته‌اند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۸۴). مرمر جان‌گوتاران هم-ارزدولومیت زیرین سازندسلطانیه به سن پرکامبرین بالایی است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۸۴). گنایس و مرمر مهم‌ترین واحدهای سنگ‌شناسی پالئوزوئیک را تشکیل می‌دهند. این واحدها بر روی مرمر و دولومیت جان‌گوتاران قرار گرفته و خود توسط سنگ‌های آواری و آتشفشانی الیگوسن- میوسن پوشیده می‌شوند. گنایس‌ها از نوع بیوتیت و فلدسپات‌دار بوده و اغلب دارای بافت چشمی و ساخت میگماتیتهی هستند. واحد مرمری بیشتر به صورت میان-لایه‌های ۵ تا ۲۰ متری آهک و دولومیت مرمرین سفید رنگ است که به تدریج به تناوبی از آمفیبولیت و مرمر تبدیل می‌شود (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۸۴).

سنگ‌های نفوذی مزوزوئیک دارای ترکیبی دیوریتی، گرانودیوریتی، گرانیتی و کوارتزپورفیری هستند که سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک و

از نظر کانی‌شناسی، گارنت- میکاشیست‌ها دارای کوارتز، مسکویت، بیوتیت و گارنت می‌باشند. کوارتز بیشتر در اندازه‌های ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر دیده می‌شود. این کانی تحت تأثیر تنش و فشارهای دینامیکی، مرزهای بلوری مژرسی داشته (Yardley et al., 1990) و خاموشی موجی نشان می‌دهد. بیوتیت‌ها اغلب چندرنگی سبز و قهوه‌ای نشان داده و معمولاً در امتداد رخ‌های خود دارای کانی‌های روتیل و اکسیدهای آهن هستند که این امر می‌تواند نشان‌دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل بیوتیت‌ها باشد (Best, 2003). در برخی بخش‌ها، بیوتیت‌ها از حاشیه به کلریت تبدیل شده‌اند که این فرآیند احتمالاً بیانگر وقوع دگرگونی قهقرایی می‌باشد (Eggleton and Banfield, 1985).

گارنت‌ها معمولاً به‌صورت پورفیروکلاست‌های خودشکل و نیمه‌خودشکل در اندازه‌های ۱ تا ۳ میلی‌متر دیده شده و دارای ادخال‌های فراوان کوارتز می‌باشند. بلورهای گارنت اغلب ساختار سایه فشاری متقارن و یا نامتقارن با دنباله‌هایی از جنس کوارتز نشان می‌دهند (شکل ۳- الف و ب). براساس مطالعات میکروسکوپی، پورفیروکلاست‌های گارنت قبل از دگرشکلی در سنگ وجود داشته و ضمن رشد در حین دگرشکلی، برگوارگی داخلی در آنها توسعه یافته است (Passchier and Trouw, 1997). علاوه بر این، ادخال‌های کوارتز در گارنت‌ها تورق داخلی پیچیده‌ای را نشان می‌دهند که این امر نشان‌دهنده رشد گارنت‌ها قبل از ایجاد فابریک کنگره‌ای سنگ است (شکل ۳- ب). شیستوزیته غالب سنگ که با جهت یافتگی کانی‌های مسکویت و بیوتیت مشخص می‌شود نیز با شیستوزیته درون گارنت‌ها هم راستا نیست. این پدیده ناشی از فرآیند دگرشکلی بعد از رشد گارنت‌ها است (Yardley et al., 1990; Passchier and Trouw, 1997).

به‌صورت ریزچین‌های خوابیده قابل مشاهده‌اند. محور این چین‌ها به موازات برگراری عمومی سنگ می‌باشد. مهم‌ترین شکستگی موجود در منطقه گسل قینرجه- چهارطاق با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است. این گسل از نوع پی‌سنگی با شیب حدود ۴۰ تا ۵۰ درجه به سمت شمال‌خاوری و جابجایی معکوس راست‌گرد بوده (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۸۴) و سبب ایجاد یکسری گسل‌های رورانده با راستای تقریباً خاوری- باختری شده است. دو سیستم گسلی دیگر با امتداد شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و شمال‌خاوری- جنوب‌باختری نیز در منطقه وجود دارد که احتمالاً گسل‌های درجه ۲ و ۳ در پیوند با گسل قینرجه- چهارطاق می‌باشند.

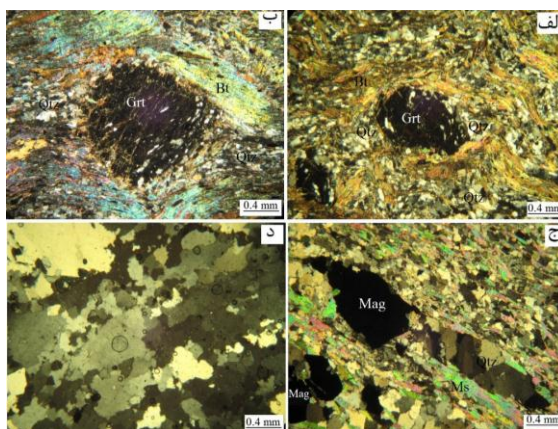
زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه گورگور

مهم‌ترین واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه گورگور شامل واحدهای شیستی و کوارتزیته معادل سازند کهر است که با ارتباطی گسله در زیر واحدهای مرمری و دولومیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۲). واحدهای شیستی اصلی‌ترین واحدهای سنگی منطقه هستند. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، واحدهای شیستی به ترتیب فراوانی از نوع گارنت- میکا شیست، مسکویت شیست و بیوتیت شیست هستند.

سنگی منطقه هستند. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، واحدهای شیستی به ترتیب فراوانی از نوع گارنت- میکا شیست، مسکویت شیست و بیوتیت شیست هستند. برپایه این مطالعات، بافت غالب در این سنگ‌ها شامل لپیدوگرانوبلاستیک، پورفیروپوئی کیلوبلاستیک و پورفیروپوئی کیلوبلاستیک (شکل ۳). مگنتیت و پیریت مهم‌ترین کانی‌های کدر را در واحدهای شیستی تشکیل می‌دهند. این کانی‌ها معمولاً به‌صورت دانه پراکنده دیده می‌شوند.



شکل ۲. نمایی از واحدهای سنگی موجود در منطقه گورگور (دید به سوی باختر). علامت‌های ستاره موقعیت زون کانه‌زایی آهن را نشان می‌دهد.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های تشکیل‌دهنده و بافت واحدهای سنگی در منطقه گورگور. الف- گارنت درشت‌بلور (بافت پورفیروپوئی کیلوبلاستیک) در واحد گارنت- میکا شیست که فابریک کنگره‌ای آنرا دور می‌زند. ب- پورفیروکلاست‌گارنت با شیستوزیته داخلی کوارتز حاکی از رشد گارنت قبل از ایجاد فابریک کنگره‌ای در واحد گارنت- میکا شیست. رشد سایه واتنشی کوارتز اطراف پورفیروکلاست گارنت نیز در تصویر دیده می‌شود. ج- مسکویت شیست با عدسی‌های چندبلوری کوارتز (بافت لپیدوگرانوبلاستیک). د- گسترش شیستوزیته بسیار ضعیف در کوارتزیت. همه تصاویر در نور پلاریزه مقاطع. علائم استفاده شده در شکل‌ها: Bt: بیوتیت، Grt: گارنت، Kf: فلدسپات پتاسیم، Mag: مگنتیت، Ms: مسکویت، Qtz: کوارتز، Tur: تورمالین.

1996) متشکل از لایه‌های غنی از بیوتیت و غنی از کوارتز در سنگ‌های منطقه شده است. باتوجه به دگرشکلی‌های شدید حاکم بر منطقه، تشخیص لایه‌بندی اولیه (S_0) به سختی امکان‌پذیر است. دگرشکلی، لایه‌بندی اولیه (S_0) را تغییر داده و یک لایه بندی ترکیبی (S_1) به وجود آورده است (Platt, 1997; Mohajjel, 1984). شواهد ساختاری دگرشکلی مرحله اول به دلیل دگرشکلی‌های مرحله بعدی به سختی نمایان است. اما اثرات آن به صورت باندهای تفریقی، تبلور دوباره و رشد درشت بلورهای کوارتز، فلدسپات و گارنت در سنگ‌های منطقه قابل مشاهده است.

