



کانی شناسی، دگرسانی و ویژگی های زمین شیمیایی سنگ میزبان کانی سازی های اکسید آهن - مس رنگرز، شمال ساوه، شمال غرب بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه - دختر

سمیه دولتشاهی^۱، حسن زمانیان^{۱*}، علیرضا کریم زاده ثمرین^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه برزوندون کانا

(دریافت مقاله: ۹۷/۸/۲۸، نسخه نهایی: ۹۷/۱۲/۲۵)

چکیده: منطقه رنگرز در ۲۰ کیلومتری شمال شهر ساوه در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد. سنگ های رخمون یافته در منطقه مورد بررسی شامل سنگ های آتشفشانی، آذرآوری، دایک های شبه آتشفشانی و نفوذی های کوارتز مونزودیوریتی هستند. کانی سازی در این منطقه بیشتر مربوط به دگرسانی های سیلیسی، آرژیلی و کلریتی است. در منطقه رنگرز شش بخش کانی سازی شناسایی شده است. سیمای کانی سازی ها به صورت رگه - رگچه ای و افشان است. اصلی ترین کانی های فلزی در منطقه رنگرز شامل کالکوپیریت، اسپیکولاریت، مگنتیت، پیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت و کانی های باطله کوارتز، باریت و کلسیت هستند. فرایندهای روزادی در بخش های سطحی پهنه های کانی سازی شده منجر به شکل گیری مالاکیت، آزوریت، اکسیدهای آهن - منگنز آبدار، فیروزه، کولیت، کالکوسیت و دیژنیت شده است. در بررسی های میکروسکوپی، طلا به صورت آزاد دیده نشد، ولی براساس تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مشخص شد که کالکوپیریت و اسپیکولاریت دارای غلظت بالایی از طلا در شبکه خود هستند. بر اساس داده های زمین شیمیایی، سنگ های آذرین منطقه ماهیت کلسیمی - قلیایی دارند و در محیط کمان آتشفشانی - ماگمایی شکل گرفته اند. آنها در مقایسه با گوشته اولیه از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (Ba-K; LILE) غنی شدگی و از عناصر با شدت میدان بالا (Nb-Ti; HFSE) تهی شدگی نشان می دهند چنین الگویی با محیط های فروانشی همخوانی دارد. افزون بر این، غنی شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت نشان می دهد که سنگ های آذرین منطقه مورد بررسی در یک محیط فروانشی تشکیل شده اند.

واژه های کلیدی: کمان ماگمایی ارومیه - دختر، رنگرز، کانی سازی، دگرسانی، زمین شیمی.

مقدمه

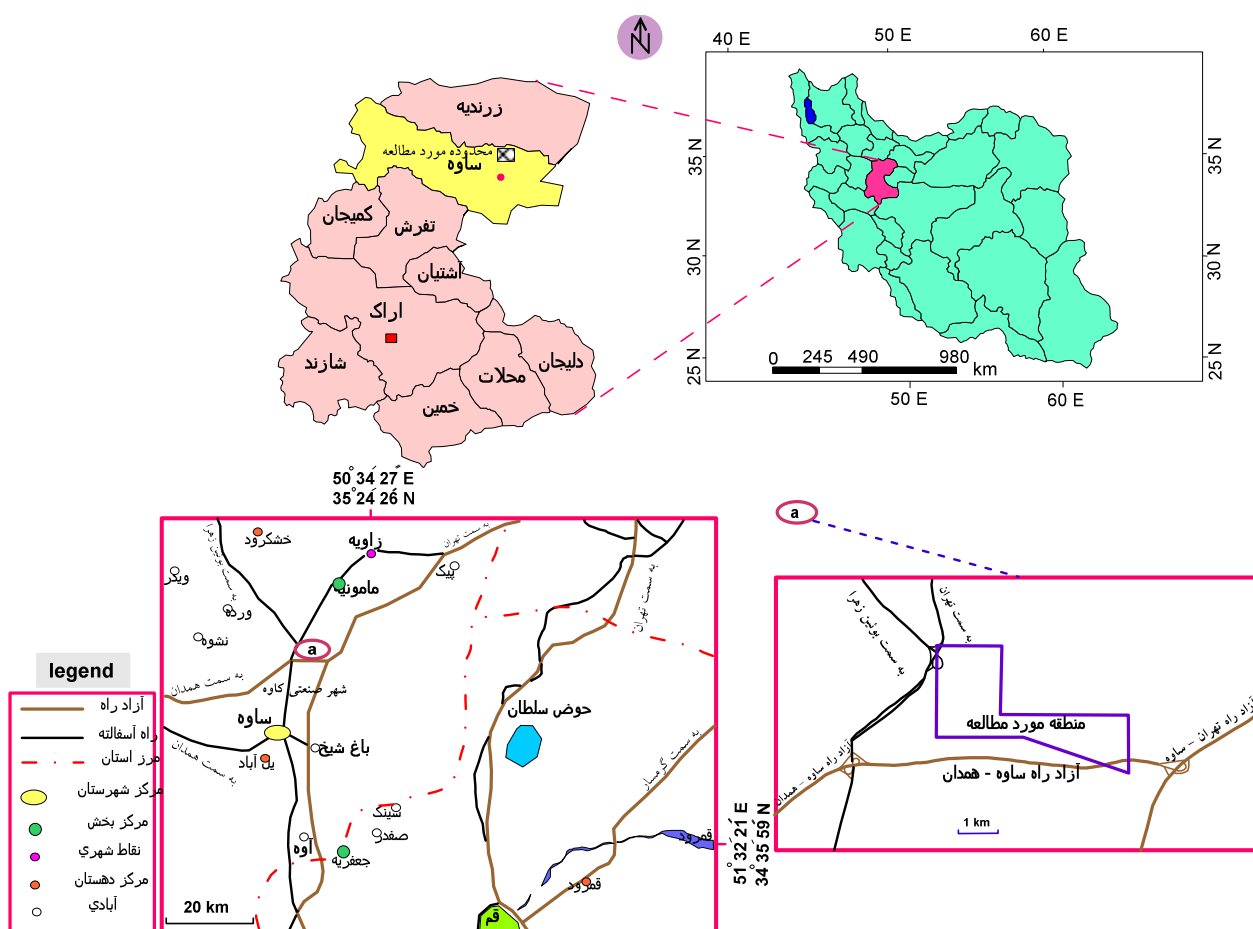
بخش میانی کمر بند آتشفشانی ارومیه - دختر در اطراف ساوه میزبان کنسارهای مس متعددی است که از جمله می توان به کنسارهای مس نارباغی، کوه پنگ، علیشار، کوشک بهرام یا زرنديه، نظرآباد و کنسارهای تازه اکتشاف شده قشلاق ورامه و رنگرز اشاره کرد. بررسی های پیشین خاستگاه کنسارهای مس نارباغی را از نوع مانتو و فراگرمایی با سولفیدشدگی متوسط [۱-۴]، کوه پنگ را مانتو و فراگرمایی [۵-۷] علیشار را از نوع اکسید آهن-مس-طلا (IOCG) [۸، ۹] کوشک بهرام را رگه ای [۱۰]،

[۱۱] و نظرآباد را فراگرمایی [۱۲] تشخیص داده اند، که بیانگر بحث برانگیز بودن خاستگاه کانی سازی ها در این بخش از کمان ماگمایی ارومیه - دختر است. منطقه ای معدنی رنگرز با مساحت ۷/۱ کیلومترمربع در ۱۸ کیلومتری شمال ساوه بین طول های جغرافیایی شرقی "۲۴° ۳۹' تا ۲۹° ۳۸' و عرض های جغرافیایی شمالی "۳۴° ۱۱' تا ۳۵° ۰۹' ۳۹' قرار دارد. این منطقه از طریق بزرگراه تهران - ساوه (تا خروجی بزرگراه ساوه - همدان) و پس از آن با طی مسافتی حدود ۳/۵ کیلومتر در جاده قدیم تهران - ساوه (به سمت سه راه رنگرز) و

روش بررسی

پس از بررسی‌های صحرایی و کنترل واحدهای سنگی موجود در نقشه زمین‌شناسی و همچنین بخش‌های کانه‌دار، نمونه برداری از قسمت‌های سطحی و مغزه‌های حفاری انجام شد. برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و دگرسانی‌ها در منطقه ۵۰ مقطع نازک و برای بررسی‌های کانه‌نگاری ۵۵ قطعه صیقلی - تهیه شد. بررسی‌های کانی‌شناسی از نوع اکسید آهن-مس-طلا (SEM) و طیف‌سنجی فلورسانس پرتوی X (XRF) تکمیل شد. بدین منظور تعداد ۴ نمونه با ابعاد ۱ سانتی‌متر با پوشش کربنی در دانشگاه لرستان با میکروسکوپ الکترونی و تعداد ۱۴ قطعه صیقلی متشکل از کانه و سنگ میزبان با دستگاه micro-XRF مدل Bruker M4 Tornado در بخش علوم زمین دانشگاه نیوبرنزویک کانادا بررسی شدند و نقشه‌های عنصری تهیه گردید.

سپس حدود ۱/۵ کیلومتر جاده خاکی به سمت شرق قابل دسترسی است (شکل ۱). بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران [۱۳]، این منطقه در بخش میانی پهنه فروانش ارومیه - دختر قرار دارد و بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ساوه است. واحدهای آتشفشانی ائوسن با روند شمال غربی - جنوب شرقی در بردارنده این منطقه هستند. آثار کنده‌کاری‌های شدادی و سرباره‌های ذوب مس بیانگر قدمت فعالیت‌های معدنی در این منطقه است. این منطقه با کانی‌سازی‌های اقتصادی آهن و مس متعلق به گروه معدنی زرمش است و تاکنون ۱۲ گمانه به طول کلی ۶۰۰ متر در آن حفاری شده است. پژوهش‌های پیشین انجام شده در این منطقه [۱۴] بیشتر جنبه اکتشافی و معدنی داشته است. در این پژوهش، به منظور بررسی ماهیت کانه-زایی‌ها و سنگ‌های میزبان در منطقه‌ی رنگرز، بررسی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، دگرسانی، کانه‌نگاری و زمین شیمی سنگ میزبان انجام شده است.



شکل ۱. جایگاه جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه‌ی اکتشافی رنگرز.

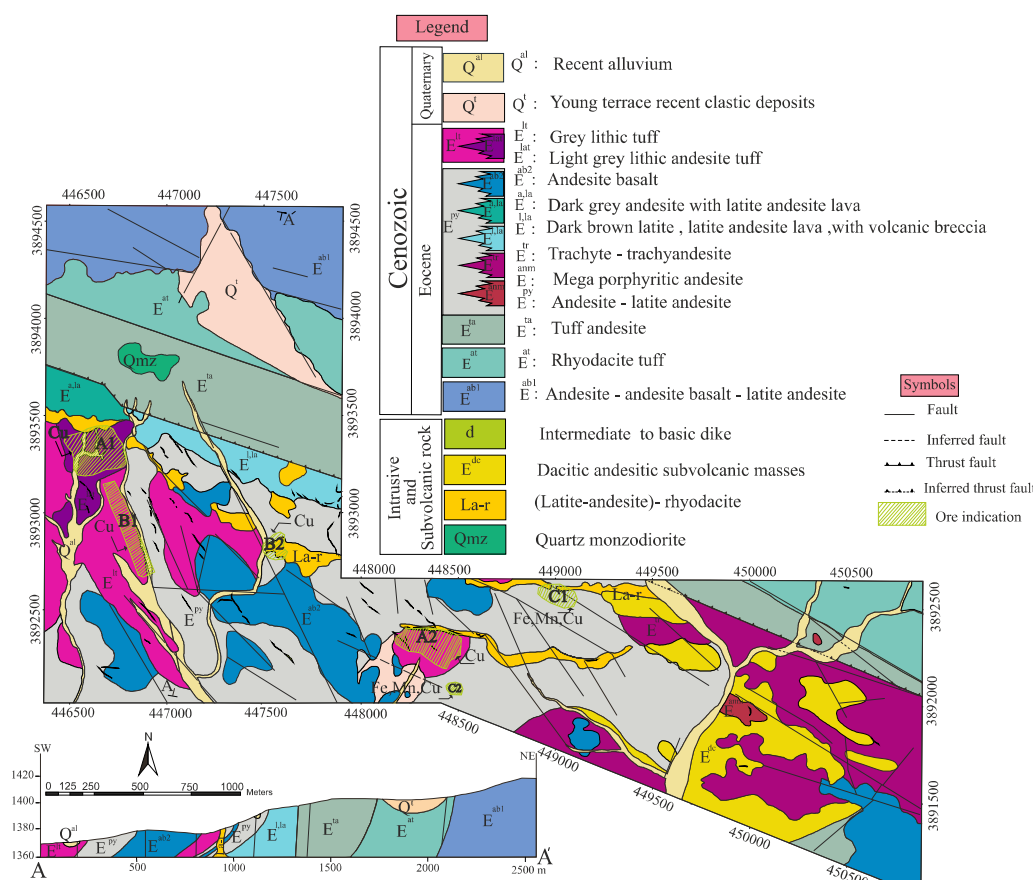
این دستگاه قادر به نقشه‌برداری عنصری با سرعت و حساسیت بالاست. در این روش، نمونه‌ها با کمترین آماده‌سازی می‌توانند به کار برده شوند، ولی برش سطح نمونه و سطحی یکنواخت لازم است. برای تهیه نقشه‌های عنصری و تعیین نسبت‌های فازی می‌توان از قطعه‌های صیقلی و مقاطع نازک - صیقلی نیز استفاده کرد. حد آشکارسازی این روش برای فلزات واسط کمتر از ۱۰ ppm است. با استفاده از این روش در نمونه‌های منطقه رنگرز نقاط با اندازه $20 \mu\text{m}$ ، فاصله $25 \mu\text{m}$ و سرعت ۶ میلی ثانیه بررسی شدند. پس از انجام بررسی‌های سنگ-نگاری به منظور بررسی‌های زمین شیمی سنگ میزبان تعداد ۱۵ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و برای اکسیدهای عناصر اصلی با روش XRF (روش ذوب قلیایی) و برای عناصر فرعی با طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی بررسی شدند.