برگوارگی غالب منطقه (S_2) طی دگرشکلی مرحله دوم ایجاد شده است. امتداد برگوارگی N-52-W بوده و شیب آن ۴۵ درجه به سمت شمال‌خاور می‌باشد. این مرحله از دگرشکلی با ایجاد چین‌هایی با سطح محوری خوابیده تا مایل و محور تقریباً افقی باروند کلی شمال‌باختری- جنوب‌خاوری همراه بوده است. این چین‌ها که از چین‌خوردن لایه‌بندی ترکیبی مرحله اول به وجود آمده‌اند سبب گسترش کلیواژ کرینیولیشن در سنگ‌های منطقه شده‌اند (شکل ۴- الف). از دیگر تغییرات ساختاری ایجاد شده در سنگ‌ها طی دگرشکلی مرحله دوم می‌توان به ساختارهای میکا ماهی، پدیده رشد در سایه فشار و یا سایه واتنشی، پورفیروکلاست‌های پوششی نوع سیگما، خاموشی موجی، تبلور دوباره دینامیکی، دور زدن بلورهای میکا در حاشیه پورفیروکلاست‌ها و ریزدانه‌شدگی اشاره کرد (شکل ۴). ساختارهای میکا ماهی معمولاً توسط فرآیندهایی مانند لغزش، چرخش، بودیناژ و تبلور دوباره ایجاد می‌شوند (Spry, 1969). پدیده رشد در سایه فشار در نمونه‌های منطقه گورگور از رشد بلورهای کوارتز در حاشیه بلورهای پورفیروکلاست از جنس گارنت و مگنتیت در راستای عمود بر جهت بیشترین میزان فشار تشکیل شده و همروند با برگوارگی غالب سنگ می‌باشد (شکل ۴- ب). پورفیروکلاست‌های نوع سیگما مشاهده شده در واحدهای سنگی منطقه از جنس فلدسپات (شکل ۴- ج)، گارنت (شکل ۳- ب) و مگنتیت (شکل ۴- د) بوده و به‌طور معمول دنباله‌هایی از جنس کوارتز دارند.

دگرشکلی مرحله سوم (D_3)، جوان‌ترین دگرشکلی موجود در منطقه است که ساختارهای حاصل از آن بیشتر در مقیاس رخنمون دیده می‌شود. عملکرد این مرحله از دگرشکلی به دو صورت شکل‌پذیر (چین‌خوردگی) و شکنا (گسلش و درزه‌شدگی) می‌باشد. شگستگی‌ها و درزه‌های مربوط به این مرحله روند برگوارگی نسل دوم را قطع کرده‌اند.

مسکویت شیست‌ها از مسکویت، کوارتز، فلدسپات و مقدار بسیار جزئی بیوتیت تشکیل شده‌اند. آثار دگرگونی و دگرشکلی در این سنگ‌ها به‌صورت لایه‌بندی تفریقی و رشد ثانویه کانی‌های کوارتز، فلدسپات و میکا می‌باشد. مهاجرت مرز بلوری و تشکیل عدسی‌های چندبلوری با حاشیه‌های بلوری نامنظم ناشی از تبلور دوباره دینامیکی و خاموشی موجی از ویژگی‌های بلورهای کوارتز در مسکویت شیست‌ها است (شکل ۳- ج). با توجه به نوع کانی‌های دگرگونی، درجه دگرگونی در این سنگ‌ها رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت پائینی است (Yardley et al., 1990; Barker, 1991).

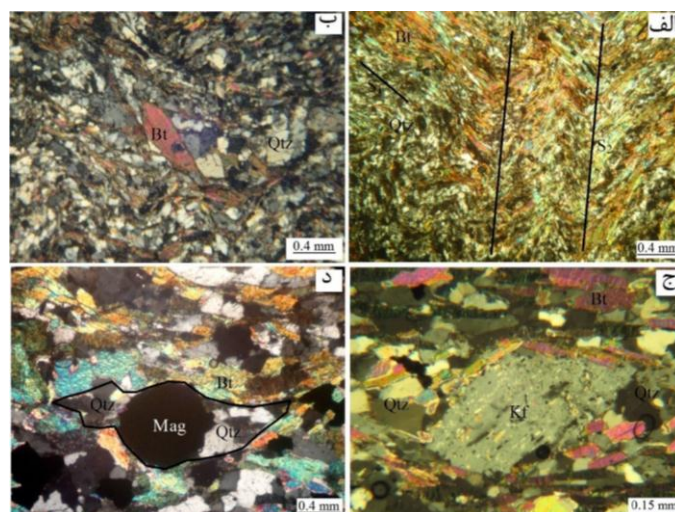
بیوتیت، مسکویت، کوارتز و فلدسپات از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده در بیوتیت شیست‌ها به شمار می‌روند. بیوتیت‌ها معمولاً بیش از ۴۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. تفکیک نوارهای غنی از کوارتز و نوارهای غنی از بیوتیت و مسکویت یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های بافتی در واحدهای بیوتیت شیستی منطقه است. این لایه‌بندی که در واقع یک نوع لایه‌بندی ترکیبی است (Turner and Weiss, 1963)، بیشتر بازتابی از ترکیب شیمیایی سنگ اولیه می‌باشد (Passchier and Trouw, 1997).

نتایج مطالعات سنگ‌نگاری واحدهای کوارتزی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به‌طور عمده از کوارتز (تا ۸۰ درصد) با خاموشی موجی و حاشیه‌های مضرسی تشکیل شده‌اند. بلورهای کوارتز اغلب ناخودشکل و ایزوگرانولار هستند. بافت غالب در کوارتزیت‌ها گرانوبلاستیک است. هرچند در برخی مناطق، آثار برگوارگی به‌صورت بسیار ضعیف در این سنگ‌ها قابل مشاهده است (شکل ۳- د). همانند واحدهای شیستی، مگنتیت و به میزان کمتر پیریت، کانی‌های کدر مهم در واحدهای کوارتزی هستند. این کانی‌ها به‌صورت دانه پراکنده دیده می‌شوند.

دگرشکلی

براساس مطالعات ساختاری انجام‌شده، توالی‌های سنگی موجود در منطقه گورگور تحت تأثیر فازهای متعدد دگرریختی قرار گرفته و ساختارها و فابریک‌های متفاوتی در آنها تشکیل شده‌اند. برپایه این مطالعات، سه مرحله دگرشکلی (D_1 - D_3) در منطقه گورگور قابل تشخیص است که در این بین، دگرشکلی مرحله دوم (D_2)، مهم‌ترین و غالب‌ترین مرحله دگرشکلی بوده و طی آن شدیدترین تغییرات ساختاری به وقوع پیوسته است.

دگرشکلی مرحله اول (D_1) سبب گسترش برگوارگی نسل اول (S_1) به‌صورت ساختارهای نواری و لایه‌بندی ترکیبی (Davis and Reynolds,)



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از ساختارهای دگرشکلی موجود در سنگ‌های منطقه گورگور. الف- گسترش کلیواژ کرینیولیشن ناشی از چین‌خوردن برگوارگی نسل اول (S_1) و ایجاد برگوارگی نسل دوم (S_2)، ب- ساختار میکا ماهی. ج و د- پورفیروکلاست‌های پوششی نوع سیگما با هسته‌های فلدسپات پتاسیم (ج) و مگنتیت (د) و دنباله‌هایی از جنس کوارتز. دور زدن برگوارگی در اطراف پورفیروکلاست‌ها نیز در هر دو تصویر قابل مشاهده است. همه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع.

کانه‌زایی

کانه‌زایی آهن در رخدادهای معدنی گورگور در محدوده‌ای به درازای ۱۵۰ متر و پهنای حداکثر ۶۰ متر (متوسط ۲۵ متر) با روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور (N-20-W تا N-10-W) و شیب ۳۵ تا ۴۵ درجه به سمت شمال‌خاور با ژئومتری عدسی شکل حادث شده است. سنگ درونگیر ماده معدنی شیستی‌های دگرشکل است که به‌طور متناوب با واحدهای کوارتزیتی قرار گرفته‌اند. کانه‌زایی آهن از برگواری واحدهای شیستی میزبان تبعیت کرده و با آنها همروند است (شکل ۵). براساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده، دو مرحله کانه‌زایی در رخدادهای معدنی آهن گورگور قابل تفکیک است. کانه‌زایی مرحله اول قبل از رخدادهای دگرگونی و دگرشکلی و همزمان با تشکیل واحدهای آتشفشانی- رسوبی میزبان رخ داده است. این مرحله از کانه‌زایی به‌صورت مگنتیت‌های دانه‌پراکنده، لامینه‌ای و عدسی شکل (در اندازه‌های ۱ تا

۲ سانتی‌متر) چینه‌سان و چینه‌کران در واحدهای شیستی مشاهده می‌شود (شکل ۶- الف تا ج). مرحله دوم کانه‌زایی، گسترده‌ترین و اقتصادی‌ترین مرحله کانه‌زایی در رخدادهای معدنی گورگور می‌باشد. کانه‌زایی دوم طی فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی منطقه تشکیل شده است. این مرحله از کانه‌زایی با فراوانی مگنتیت به همراه مقادیر کمی پیریت مشخص شده و شامل تناوب نوارهای مگنتیت و کوارتز با ساخت نوری می‌باشد (شکل ۶- د و ه). ضخامت نوارهای مگنتیت و کوارتز به‌طور معمول از چند میلی‌متر تا ۵ سانتی-متر متغیر است. این نوارها به موازات برگواری واحدهای شیستی میزبان بوده و همراه با آنها چین‌خورده‌اند (شکل ۶- و). وجود چین‌خوردگی یکسان در نوارهای کوارتز- مگنتیت و واحدهای شیستی میزبان نشان‌دهنده همزمانی تشکیل ماده معدنی و کانی‌های باطله و بیانگر تشکیل نوارهای کانه‌دار در حین دگرگونی و دگرشکلی منطقه می‌باشد (Roy and Venkatesh, 2009).



شکل ۵. رخنمون ماده معدنی در گورگور. الف- عدسی آهن همروند با برگواری واحدهای شیستی و کوارتزیتی (دید به سمت خاور). ب- عدسی اصلی آهن به موازات برگواری واحدهای شیستی میزبان در بخش شمالی منطقه (دید به سمت باختر).

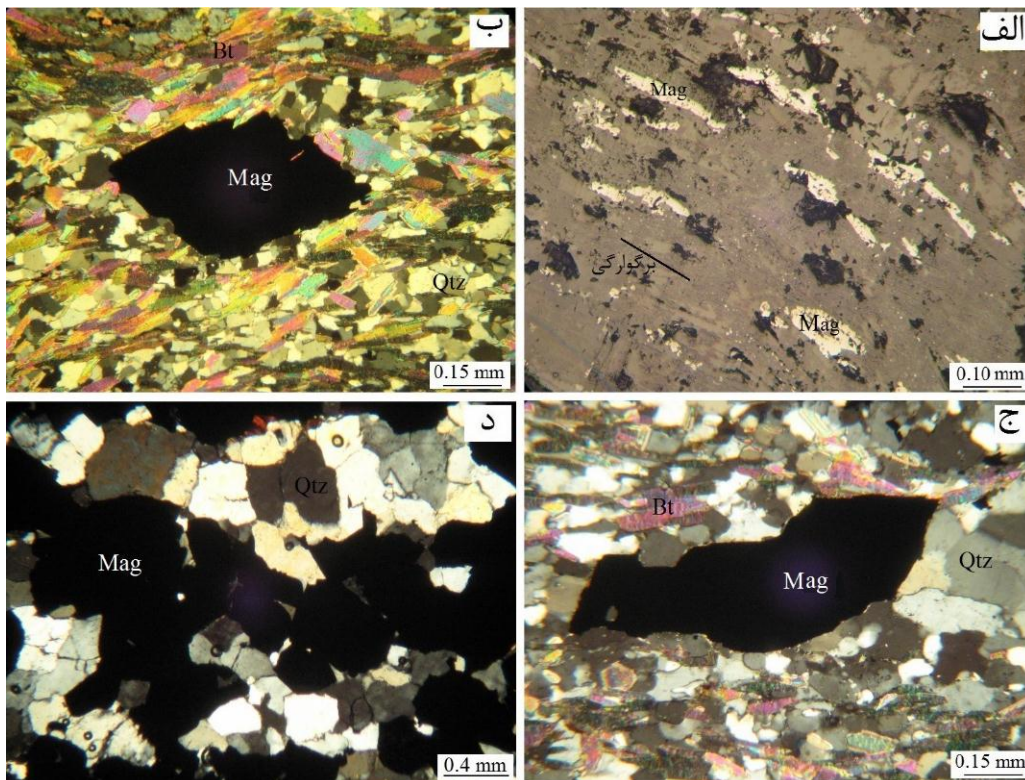


شکل ۶. مراحل کانه‌زایی در رخدادهای معدنی گورگور. الف تا ج- مرحله اول کانه‌زایی به‌صورت مگنتیت‌های (ذرات سیاه) دانه‌پراکنده (الف)، عدسی شکل (ب) و لامینه‌ای (ج) در واحدهای شیستی. د تا و- مرحله دوم کانه‌زایی به‌صورت تناوب نوارهای مگنتیت (نوارهای تیره) و کوارتز (نوارهای روشن). چین‌خوردگی در نوارهای کانه‌دار در تصویر دیده می‌شود.

کانی شناسی و ساخت و بافت مواد معدنی و باطله

مطالعات کانه‌نگاری نمونه‌های برداشت شده از بخش‌های کانه‌دار نشان-دهنده کانی‌شناسی ساده در رخدادهای معدنی آهن گورگور می‌باشد. براساس این مطالعات، مگنتیت و به مقدار کم پیریت، کانی‌شناسی اصلی ماده معدنی را تشکیل می‌دهند. هماتیت و گوتیت نیز در اثر پدیده‌های هوازدگی و سوپرژن تشکیل شده‌اند. مطالعات میکروسکوپی انجام شده نشان می‌دهد که بافت ماده معدنی به صورت دانه‌پراکنده، لامینه‌ای، نواری و توده‌ای است. مگنتیت فراوان‌ترین ماده معدنی در رخدادهای معدنی گورگور است. براساس مطالعات میکروسکوپی می‌توان مگنتیت‌های موجود در بخش‌های کانه‌دار را به دو نسل تفکیک کرد. مگنتیت‌های نسل اول به صورت بلورهای درشت خودشکل تا نیمه‌خودشکل در اندازه‌های متغیر (به قطر حداکثر ۶ میلی‌متر) بوده و غالباً به موازات برگرگونی سنگ میزبان هستند (شکل ۷-الف). این نسل از مگنتیت فرآیندهای دگرشکلی مانند ساختارهای نوع سیگما، بودین‌شدگی و رشد سایه فشاری کانی‌های کوارتزی را در اطراف خود نشان می‌دهد (شکل‌های ۴-د و ۷-ب و ج) که بیانگر حضور آنها در پروتولیت، قبل از فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی است (Spry, 1969; Passchier and Trouw., 1997). نسل دوم مگنتیت همزمان با فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی تشکیل شده است. این مگنتیت‌ها به صورت بلورهای درشت ناخودشکل تا خودشکل به قطر حداکثر یک سانتی‌متر در نوارهای مگنتیتی قابل مشاهده‌اند (شکل ۷-د). پیریت تنها سولفید موجود در پهنه‌های کانه‌دار رخدادهای معدنی گورگور است که به صورت بلورهای ریز و بعضاً درشت تا اندازه ۰/۳ میلی‌متر دیده می‌شود. پیریت‌های ریزبلور اغلب به صورت بلورهای دانه‌پراکنده ناخودشکل و سالم

هستند، درحالی‌که پیریت‌های درشت‌بلور معمولاً ناخودشکل و نیمه‌خودشکل بوده و اغلب در اثر فرآیندهای هوازدگی به گوتیت تبدیل شده‌اند. براساس مطالعات میکروسکوپی، کوارتز و به میزان کمتر تورمالین مهم-ترین مواد باطله در رخدادهای معدنی گورگور را تشکیل می‌دهند. کوارتز معمولاً به صورت بلورهای نیمه‌خودشکل تا خودشکل با اندازه‌های مختلف در نوارهای سیلیسی و بخش‌های کوارتز-تورمالینی دیده می‌شود. بلورهای کوارتز اغلب دارای حاشیه مضرسی هستند که این حالت بیشتر در بلورهایی که تحت تأثیر تنش قرار گرفته‌اند، دیده می‌شود (Yardley et al., 1990). تورمالین به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل سبز تا قهوه‌ای رنگ با اندازه‌های ۳ تا ۵ میلی‌متر در بخش‌های کوارتز-تورمالینی قابل مشاهده است. توالی پاراژنکانی‌ها در رخدادهای معدنی آهن گورگور به سه مرحله قابل تقسیم است (شکل ۸). مرحله اول با حضور مگنتیت‌های دانه‌پراکنده، عدسی-شکل و لامینه‌ای درون واحدهای شیستی منطقه مشخص می‌شود. این مرحله در ارتباط با تشکیل واحدهای آتشفشانی-رسوبی منطقه و قبل از فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی می‌باشد. مرحله دوم همزمان با دگرگونی و دگرشکلی واحدهای سنگی منطقه بوده و با گسترش نوارهای مگنتیتی-کوارتزی مشخص می‌شود. این مرحله با تشکیل کانی‌های مگنتیت و کوارتز همراه است. در مراحل پایانی این مرحله مقدار کمی پیریت به صورت دانه‌پراکنده تشکیل شده است. نوارهای کانه‌دار این مرحله همانند واحدهای میزبان دچار دگربختی و چین‌خوردگی شده‌اند. مرحله سوم با حضور کانی‌های سوپرژن مانند گوتیت و هماتیت مشخص می‌شود که به‌طور معمول جانشین کانی‌های اولیه آهن شده‌اند.



شکل ۷. نمایش میکروسکوپی از مگنتیت‌های نسل اول و دوم در رخدادهای معدنی گورگور. الف- مگنتیت‌های نسل اول به صورت بلورهای کشیده در راستای برگرگونی واحدهای میزبان. ب- درشت‌بلور مگنتیت نسل اول با ساختار سیگما. ج- بودین‌شدگی در درشت‌بلور مگنتیت نسل اول. د- بلورهای درشت مگنتیت نسل دوم در نوارهای مگنتیتی و کوارتزی. تصویر الف در نور انعکاسی و بقیه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع.