زمین‌شناسی

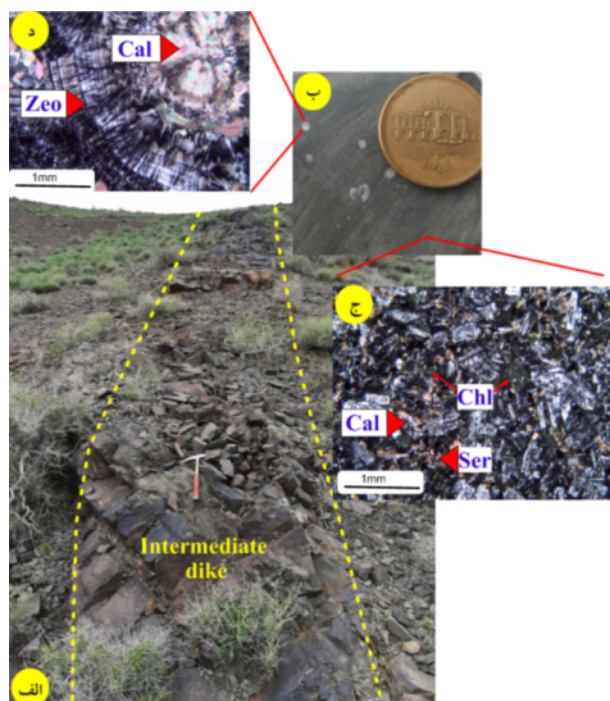
گسترده‌ترین واحدهای سنگ‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی را مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری شامل انواع توف، برش، توف آندزیتی و داسیتی همراه با سنگ‌های آتشفشانی آندزیت، آندزیت پورفیری، تراکیت-تراکی آندزیت، لاتیت-لاتیت آندزیت، آندزیت-لاتیت آندزیت، آندزیت بازالت و داسیت تشکیل می‌دهد (شکل ۲) که در نتیجه فعالیت‌های ماگمایی و سیال‌های گرمابی برآمده از تزریق توده‌های نفوذی با ترکیب کوارتز مونزودیوریت و دایک‌های نیمه قلیایی با ترکیب حدواسط و بازی موجب دگرسانی و کانه‌زایی در این منطقه شده است. بخش عمده منطقه ی مورد بررسی توسط سنگ‌های آذرآواری شامل ریوداسیت توف، توف آندزیتی، آندزیت توف سنگی، توف سنگی، ماسه سنگ‌های آتشفشانی، برش آتشفشانی و جوش آتشفشانی پوشیده شده است. خرده‌های سنگی تشکیل‌دهنده این سنگ‌های آواری بیشتر دارای ترکیب آندزیتی و ریوداسیتی هستند و خرده‌های کانیاپی اغلب از بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب اولیگوکلاز-آندزین، فلدسپات قلیایی و کلسیت با بافت‌های متنوع آواری، نیمه‌بلورین، ریزپورفیری، برشی و شبه برشی، ریزکریستالین و بادامکی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی که با گسترش کمتر از

سنگ‌های آذرآواری در بخش‌های مختلف منطقه پراکنده شده‌اند، بیشتر دربردارنده درشت بلور پلاژیوکلاز هستند و فلدسپات قلیایی و کوارتز با فراوانی کمتری در این سنگ‌ها حضور دارند. یک توده کوارتز مونزودیوریتی به طور محدود در شمال منطقه درون سنگ‌های توف آندزیتی تزریق شده است، این سنگ‌ها دارای زمینه‌ای دانه‌ای و بافت پورفیری هستند و دگرسانی پروپلیتی با شدت متوسط را تجربه کرده‌اند. این واحد سنگی از بلورهای متوسط اندازه تشکیل شده و شامل بلورهای نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌ای و بلورهای بی‌شکل فلدسپار قلیایی است و بلورهای بی‌شکل کوارتز با فراوانی حدود ۸ درصد با ابعاد کوچکتر نسبت به سایر اجزای تشکیل‌دهنده سنگ در میان این مجموعه دیده می‌شود و کانی‌های فرومنیزین سنگ را بلورهای آمفیبول و پولک‌های بیوتیت تشکیل می‌دهند. در منطقه‌ی اکتشافی، تعداد قابل توجهی دایک‌های ناشی از فعالیت‌های گرمابی تاخیری وجود دارد که سبب قطع سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و نیمه عمیق شده‌است. این دایک‌ها تقریباً در همه منطقه‌ی اکتشافی باروند عمومی شمال غرب- جنوب شرق گسترده شده‌اند. طول برخی از آنها به بیش از ۳۰۰ متر و ضخامت آن به چند متر می‌رسد و بیشتر دارای ترکیب حدواسط تا بازی هستند. این دایک‌ها از نظر سنگ‌شناسی شامل بازالت آندزیتی، آندزیت بازالتی و آندزیت هستند [۱۵]. وجود بادامک‌های پر شده با کلسیت و ژئولیت در این دایک‌ها بیانگر رخدادهای ثانویه است. در شکل ۳ یک نمونه دایک حدواسط آندزیتی در نمونه دستی و میکروسکوپی نشان داده شده است.

اصلی‌ترین سامانه‌های گسلی در نزدیکی شمال و شمال غرب منطقه مورد بررسی گسل کوشک نصرت و گسل رنگ زرد هستند، به طور کلی، ساختارهای موجود در منطقه دارای روند NW-SE هستند. به نظر می‌رسد سنگ‌های تشکیل‌دهنده منطقه به علت مقاومت فیزیکی و مکانیکی بالا با اعمال نیروهای زمین‌ساختی دستخوش چین خوردگی کمتری شده و بیشتر دچار شکستگی شده‌اند. این امر منجر به ازدیاد گسل‌های فرعی و پهنه‌های خردشدگی در منطقه شده است.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از مرجع [۱۶] با تغییرات.



شکل ۳ نمایی از یک دایک آندزیتی: الف) در صحرا. ب) نمونه دستی، پ) تصویری از دگرسانی پروپلیتی در دایک و ت) نمایی از بادامک‌های پر شده با کلسیت و ژئولیت.

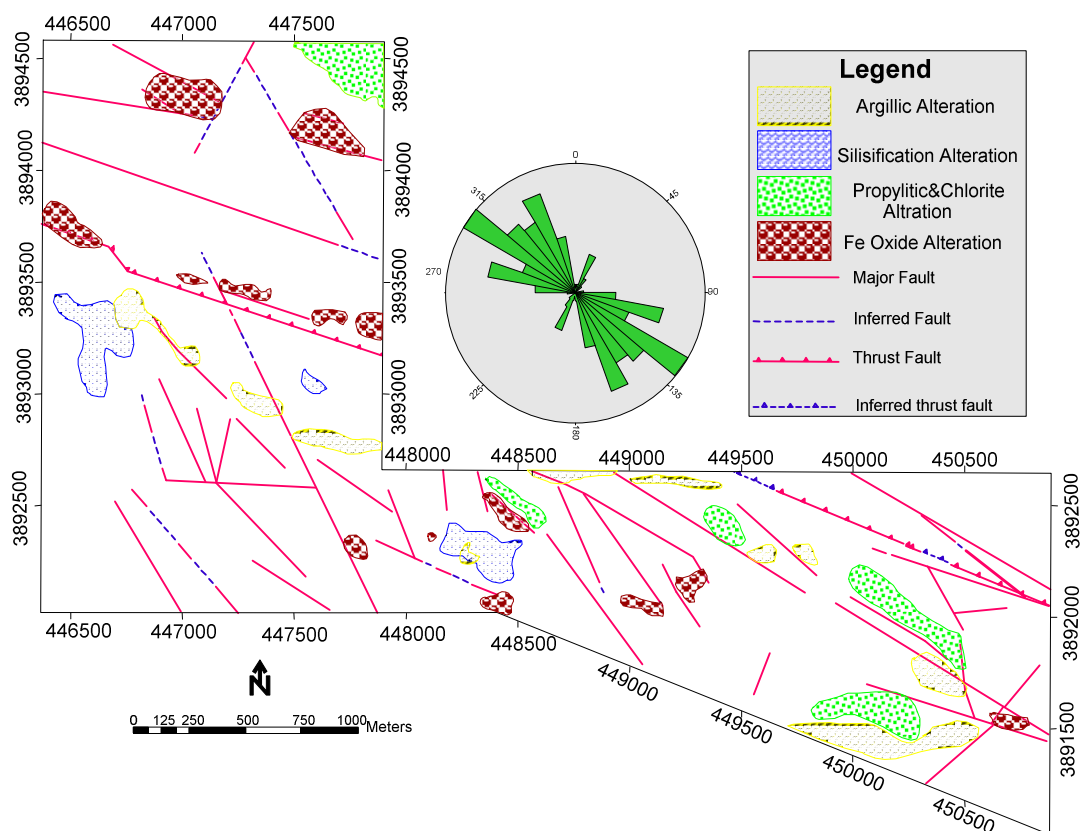
دگرسانی‌های گرمایی

سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه در نتیجه صعود سیال‌های ماگمایی تأخیری دچار دگرسانی‌های گرمایی با درجه‌های ضعیف، متوسط و شدید شده‌اند. براساس بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری تیغه‌های نازک تهیه شده از واحدهای مختلف سنگی در منطقه، حضور دگرسانی‌های گسترده پروپلیتی (کلریتی)، آرژیلی، سیلیسی شدن و اکسید و هیدروکسیدهای آهن به اثبات رسیده است (شکل ۴). شدت و پراکندگی هر یک از این دگرسانی‌ها وابسته به شرایط و ترکیب سنگ‌های میزبان متفاوت است.

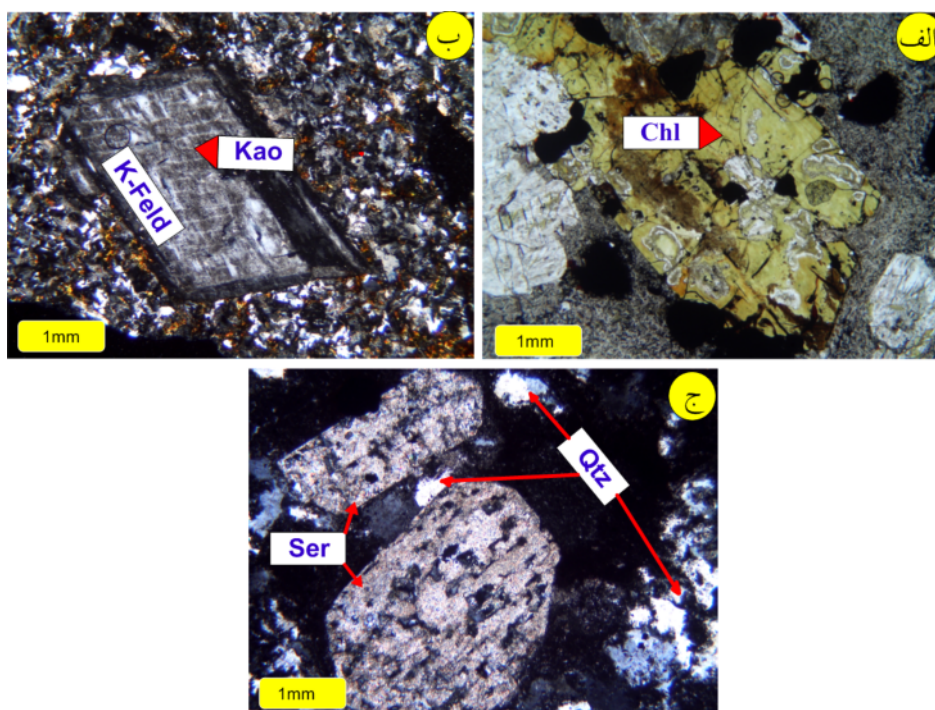
دگرسانی پروپلیتی و کلریتی: دگرسانی پروپلیتی بر واحدهای کوارتزمونوزودیوریت، آندزیت بازالت‌ها، دایک‌های حدواسط - بازی، توف‌های آندزیتی - داسیتی و ریوداسیتی اثر گذاشته است. مشخصه صحرایی این دگرسانی رنگ سبز روشن است. در اثر عملکرد این دگرسانی، الیگوکلاز، آمفیبول و بیوتیت به مجموعه‌ای از کلریت، اپیدوت، کلسیت و آل بیت تبدیل شده‌اند، تبدیل‌شدگی به کلریت درصد بیشتری را به خود اختصاص

داده است. دگرسانی کلریتی نیز که زیرمجموعه‌ای از دگرسانی پروپلیتی است در منطقه از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار بوده و به رنگ سبز تیره واحدهای لاتیت - آندزیت و آذرآواری منطقه را متأثر کرده است. کانی‌های سبز شامل کلریت و سرسیت جانشین پلاژیوکلازها شده‌اند (شکل ۵ الف) و یا در زمینه حضور دارند همراه با این دگرسانی ژئولیت و کانی‌های رسی نیز حضور دارند.