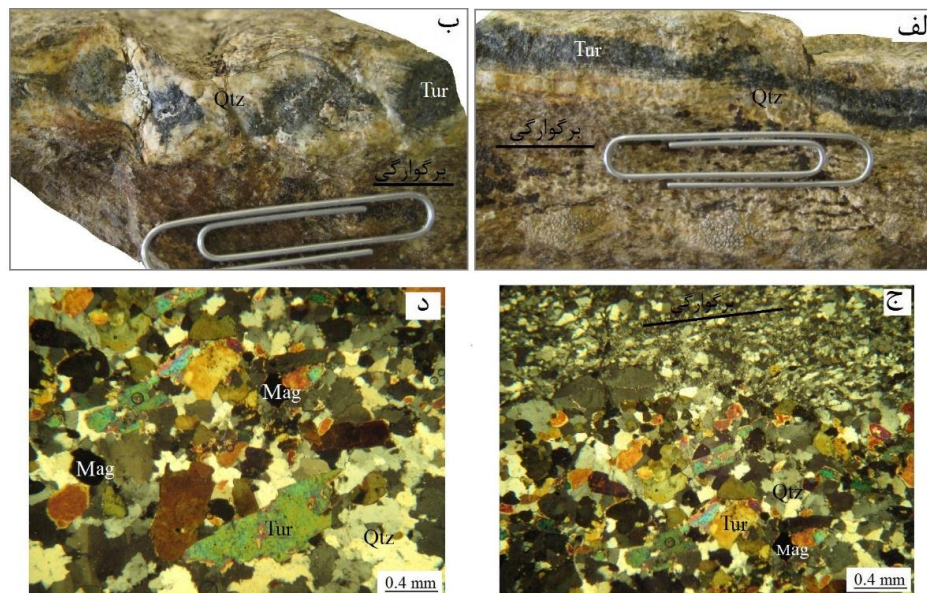
Mineralogy		Stages		
		Stage 1	Stage 2	Supergene
Ore	Magnetite	—	—	
	Pyrite		—	
	Hematite			—
	Goethite			—
Gangue	Quartz		—	
	Tourmaline		—	
	Sericite		—	
Textures	Disseminated	—		
	Laminated	—		
	Lens-shaped	—		
	Banded		—	
	Massive		—	

شکل ۸. توالی پاراژنتیک، فراوانی نسبی و ساخت و بافت کانی‌ها برای مواد معدنی و باطله در رخداد معدنی آهن گورگور.

دگرسانی

(به قطر ۱ تا ۳ میلی‌متر) و مگنتیت‌های نیمه‌خودشکل ریزبلور تشکیل شده‌اند (شکل ۹-ب). دگرسانی کوارتز- تورمالینی منطبق بر پهنه‌های کانهدار بوده و با افزایش شدت آن، بر شدت کانهازایی افزوده می‌شود. دگرسانی سریستی به‌صورت سریست‌های ریزبلور در زمینه و درشکستگی‌های کوچک حاصل از مراحل دگرشکلی تجمع یافته و بعضاً به‌صورت لکه‌های ریز بر روی فلدسپات- هادیده می‌شوند

براساس مطالعات انجام‌شده، دگرسانی گرمابی در رخداد معدنی آهن گورگور دارای وسعت چندانی نبوده و به بخش‌های کوارتز- تورمالینی و سریستی شده پهنه‌های کانهدار محدود می‌شود. دگرسانی کوارتز- تورمالینی به‌صورت رگچه‌ها و عدسی‌های کوارتز- تورمالینی همروند با برگواری واحدهای شیستی به سبتر برای یک سانتی‌متر رخدادهاست (شکل ۹-الف). درمقطع نازک، این بخش‌ها به‌طور گسترده از کوارتزهای ناخودشکل (به قطر تا ۳ میلی‌متر)، بلورهای تورمالین سبز تا قهوه‌ای رنگ نیمه‌خودشکل تا خودشکل



شکل ۹. نمایی از دگرسانی کوارتز- تورمالینی در رخداد معدنی گورگور. الف و ب- دگرسانی کوارتز- تورمالینی به‌صورت رگچه‌ای (الف) و عدسی‌شکل (ب) همروند با برگواری واحدهای شیستی. ج- نمایی میکروسکوپی از رگچه کوارتز- تورمالینی حاوی بلورهای کوارتز، تورمالین‌های سبز تا قهوه‌ای و مگنتیت‌های ریزبلور. د- نمایی دیگر از دگرسانی کوارتز- تورمالینی. تصاویر میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع.

بحث و بررسی

داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های میزبان و زون‌های کانهدار

در این بخش، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های میزبان رخداد معدنی آهن گورگور و زون‌های کانهدار آن مورد بررسی قرار گرفته است. هدف از این مطالعات، تعیین غنی‌شدگی و تهی‌شدگی‌های عنصری مرتبط با دگرسانی‌های

گرمابی در سنگ‌های میزبان و زون‌های کانهدار می‌باشد. نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های منطقه گورگور در (جدول ۱) آورده شده‌اند.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های میزبان

الگوی عناصر نادر خاکی برای یک نمونه از واحدهای شیستی فاقد کانه-زایی، یک نمونه از کوارتزیت و دو نمونه از واحدهای شیستی حاوی مگنتیت-های دانه پراکنده در (شکل ۱۰) نشان داده شده‌اند. الگوی این عناصر برای

ها مشابه پراکندگی آنها در سنگ مادر اولیه آنها است. مقایسه الگوی REE در شیبتهای حاوی مگنتیت دانه پراکنده (نمونه‌های شماره G-۵ و G-۷) و شیبتهای فاقد کانه‌زایی (شکل ۱۰-ب) بیانگر تهی‌شدگی عناصر LREE و غنی‌شدگی عناصر HREE در نمونه‌های شیبتهای حاوی مگنتیت دانه پراکنده است. چنین رفتاری در الگوی عناصر REE می‌تواند در ارتباط با فرآیندهای دگرسانی و کانه‌زایی در نظر گرفته شود (Lottermoser, 1992; Liegeois et al., 2003). آنومالی مثبت عناصر Nd و Eu در نمونه G-۷ را می‌توان به دگرسانی بیشتر این نمونه نسبت داد (Mucke et al., 2006).

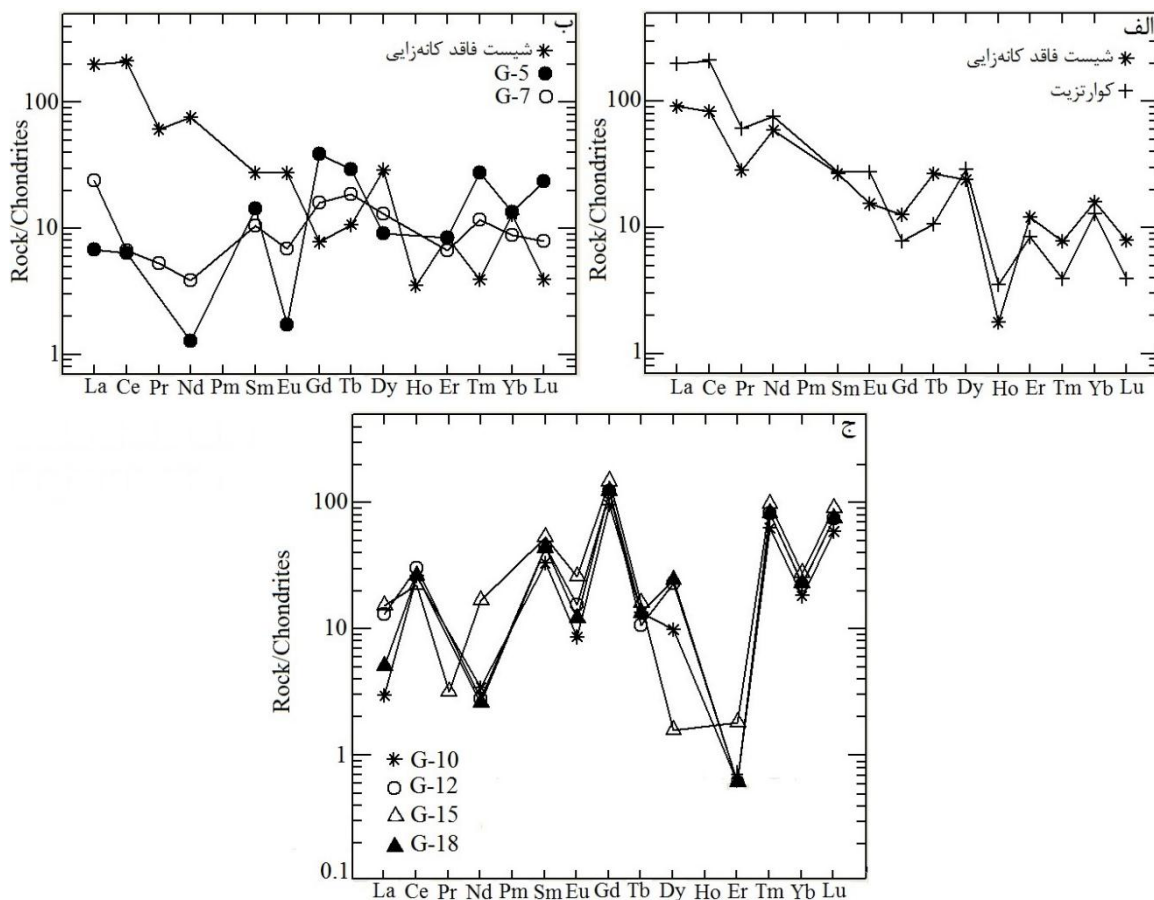
نمونه شیبتهای فاقد کانه‌زایی و نمونه کوارتزیتی مشابه هم بوده و دارای شیب منفی و غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشد. نمونه شیبتهای آنومالی منفی بسیار ضعیفی از Eu دارد در حالی که نمونه کوارتزیتی آنومالی مثبت از این عنصر نشان می‌دهد. به‌طور معمول میزان عناصر REE به‌ویژه LREE، در حین دگرگونی پسروده رخساره شیبتهای سبز و دگرسانی همراه با آن (عمدتاً کلریتی و سریشیتی) کاهش می‌یابد (Liegeois et al., 2003). عناصر HREE رفتاری عکس عناصر LREE دارند. عدم وجود این الگو برای نمونه‌های فاقد کانه‌زایی و نمونه کوارتزیتی در رخداد معدنی گورگور نشان می‌دهد که الگوی REE در این سنگ-

جدول ۱. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر کمیاب، فرعی و نادر خاکی برای سنگ‌های شیبتهای (نمونه‌های G-۲، G-۵، G-۷، G-۱۰)، کوارتزیتی (نمونه G-۲۰) و زون‌های کانه‌دار (نمونه‌های G-۱۰، G-۱۲، G-۱۵، G-۱۸) در رخداد معدنی آهن گورگور. تمامی داده‌ها بر حسب گرم در تن (ppm) می‌باشند.

Sample no.	G-۲	G-۵	G-۷	G-۱۰	G-۱۲	G-۱۵	G-۱۸	G-۲۰
Ag	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲۱	۰/۹	۰/۳	۱/۷	۰/۱
As	۱۲/۸	۰/۷	۰/۷	۴/۱	۴/۱	۳۶/۹	۱/۹	۱۰/۴
Ba	۳۲۸/۷	۴۰۲/۶	۳۷۴/۸	۷۹۶/۴	۸۰۷/۲	۱۳۷۸/۲	۸۹۵/۱	۴۲۱
Be	۲/۵	۲/۳	۳/۴	۲/۴	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۳/۵
Bi	۳۰/۸	۱۰۵/۴	۳۸/۸	۲۷۱/۸	۳۵۴/۸	۴۲۷/۶	۳۵۱/۵	۲۰/۲
Co	۱۱/۹	۱۶/۶	۳/۴	۱۹/۲	۱۸/۳	۱۲/۹	۱۸/۷	۳/۷
Cr	۴۵۵/۶	۴۰۵/۹	۲۸۹/۹	۱۹۲/۳	۷۵۰/۱	۵۵۲/۲	۵۶۵/۶	۷۲۲/۱
Rb	۷۶/۵	۳۷/۹	۱۹۶/۸	۷۷/۱	۱	۱/۴	۲/۱	۷۷/۴
S	۸۸/۵	۶۴/۷	۵۳/۶	۴۶/۲	۲۴۴/۸	۱۲۲۲/۵	۳۶۶/۲	۱۱۸/۴
Sb	۱۷	۱۴	۱۸/۲	۲۴/۱	۳۲/۸	۳۷/۱	۲۸/۳	۲۰
Sn	۷	۲۱	۸/۵	۵۶/۹	۶۶/۱	۸۲/۷	۶۶/۶	۳/۹
Sr	۱۲۲	۱۶/۵	۱۰/۳	۷/۸	۸/۶	۲۸/۳	۱۱/۷	۱۸۴/۱
Ta	۱/۵	۱/۹	۱/۱	۵	۶/۵	۹/۶	۸/۳	۱/۳
Te	۰/۷	۲/۱	۰/۸	۵/۴	۶/۷	۸	۶/۸	۰/۴
Ti	۴۰۰۴/۸	۴۴۴۴/۴	۲۷۶۰/۳	۱۱۲۵/۸	۱۵۴/۸	۱۶۵/۵	۱۵۷/۸	۱۵۰۸/۹
Li	۲۶/۳	۴۹/۹	۲۶/۲	۱۳	۳/۴	۲/۶	۲/۹	۱۴/۶
Mn	۲۷۵/۲	۴۱۰/۵	۱۱۷/۴	۲۰۱/۹	۳۷۶۶/۵	۶۲۲۸/۱	۲۷۲۵/۲	۱۵۶
Mo	۱/۵	۰/۹	۰/۹	۱/۶	۶/۴	۶/۳	۱/۷	۰/۴
Nb	۱۳	۷/۵	۱۷/۷	۱۳/۷	۵/۶	۹/۶	۶/۱	۹۳/۱
Ni	۴/۴۵	۵۹/۷	۶/۷	۲۰/۹	۲۱	۱۵/۳	۱۶/۳	۱۷/۸
P	۱۰۶۹/۵	۵۷۱/۱	۴۵۶/۲	۲۱۸/۳	۴۳۰	۶۱۰/۴	۲۰۶/۸	۱۴۶۶
Pb	۲۶/۶	۲۹	۳۶/۲	۵۷/۸	۱۶۶۱	۷۰۳/۹	۶۲۰/۷	۳۲/۷
Cs	۹	۲۹/۵	۱۱/۳	۷۲/۸	۹۳/۶	۱۱۳/۲	۹۴/۳	۴/۹
Cu	۵/۶	۲/۲	۳/۳	۲/۳	۸/۸	۱۹/۷	۶/۵	۹/۳
Ga	۱۴/۳	۲۵/۷	۱۷/۲	۴۷/۲	۵۰	۵۷/۸	۴۹/۷	۱۶/۵
Ge	۰/۷	۲/۱	۰/۴	۴/۵	۸/۴	۱۲/۲	۷/۹	۱/۴
Hf	۳/۱	۱/۹	۱/۸	۱/۳	۳/۵	۵/۶	۲/۵	۰/۶
Hg	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵
Th	۱۰/۳	۲۲/۴	۱۱/۷	۵۲	۶۳/۹	۷۵/۹	۶۳/۳	۷/۸
Tl	۱/۸	۱/۵	۱/۸	۱	۱/۳	۱/۳	۱/۷	۲/۱
U	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۶
W	۱۰/۸	۸/۴	۱۱/۴	۷۰/۶	۸۶/۲	۱۰۱/۵	۸۶/۵	۵/۶
Y	۲۰/۵	۷/۶	۱۱/۲	۲/۵	۲/۶	۶/۵	۱/۸	۱۹/۸
V	۹۱/۴	۱۶۶/۷	۳۲	۷۶	۱۵۸/۲	۱۳۷/۶	۱۱۰/۸	۲۸/۷
Zn	۲/۲۷	۱۰۹/۱	۲۱/۶	۱۳۳/۱	۷۲۸/۸	۵۲۰/۸	۳۸۳/۳	۳/۳
Zr	۷/۴	۹/۱	۱۶/۱	۳۷/۶	۱۹/۷	۲۵/۲	۲۳/۶	۵۸/۵

جدول ۱. ادامه.

Sample no.	G-2	G-5	G-7	G-10	G-12	G-15	G-18	G-20
La	۲۱/۶	۱/۶	۵/۷	۰/۷	۳/۱	۳/۶	۱/۲	۴۷/۲
Ce	۵۱/۱	۳/۹	۴/۱	۱۶	۱۸/۶	۱۳/۶	۱۶/۲	۱۲۹/۱
Pr	۲/۷	۰	۰/۵	۰	۰	۰/۳	۰	۵/۸
Nd	۲۷/۶	۰/۶	۴/۸	۱/۶	۱/۳	۷/۸	۱/۲	۳۵/۵
Sm	۴/۱	۲/۲	۱/۶	۵/۱	۶/۴	۸/۱	۶/۷	۴/۲
Eu	۰/۹	۰/۱	۰/۴	۰/۵	۰/۹	۱/۵	۰/۷	۰/۶
Gd	۲/۶	۸	۳/۳	۱۹/۷	۲۵/۱	۳۰/۴	۲۵/۳	۱/۶
Tb	۰/۱	۱/۱	۰/۷	۰/۵	۰/۴	۰/۶	۰/۵	۰/۴
Dy	۶/۱	۲/۳	۳/۳	۲/۵	۵/۸	۰/۴	۶/۲	۷/۴
Ho	۰/۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۲
Er	۲	۱/۴	۱/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۱	۱/۴
Tm	۰/۲	۰/۷	۰/۳	۱/۶	۲/۱	۲/۵	۲/۱	۰/۱
Yb	۲/۷	۲/۳	۱/۵	۳/۱	۳/۸	۴/۷	۳/۹	۲/۲
Lu	۰/۲	۰/۶	۰/۲	۱/۵	۱/۹	۲/۳	۱/۹	۰/۱
	سنگ میزبان فاقد کانه‌زایی			سنگ میزبان حاوی کانه‌زایی			نمونه‌های کانه‌دار	
\sum LREE							۸۶/۱۱۵/۲۸۲۵/۸۷	
\sum HREE							۱۴/۱۳۹/۳۶۴/۸۵	
\sum LREE/ \sum HREE							۰/۱۱۷/۱۹۱/۲۸	



شکل ۱۰. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در واحدهای شیستی و کوارتزیتی فاقد کانه‌زایی (الف)، شیست‌های حاوی مگنتیت دانه‌پراکنده (ب) و بخش‌های کانه‌دار (ج) در رخدادهای معدنی گورگور که نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند.