دگرسانی آرژیلی: دگرسانی آرژیلی به رنگ زرد روشن تا سفید در منطقه دیده می‌شود و بیشتر واحد لاتیت - آندزیت - ریوداسیت را که به صورت نواری از غرب تا شرق منطقه گسترش دارد متأثر کرده و دارای مرز مشخص با بخش‌های دگرسان نشده است. این دگرسانی به صورت کائولینیتی شدن فلدسپات‌های قلیایی (شکل ۵ ب) و کمتر پلاژیوکلازها در واحد سنگی نام برده مشهود است به همراه این نوع دگرسانی، کلریتی شدن نیز قابل توجه است. همچنین این دگرسانی به طور موضعی بر سنگ میزبان بخش‌های دارای کانی‌سازی مس اثر گذاشته است.



شکل ۴ نقشه دگرسانی‌های منطقه رنگرز، برگرفته از مراجع [۱۴، ۱۶] با تغییرات.



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی مربوط به سنگ‌های دگرسان شده منطقه رنگرز. الف) کلریتی شدن پلاژیوکلاز در واحد لاتیت - آندزیت. ب) جانشینی بلور فلدسپار قلیایی با کائولینیت در واحد لاتیت - آندزیت، زمینه دستخوش سیلیسی شدن و کلریتی شدن شده است و پ) سیلیسی شدن و سرسیتی شدن در توف ریوداسیتی. (علائم اختصاری عبارتند از Chl (کلریت)، Kao (کائولینیت)، K-Feld (پتاسیم فلدسپار)، Qtz (کوارتز)، Ser (سرسیت)).

در پهنه B₁ به صورت حضور کلسیت‌های متبلور و گل‌کلمی خودنمایی می‌کند.

واکنش‌های اکسایش ترکیب‌های آهن و ترکیب‌های گوگردی را متأثر کرده و منجر به رخداد گسترده اکسید و هیدروکسیدهای آهن در منطقه شده است.

کانه‌زایی و کاننگاری

در منطقه رنگرز، ۶ پهنه کانی‌سازی شده وجود دارد که مشخصه‌های کلی آن‌ها در (جدول ۱) ارائه شده است. راستای کلی این پهنه‌ها بیشتر NW-SE است. سنگ میزبان بخش-های کانی‌سازی شده طیفی از توف‌های آندزیتی - ریوداسیتی تا برش‌های آتشفشانی، آندزیت سیلیسی شده، لاتیت - آندزیت و ریوداسیت را شامل می‌شود. شکل کانی‌سازی‌ها اغلب به صورت رگه-رگچه‌ای، افشان و به ندرت برش گرمایی است. بارزترین رخداد دگرسانی در این پهنه‌ها سیلیسی شدن و آرژیلی است. رخداد کانی‌سازی‌ها در منطقه ارتباط تنگاتنگی با گسل‌های با راستای شمال غربی - جنوب شرقی و شکستگی-های کششی دارد، به طوری که پیرامون بخش‌های گسل خورده‌ف تراکم رگه و رگچه‌ها افزایش یافته است. ضخامت

سیلیسی شدن: مهم‌ترین دگرسانی که ارتباط نزدیکی با کان-ه زایی دارد و در متن رگه‌ها و توده‌های کان-ه دار رخ داده است دگرسانی سیلیسی است. سیلیسی شدن بخش‌هایی از واحدهای توفی در پهنه‌های A₁ و A₂ به ویژه توف‌های آندزیتی را متأثر کرده که به صورت کوارتزهای تأخیری - پراکنده در متن سنگ و رگچه‌های نازک و گاهی کلوform سیلیسی روی داده است همراه با این دگرسانی، ژئولیتی شدن، کلسیتی شدن و سرسیتی شدن نیز به صورت انتخابی رخ داده است (شکل ۵ پ). کان-ه‌زایی در پهنه‌های B₂, B₁, C₂, C₁ در ارتباط نزدیک با رگه‌های سیلیسی روی داده است.

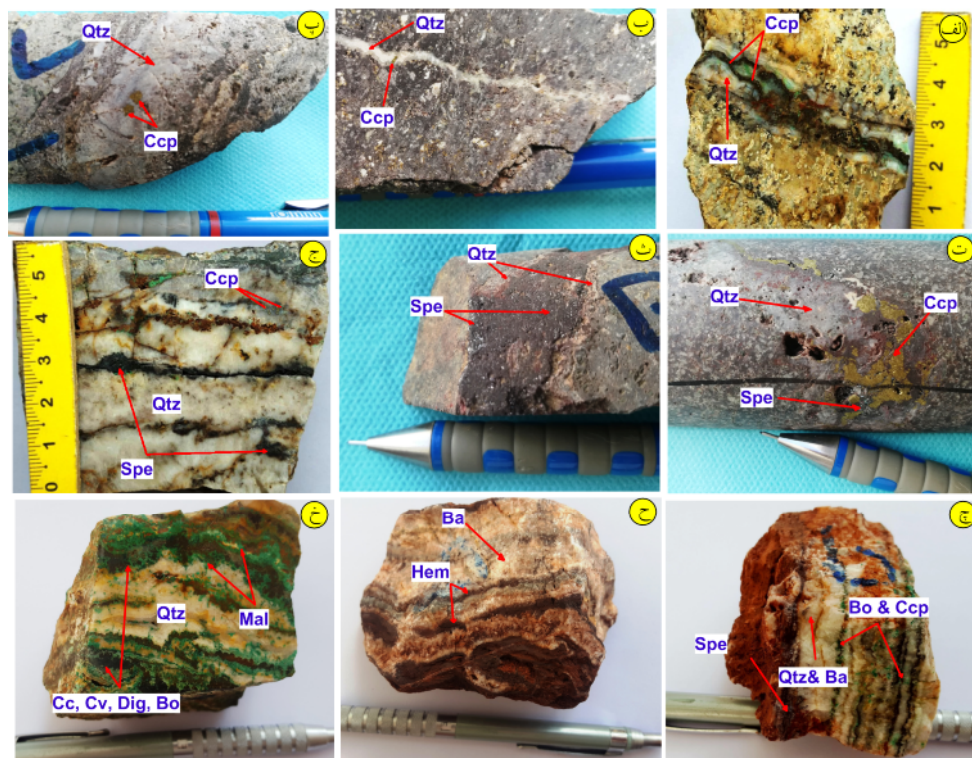
کربناتی شدن: یکی از بارزترین رخدادهای گرمایی تأخیری در منطقه کربناتی شدن است که به صورت حضور رگچه‌های نازک در متن سنگ‌ها و یا تبدیل کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ به ویژه پلاژیوکلاز به کلسیت و گاهی دولومیت دیده می‌شود. فراوانترین کانی ثانویه دیده شده همراه با این دگرسانی سرسیت است. سرسیتی شدن درشت بلورهای پلاژیوکلاز در بیش از نیمی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه دیده می‌شود. کربناتی شدن واحدهای میزبان

(شکل ۶ ج) و کوارتز + هماتیت + سولفید (کالکوسیت، کالکوپیریت، کولیت، دیژنیت)، در پهنه B₂: کوارتز + باریت + کالکوپیریت ± اسپیکولاریت و در پهنه‌های C₁ و C₂: باریت + کوارتز + اسپیکولاریت + بورنیت + کالکوپیریت (شکل ۶ چ)، باریت ± کوارتز + هماتیت (شکل ۶ ح)، کوارتز + سولفید (کالکوسیت، کولیت، دیژنیت، بورنیت، شکل ۶ خ) و پیرولولزیت + کلسیت ± کوارتز

رگه و رگچه‌ها از ۳ میلی متر تا ۶ سانتی متر تغییر می‌کند. انواع رگه-رگچه‌های دیده شده در پهنه‌های مختلف عبارتند از: در پهنه A₁: کوارتز + کالکوپیریت (شکل ۶ الف) و کوارتز + کالکوپیریت ± بورنیت، در پهنه A₂: کوارتز + کالکوپیریت (شکل‌های ۶ ب-پ)، کوارتز + کالکوپیریت + اسپیکولاریت ± پیریت (شکل ۶ ت)، کوارتز + اسپیکولاریت (شکل ۶ ث)، باریت + هماتیت ± اسپیکولاریت ± کالکوپیریت و کلسیت + کالکوپیریت، در پهنه B₁: کوارتز + اسپیکولاریت + کالکوپیریت

جدول ۱ مشخصات کلی پهنه‌های کانی‌سازی در منطقه رنگرز.

پهنه	امتداد	طول (m)	عرض (m)	شکل کانی‌سازی	سنگ میزبان	دگرسانی
A ₁	NE-SW	۴۰۰	۲۰۰	رگه - رگچه‌ای، افشان	توف آندزیتی، آندزیت	آرژلیک - سیلیسی
A ₂	NE-SW	۴۰۰	۲۰۰	رگه - رگچه‌ای، افشان	توف آندزیتی، ریولیتی، ریوداسیتی	آرژلیک - سیلیسی
B ₁	NW-SE	۸۵۰	۳۰۰	رگه - رگچه‌ای	توف آندزیتی، ریوداسیتی، برش آتشفشانی	سیلیسی - کربناتی
B ₂	N-S	۴۰۰	۱۵۰	رگه - رگچه‌ای، افشان	ریوداسیت، لاتیت - آندزیت	آرژلی
C ₁	NW-SE	۵۰۰	۲۰۰	رگه - رگچه‌ای	لاتیت - آندزیت	آرژلی
C ₂	E-W	۱۵۰	۵۰	رگه - رگچه‌ای	ریوداسیت، لاتیت - آندزیت	کلریتی



شکل ۶ تصاویری از انواع رگه-رگچه‌های کانی‌سازی شده در منطقه رنگرز: الف) رگه کوارتز + کالکوپیریت در پهنه A₁، کالکوپیریت در متنی از کانی‌های ناشی از هوازدگی قرار گرفته است، ب و پ) رگه‌های کوارتز + کالکوپیریت در پهنه A₂، ت) رگه‌های کوارتز + کالکوپیریت + اسپیکولاریت ± پیریت در پهنه A₂، ث) رگه کوارتز + اسپیکولاریت در پهنه A₂، ج) رگه کوارتز + اسپیکولاریت + کالکوپیریت در پهنه B₁، چ) رگه باریت + کوارتز + اسپیکولاریت + بورنیت + کالکوپیریت در پهنه C₁، ح) رگه باریت ± کوارتز + هماتیت در پهنه C₁ و خ) رگه کوارتز + سولفید در پهنه C₁. (علائم اختصاری عبارتند از Qtz (کوارتز)، Ccp (کالکوپیریت)، Spe (اسپیکولاریت)، Bo (بورنیت)، Ba (باریت)، Hem (هماتیت)، Cc (کالکوسیت)، Cv (کولیت)، Dig (دیژنیت)، Mal (مالاکیت)).

بررسی های مقاطع صیقلی بیانگر رخداد کانی سازی ها در پهنه های اکسایشی (شسته شده)، پهنه برونزاد (غنی شدگی ثانویه) و پهنه درونزاد (کانی سازی اولیه) است. بافت کانه ها به شکل رگچه ای، جعبه ای، دانه پراکنده، کلو فرم، پرکننده فضاهای خالی و جان شینی است. نادر بودن برش های گرمایی در منطقه رنگرز را می توان به حجم کم محلول های گرمایی و شدت کم فشار برای شکستگی های هیدرولیکی و تشکیل برش نسبت داد.

مرحله درونزایی: کانی سازی در پهنه درونزاد به صورت ۲ فاز اکسیدی و سولفیدی رخ داده است. کانی های سولفیدی اولیه شامل پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، بورنیت، کولیت و دیژنیت هستند. نخستین کانی سولفیدی اولیه شکل گرفته در مرحله درونزایی پیریت است. این کانی در مقاطع صیقلی بیشتر شکل دار است و به جز در چند مورد ناچیز، ارتباط زایشی با کالکوپیریت یا سایر کانی های مس دار نشان نمی دهد؛ از این رو شکل گیری این کانی را می توان به مرحله پیش از کانی سازی نسبت داد (شکل ۷ الف). کالکوپیریت اصلی ترین فراوانترین کانه مس در منطقه رنگرز است و فراوانی بیشتری نسبت به کالکوسیت، بورنیت، کولیت و دیژنیت دارد و به دو صورت رگه ای و پراکنده در متن سنگ شکل گرفته است. اندازه دانه های کالکوپیریت از ۰/۱ میلی متر تا ۲/۵ سانتی متر است، دانه های درشت آن بیشتر بی شکل و دانه های منفرد شکل دار هستند. این کانی گاهی با اسپیکولاریت هم رشدی نشان می دهد (شکل های ۷ ب و پ). کالکوسیت به ویژه در پهنه A₁ به صورت اولیه حضور دارد، ولی گسترش آن در منطقه زیاد نیست (شکل ۷ ت)، این کانی به صورت رگه ای و پراکنده دیده می شود و آشکارا در نمونه دستی قابل تشخیص است. بورنیت در منطقه دارای گسترش ناچیز است و بیشتر به صورت رگه های کوارتز، کالکوپیریت و بورنیت دیده می شود؛ در نمونه دستی به ندرت می توان آن را دیده کرد. کولیت و دیژنیت در مقادیر بسیار اندک به صورت اولیه مشاهده می شوند و دارای ابعاد میکرونی هستند. کانی های اکسیدی که به صورت اولیه در منطقه شکل گرفته اند شامل اسپیکولاریت، مگنتیت و روتیل هستند. اسپیکولاریت با شکل سوزنی و ورقه ای در همه بخش های کانی سازی شده منطقه حضور دارد. وجود اسپیکولاریت نشان دهنده محیطی کاملاً اکسایشی است.

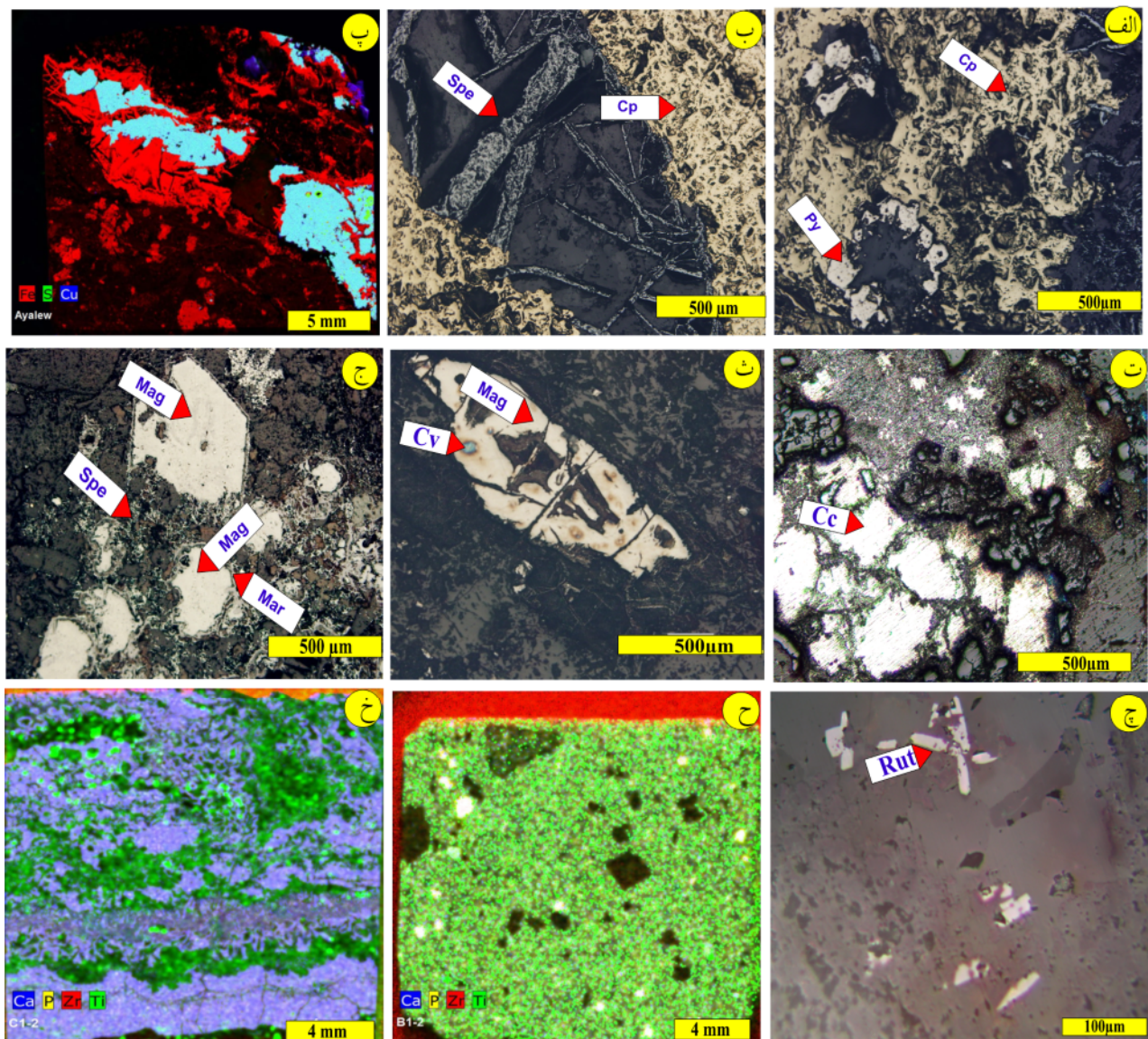
حضور اسپیکولاریت به صورت خود شکل تشکیل این کانه را در فاز تأخیری از مرحله اول فعالیت های گرمایی نشان می دهد. حضور مگنتیت به صورت دانه ریز و دانه درشت نشان دهنده شکل گیری آن در دو نسل متفاوت است. در بعضی موارد، میانبرهایی از کانی های سولفیدی بویژه کولیت در مگنتیت دانه درشت دیده می شود (شکل ۷ ث). حضور همزمان مگنتیت و اسپیکولاریت (شکل ۷ ج) در بعضی از پهنه های کانی سازی شده نشانگر میل شرایط اکسایشی به احیایی است. در واقع، محیط از حالت اکسایشی محض کمی دور می شود. کانی های تیتانیم دار مانند روتیل با ابعاد میکرونی و گسترش زیاد در منطقه حضور دارند. حضور این کانی ها در بررسی های micro-XRF نیز تأیید شده است (شکل های ۷ چ، ح و خ). کاهش دمای محلول های گرمایی منجر به شکل گیری مس به صورت طبیعی شده است. مس طبیعی در منطقه رنگرز با ابعاد میکرونی و گسترش اندک حضور دارد.

مرحله برونزایی: کالکوسیت، کولیت و دیژنیت مهم ترین فراورده های این مرحله در منطقه رنگرز هستند. این مرحله در منطقه رنگرز گسترش زیادی نداشته است. مقدار دیژنیت در مقایسه با کالکوسیت و کولیت بسیار کمتر است. در نتیجه تأثیر فرایندهای برونزایی، کالکوپیریت و به میزان کمتر بورنیت به سولفورهای ثانوی مس (کالکوسیت، کولیت، دیژنیت) تبدیل شده اند و لبه های کم ضخامتی از کانی های سولفیدی ثانویه پیرامون سولفیدهای اولیه شکل گرفته است (شکل های ۸ الف و ب). خروج آهن طی هوازدگی برونزاد، افزایش غلظت مس از سطح به سمت پایین در اثر فرایند شستشو و کاهش گریزندگی گوگرد منجر به دگرسانی و تبدیل کالکوپیریت و بورنیت به کالکوسیت می شود [۱۷].

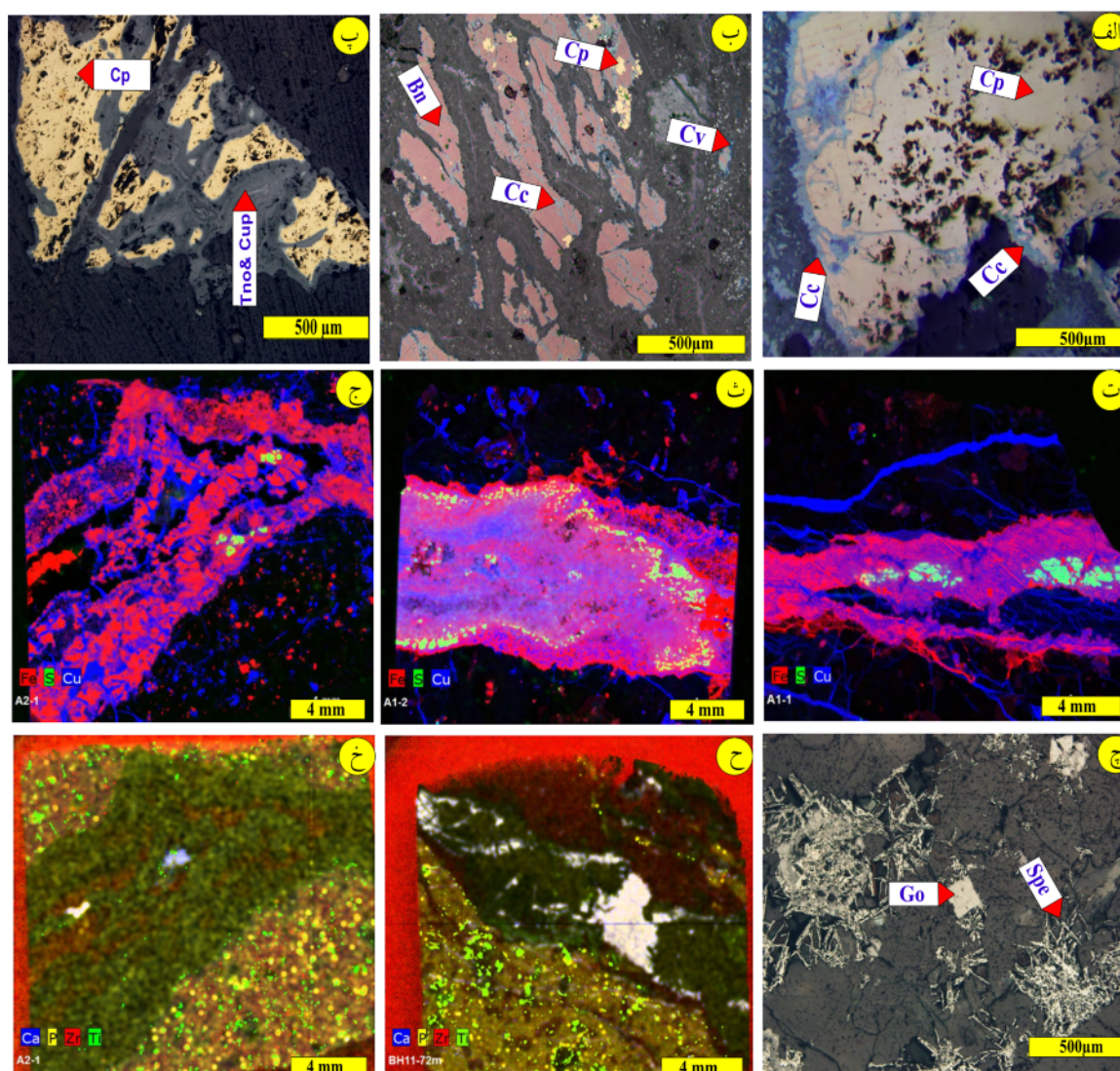
مرحله اکسایش: گسترده ترین رخداد کانی سازی ها در این مرحله صورت گرفته است. کوپریت، تنوریت، مالاکیت، آزوریت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت)، فیروزه، پیرولولسیت و نئوتوسیت از کانی های شکل گرفته در این مرحله هستند. کانی های سولفیدی مس به ویژه کالکوپیریت در نتیجه اکسایش در لبه به کوپریت و تنوریت تبدیل شده اند، به طوری که باقیمانده دانه های کالکوپیریت در زمینه ای از این کانی ها قرار گرفته است (شکل های ۸ پ-ت-ث-ج). اکسایش پیریت در مناطق سطحی سبب تشکیل

اکسید و هیدروکسیدهای آهن شده است (شکل ۸ چ). کانی-سازی اکسیدهای منگنز مانند پیرولوزیت در قسمت‌های شرقی منطقه بویژه در زون C_1 نشان‌دهنده شرایط اکسایشی در منطقه است. حضور مالاکیت، آزوریت به همراه نفوتوسیت در بخش‌های سطحی و برونزد یافته منطقه نشانگر شستشوی اندک مس در نتیجه درجه اسیدی پایین محلول‌های برونزاد دارد. نفوتوسیت در شرایطی تشکیل می‌شود که مقدار

کالکوپیریت در مقایسه با پیریت بسیار بیشتر است [۱۸]. فیروزه از دیگر کانی‌های ثانویه و تاخیری منطقه است که بویژه در پهنه A_2 تشکیل شده است. احتمالاً این کانی به دلیل اکسایش گسترده سولفورهای مس‌دار منطقه و حضور ترکیب‌های فسفات مانند آپاتیت تشکیل شده است. تصاویر micro-XRF در شکل‌های ۸ ح و خ نشان‌دهنده وجود کانی-های فسفر دار از جمله آپاتیت است.