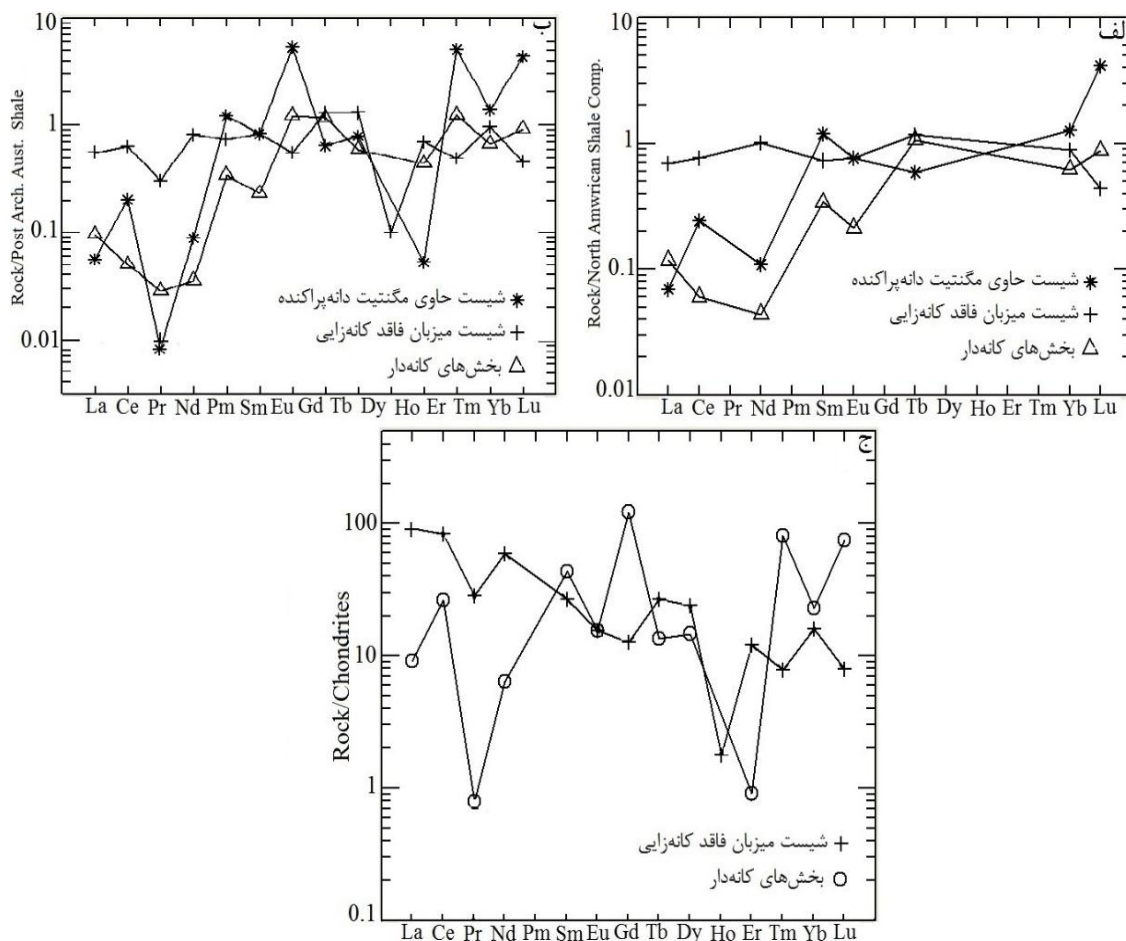
ویژگی‌های زمین‌شیمیایی زون‌های کانهدار

الگوی REE در بخش‌های کانهدار (شکل ۱۰-ج) دارای یک شیب مثبت و غنی‌شدگی نسبی در HREE نسبت به LREE همراه با غنی‌شدگی مشخص‌پذیر میزان عناصر Ce, Sm, Tm, Lu و Gd و تهی‌شدگی در عناصر Er و Eu می‌باشد. معمولاً لانتانیدهای سبک نسبت به لانتانیدهای سنگین، بیشتر توسط سیالات اسیدی شسته می‌شوند (Kikawada et al., 2001). بنابراین غنی‌شدگی در عناصر HREE را می‌توان به دگرسانی سیلیسی بخش‌های کانهدار ارتباط داد. به عقیده Terakado and Fujitani (1998) در سیالات گرمایی، لانتانیدهای سنگین وارد شبکه کانی‌های سیلیکاته شده و به شدت در بخش‌های سیلیسی حفظ می‌شوند. سریم علاوه بر ظرفیت ۳، می‌تواند متناسب با شرایط احیایی و اکسیدان محیط به ترتیب دارای ظرفیت‌های ۴ و ۲ باشد. Ce^{+3} در محیط‌های اکسیدی به راحتی به Ce^{4+} اکسید شده و از طریق جذب سطحی توسط هیدرولیزات‌ها و ذرات معلق حمل و از محیط خارج می‌شود (Spangenberg et al., 1999). از این رو، آنومالی‌های مثبت سریم در بخش‌های کانهدار منطقه را احتمالاً بتوان به فرآیندهای دگرسانی گرمایی ارتباط داد (Appel, 1983; Bau, 1991; Lottermoser, 1992). آنومالی منفی Eu نیز تأثیر فرآیندهای دگرسانی گرمایی و خروج آن از محیط توسط کمپلکس‌ها و شرایط اکسیدان سیال

کانه‌ساز را نشان می‌دهد (Whitford et al., 1988; Parak, 1985; Dokuz et al., 2005; Wang et al., 2006). روند مشابه الگوی عناصر REE در شیست‌های میزبان فاقد کانه‌زایی، شیست‌های میزبان حاوی مگنتیت دانه‌پراکنده و بخش‌های کانهدار که نسبت به شیل‌های آمریکا (Gromet et al., 1984) و استرالیا (Taylor and McLennan, 1985) بهنجار شده-اند (شکل ۱۱-الف و ب) بیانگر منشاء یکسان برای آنها است.

تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در زون‌های کانهدار

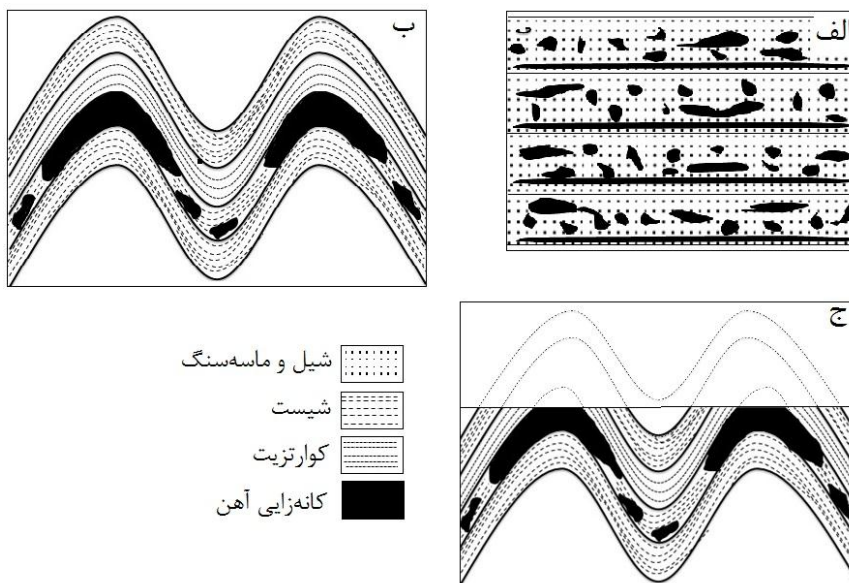
به منظور بررسی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر طی کانه‌زایی در رخدادهای معدنی گورگور، میانگین داده‌های مربوط به نمونه‌های کانهدار نسبت به میانگین داده‌های مربوط به سنگ‌های میزبان فاقد کانه‌زایی بهنجار گردید تا عناصر اضافه و یا کم‌شده به سنگ طی کانه‌زایی مشخص گردند. لازم به ذکر است که این روش کیفی بوده و برای تعیین میزان کمی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر، نیاز به محاسبات موازنه جرم است که در این پژوهش انجام نشده است. بررسی الگوی بهنجار شده عناصر فرعی و REE در بخش‌های کانهدار رخداد معدنی گورگور نشان می‌دهد که اغلب عناصر فرعی و REE در بخش‌های کانهدار نسبت به سنگ‌های میزبان فاقد کانه‌زایی تهی‌شده‌اند. در مقایسه با سنگ‌های میزبان فاقد کانه‌زایی، بخش‌های کانهدار از عناصر Cs, Zn, Sm, Tm, Lu و Ba, Th غنی شده‌اند.