شکل ۷. نمایی از کانی‌سازی های منطقه رنگرز بر اساس تصاویر میکروسکوپی و نتایج micro-XRF. الف) حضور دانه های شکل دار پیریت در متن کالکوپیریت. ب و پ) هم‌رشدی کالکوپیریت و اسپیکولاریت در منطقه. ت) کانی‌سازی کالکوسیت به صورت اولیه، ث) حضور میانبارهایی از کانی‌های سولفیدی در درشت بلور مگنتیت، ج) حضور هم‌زمان مگنتیت و اسپیکولاریت و چ-ح و خ) حضور کانی‌های تیتانیوم دار در منطقه. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از Py (پیریت)، Cp (کالکوپیریت)، Spe (اسپیکولاریت)، Mag (مگنتیت)، Mar (مارتیت)، Cv (کولیت)، Cc- (کالکوسیت)، Rut (روتیل).



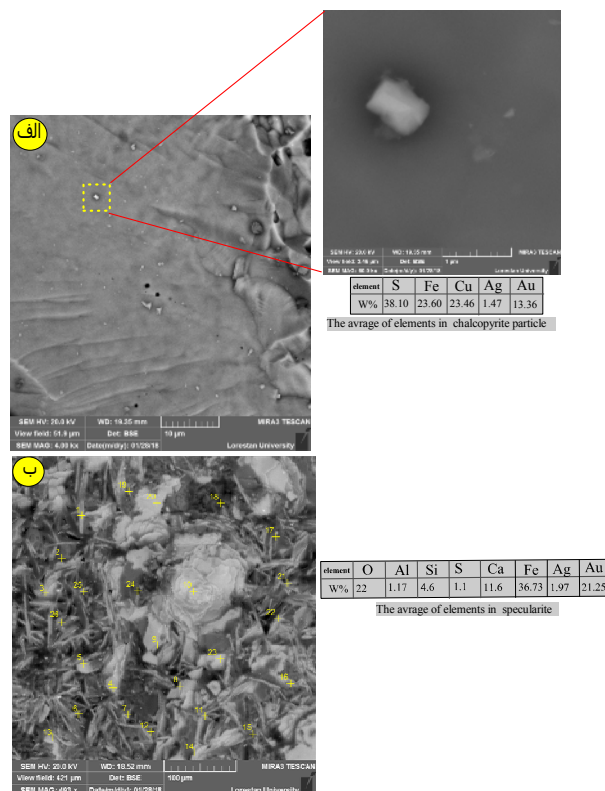
شکل ۸. نمایی از کانی‌سازی‌های منطقه رنگرز بر اساس تصاویر میکروسکوپی و نتایج micro-XRF. الف) کالکوپیریت با لبه‌های جانشینی از کانی‌های سولفیدی برونزاد، ب) تبدیل‌شدگی بورنیت به کالکوسیت و کولیت. پ، ت، ج و ح) تصاویری از کالکوپیریت در متن کانی‌های اکسیدی مس و آهن. چ) شبه ریخت پیریت (پیریت در اثر فرایندهای اکسایش به گوتیت تبدیل شده و فقط قالب آن باقی مانده است). ح و خ) حضور کانی‌های فسفدار در منطقه (علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Cc (کالکوسیت)، Go (گوتیت)، Bn (بورنیت)، Cp (کالکوپیریت)، Cv (کولیت)، Tno (تنوریت)، Cup (کوپریت)).

زمین شیمیایی، فرایندهای سنگ شناسی و محیط زمین ساختی مربوط به سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های شبه آتشفشانی و سنگ‌های نفوذی میزبان کانی‌سازی‌های اقتصادی منطقه رنگرز ۱۵ نمونه سنگی با کمترین میزان دگرسانی انتخاب شده و برای شناسایی عناصر اصلی به روش XRF (جدول ۳) و برای عناصر فرعی به روش ICP-MS تجزیه شدند (جدول ۴).

در بررسی‌های میکروسکوپی، طلا به صورت آزاد دیده نشد، ولی از تصاویر SEM مشخص گردید که کالکوپیریت و اسپیکولاریت دارای غلظت بالایی از طلا در شبکه خود هستند (شکل‌های ۹ الف و ب). از کانی‌های باطله این کانسار می‌توان به کوارتز، کلسیت و باریت اشاره کرد. در جدول ۲ توالی همبرزایی کانی‌ها در مراحل مختلف کانی‌سازی ارائه شده است.

زمین شیمی و سنگ زایی سنگ‌های میزبان

پس از بررسی‌های سنگ نگاری، به منظور بررسی ویژگی‌های



شکل ۹ تصاویر الکترونی پس پراکنده (BSE) از الف) ذرات کالکوپیریت با غلظت بالای طلا، ب) غلظت بالای طلا در اسپیکولاریت.

جدول ۲ توالی همبرزایی کانی‌ها در مراحل مختلف کانی‌سازی‌ها در منطقه رنگرز.

کانی‌ها	مرحله گرمایی اولیه		مرحله غنی‌شدگی ثانویه	مرحله اکسایش
	Pre ore	Ore stage		
پیریت				
اکسیدهای تیتانیم				
کالکوپیریت				
هماتیت				
مگنتیت				
کالکوسیت				
بورنیت				
دیژنیت				
کولیت				
مس طبیعی				
اکسیدهای منگنز				
کوپریت - تنوریت				
مالاکیت				
آزوریت				
گوتیت				
کوارتز				
باریت				
یافت‌کانه‌ها	شکافه پرکن			
	جانشینی			
	رگه - رگچه ای			
	گل کلمی			
	جعبه ای			

جدول ۳ نتایج تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی به روش (XRF).

Wt%	آتشفشان								نفوذی				Dike		
	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	QM1	QM2	QM3	QM4	D1	D2	D3
SiO ₂	۵۳.۷	۵۴.۱۱	۵۳.۶۰	۵۹.۸۸	۶۴.۱۳	۶۲.۰۳	۵۹.۰۲	۶۰.۱۵	۵۴.۶۲	۵۴.۲۲	۵۳.۷۹	۵۵.۶۵	۵۶.۵۴	۴۷.۶۶	۵۲.۹۰
TiO ₂	۰.۶۹	۰.۷۲	۰.۶۲	۰.۷۳	۰.۴۷	۰.۶۵	۰.۵۵	۰.۷۵	۰.۵۸	۰.۶۴	۰.۶۹	۰.۶۲	۱	۱.۱۸	۱.۱
Al ₂ O ₃	۱۸.۳۶	۱۴.۴۹	۱۵.۲۱	۱۳.۸	۱۴.۰۹	۱۷.۰۶	۱۶.۳۷	۱۵.۳۱	۱۷.۸۷	۱۶.۱۶	۱۶.۹۷	۱۷.۱۱	۱۵.۹۸	۱۷.۶۳	۱۶.۸۲
Fe ₂ O ₃	۹.۰۳	۱۴.۰۴	۱۴.۹۶	۱۴	۱۱.۳	۷.۱۹	۱۰.۹۴	۱۱.۵۴	۸.۰۸	۹.۳	۹.۷۹	۶.۹۷	۱۲.۶۱	۱۴.۱۱	۱۳.۴۶
MnO	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۴	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۶	۰.۷۵	۰.۰۷
MgO	۴.۳	۴.۲۲	۲.۲۷	۱.۹	۰.۱	۰.۱	۲.۰۵	۱.۹۳	۳.۱۶	۴.۱۷	۴.۵۷	۳.۸	۲.۶۵	۳.۶	۳.۸۲
CaO	۴.۹۳	۳.۸۱	۵.۵۷	۱.۱۱	۲.۶۱	۴.۷	۲.۱۷	۱.۶۳	۴.۲	۴.۸۶	۵	۵.۰۹	۲.۳۶	۴.۶۲	۴.۶۴
Na ₂ O	۳.۰۱	۱.۷۵	۰.۹۹	۱.۹۸	۰.۰۷	۳.۲۴	۳.۲۱	۳.۹۴	۴.۱۸	۳.۹۵	۵.۰۱	۵.۴۵	۳.۸۳	۲.۲۶	۳.۰۲
K ₂ O	۲.۰۸	۳.۷۴	۴.۳۲	۳.۸	۴.۵۴	۲.۳۸	۳.۸۲	۲.۰۵	۳.۱۴	۳.۴۱	۰.۶۱	۱.۵۹	۲.۳	۲.۶۹	۱.۵۷
P ₂ O ₅	۰.۲۸	۰.۲۲	۰.۱۹	۰.۲۸	۰.۱۴	۰.۲۹	۰.۲۴	۰.۲۲	۰.۲۵	۰.۲۸	۰.۲۲	۰.۳	۰.۲۸	۰.۱۹	۰.۲۵
LOI _{۱۰۰۰}	۲.۶۷	۲.۷۱	۱.۸۳	۲.۹۳	۲.۳	۲.۱۴	۲.۰۵	۲.۱۶	۳.۴۲	۲.۰۷	۲.۲۷	۲.۹۸	۲.۱۳	۲.۹۵	۲.۲
مجموع	۹۵.۸۰	۹۹.۸۷	۹۹.۶۴	۱۰۰.۵	۹۹.۷۹	۹۹.۸۴	۱۰۰.۵	۹۹.۷۴	۹۹.۵۹	۹۹.۱۵	۹۸.۹۵	۹۹.۶۰	۹۹.۷۴	۹۹.۱۶	۹۹.۸۵

جدول ۴ نتایج تجزیه عناصر فرعی بر حسب ppm به روش ICP-MS.

ppm	آتشفشانی								نفوذی				دایک		
	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	QM1	QM2	QM3	QM4	D1	D2	D3
Li	۱۵.۸۸	۱۲.۸۸	۱۱.۲۹	۱۵.۲۳	۶.۲۷	۶.۹۲	۹.۴۷	۹.۸۱	۳.۴۲	۳.۰۷	۷.۵۵	۵.۲۶	۱۳.۴۸	۱۴.۲۱	۱۱.۷۲
Rb	۱۸.۶۵	۳۷.۶۹	۴۶.۸۷	۷۵.۳۵	۹۸.۱۹	۲۰.۵۵	۳۶.۰۲	۳۱.۲۲	۳۰.۰۶	۳۰.۴۶	۲۹.۹۷	۷.۳۳	۱۸.۱	۲۴.۸۵	۱۳.۴۴
Be	۰.۴۶	۰.۸۷	۰.۸۸	۰.۶۷	۰.۱۸	۰.۳۵	۰.۴۸	۰.۴۶	۱.۰۷	۰.۶	۰.۴	۰.۴۹	۰.۴۷	۰.۵۸	۰.۳۷
Sr	۳۸۸.۱	۳۸.۲۹	۲۴.۵۲	۲۲.۲۵	۱۹۶.۲	۳۹.۷	۴۳.۶۶	۶۳.۷۱	۴۷۲.۹	۳۶۱.۲	۱۹۰.۱	۲۱۷.۷	۱۰۰	۱۶۶.۹	۷۹.۹۱
Ba	۴۴۴.۶	۴۰.۶۵	۳۱.۸	۵۴.۳۱	۱۳۶.۰۰	۷۵۰.۸	۵۰۹.۵	۴۵۰.۸	۸۶۰.۵	۶۹۹.۶	۷۴.۸۶	۲۶۶.۱	۳۹۵.۱	۵۰۵.۵	۱۲۲.۱
Sc	۱۳.۴۱	۱۲.۶۸	۱۵.۷۹	۱۱.۰۹	۵.۲۱	۴.۸۹	۱۳.۳۲	۹.۳۹	۹.۷۲	۱۰.۲۱	۱۰.۳	۶.۲۸	۱۲.۴	۲۴.۸۵	۱۳.۹۴
Zr	۶۰.۸۲	۴۴.۷۵	۶۴.۱۲	۷۶.۳۵	۵۲.۵۵	۱۷۲.۸	۱۶۶.۳	۲۲۶.۷	۴۱.۸۸	۶۵.۵۳	۱۲۰.۱	۵۱.۴۹	۷۸.۹۸	۷۰.۵۹	۴۵.۲۷
Hf	۲.۱۶	۲.۲۱	۳.۰۹	۲.۲۴	۳.۳۸	۴.۷۳	۴.۷۷	۴.۹۶	۲	۲.۵۶	۲.۸۹	۱.۸۳	۲.۳۶	۲.۴۸	۲.۰۴
V	۲۱۶.۹	۱۴۰.۷	۱۵۲	۱۲۱.۹	۹۵.۹۱	۸۴.۱	۹۳.۶۷	۹۷.۰۲	۱۱۳.۷	۱۰۹.۴	۱۳۳.۱	۷.۸۶	۱۱.۵۴	۱۷.۶۷	۱۹۰.۵
Nb	۳.۹۳	۴.۱۱	۵.۵۹	۷.۰۸	۷.۶	۱۴.۲۶	۸.۴۵	۸.۰۳	۱۲.۹۸	۱۲.۶۱	۱۲.۴۲	۷.۰۷	۴.۰۲	۳.۱۷	۲.۸۷
Cr	۳۴.۹۱	۱۹۸.۹	۱۰.۱۵	۶۷.۱۷	۵۰.۱۲	۵۹.۳	۳۱.۷۲	۲۶.۸۹	۸۲.۴۸	۱۱۳.۷	۷۳.۲۸	۷۱.۱۹	۲۱.۱۴	۱۹.۷	۱۰.۵۱
Co	۲۰.۵۲	۱۲.۹۸	۱۱.۷۴	۱۴.۸۴	۳.۵۴	۵.۵۲	۹.۰۶	۱۳.۸۱	۱۰.۹۵	۱۱.۸۸	۱۹.۸۴	۱۱.۱۱	۱۵.۷	۲۷.۵۸	۲۲
Ni	۱	۶۷.۵۴	۱۹.۹۸	۱۰.۵۴	۱	۱.۳۸	۱	۱	۲۶.۲۱	۳۰.۰۸	۴۳.۹۳	۲۳	۱	۱.۴۳	۱
Ag	۲.۴۳	۰.۹	۷.۵۲	۱.۱	۳.۱۱	۱.۱۶	۳.۹۶	۱.۳۲	۱.۰۸	۰.۹	۱.۴۷	۱.۱۶	۱.۰۲	۳.۵۷	۲.۰۲
Zn	۱۱۵.۴	۳۱.۸۳	۲۳.۸۳	۳۶.۳۹	۲۰.۰۸	۲۶.۳۹	۸۷.۳۹	۲۰.۱۹	۳۴.۶۹	۲۹.۷۲	۳۳.۰۳	۳۴.۳۵	۲۰.۵۲	۳۱.۱۶	۳۳.۵۵
Ga	۱۲.۲۷	۸.۵۷	۹.۰۶	۸.۵۸	۷.۶۳	۶.۳۷	۱۳.۶۵	۱۰.۵	۱۳.۶۶	۱۱.۶۶	۱۱.۸۶	۸.۷۱	۱۰.۴۵	۱۱.۶۱	۱۱.۸۴
Sn	۱.۴۷	۰.۹	۱.۸۶	۱.۷۲	۲.۱۹	۱.۷۶	۲.۱۷	۱.۶۹	۳.۷۱	۱.۷۲	۱.۹۸	۱.۳	۱.۱۱	۱.۱۴	۰.۹
Pb	۳۱.۲۲	۳۴.۶۴	۱۹.۸۵	۲۴.۲۷	۷.۹۱	۱۱.۸۷	۹.۷۹	۱۱.۷۷	۱۱.۴۹	۶.۰۳	۶.۷۹	۷.۰۲	۱۸.۴۱	۲۹.۰۱	۱۷.۴۱
As	۶.۵۴	۳۶.۰۲	۲۴.۳۶	۳۰.۵۷	۱۳.۴	۸.۳۶	۹.۰۴	۷.۸۸	۸.۴۵	۹.۷۵	۹.۷۵	۸.۷۹	۹.۳۶	۴۷.۰۴	۹.۳۸
Cu	۱۲۵	۱۵۰.۱	۴۲.۹۸	۶۷.۸۴	۳۰.۸۶	۴۵.۷۵	۳۱.۷۸	۵۸.۵۱	۲۰.۹۸	۲۳.۷۶	۴۳.۳۵	۱۵.۲۱	۵۴.۲۹	۷۱.۱۵	۱۳.۰۲
Mo	۰.۹	۰.۹	۰.۸	۰.۹	۱.۸۵	۲.۰۳	۱.۴۵	۱.۷۷	۲.۲۸	۲.۰۴	۰.۹	۰.۸	۳.۲۸	۱.۴۴	۰.۹
Mn	۱۵۳۲	۹۳۷.۷	۱۱۱۹	۵۲۸	۴۴۰.۵	۴۲۹.۹	۱۲۲۱	۱۶۱۶	۵۱۰.۵	۵۷۹.۵	۶۰۱.۸	۵۶۵.۵	۱۸۱۶	۳۵۷۴	۱۷۶۵
Th	۰.۸	۱.۴۷	۲.۳۱	۲.۱	۳.۱۹	۲.۹۶	۲.۹	۲.۰۴	۱.۷۲	۳.۰۳	۳.۱۸	۱.۸۳	۰.۹	۰.۹	۰.۹
Y	۱۲.۹۹	۱۰.۳۲	۱۶.۴۵	۸.۸	۱۳.۲۷	۸.۱۲	۲۰.۴۶	۱۱.۹	۸.۶۵	۱۳.۲۳	۱۳.۳۶	۷.۸۶	۱۱.۵۴	۱۷.۶۷	۱۹.۰۵
La	۷.۲۳	۱۱.۴۵	۱۳.۴	۸.۲	۱۵.۵۲	۷.۶۴	۱۱.۳۲	۷.۷۶	۱۸.۴۲	۱۶.۷۴	۱۶.۷۱	۸.۷۵	۴.۰۵	۵.۵۸	۵.۹۱
Ce	۱۱.۹۶	۱۸.۲۵	۱۹.۱۵	۱۲.۵۱	۳۵.۱۴	۱۸.۲۷	۲۹.۳۷	۲۴.۹۵	۲۷.۶۸	۲۶.۴۲	۱۹.۳۲	۱۵.۵۹	۷.۳۳	۱۰.۰۹	۱۰.۲۲
Pr	۱.۷۲	۲.۱۹	۲.۵۶	۱.۷۴	۳.۳۳	۲.۰۳	۲.۸۲	۱.۸۴	۳.۱۶	۲.۷۸	۲.۸۳	۱.۴۹	۱.۰۷	۱.۵۳	۱.۵۳
Nd	۹.۳۳	۱۱.۱۷	۱۲.۹۸	۸.۷۲	۱۶.۵۱	۹.۶۷	۱۴.۳۸	۹.۵۹	۱۵.۲۲	۱۳.۱۱	۱۳.۲۷	۶.۶۶	۶.۱۸	۸.۹۹	۸.۸۹
Sm	۲.۳	۲.۴۳	۳.۰۸	۲.۰۵	۳.۹۳	۱.۹۷	۳.۲۹	۲.۲۳	۲.۹۹	۲.۸۵	۲.۹۵	۱.۴۳	۱.۷	۲.۴	۲.۵۲
Eu	۰.۸۶	۰.۸۸	۱.۰۲	۰.۸۴	۱.۱۹	۰.۹۵	۰.۷۷	۰.۹۸	۰.۸۹	۰.۸۲	۰.۸۹	۰.۹۸	۰.۹۹	۰.۶۸	۰.۷۶
Gd	۲.۶	۲.۵۱	۳.۳۹	۲.۲۴	۳.۱	۱.۸۸	۳.۵۳	۲.۳۶	۲.۵۵	۳.۱۸	۳.۱۳	۱.۵۳	۲.۱۳	۳.۰۴	۳.۲۱
Tb	۰.۶۱	۰.۶۹	۰.۶۸	۰.۴۹	۰.۶۸	۰.۴۵	۰.۸۲	۰.۸۵	۰.۷۲	۰.۶۹	۰.۷۱	۰.۷۲	۰.۶	۰.۶۲	۰.۶۱
Dy	۲.۶۷	۲.۲۳	۲.۹۴	۲.۱۴	۲.۴۲	۱.۹۲	۴.۴	۲.۶۵	۲.۱۵	۲.۶۵	۲.۷۳	۱.۶۲	۲.۶	۳.۴۴	۳.۶۸
Ho	۰.۷۲	۰.۶۶	۰.۹۸	۰.۹۶	۰.۹۱	۰.۷۴	۰.۸۷	۰.۹۲	۰.۹۹	۰.۸۹	۰.۶۹	۰.۹۶	۰.۹	۰.۸۷	۰.۹۵
Er	۱.۵	۱.۲۸	۱.۷۱	۱.۱۸	۱.۴۳	۱.۱	۲.۴۶	۱.۴۹	۱.۱۸	۱.۵۲	۱.۵	۰.۹۷	۱.۴۶	۱.۹	۲.۰۴
Tm	۰.۳۳	۰.۳۶	۰.۲۸	۰.۴۱	۰.۴۴	۰.۲۶	۰.۳۹	۰.۴۳	۰.۴۸	۰.۴۹	۰.۴۴	۰.۴۲	۰.۴۱	۰.۳۶	۰.۳۲
Yb	۱.۸۳	۱.۳۲	۱.۶۸	۱.۲۲	۱.۵۶	۱.۲۷	۳	۱.۸۵	۱.۱۳	۱.۴۷	۱.۳۱	۰.۹	۱.۸۱	۲.۳۳	۲.۵۵
Lu	۰.۲۴	۰.۴	۰.۴	۰.۴۲	۰.۳۶	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۵۶	۰.۴۶	۰.۵۱	۰.۳۴	۰.۶	۰.۴۶	۰.۳۱	۰.۳۳

نام‌گذاری و رده‌بندی سنگ‌های میزبان

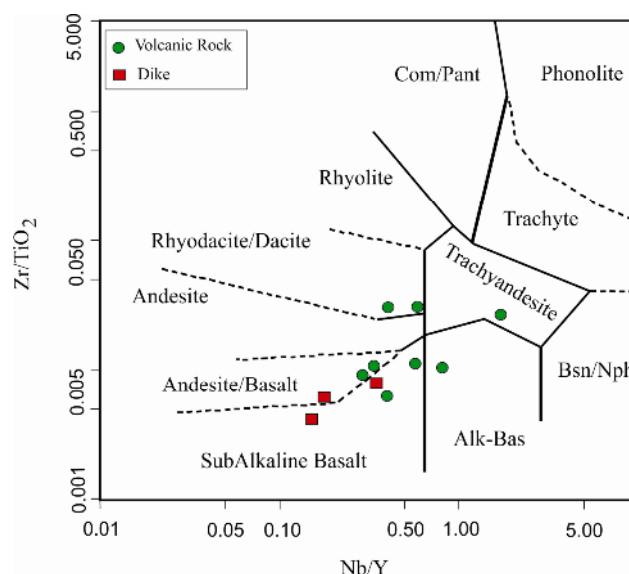
سنگ‌های آتشفشانی دارای اکسید سیلیس بین ۵۳/۳۷ تا ۶۴/۱۳، دایک‌های حدواسط تا بازی دارای اکسید سیلیس بین ۴۷/۶۶ تا ۵۶/۵۴ و نمونه‌های مربوط به استوک نفوذی نیمه ژرف دارای اکسید سیلیس بین ۵۳/۷۹ تا ۵۵/۶۵ درصد وزنی هستند (جدول ۳). برای جلوگیری از هرگونه خطا و احتیاط بیشتر در تفسیرها، از نمودارهایی بر پایه‌ی عناصر فرعی یا خاکی نادر استفاده شد. سنگ‌های آتشفشانی برپایه نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۱۹] نامگذاری شدند (شکل ۱۰). بر اساس این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در گستره داسیت-ریوداست، تراکی آندزیت، آندزیت و بازالت و نمونه‌های مربوط به دایک‌ها در گستره آندزیت-بازالت قرار دارند. براساس نمودار، $R1=4Si$ نسبت به $R2=6Ca+2Mg+2Al$ (شکل ۱۱)، سنگ‌های نفوذی نیمه‌ژرف منطقه دارای ترکیب مونزونیت تا مونزودیوریت هستند.

تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی

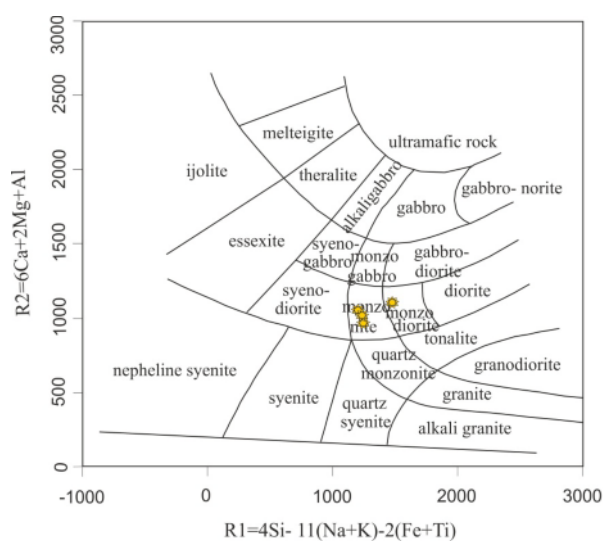
افزون بر اهمیت شناسایی سری ماگمایی در تعیین سرگذشت ماگمای ایجادکننده سنگ‌ها، شناخت سری ماگمایی سنگ میزبان کانی‌سازی کمک شایانی به مقایسه کانه‌زایی مورد بررسی با انواع دیگر و تعیین نوع و خاستگاه کانی‌سازی می‌کند. بر اساس نمودار تغییرات مقدار Th نسبت به Co [۲۱]، نمونه‌های مربوط به دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی منطقه در سری‌های کلسیمی-قلیایی قرار دارند (شکل ۱۲ الف). از آنجا که این نمودار مربوط به سنگ‌های آتشفشانی است، برای

تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نفوذی منطقه از آن استفاده نشد. نمونه‌های مورد بررسی از نظر شاخص اشباع آلومین و بر اساس نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۲۲]، در گستره-های متآلومین و پرآلومین قرار دارند (شکل ۱۲ ب).