شکل ۱۱. الف و ب- مقایسه الگوی عناصر نادر خاکی برای شیست‌های میزبان فاقد کانه‌زایی، شیست‌های میزبان حاوی مگنتیت دانه‌پراکنده و بخش‌های کانهدار که نسبت به شیل‌های آمریکا (الف) و استرالیا (ب) بهنجار شده‌اند. نمودار شیست‌های میزبان حاوی مگنتیت دانه‌پراکنده و بخش‌های کانهدار مربوط به میانگین داده‌های آنها می‌باشد. ج- نمودار تمرکز عناصر نادر خاکی در بخش‌های کانهدار و شیست‌های میزبان فاقد کانه‌زایی در رخداد معدنی گورگور که نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند.

تیپ و خاستگاه کانه‌زایی آهن در رخدادهای معدنی گورگور

با توجه به مطالعات انجام شده در این پژوهش و همچنین مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی در رخدادهای معدنی گورگور و تیپ‌های مختلف کانسارهای آهن، کانه‌زایی آهن در رخدادهای معدنی گورگور شباهت زیادی با کانسارهای آهن تیپ آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده (توکلی، ۱۳۸۳؛ قربانی، ۱۳۸۶؛ Ashley et al., 1983; Smirnov et al., 1998; Roy and Venkatesh, 2009) دارد. شواهدی از قبیل ژئومتری عدسی شکل و بافت‌های دانه‌پراکنده، لامینه‌ای و نواری ماده معدنی تأیید کننده این مطلب است. براساس مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی، مراحل تکوین و تکامل این رخدادهای معدنی را می‌توان در ۳ مرحله خلاصه کرد (شکل ۱۲):



شکل ۱۲. نمایی شماتیک از مراحل تکوین و تکامل کانه‌زایی در رخدادهای معدنی آهن گورگور. الف- تشکیل کانه‌زایی آهن به صورت دانه‌پراکنده، لامینه‌ای و عدسی شکل از نوع آتشفشانی-بروندمی همزمان با واحدهای میزبان. ب- تشکیل نوارهای مگنتیت و کوارتز و چین خوردن آن همراه با واحدهای میزبان طی فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی منطقه. ج- بالآمدگی ناحیه-ای و توسعه فرآیندهای هوازدگی و فرسایش.

مرحله سوم: این مرحله با بالآمدگی ناحیه‌ای و توسعه فرآیندهای هوازدگی و فرسایش همراه است.

نتیجه‌گیری

شواهدی از قبیل مشاهدات صحرایی، ژئومتری، ساخت و بافت، سنگ میزبان، پاراژنز، زمین‌شیمی و دگرسانی‌های تشکیل شده در رخدادهای معدنی آهن گورگور، همگی حاکی از آن است که این رخدادهای معدنی را می‌توان در ردیف کانسارهای آهن تیپ آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده تقسیم‌بندی کرد. ارتباط زمین‌شناسی نزدیک رخدادهای معدنی گورگور با واحدهای آتشفشانی-رسوبی دگرشکل و دگرگون شده (رخساره شیست سبز) نشان می‌دهد که این مجموعه‌های سنگی نظیر اکتشاف آهن حائز اهمیت بالایی هستند. بررسی این واحدهای سنگی در منطقه حلب و شمال‌باختر کشور و تعمیم شواهد بدست آمده از آنها به مناطق مشابه در زون سندانج-سیرجان می‌تواند کاربرد فراوانی در شناسایی و اکتشاف این تیپ از کانسارهای آهن داشته باشد.

سپاس‌گذاری

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته به خاطر راهنمایی‌های علمی که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر گردیده است، تشکر نمایند.

مقایسه الگوی عناصر REE در شیست میزبان فاقد کانه‌زایی و بخش‌های کانه‌دار که نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند (شکل ۱۱-ج) نشان می‌دهد که بخش‌های کانه‌دار در مقایسه با شیست میزبان فاقد کانه‌زایی از عناصر LREE (به جز Sm) تهی شده‌اند. با این وجود، هیچ‌گونه تفاوتی در میزان Eu برای این بخش‌ها و شیست میزبان فاقد کانه‌زایی دیده نمی‌شود. برپایه این الگوها، مقدار اغلب عناصر HREE در بخش‌های کانه‌دار افزایش یافته است. کاهش مشخص در مقدار عناصر LREE در بخش‌های کانه‌دار در رخدادهای معدنی گورگور نشان می‌دهد که حجم و یا ژئوشیمی سیالات گرمایی برای تحرک این عناصر کافی و مناسب بوده و بیانگر میزان بالای واکنش بین سیالات کانه‌زا و سنگ میزبان است.

مرحله نخست: این مرحله با تشکیل توالی‌های آتشفشانی-رسوبی منطقه همراه می‌باشد. در این مرحله کانه‌زایی آهن به عنوان یک پتانسیل اولیه و به صورت دانه‌پراکنده، لامینه‌ای و عدسی شکل از نوع آتشفشانی-بروندمی همزمان با واحدهای میزبان تشکیل شده است. وجود شواهدی از قبیل پدیده رشد در سایه فشار و دور زدن برگراری اطراف بلورهای مگنتیت، همزمانی تشکیل مواد معدنی و کانی‌های سنگ‌ساز و تدریجی بودن مرز بین لامینه‌های مگنتیتی و کوارتزی این مطلب را تأیید می‌کند.

مرحله دوم: در این مرحله، واحدهای سنگی منطقه تا رخساره شیست سبز دگرگون و دگرشکل شده و کانه‌زایی اولیه مورد رونقشی و تحرک دوباره قرار گرفته است. فرآیندهای دگرگونی ناحیه‌ای از طریق تجزیه کانی‌های آب‌دار و خروج سیالات بین‌دانه‌ای از واحدهای آتشفشانی-رسوبی سبب تولید و آزادسازی سیالات دگرگونی می‌شوند. این سیالات همزمان از طریق پهنه‌های بُرشی به سمت بالا حرکت کرده و در مسیر خود آهن را از واحدهای آتشفشانی-رسوبی شسته و به صورت نوارهای مگنتیتی و کوارتزی تمرکز دوباره می‌دهند. همروند بودن ماده معدنی با برگراری واحدهای دگرگونی میزبان و وجود چین‌خوردگی‌های مشابه در سنگ میزبان و ماده معدنی تأییدکننده این مطلب است.

منابع

- باباخانی. ع. و قلمقاش. ج.، ۱۳۸۴، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- تاج‌الدین. ح. ع.، راستاد. ا.، یعقوب‌پور. ع. م. و محجل. م.، ۱۳۸۹، مراحل تشکیل و تکوین کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلای باریکا، خاور سردشت، شمال‌باختر پهنه دگرگونه سنندج-سیرجان: براساس مطالعه ساخت، بافت و میکروترمومتری سیالات درگیر، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱، جلد ۲، ص ۹۷-۱۲۱.
- توکلی. ح.، ۱۳۸۳، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال‌غرب همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- حلاجی. ا. و یعقوب‌پور. ع. م.، ۱۳۷۳، منشاء کانسار آهن گل‌گوهر. مجموعه مقالات چهارمین سمپوزیوم معدن‌کاری ایران، جلد ۱، دانشگاه یزد.
- راستگوی مقدم. غ. ر.، ۱۳۸۴، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و فابریک کانه‌زایی طلا در کانسار زرترشت، زون سنندج-سیرجان (جنوب‌باختر سبزواران)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- رشیدنژاد عمران. ن.، ۱۳۸۱، پتروولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های متاولکانو-سدیمنتاری و پلوتونیک منطقه موته (جنوب دلیجان) با نگرشی ویژه به خاستگاه و کانی‌سازی طلا، رساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.
- زمانیان. ح.، دولتشاهی. س. و زارعی سهامیه. ر.، ۱۳۹۱، زمین‌شناسی اقتصادی کانسار اسکارن آهن چنار علیا با تکیه بر بررسی میان‌بارهای سیال، شمال‌غرب همدان، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۵، ص ۹-۱۹.
- سعادت. ق.، حاج‌علیلو. ب. و مؤذن. م.، ۱۳۹۲، تأثیر دگرشکلی بر کانسار آهن قادرآباد، جنوب‌شرق مهاباد، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۸، ص ۷۱-۷۷.
- شرکت البرز کانی خاورمیانه، ۱۳۹۱، گزارش طرح اکتشاف مقدماتی محدوده معدنی آهن گورگور، سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان.
- علی‌باری. ف.، ۱۳۹۰، عوامل کنترل‌کننده، سن، ژنز و تیپ کانه‌زایی طلا در کانسار زرترشت، جنوب غرب جیرفت، سنندج-سیرجان جنوبی، رساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.
- فرهادیان. م. ب.، ۱۳۷۰، بررسی ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی کانسار تنگستن نظام‌آباد اراک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه تهران.
- قربانی. م.، ۱۳۸۶، زمین‌شناسی اقتصادی، ذخایر معدنی و طبیعی ایران، انتشارات ایران زمین، ص ۴۹۲.
- کوهستانی. ح.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و فابریک کانه‌زایی طلا در پهنه‌های بُرشی ناحیه چاه‌باغ در منطقه معدنی موته (جنوب‌باختر دلیجان)، استان اصفهان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- کوهستانی. ح.، راستاد. ا.، رشیدنژاد عمران. ن. و محجل. م.، ۱۳۸۵، کانه‌زایی طلا در پهنه‌های بُرشی شکل‌پذیر و شکنای کانسار چاه‌باغ، منطقه معدنی موته، پهنه سنندج-سیرجان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۶۰، ص ۱۴۲-۱۶۵.
- موسیوند. ف.، ۱۳۸۲، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی مس در کمپلکس آتشفشانی-رسوبی سوریان در منطقه بوانات، استان فارس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.
- موسیوند. ف.، ۱۳۸۸، زمین‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار روی-سرب-مس چاه‌گز، جنوب شهر بابک و مقایسه آن با کانسار مسیوسولفاید ولکانوژنیک مس-روی-نقره بوانات در جنوب زون سنندج-سیرجان، رساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.
- یارمحمدی. ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و فابریک کانه‌زایی طلا در پهنه بُرشی باریکا (جنوب‌باختر سقز)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.
- Alavi. M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations, Tectonophysics, Vol: 229, p: 211-238.
- Alavi. M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution, American Journal of Science, Vol: 304, p: 1-20.
- Appel. P.W.U., 1983, Rare earth element in the early Archaean Isua iron-formation, west Greenland, Journal of Precambrian Geology, Vol: 20, p: 243-258.
- Ashley. P.M., Lottermoser. B.G., and Westaway. J.M., 1998, Iron-formation and epigenetic ironstones in the Palaeoproterozoic Willyama Supergroup, Olary Domain, South Australia, Mineralogy and Petrology, Vol: 6, p: 187-218.
- Badrzadeh. Z., Barrett. T.J., Peter. J.M., Gimeno. D., Sabzehei. M. and Aghazadeh. M., 2011, Geology, mineralogy and sulfur isotope geochemistry of the Sargaz Cu-Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Sanandaj-Sirjan zone, Iran, Mineralium Deposita, Vol: 46, p: 905-923.
- Badrzadeh. Z., Peter. J.M., Aghazadeh. M., and Barrett. T.J., 2010, Sargaz: a bimodal-mafic volcanogenic massive sulfide (VMS) deposit in Kerman, southeast Iran, 13th Quadrennial IAGOD Symposium, Adelaide.
- Barker. A.J., 1991, An introduction to metamorphic textures and microstructures, Oxford University press, p: 209.
- Bau. M., 1991, Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium, Chemical Geology, Vol: 93, p: 219-230.
- Best. M.G., 2003, Igneous and metamorphic petrology, Blackwell publishing, p: 729.
- Davis. G.H., and Reynolds, S.J., 1996, Structural geology of rocks and regions (2nd edition), New York, John Wiley and Sons, Inc., p: 776.
- Dokuz. A., Tanyolu. E. and Genc. S., 2005, A mantle and a lower crust derived bimodal suite in the Yusufeli Artvin area, NE Turkey: Trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex, International Journal of Earth Sciences, Vol: 95, p: 370-394.
- Eggleton. R.A. and Banfield. J.F., 1985, The alteration of granitic biotite to chlorite, American Mineralogist, Vol: 70, p: 902-910.
- Gromet. L.P., Dymek. R.F., Haskin L.A. and Koroter. R.L., 1984, The north American shale composite: its composition, major and trace element characteristics, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol: 48, p: 2469-2482.

- Kikawada. Y., Ossaka. T., Oi. T. and Honda. T., 2001, Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water, *Chemical Geology*, Vol: 176, p: 137-149.
- Kouhestani. H., Rastad. E. and Rashidnejad- Omran. N., 2008, Auriferous sulfides from the Chah-Bagh gold occurrence, Muteh mining district, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, Vol: 19, p: 125-136.
- Kouhestani. H., Rashidnejad-Omran. N., Rastad. E., Mohajjel. M., Goldfarb. R.J. and Ghaderi. M., 2014, Orogenic gold mineralization at the Chah Bagh deposit, Muteh gold district, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol: 91, p: 89-106.
- Liegeois. J.P., Latouche. L., Boughrara. M., Navez. J. and Guiraud. M., 2003, The Latea metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behavior of an old passive margin during the Pan-African orogeny, *Journal of African Earth Sciences*, Vol: 37, p: 161-190.
- Lottermoser. B.G., 1992, Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes, *Ore Geology Reviews*, Vol: 7, p: 25-41.
- Mohajjel. M., 1997, Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran, Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia.
- Mousivand. F., Rastad. E., Meffre. S., Peter. J.M., Mohajjel. M., Zaw. K. and Emami. M.H., 2012, Age and tectonic setting of the Bavanat Cu-Zn-Ag Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southern Iran, *Mineralium Deposita*, Vol: 47, p: 911-931.
- Mousivand. F., Rastad. E., Meffre. S., Solomon. M., Peter. J.M. and Zaw. K., 2011, U-Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulfide deposit, southern Iran, *International Geology Reviews*, Vol: 53, p: 1239-1262.
- Mucke. A., Fojt, B. and Skacel. J., 2006, The MaleVrbno magnetite occurrence of the Velke Vrbno Unit, Czech Republic: petrology, mineralogy, geochemistry and genesis, *Chemie der Erde*, p: 109-127.
- Parak. T., 1985, Phosphorus in different type of ore, sulfides in the iron deposits, and the type and origin of ores at Kiruna, *Economic Geology*, Vol: 6, p: 646-665.
- Passchier. C.W. and Trouw. R.A.J., 1997, *Micro- tectonics*, Springer-Verlag New York, Berlin Heidelberg Editions, p: 289.
- Platt. J.P., 1984, Secondary cleavages in ductile shear zones, *Journal of Structural Geology*, Vol: 6, p: 439- 442.
- Roy. S. and Venkatesh. A.S., 2009, Mineralogy and geochemistry of banded iron formation and iron ores from eastern India with implications on their genesis, *Science*, Vol: 118, p: 619-641.
- Smirnov. V.M., Ginzburg. A.I., Grigoriev, V.M. and Yakovlev. G.F., 1983, *Studies of mineral deposits*. Mir Publishers, Moscow, p: 288.
- Spangenberg. J.E., Lavric. J.V., Alcalá. C., Gosar. M., Dold. B. and Pfeifer. H.P., 1999, Inorganic and organic geochemical patterns of waste material from the Idrija mercury mine (Slovenia): tracers of natural and anthropogenic chemicals, 5th Biennial SGA Meeting and 10th Quadrennial IAGOD Symposium, London, England.
- Spry. A., 1969, *Metamorphic Textures*, Pergamon Press, New York. P: 350.
- Sun. S.S. and McDonough. W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry.M.J., (Eds) "Magmatism in the Ocean Basins", Geological Society of London, Special Publication 42, p: 313-345.
- Taylor. S.R. and Mc Lennan. S.M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*, Blackwell, Oxford, p: 312.
- Terakado. Y. and Fujitani. T., 1998, Behavior of the rare earth elements and other trace elements during interactions between acidic hydrothermal solutions and silicic volcanic rocks, southwestern Japan, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, p: 1903-1917.
- Turner. F.J. and Weiss. L.E., 1963, *Structural analysis of metamorphic tectonites*, McGraw-Hill Book, p: 545.
- Wang. Q., Wyman. D.A., Xu. J.F, Zhao. Z.H., Jian. P., Xiong. X.L., Bao. Z.W., Li. C.F. and Bai. Z.H., 2006, Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui province (eastern china): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization, *Lithos*, p: 1-26.
- Whitford. D.J., Korsch. M.J., Porritt. P.M., Craven. S.J., 1988, Rare-earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia, *Chemical Geology*, p: 105-119.
- Yardley. B.W.D., Mackenzie. W.S. and Guilford. C., 1990, *Atlas of metamorphic rocks and their textures*, Longman Scientific and technical, p: 120.