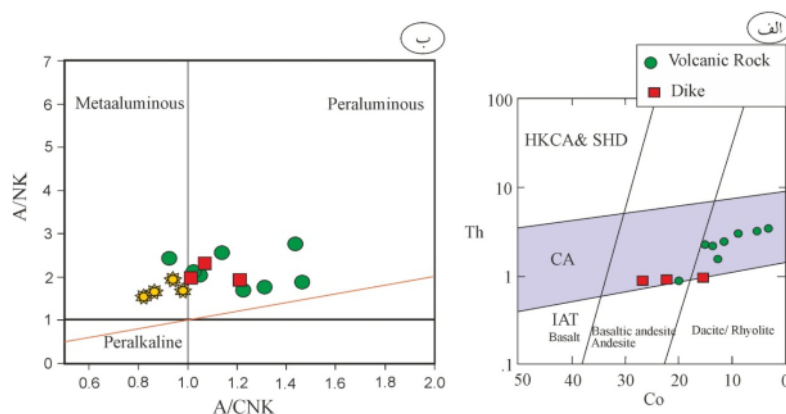
به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه از نمودارهای ویژه سنگ‌های پتاسیمی Y نسبت به Zr [۲۳] استفاده شده بر اساس این نمودار، همه سنگ‌های آذرین منطقه وابسته به کمان‌های آتشفشانی هستند (شکل ۱۳ الف). به نظر می‌رسد که شکل‌گیری این سنگ‌ها با فعالیت ماگمایی ناشی از فروانش پهنه ارومیه-دختر در ارتباط بوده است. محیط‌های زمین‌ساختی مختلف گرانیتوئیدها بر پایه نسبت لگاریتم Rb به لگاریتم $Y + Nb$ مشخص شده‌اند [۲۴]. براساس این نمودار، همه نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های کمان‌های آتشفشانی (VAG) قرار دارند (شکل ۱۳ ب). بر اساس نمودار Rb/Zr نسبت به Nb [۲۵] که بیانگر بلوغ کمان از کمان‌های جزیره‌ای به کمان‌های قاره‌ای بالغ است، نیمی از سنگ‌های منطقه در گستره‌ی کمان‌های ماگمایی جوان و نابالغ یا مراحل آغازین کمان ماگمایی و نیمی دیگر در گستره‌ی کمان‌های عادی قرار دارند (شکل ۱۳ ج). برپایه نظر استرن [۲۶]، ماگماها در کرانه‌های قاره‌ای فعال بیشتر دارای ترکیب آندزیتی-داسیتی هستند و مقدار SiO_2 و پتاسیم بالاتری دارند، ولی ماگماهای جزایر قوسی بیشتر ترکیب آندزیت بازالتی و مقدار پتاسیم کمتری دارند که این امر تا حدی تأیید کننده قرارگیری نمونه‌های مربوط به دایک‌های آندزیت بازالتی در گستره جزایر قوسی (شکل ۱۳ ج) است.



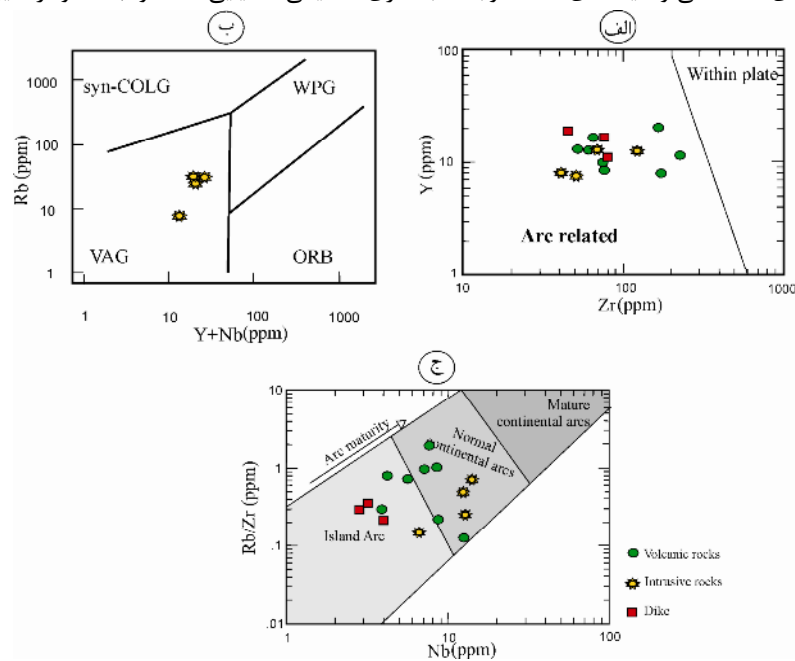
شکل ۱۰ ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه رنگز در نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۱۹].



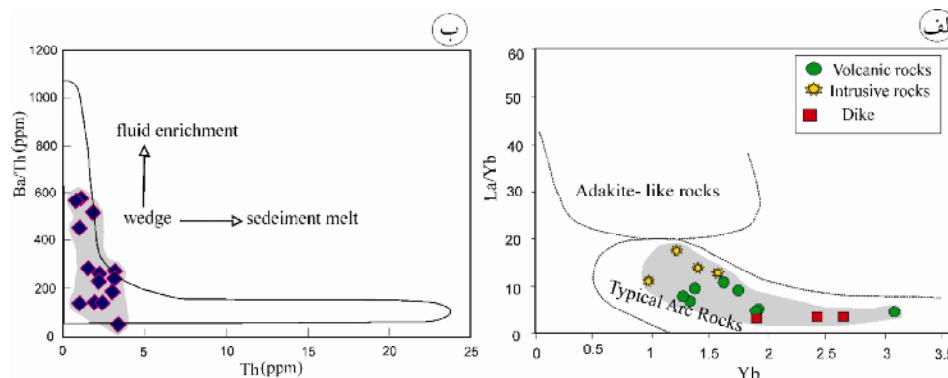
شکل ۱۱ ترکیب توده‌های نفوذی نیمه ژرف منطقه رنگرز در نمودار R2 نسبت به R1 [۲۰].



شکل ۱۲ الف) جایگاه سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های منطقه وابسته به سری کلسیمی - قلیایی [۲۱] و ب) نمودار تعیین شاخص آلومینیم [۲۲].



شکل ۱۳ تعیین محیط زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه رنگرز براساس الف) نمودار Y نسبت به Zr [۲۳]، ب) نمودار پایه نسبت لگاریتم Rb به لگاریتم Y+Nb [۲۴]، پ) نمودار Rb/Zr نسبت به Nb [۲۵].



شکل ۱۴ الف) نمودار La/Yb نسبت به Yb [۲۷] و ب) موقعیت سنگ‌های منطقه‌ای مورد بررسی بر نمودار Ba/Th نسبت به Th [۲۸].

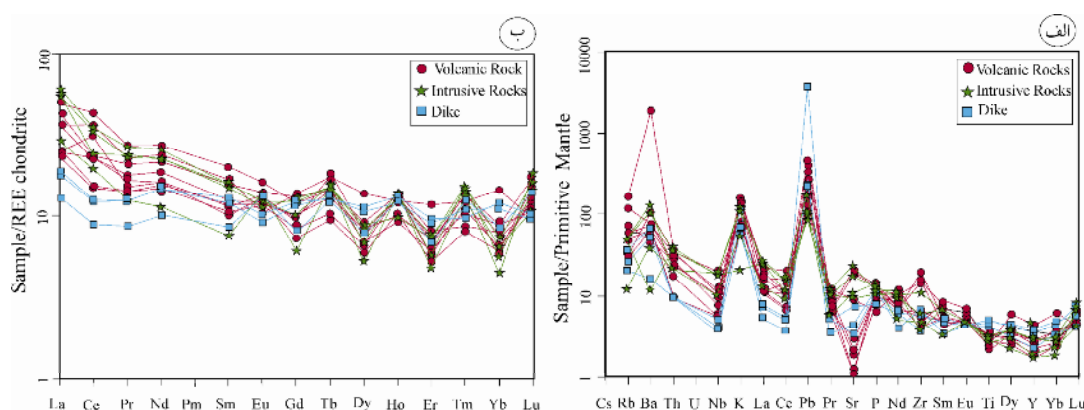
پوسته اقیانوسی، عنصر باریم توسط سیال‌های برآمده از رسوبات آبدار و پوسته اقیانوسی به گوه گوشته‌ای منتقل می‌شود و مقدار آن در ماگما افزایش می‌یابد [۳۷]. غنی‌شدگی Ba در سنگ‌های منطقه را می‌توان ناشی از این سازوکار دانست.

عناصر خاکی نادر (REE) از عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و طی فرایندهایی مثل هوازدگی، دگرگونی با درجه‌ی پایین و دگرسانی گرمایی به نسبت نامتحرک هستند [۳۸]. بنابراین الگوی فراوانی آن‌ها می‌تواند نشانه‌هایی از خاستگاه آذرین سنگ‌ها را نشان دهد. نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر نمونه‌های منطقه رنگرز نسبت به کندریت [۳۹] (شکل ۱۵ ب) دارای شیب تقریباً منفی است. الگوی نسبی پراکندگی عناصر خاکی نادر منطقه تقریباً موازی است که بیانگر هم‌خاستگاه بودن آن‌هاست. براساس نظر سان و همکاران [۲۹]، در صورت وابسته بودن مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین به واسطه فرایندهای تبلور جدایشی، مقادیر عناصر خاکی نادر و نسبت‌های آن‌ها باید به طور ثابت و پیوسته تغییر کند. مقادیر متوسط نسبت‌های $(La/Sm)_N$ ، $(La/Yb)_N$ و $(Dy/Yb)_N$ به عنوان شاخص‌های (LREE/HREE)، (LREE/MREE) و (MREE/HREE) برای نمونه‌ها به ترتیب ۴/۸۷، ۲/۵۹ و ۱/۰۶ است که بیانگر غنی‌شدگی نسبی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است که این امر می‌تواند در ارتباط با ناسازگارتر بودن LREE نسبت به HREE باشد [۴۰]. غنی‌شدگی ضعیف عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) نسبت به HREE نشان می‌دهد که گارنت درگیر نبوده است. شکل‌گیری سنگ‌ها در مناطق فرورانش عامل دیگری است که باعث غنی‌شدگی LREE می‌شود [۴۱]. تهی‌شدگی HREE از ویژگی‌های ماگماهای آهکی قلیایی و یا احتمالاً خروج آن‌ها توسط محلول‌های CO_2 دار است [۴۲].

در نمودار La/Yb نسبت به Yb [۲۷]، همه نمونه‌ها در گستره کمان‌های آتشفشانی قرار دارند که می‌توانند در ارتباط با مراحل اولیه فعالیت‌های آتشفشانی ارومیه دختر باشند - (شکل ۱۴ الف). براساس نمودار Ba/Th نسبت به Th [۲۸]، آبگون‌های آزاد شده از پوسته‌ی فرورانده نسبت به رسوبات فرورانده ذوب شده نقش بیشتری در شکل‌گیری ماگمای مادر سنگ‌های منطقه داشته‌اند (شکل ۱۴ ب) یکی از نمونه‌ها به دلیل نسبت Ba/Th بسیار زیاد در گستره نمودار قرار نگرفته است.

بررسی الگوی عناصر فرعی و خاکی نادر

نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و بعضی از عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۲۹] برای سنگ‌های منطقه در شکل ۱۵ الف نشان داده شده است. باتوجه به این نمودار، عناصر سنگ دوست بزرگ یون (Ba, K, pb; Li, LE) نسبت به گوشته اولیه غنی‌شدگی و عناصر با شدت میدان بالا (Nb, Ti ; HFSE) نسبت به گوشته اولیه تهی‌شدگی نشان می‌دهند که از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به فرورانش است [۳۰-۳۲]. بی‌هنجاری مثبت Pb به دگرنهادی گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های برآمده از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره اشاره دارد [۳۳]. وجود بی‌هنجاری‌های منفی Nb , Ti برای سنگ‌های منطقه می‌تواند ناشی از عوامل زیر باشد [۳۴]: ۱) ذوب‌بخشی خاستگاه دارای کانی‌های غنی از عناصر HFSE (مانند روتیل و یا ایلمنیت) به عنوان فازهای باقیمانده، ۲) آلودگی پوسته‌ای در هنگام جایگیری ماگما و ۳) دگرنهادی مربوط به فرورانش. همچنین به نظر برخی پژوهشگران [۳۵ و ۳۶]، تهی‌شدگی از این عناصر در ارتباط با شکل‌گیری سنگ‌ها در اثر عملکرد شاره‌های ناشی از فرورانش است. غنی‌شدگی K در نمونه‌های مورد بررسی بیانگر این است که K در مراحل پایانی جدایش ماگمایی در سنگ‌های جدایش یافته‌تر و اسیدی وارد شبکه کانی‌هایی مانند فلدسپار قلیایی می‌شود [۲۹]. هنگام فرورانش پوشش رسوبی روی



شکل ۱۵ (الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه [۲۹] و (ب) نمودار عناصر خاکی نادر سنگ‌های آذرین منطقه رنگرز، بهنجار شده بر اساس کندریت [۳۹].

سیال‌های ماگمایی دانست. طلا به صورت دانه آزاد در منطقه دیده نشد، ولی براساس بررسی‌های SEM، کانی‌هایی مانند کالکوپریت و اسپیکولاریت درصد بالایی از طلا را به همراه دارند. کوارتز، باریت و کلسیت عمده باطله‌های همراه با کانه-سازی را شامل می‌شوند. حضور باریت نشان‌دهنده فعالیت سیال‌های گرمابی در محیط‌های سطحی است. همچنین حضور فراوان باریت در منطقه می‌تواند نشانگر مقدار سولفات آبگین متوسط یا آمیختگی سیال با سولفید آذرین یا سیال-های سولفات‌دار (ثانویه) احتمالی باشد.

براساس بررسی‌های زمین شیمی و سنگ شناسی، سنگ-های آتشفشانی منطقه در رده آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریبوداسیت و بازالت، دایک‌ها در گستره آندزیت-بازالت و نفوذی‌های نیمه‌زرف دارای ترکیب مونزونیت تا مونزودیوریت هستند. خاستگاه ماگمایی این سنگ‌ها کلسیمی-قلیایی است و در گستره کمان‌های آتشفشانی قرار دارند که نشان‌دهنده ارتباط آنها با فعالیت ماگمایی ناشی از فروانش پهنه ارومیه-دختر است. در نمودارهای عنکبوتی، عناصر (Ba-K) LILE و عناصر HFSE (Nb-Ti) نسبت به گوشته اولیه به ترتیب غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نشان می‌دهند که با الگوهای مربوط به محیط‌های فرورانشی همخوانی دارد. همچنین غنی‌شدگی LREE نسبت به HREEها در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به فرورانش است. موارد بیان شده همراه با مقدار کم Zr وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های آهکی - قلیایی نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که آبگون‌های آزاد شده از پوسته فروانده نسبت به رسوبات فروانده ذوب شده نقش بیشتری در شکل‌گیری

نسبت (Eu/Eu^*) از ۰/۶۹ تا ۲/۰۳ تغییر می‌کند. نبود بی-هنجاری مشخص Eu در این نمودارها نشانگر روند جدایش عادی ماگما و یا شرایط اکسایشی ماگمای تشکیل دهنده آنهاست [۴۳]. نبود بی‌هنجاری منفی و مثبت Eu می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که تبلور پلاژیوکلاز نقش مهمی در شکل‌گیری ماگما ندارد و ممکن است فقط دستخوش تبلور فشار بالا پیش از جایگیری در سطوح بالاتر شده باشد [۴۴].

برداشت

کانه‌زایی‌ها در منطقه مورد بررسی بیشتر به دو صورت درون‌زاد و برون‌زاد رخ داده‌اند. کانی‌سازی در پهنه درون‌زاد به صورت ۲ فاز اکسیدی و سولفیدی رخ داده است. اسپیکولاریت و کالکوپریت را می‌توان اصلی‌ترین و فراوانترین اکسید و سولفید اولیه دانست. حضور اسپیکولاریت به صورت رگچه‌ای و افشان در کل منطقه را می‌توان به شرایط اکسایش بالای محلول کانه‌دار نسبت داد. کانه‌زایی به صورت رگه - رگچه‌ای و پراکنده در سنگ میزبان با بافت‌های رگچه‌ای، جعبه‌ای، دانه پراکنده، کلوفر، پرکننده فضاهای خالی و جاننشینی رخ داده است. گسل‌هایی با راستای شمال غرب - جنوب شرق، شکستگی‌ها و نفوذی‌های نیمه ژرف عمده کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی‌های منطقه هستند که مسیری مناسب برای حرکت و چرخش سیال‌های گرمابی کانه‌دار ایجاد کرده و منجر به تراکم رگه‌های کانه‌دار شده است. دگرسانی‌های سیلیسی، آرژلیک، کلریتی و کربناتی دگرسانی‌های رایج در کانسنگ هستند. حضور مگنتیت به همراه اسپیکولاریت در این منطقه را می‌توان ناشی از احیایی شدن سیال‌های ماگمایی اکسیدی در اثر واکنش با سنگ‌های میزبان کربناتی و یا افزایش دمای سیستم گرمابی در اثر تپ‌های پی در پی ناشی از صعود

[9] Ghayed Amini Haroni M., Bagheri H., Asadi Haroni H., Mokhtari A., Ayati F., "Ore forming conditions of Alishar copper index using the mineralogy and fluids inclusions data (in Persian)", Iranian journal of petrology, 21(2015) 1-18.

[10] Haghparast M., Barzegar H., Kazemi Mehrnia A., "Geology, petrography and mineralization of Koshk Nosrat copper area (in Persian)", 8th sym of National Geological Survey, Payam Nor university, Arak (2014).

[11] Yosefi S., Ali pour Asl M., "Geology, mineralization and geochemistry of Zarandieh copper deposit, NE of Saveh (in Persian)", 34th sym of earth science, geological survey & mineral exploration of Iran (2015).

[12] Ahoran S., Gholami A., "Fluid inclusion studies in Nazar Abad copper deposit, Zarandieh, NE of Markazi province (in Persian)", 8th sym of National Geological Survey, Payam Nor university, Arak (2014).

[13] Aghanabati A., "Geology of Iran", geological survey & mineral exploration of Iran, (2004), 608p.

[14] Meshkani A., "The report of primary exploration works at Rangraz area (in Persian)", (2014).

[15] Bazoobandi M. H., Arian M. A., Emami M. H., Tajbakhsh G., Yazdi A., "Petrology and geochemistry of dikes in the north of saveh in Iran", open journal of marine science, 6 (2016) 210-222.

[16] Zamin Joyan Pars., "1:20000 geology map of Rangraz area", (2014).

[17] Ulrich T., Guenther D., Heinrich C. A., "The evolution of a porphyry Cu-Au deposits, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions; Bajo de la Alumbrera, Argentina", Economic Geology 96(2002) 1743-1774.

[18] Hoseinzadeh Gh., Moaied M., Esfahanipour R., "Supergene processes at sonajil porphyry copper deposit, Heris, Eastern Azarbaijan", Quarterly Iranian Journal Of Geology 10(2009) 85-96.

[19] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of immobile elements", Chemical Geology, 20 (1977) 325-343.

[20] De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - Its relationships with current nomenclature", Chemical Geology, v 29(1980) p183-210.

ماگماها در منطقه داشته و در تحول ماگمایی سنگ‌های منطقه، پدیده آلاش پوستانه‌ای درگیر بوده است.

قدردانی

نگارندگان این مقاله از دکتر سید احمد مشکانی مدیر محترم گروه معدنی و بازرگانی زرمش جهت مساعدت در نمونه برداری، در اختیار قرار دادن نقشه‌ها، داده‌ها و اطلاعات مغزه‌های حفاری کمال تقدیر و تشکر را دارند.

مراجع

[1] Fazli N., Ghaderi M., "Petrography, alteration and mineralization of Narbaghi Cu- Ag deposit, NE of Saveh, central part of Oromieh- Dokhtar magmatic arc (in Persian)". 18th Sym of Iran geosociety (2014).

[2] Fazli N., Ghaderi M., Maghfori S., "Mineralization of strati bound copper manto type of Eastern Narbaghi deposit in volcano-sedimentary sequence, NE of Saveh (in Persian)" 33th Sym of national geoscience of Iran (2015).

[3] Rezvan Karimi A., "Economic geology of Narbaghi copper deposit, NE of Saveh" M.Sc. thesis at Lorestan university (2015)

[4] Ghaderi M., Fazli N., Yan S., Lentz D.R., Li J.W., "Fluid inclusion studies on North Narbaghi, intermediate sulphidation epithermal Ag-Cu deposit, Urmia-Dokhtar magmatic arc, Iran", World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium, Prague (Czech Republic), 8(2016).

[5] Samani B., "Metallogeny of manto copper deposits in Iran (in Persian)", 6th Sym of Iran geosociety (2003).

[6] Rajabpour SH., Behzadi M., Rasa A., "Mineralization, alteration and geochemistry of Koh Pang volcanic copper deposit, central part of Oromieh- Dokhtar magmatic arc (in Persian)", Iranian journal of earth science researches, 25(2016) 109- 128.

[7] Rajabpour, S., Behzadi, M., Jiang, S.-Y., I. Rasa, B. Lehmann, Y. Ma, "Sulfide chemistry and sulfur isotope characteristics of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Saveh county, northwestern Central Iran", Ore Geology Reviews, 86, (2017), Pages 563-583.

[8] Ghayed Amini Haroni M., Asadi Haroni H., Mokhtari A., Ayati F., "Evaluation of Geochemical Data - Exploratory Geochemistry of Alishar Copper Index to Determine the Pattern and Type of Mineralization (in Persian)", Iranian journal of analytical and numerical methods in mining engineering, 7(2014) 51-68.

- models", *Contrib Mineral Petrol*, 144 (2002) 38–56.
- [34] Zhang C., Ma C., Holtz F., "Origin of high-Mg adakitic magmatic enclaves from the Meichuan pluton, southern Dabie orogen (central China): implications for delamination of the lower continental crust and melt-mantle interaction", *Lithos* 119 (2010) 467–484.
- [35] Peng T., Wang Y., Zhao G., Fan W., Peng B., "Arc-like volcanic rocks from the Southern Lancanggon Zone, Swcchina: Geochronological and geochemical constrains on their perrogenesis and tectonic implication", *Lithos*, 102 (2007) 358–373.
- [36] He Y., Zhao C., Sun M., Wild S.A., "Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zongtiao Mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China", *Lithos*, 102 (2007) 158–178.
- [37] Morata D., Aguirre L., "Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20'–30°S), Chile: geochemistry and petrogenesis", *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2003) 459–476.
- [38] Rollinson H., "Using geochemical data: evolution, presentation and interpretation", Longman, Singapore, (1993) 353 p.
- [39] Boynton W V., "Cosmochemistry of the rare earth elements, *Meteorite studies*", in Rare Earth Element Geochemistry (Henderson P., ed), *Developments in Geochemistry* 2, Elsevier, Amsterdam (1985) 115–1522.
- [40] Krauskopf, K. P. & Bird, D. K., "Introduction to geochemistry, Mc Graw Hill", (1976) 788p.
- [41] Winter J. D., "An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey", (2001).
- [42] Tatsumi Y., "Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones", *Journal of Geophysical Research*, 94(1989) pp 4697–4707.
- [43] Rollinson H. R., "Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation", 1st edition, Longman Publishing Group, Singapore (1996).
- [44] Ying J., Zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X., Liu X., "Petrology and Geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province", western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. *Lithos*, 98(2007) 45–66.
- [21] Irvine T.W., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian journal of Earth sciences*, Vol 8 (1971) pp523–548.
- [22] Shand S. J., "Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite", New York: John Wiley and Sons(1943).
- [23] Muller D., Groves D.I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Springer-Verlag (1997).
- [24] Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *J. Petrol*, 25 (1984) 956–983.
- [25] Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C., "The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources", *J. Geol. Soc*, 141 (1984) 413–42.
- [26] Stern R.J., "Subduction zones", *Reviews of Geophysics*, 40 (2002) 1–38.
- [27] Richards J.P., Kerrich R., "Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis", *Economic Geology* 102(2007) 537–576.
- [28] Hawkesworth C.J., Turner S., Peate D., McDermott F., Calsteren P.van., "Elemental U and Th variations in island arc rocks, implications for U-series isotopes", *Chemical Geology* 139 (1997) 207–221.
- [29] Sun S. S., Mc Donough W. F., "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, Special Publications, vol., 42 (1989) 313–345.
- [30] Castillo P R., "An overview of adakite petrogenesis", *Chinese Science Bulletin* 51 (2006) 257–268.
- [31] Martin H., "Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids", *Lithos* 46(1999) 411–429.
- [32] Defant M.J., Drummond M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature* 347(1990) 662–665.
- [33] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth