پژوهشهای دانش زمین، سال اول، شماره ۳ ، پاییز ۱۳۸۹ ، صفحات ۹۰– ۱۰۴

# ژئوشیمی و تغییرات عناصر در کانی‌سازی مس پورفیری رضی‌آباد، شمال غرب جیرفت

**فرزانه طیبی [*۱] ، مهرداد بهزادی[۲]، احمد ربیعی[۳]، محمدهاشم امامی[۴]**

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- استادیار دانشکده علوم زمین ، دانشگاه شهید بهشتی،

۳-کارشناس ارشد، شرکت مهندسین مشاور زرناب اکتشاف، تهران

۴- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر

پذیرش مقاله: ۱۳۸۹/۵/۲۰

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۸۹/۱۰/۱۸

**چکیده**

اندیس مس رضی‌آباد واقع در کمربند ولکانوپلوتونیک ارومیه- دختر، دربردارنده سنگ‌های آذرین نفوذی با سن الیگومیوسن و آتشفشانی-رسوبی با سن ائوسن است. این اندیس در ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان جیرفت قرار دارد و دسترسی به آن از جاده اصلی کرمان- جیرفت میسر است. واحدهای رخنمون‌دار دربرگیرنده کانی‌سازی رضی‌آباد شامل طبقات شیل تیره‌رنگ، واحدهای آتشفشانی- رسوبی و گدازه آندزیتی با سن ائوسن و واحد نفوذی کوارتزدیوریت گرانولار و سنگ‌های میزبان کانی‌سازی شامل واحدهای نیمه‌عمیق با ترکیب میکرودیوریت- میکروکوارتزدیوریت-کوارتزمونزودیوریت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری با سن احتمالا الیگومیوسن می‌باشند. دایک‌های اسیدی، حدواسط تا بازیک فراوانی نیز در سنگ‌های نفوذی مشاهده می‌شوند. دگرسانی در منطقه مورد مطالعه شامل انواع پتاسیک، پتاسیک- فیلیک، فیلیک، فیلیک- آرژیلیک، کوارتز- پیریت، پروپیلیتیک و آرژیلیک با شدت و ضعف متفاوت می‌باشد. زون‌های دگرسانی پتاسیک، پتاسیک- فیلیک و فیلیک حاوی کانی‌سازی می‌باشند. در نهایت می‌توان با مشاهده تفاوت غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در سنگ‌های میزبان کانی‌سازی، چند مرحله دگرسانی را در منطقه نتیجه‌گیری نمود. همچنین همبستگی عناصر فوق کانساری و تحت کانساری مانند روی و مس، شکل تلسکوپی کانی‌سازی را تداعی می‌کند، که طی حداقل دو فاز دمابالا و دماپائین تشکیل شده است. در این صورت می‌توان منشأ غالب کانی‌سازی و سیالات گرمابی را یک توده نفوذی نهان و همچنین واحد گرانودیوریت پورفیری دانست. کانی‌سازی اولیه در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری توسط سیالات دمابالا رخ داده و سپس استوک‌های گرانودیوریت پورفیری با کمی تاخیر بر دگرسانی و کانی‌سازی‌های قبلی تأثیر گذاشته‌اند. بدین ترتیب سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری در اثر چند فاز دگرسانی، به شدت دگرسان شده و کانی‌سازی اولیه در مراحل بعدی احتمالا غنی‌تر شده است.

**واژه های کلیدی:** ارومیه- دختر، تهی‌شدگی، رضی‌آباد، غنی‌شدگی، مس پورفیری.

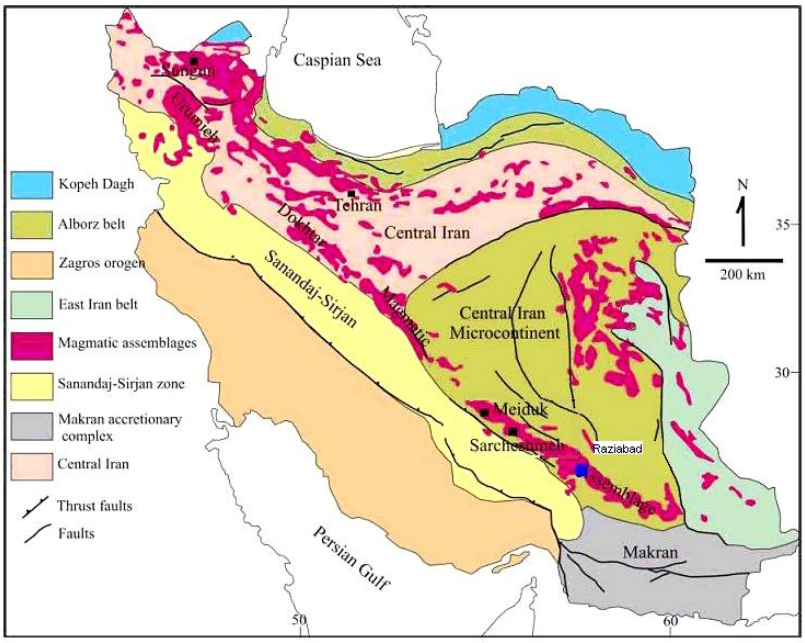
*- نویسنده مسئول: ۰۹۳۵۱۴۳۶۸۶۲

Email : farzanehtayebi59@yahoo.com

**مقدمه**

انـدیس مـس رضـی‌آبـاد واقـع در کمربنـد ولکانوپلوتونیـک ارومیـه- دختـر، دربردارنـده سنگ‌های آذریـن نفـوذی بـا سـن الیگومیوسـن و آتشفشـانی بـا سـن ائوسـن اسـت (گرابلجسـک و همکاران، ۱۹۵۹). شکل۱ موقعیت ایـن انـدیس را در نقشه زمین‌شناسی کلی ایران نشان می‌دهد.

اندیس مـس رضـی‌آبـاد در ۲۵ کیلـومتری شـمال غرب شهرستان جیرفت قـرار دارد و دسترسـی بـه آن از جاده اصلی کرمان- جیرفت میسر است. ایـن اندیس، در شمال نقشه زمین‌شناسـی ۱:۲۵۰,۰۰۰ سـبزواران ( باباخـانی و علـوی تهرانـی، ۱۳۷۱) و شـمال‌شـرق نقشـه زمـین‌شناسـی ۱:۱۰۰,۰۰۰ سبزواران قرار دارد و جزء ارتفاعات جنـوب شـرقی کمربند ماگمائی دهـج- سـاردوئیه و شـمال غـرب ارتفاعات جبال بارز محسوب می‌گردد.




شکل۱- موقعیت اندیس رضی‌آباد در نقشه زون‌های ساختاری ایران (اشتوکلین ۱۹۶۸)

**مطالعات پیشین**

قدیمی‌تـرین مطالعـات انجـام‌شـده در مـورد ایـن اندیس، شامل اکتشافات نیمـه‌تفصـیلی و تفصـیلی ژئوشـیمیایی و ژئوفیزیـک، حفـر ۷ حلقـه گمانـه مجموعا به طول ۱۳۸۲ متر و تهیه نقشـه کروکـی زمین‌شناسـی در مقیـاس ۱:۲۰,۰۰۰ در محـدوده رضی‌آباد- مدین مـی‌باشـد. مطالعـات ژئـوفیزیکی Chargebility، Resistivity و IP نشانگر سـه منطقه کانی‌سازی سولفیدی بوده که دو منطقه در بخش جنوبی محدوده (رضی‌آباد) قرار داشته است.

آنومالی‌های مس و مولیبـدن در دو زون، یکـی در جنوب (رضـی‌آبـاد) و دیگـری در شـمال (مـدین) شناسایی شد که کمابیش منطبق بر آنومـالی‌هـای ژئوفیزیکی بود (ساریک، ۱۹۷۲).

مقاله‌ای تحت عنوان "سـنگ‌شناسـی، دگرسـانی و کانی‌سازی مس پورفیری رضی‌آبـاد، شـمال غـرب جیرفـت" بـر پایـه جمـع‌آوری مطالعـات پیشـین (سـاریک، ۱۹۷۲) و مطالعـات سـطح‌الارضـی و زیرسـطحی (شـرکت ملـی صـنایع مـس ایـران، ۱۳۸۹)، توسـط نگارنـدگان ارائـه شـد (طیبـی و

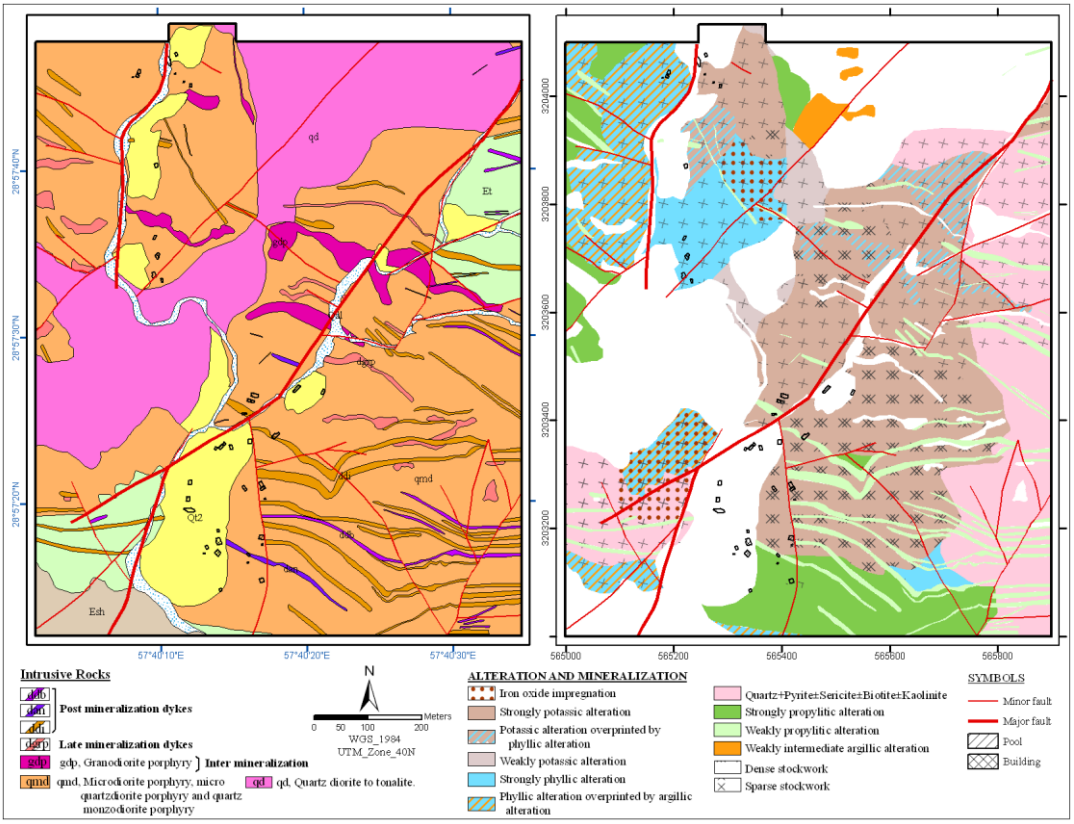
همکاران، ۱۳۹۰). مطالعات سطح‌الارضی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی و دگرسانی اندیس رضی‌آباد در مقیاس ۱:۱۰۰۰ بوده که شامل برداشت نمونه‌های سطحی با اهداف مختلف از جمله تهیه مقاطع نازک و صیقلی، آنالیز کانی‌شناسی به روش XRD و آنالیز به روش ICP بوده است. مطالعات زیرسطحی مربوط به حفاری‌های انجام شده است که شامل حفاری ۵ گمانه عمیق، لاگینگ مغزه‌های حفاری جهت بررسی سنگ‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی در توده‌های نفوذی و آنالیز عناصر مهم بوده است. در مقاله قبل توسط نگارنده، در مجموع سیستم کانی‌سازی در رضی‌آباد یک سیستم مس پورفیری معرفی گردید که دارای یک سیستم دگرسانی با منطقه‌بندی نسبی و پاراژنز کانی‌سازی مس به همراه اندکی مولیبدن می‌باشد (طیبی و همکاران، ۱۳۹۰). همزمان و یا با اندکی تأخیر، با جایگیری توده نیمه‌عمیق میکرودیوریت پورفیری، فعالیت سیالات ماگمایی داغ توانسته‌اند دگرسانی شدید پتاسیک ایجاد نمایند. همزمان حاشیه پروپیلیتیک این سیستم در سنگهای دربرگیرنده، سقف و حاشیه استوک نسبتا بزرگ میکرودیوریتی ایجاد شده است. از آنجا که سیالات داغ محتوای مس چندان زیادی نداشته‌اند بیشترین مس خود را در مرکز سیستم بر جای گذاشته‌اند و به سمت حاشیه سیستم دگرسانی علی‌رغم رخداد دگرسانی پتاسیک، هیچ کانی‌سازی تشکیل نداده است (طیبی و همکاران، ۱۳۹۰).

## روش مطالعه

در این مطالعه پس از شرح مختصری از کانی‌شناسی واحدهای سنگی دربرگیرنده و میزبان کانی‌سازی، به توصیف انواع زون‌های دگرسانی گرمابی در منطقه پرداخته می‌شود. سپس با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی، تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در اثر دگرسانی بررسی شده و از نمودارهای غنی‌شدگی- تهی‌شدگی جهت نمایش تحرک عناصر پاراژنز کانی‌سازی استفاده شده است. در ادامه ژئوشیمی کانی‌سازی در توده‌های نفوذی با استفاده از آنالیزهای انجام شده بر روی مغزه‌های حفاری مورد بررسی قرار می‌گیرد. در پایان نتایج برداشت شده از مباحث ذکر شده آورده شده است. در این مطالعه از حدود ۶۰ مقطع نازک، آنالیز ۶۰ عنصری ۹ نمونه به روش ICP-MS و ICP-OES بر روی نمونه‌های برداشت شده انجام و از داده‌های مربوط به تعداد ۹۵۴ آنالیز ۵ عنصری (مس، مولیبدن، سرب، روی و آهن) بر روی مغزه‌های حفاری شده توسط شرکت ملی صنایع مس ایران در سال ۱۳۸۹ استفاده شده است.

## زمین‌شناسی

واحدهای رخنمون‌دار دربرگیرنده کانی‌سازی شامل طبقات شیل تیره‌رنگ، واحدهای آتشفشانی- رسوبی و گدازه آندزیتی با سن ائوسن و واحد نفوذی کوارتزدیوریت گرانولار و سنگ‌های میزبان کانی‌سازی شامل واحدهای نیمه‌عمیق میکرودیوریت- میکروکوارتزدیوریت- کوارتزمونزودیوریت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری با سن احتمالا الیگومیوسن می‌باشند. دایک‌های اسیدی، حدواسط تا بازیک فراوانی نیز در سنگ‌های نفوذی مشاهده می‌شوند (شکل۲).

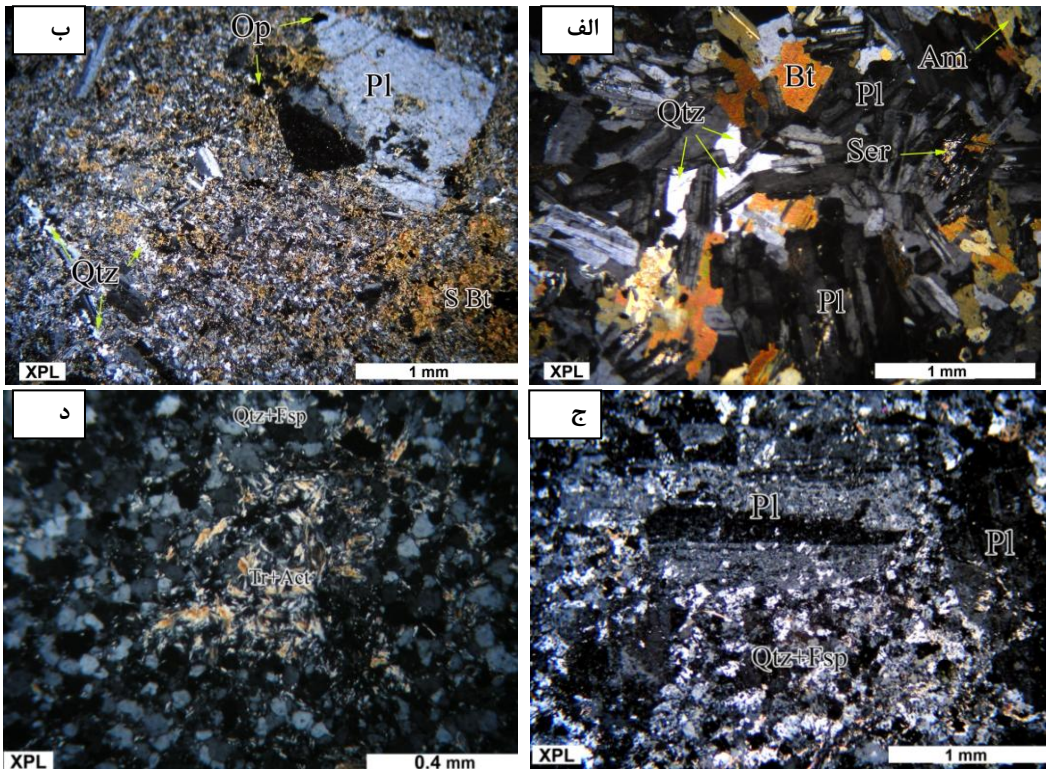



شکل۲- نقشه ساده شده زمین‌شناسی و دگرسانی منطقه مورد مطالعه (شرکت ملی صنایع مس ایران،۱۳۸۹، با تغییرات).

سنگ‌های توف بافت لیتوکلاستیک دارند و از قطعات مختلف سنگی با ترکیب اسیدی تا حدواسط تشکیل شده‌اند. جنس قطعات متنوع بوده و از نوع شیشه‌ای، ریولیتی، داسیتی، آندزیتی و همچنین سنگ‌های نیمه آتشفشانی با ترکیب احتمالا میکرومونزودیوریتی می‌باشند که در یک زمینه شیشه‌ای و دارای فنوکلاست‌های فلدسپار قرار دارند. کانی فرعی سنگ شامل کانی‌های اپاک با فراوانی ۵-۴ درصد و بصورت لکه‌های بی‌شکل می‌باشد. گدازه‌های آندزیتی بافت پورفیریتیک دارند. پلاژیوکلازهای درشت‌بلور در زمینه‌ای مخفی‌بلور تا ریزبلور (هیالوپلیتیک-کریپتوکریستالین) و گاه میکرولیتی تا تراکیتی مشاهده می‌شوند. زمینه این سنگ‌ها فلدسپاتی بوده و از میکرولیت‌های جریانی پلاژیوکلاز که گاه فنوکریست پلاژیوکلاز در بین آنها مشاهده می‌شود تشکیل شده است.

سنگ‌های کوارتزدیوریت در نزدیکی همبری با واحد میکرودیوریت پورفیری در شمال منطقه بافت گرانولار و تمام بلورین دارند (شکل۳، الف). کانی‌های اصلی شامل بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل پلاژیوکلاز و بلورهای بی‌شکل کوارتز می‌باشند. اپاک با فراوانی ۳-۲ درصد به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل در سنگ گسترش دارد و به همراه آپاتیت کانی‌های فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند. ترکیب این سنگ‌ها به سمت تونالیت متمایل می‌شود. در قسمت‌های دورتر از همبری با واحد میکرودیوریت پورفیری سنگ‌های کوارتزدیوریت بافت هیپیدیومورف گرانولار دارند و از پلاژیوکلازهای خودشکل با ابعاد متفاوت، کانی‌های فرومنیزین عمدتاً نیمه‌خودشکل و مقدار

کمی کوارتز ریز و بی‌شکل تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز کانی اصلی این سنگ‌ها محسوب می‌شود که به صورت بلورهای خودشکل با ابعاد متغیر مشاهده می‌شود. در این بلورها ماکل کارلسباد و آلبیت و در مواردی منطقه‌بندی مشاهده می‌شود. بیوتیت و آمفیبول کانی‌های فرومنیزین اولیه سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت کانی فرومنیزین اصلی نمونه محسوب می‌شود. اغلب درشت و نیمه خودشکل بوده و سالم و غیردگرسان هستند. در بخش‌هائی از نمونه تعداد کمی ریزبلور بیوتیت وجود دارد که احتمالاً ثانویه هستند. آمفیبول به صورت بلورهای غالباً خودشکل دیده می‌شود. نوع آمفیبول‌ها هورنبلند سبز است. کوارتز به مقدار کم و به صورت ریزبلورهای بی‌شکل در فضای بین پلاژیوکلازها متبلور شده و حاشیه‌های مضرس و کمی خاموشی موجی دارند. فلدسپات آلکالن به مقدار جزئی و به صورت ریزبلورهای بی‌شکل در نمونه دیده می‌شود. مقدار آن ناچیز بوده و می‌توان آن را یک کانی فرعی در نظر گرفت.




شکل۳- تصاویر میکروسکپی از؛ الف) کوارتزدیوریت با دگرسانی پتاسیک ضعیف دارای بافت میکروگرانولار و کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، و کانی فرعی آمفیبول و بیوتیت ثانویه. ب) میکرودیوریت دارای بافت پورفیریتیک با دگرسانی پتاسیک و زمینه میکروگرانولار دارای کانی اصلی پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی‌های ثانویه بیوتیت و کانی‌های اپاک، ج) گرانودیوریت پورفیری با خمیره میکروگرانولار و درشت بلور پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از ریزبلورهای کوارتز و آلکالی‌فلدسپار، د) دگرسانی پتاسیک شدید که با حضور کانی‌های مافیک ثانویه مانند بیوتیت، کلریت، ترمولیت- اکتینولیت و اپاک فراوان مشخص شده است. اختصارات شامل Am= آمفیبول،Bt= بیوتیت، Ser= سریسیت، Pl= پلاژیوکلاز، Qtz= کوارتز، Bi S= بیوتیت ثانویه، Tr = ترمولیت، Act= اکتینولیت، Op= اپاک و Fsp= فلدسپار می‌باشند.

سنگ‌های میکرودیوریت که میزبان اصلی کانی‌سازی می‌باشند دارای تنوع ترکیبی از میکرودیوریت تا میکروکوارتزدیوریت و کوارتزمونزودیوریت می‌باشند. این سنگ‌ها بافت پورفیریتیک دارند و بنابراین از سنگ‌های نیمه‌عمیق محسوب می‌شوند (شکل۳، ب). سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری در نزدیکی رخنمون‌های گرانودیوریت پورفیری، به شدت دگرسان شده و ترکیب اصلی آنها قابل تشخیص نمی‌باشند. بافت آنها پورفیری با زمینه میکروگرانولار می‌باشد. پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست‌های متوسط و عمدتاً خودشکل در نمونه متبلور شده‌است. در این بلورها آثار ماکل کارلسباد قابل مشاهده است که در اثر متاسوماتیزم کدر شده‌اند و گاه خردشدگی در آنها مشاهده می‌شود. کانی‌های فرومنیزین اولیه عمدتا دگرسان شده‌اند و اثری از آنها باقی نمانده است. با دور شدن از رخنمون سنگ‌های نیمه‌عمیق گرانودیوریت پورفیری، بافت و کانی‌های اولیه سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری قابل تشخیص می‌باشد. بافت آنها پورفیریتیک با زمینه گرانولار و گاه اینترگرانولار می‌باشد. پلاژیوکلاز کانی اصلی این سنگ‌ها محسوب می‌شود که هم به صورت فنوکریست‌های درشت و هم به صورت بلورهای ریزتر در زمینه مشاهده می‌شوند. این بلورها اغلب خودشکل بوده و ماکل کارلسباد و آلبیت-کارلسباد به همراه منطقه‌بندی قابل مشاهده است. کانی‌های فرومنیزین این سنگ‌ها به طور کامل دگرسان شده‌اند و بر اساس شکل قالب‌های به جا مانده، این بلورها عمدتاً بیوتیت‌های بی‌شکل و آمفیبول‌های خودشکل منشوری بوده‌اند. در شرق منطقه سنگ‌های میکرودیوریت به سمت مونزودیوریت متمایل می‌شوند. تعدادی درشت‌بلور فلدسپات آلکالن به صورت درشت و خودشکل در زمینه سنگ‌ها باقی مانده و قابل شناسایی است. زمینه این سنگ‌ها عمدتاً کوارتز- فلدسپاتی ریزبلور است. به سمت غرب منطقه ترکیب سنگ‌ها به کوارتزدیوریت تا کوارتزمونزودیوریت تغییر می‌کنند. کوارتز و فلدسپات آلکالن به مقدار اندک و اغلب به صورت بی‌شکل بین بلورهای پلاژیوکلاز را پر کرده‌اند. کوارتز بی‌شکل و دارای خاموشی موجی می‌باشد. فلدسپات آلکالن ریزبلور و بی‌شکل بین بلورهای پلاژیوکلاز را پر کرده‌است و گاه به صورت مونزونیتی بلورهای پلاژیوکلاز را در بر گرفته‌است. در این سنگ‌ها آمفیبول (هورنبلند) به مقدار فراوان و به صورت ریزبلورهای اغلب نیمه‌خودشکل در زمینه و بین بلورهای پلاژیوکلاز متبلور شده است. بیوتیت گاه به صورت اولیه بر روی بلورهای هورنبلند تشکیل شده است. رخنمون‌های گرانودیوریت پورفیری به شکل کشیده و دایک‌مانند در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری نفوذ نموده‌اند. این سنگ‌ها نیز دارای کانی‌سازی می‌باشند. بافت سنگ‌ها پورفیریتیک با زمینه میکروگرانولار می‌باشد (شکل۳، ج). فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و فنوکریست‌های بی‌شکل کوارتز در زمینه‌ای میکروگرانولار از پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سنتتیک و آلبیت-کارلسباد می‌باشد. اندکی فلدسپاات آلکالن به صورت فنوکریست‌های درشت و خودشکل تا نیمه‌خودشکل با حالت گرد شده و حاشیه‌های خلیجی دیده می‌شود. این بلورها سالم و فاقد ماکل و گاه دارای هم رشدی‌های میکروپرتیت هستند. کوارتز ریزبلور و بی‌شکل با حاشیه‌های مضرس و خاموشی موجی مشاهده می‌شود. کانی‌های فرومنیزین این سنگ‌ها به طور کامل دگرسان شده و بر اساس شکل قالب‌ها احتمالاً

کانی اولیه بیوتیت خودشکل، درشت و تخته‌ای‌شکل بوده است. گاه بلورهای خودشکل هورنبلند نیز مشاهده می‌شود. کانی‌های اپاک با فراوانی ۴-۳ درصد بصورت لکه‌های شکل‌دار تا بی‌شکل و به طور پراکنده و افشان در سنگ گسترش دارد و به همراه آپاتیت و اسفن کانی‌های فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند. به سمت شمال منطقه در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز به صورت بلورهای درشت وخودشکل مشاهده می‌شود. این بلورها اغلب سالم بوده و در مواردی به علت آلبیتی شدن، کمی کدر به نظر می‌رسند. این بلورها دارای ماکل آلبیت- کارلسباد و منطقه‌بندی می‌باشند. فلدسپات آلکالن عمدتاً از نوع اورتوز بوده و در مواردی، تعدادی بلور میکروکلین دارای ماکل مشبک نیز دیده می‌شود. این کانی‌ها، نیمه‌خودشکل و تا حدودی درشت می‌باشند و به صورت ریزبلورهای بی‌شکل در زمینه نیز فراوان هستند. این بلورها فاقد ماکل و پرتیت هستند.

**دگرسانی**

دگرسانی در منطقه مورد مطالعه شامل انواع پتاسیک، پتاسیک- فیلیک، فیلیک، فیلیک- آرژیلیک، کوارتز- پیریت، پروپیلیتیک و آرژیلیک با شدت و ضعف متفاوت می‌باشد (شکل۲). زون‌های دگرسانی پتاسیک، پتاسیک- فیلیک و فیلیک حاوی کانی‌سازی می‌باشند.

دگرسانی پتاسیک شدید، عمدتا در سنگ‌های کوارتزمیکرودیوریت پورفیری رخ داده است. بیوتیت ثانویه بیش از ۳۰ درصد و به صورت ریزبلور و پراکنده و نیز تجمع در نقاطی که احتمالا محل کانی‌های فرومنیزین اولیه بوده‌اند، مشاهده می‌شوند (شکل۳، ب). کانی‌های اپاک با فراوانی ۴-۳ درصد به صورت بی‌شکل و پراکنده، ترمولیت-اکتینولیت ریزبلور و فراوان، کوارتز و آلبیت فراوان به صورت ریزبلور و گرانوبلاستیک، کلریت، کمی فلدسپات آلکالن، کانی‌های رسی، کلسیت، اپیدوت، انیدریت و اکسیدتیتانیوم به میزان کمتر کانی‌های ثانویه این سنگ‌های دگرسان شده را تشکیل می‌دهند (شکل۳، د). رگه‌ها و تجمعات کوارتز ثانویه نیز در مقاطع نازک مشاهده شده است. دگرسانی پتاسیک ضعیف، در منطقه در مرز واحد کوارتزدیوریت با گسترش کم مشاهده شده است که حاوی کانی‌سازی ضعیفی می‌باشد. در این سنگ‌ها، بیوتیت ثانویه حدود ۳۰-۲۰ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده که جابه‌جا به کلریت تبدیل شده است (شکل۳، الف). کانی‌های اپاک با فراوانی ۲ تا ۳ درصد به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل به صورت پراکنده و رگچه در سنگ وجود دارند و تا حدودی به اکسیدهیدروکسیدهای آهن به ویژه ژاروسیت تبدیل شده‌اند.

در استوک‌های گرانودیوریت پورفیری اغلب دگرسانی پتاسیک توسط دگرسانی فیلیک هم‌پوشانی شده است. تشکیل بیوتیت ثانویه و فلدسپارآلکالن در زمینه دگرسانی پتاسیک را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد (شکل۳، ج). در اثر اورپرینت شدن دگرسانی فیلیک بر روی دگرسانی پتاسیک، سریسیت، کلریت و اکسید هیدروکسیدهای آهن و کمی روتیل، اپیدوت و کانی‌های رسی به سنگ اضافه شده است به طوریکه در مواردی تشخیص سنگ اصلی را غیر ممکن ساخته است. رگچه‌ها و تجمعات کوارتز ثانویه نیز به همراه رگچه‌های اپاک در سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. همچنین تخریب بیوتیت ثانویه و آلکالی‌فلدسپار سبب تشکیل کانی‌های پتاسیم، آهن، کلسیم و آلومینیوم و تیتانیوم‌دار مانند سریسیت، کانی‌های رسی، اپیدوت، روتیل و کانی‌های اپاک شده است.

در سنگ‌های برداشت شده از زون دگرسانی فیلیک با سنگ میزبان میکرودیوریت پورفیری، مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه از قبیل سریسیت، کوارتز و رگچه‌های اپاک‌دار تبدیل شده به اکسیدهیدروکسیدهای آهن، مشاهده شده است.کانی اپیدوت و کمی روتیل نیز در مقاطع مشاهده شده است.

در منطقه مورد مطالعه، هم‌پوشانی دگرسانی فیلیک توسط دگرسانی آرژیلیک در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری و بعضی دایک‌های گرانیت پورفیری و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی تناوب توف و گدازه آندزیتی ایجاد شده است.

زون‌های دگرسانی کوارتز- پیریت، علاوه بر کانی‌های کوارتز و پیریت دارای کانی‌های سریسیت، بقایای بیوتیت ثانویه، آمفیبول و اندکی کائولینیت بصورت موضعی می‌باشند. زمینه این سنگ‌ها عمدتا کوارتز- فلدسپاتی ریزبلور است که حجم زیادی سریسیت درشت بلور و در مواردی مسکویت در آنها دیده می‌شود. به علت دگرسانی شدید اغلب کانی‌های اولیه سنگ مانند فلدسپات به طور کامل به کانی‌های رسی دگرسان شده است. به گونه‌ای که سنگ عمدتا از کوارتز ثانویه، سریسیت، کانی‌های رسی و کانی‌های فیلوسیلیکاته به همراه رگه‌های اکسیدهای آهن تشکیل شده است.

زون‌های دگرسانی پروپیلیتیک شدید در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری و اندکی از مرز همبری سنگ‌های کوارتزدیوریت گرانولار با سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها به آلبیت، اپیدوت و سریسیت تبدیل شده‌اند. کلریت، اکسیدهای فلزی، اپاک و کمی لوکوکسن از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند بیوتیت و آمفیبول تشکیل شده‌اند. تمام دایک‌های محدوده که در سنگ‌های نفوذی- نیمه آتشفشانی دارای دگرسانی پتاسیک، فیلیک و کوارتز- پیریت نفوذ کرده‌اند به جز دایک‌های گرانیت پورفیری، دگرسانی پروپیلیتیک ضعیفی نشان می‌دهند. در این زون‌ها پلاژیوکلازها به آلبیت، آلکالی‌فلدسپار، کانی‌های رسی و کلسیت و کانیهای فرومنیزین بیوتیت، هورنبلند و کلینوپیروکسن به کلریت، ترمولیت- اکتینولیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند.

دگرسانی آرژیلیک ضعیف در سنگ‌های کوارتزدیوریت گرانولار با حضور کانی‌های رسی همراه با آغشتگی به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن قابل تشخیص است.

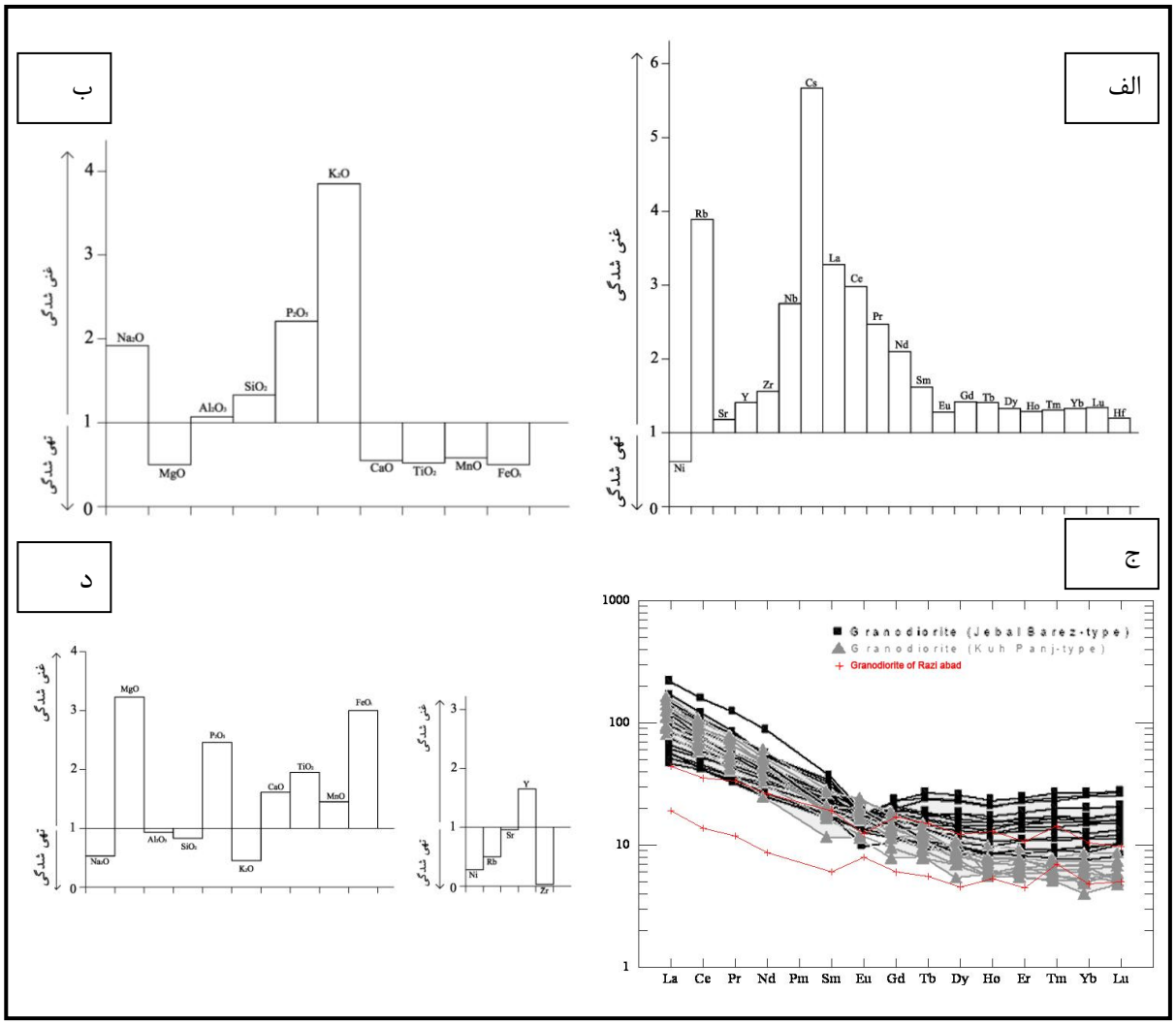
**تغییرات عناصر اصلی و کمیاب**

در بررسی روند تحولات ماگمائی با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی، آگاهی از تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در اثر دگرسانی بسیار ضروری می‌باشد. از نمودارهای غنی‌شدگی- تهی‌شدگی جهت نمایش تحرک عناصر استفاده می‌شود، که در زون‌های دگرسانی همراه با کانی‌سازی گرمابی رخ می‌دهند. برای مثال تیلور و فریر (۱۹۸۰) تحرک نسبی عناصر اصلی و کمیاب در زون‌های پتاسیک و پروپیلیتیک همراه با کانسارهای مس پورفیری را بررسی کردند. در این حالت غنی‌شدگی و فقیرشدگی، نسبت به سنگ میزبان دگرسان نشده (در صورت وجود) و یا استاندارد تهیه شده توسط مطالعات قبلی، سنجیده می‌شود (شکل۴).

در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری با دگرسانی غالب پتاسیک، غنی‌شدگی پتاسیم و سدیم قابل توجه است. در این سنگ‌ها در اثر فعالیت سیالات گرمابی حرارت بالا، با خروج کلسیم، منیزیم، آهن و منگنز از کانی‌های حرارت بالا مانند پلاژیوکلازهای کلسیک- سدیک، اولیوین،

پیروکسن، آمفیبول کانی‌های حرارت پائین حاوی عناصر پتاسیم، سدیم، سیلیسم، آلومینیوم مانند بیوتیت، سریسیت، فلدسپار پتاسیم تشکیل شده است. بنابراین غنی‌شدگی پتاسیم و سدیم علاوه بر ورود این عناصر توسط سیالات گرمابی، به دلیل خروج کلسیم و عناصر مافیک مانند منیزیم، آهن و ... نیز می‌باشد. غنی‌شدگی اندک سیلیسیم نیز در اثر تبدیل کانی‌هایی مانند اولیوین با ساختار چهاروجهی‌های مستقل سیلیسیم و پیروکسن و آمفیبول به ترتیب با ساختار تک زنجیری و دو زنجیری سیلیسیم به کانی‌های بیوتیت و سریسیت (مسکویت) با ساختار ورقه‌ای و فلدسپار پتاسیم با ساختار داربستی و عناصر مافیک کمتر ایجاد شده است. نسبت کمتر اکسیژن به سیلیسم در اثر اشتراک اتم‌های اکسیژن بین تعداد بیشتری کاتیون سیلیسم و خروج عناصر مافیک از آنها باعث غنی‌شدگی کانی‌ها از عنصر سیلیسم می‌شود. وجود آلومینیوم در کانی‌های بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و سریسیت نیز باعث غنی‌شدگی آلومینیوم در سنگ‌های دگرسان نسبت به سنگ‌های سالم شده است. تحرک عنصر آلومینیوم بسیار پائین است و تنها محلول‌های دارای هالوژن کلر ($Cl^-$) با نسبت آب به سنگ بالا، قادر به انحلال و متحرک نمودن آلومینیوم می‌باشند. غنی‌شدگی اندک آلومینیوم در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری دگرسان شده، حاکی از تحرک اندک این عنصر توسط کلمپلکس‌های کلروری می‌باشد. غنی‌شدگی فسفر در سنگ‌های دگرسان شده میکرودیوریت پورفیری مشاهده شده است. فسفر عنصری ناسازگار است که در انتهای روند تبلور تفریقی کانی‌های مستقل مانند آپاتیت را می‌سازد. غنی‌شدگی بالای فسفر در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری دگرسان نسبت به سنگ‌های سالم نشان‌دهنده خروج سایر عناصر و پایداری کانی‌های فسفردار (مانند آپاتیت) در حین دگرسانی گرمابی می‌باشد.

برای رسم نمودار غنی‌شدگی- تهی‌شدگی در سنگ‌های گرانودیوریت پورفیری، سنگ کاملا سالم در دسترس نبوده و به همین دلیل در این سنگ‌ها برای مقایسه تغییرات اکسیدهای اصلی و برخی عناصر فرعی (Ni، Rb، Sr، Y و Zr) از نسبت آنها به استاندارد سنگ‌های گرانودیوریت باتولیت ساحلی پرو (آترتون و تارنی، ۱۹۷۹) استفاده شده است (جدول۱). همچنین برای مقایسه تغییرات میزان عناصر نادر خاکی از نمودار عنکبوتی رسم شده توسط شفیعی (۱۳۸۶) برای توده‌های گرانودیوریت نوع کوه‌پنج (بارور) و جبال بارز (نابارور) استفاده شده است. در این نمودار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه و نمودارهای معرف گرانودیوریت‌های نوع کوه‌پنج و جبال بارز نسبت به کندریت عادی‌سازی شده‌اند (ناکامورا، ۱۹۷۴). در سنگ‌های گرانودیوریت پورفیری منطقه رضی‌آباد که با توجه به مطالعات میکروسکپی دارای دگرسانی غالب پتاسیک می‌باشند غنی‌شدگی عناصر مافیک مانند منیزیم، آهن، تیتانیوم و منگنز و همچنین کلسیم و فسفر و تهی‌شدگی پتاسیم و سدیم نسبت به سنگ گرانودیوریت ساحلی پرو مشاهده شده است. تهی شدگی سیلیسیم و آلومینیوم اندک می‌باشند.




شکل۴- نمودار غنی‌شدگی- تهی‌شدگی نشان‌دهنده؛ الف- ب) فاکتورهای غنی‌شدگی عناصر فرعی، کمیاب و اصلی در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری با دگرسانی غالب پتاسیک نسبت به نمونه میکرودیوریت تقریبا سالم در منطقه مورد مطالعه، ج) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های گرانودیوریت پورفیری با دگرسانی غالب پتاسیک و متاسوماتیسم آلکالن منطقه مورد مطالعه در مقایسه با گرانودیوریت‌های نوع کوه پنج (بارور) و جبال بارز (نابارور) که همه نسبت به کندریت عادی‌سازی شده‌اند (شفیعی، ۱۳۸۶). د) فاکتورهای غنی‌شدگی عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های گرانودیوریت پورفیری با دگرسانی غالب پتاسیک و متاسوماتیسم آلکالن که نسبت به استاندارد گرانودیوریت باتولیت ساحلی پرو (آترتون و تارنی، ۱۹۷۹) برای اکسیدهای اصلی و برخی عناصر فرعی (Ni، Rb، Sr، Y و Zr) رسم شده است. عناصر بر حسب افزایش عدد اتمی در محور X، آورده شده‌اند.

جدول۱- ترکیب شیمیایی یک گرانودیوریت از فوق واحد سانتاروسا، بخش لیما در باتولیت ساحلی پرو (آترتون و همکاران، ۱۹۷۹).

| % | | | | | | | | | | ppm | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Na2O** | **MgO** | **Al2O3** | **SiO2** | **P2O5** | **K2O** | **CaO** | **TiO2** | **MnO** | **FeOt** | **Ni** | **Rb** | **Sr** | **Y** | Zr |
| 3.69 | 1.24 | 14.88 | 69.45 | 0.05 | 3.29 | 2.81 | 0.36 | 0.07 | 2.82 | 23 | 99 | 306 | 11 | 111 |

غنی‌شدگی عناصر مافیک باعث تشکیل کانی‌های اکسید آهن، منیزیم و تیتانیوم در سنگ‌های دگرسان، شده است. حضور بیوتیت کلریتی شده، ترمولیت- اکتینولیت، اکسیدهای آهن، لوکوکسن و اسفن در مقاطع نازک نمونه‌های دگرسان شده، غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر مافیک را به اثبات می‌رساند (شکل۳، ب- د). اپیدوت، زوئزیت و کلینوزوئزیت و رگه کلسیتی در مقاطع نازک مشاهده شده‌اند که غنی‌شدگی کلسیم را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی فسفر نیز به علت پایداری کانی آپاتیت در طی دگرسانی می‌باشد.

تحرک عناصر فرعی و کمیاب به وسیله تغییرات کانی‌شناسی که در طی دگرسانی صورت می‌گیرد و ماهیت فاز سیال کنترل می‌شود. به طور کلی عناصر ناسازگار که متعلق به گروه LFS (عناصر دارای پتانسیل یونی کمتر از ۲ یا عناصر دارای شدت میدان پائین) هستند مانند Cs، Sr، Rb و Ba متحرک بوده در صورتی که عناصر ناسازگار HFS (عناصر دارای پتانسیل یونی بیشتر از ۲ یا عناصر دارای شدت میدان بالا) غیرمتحرک هستند( رولینسون، ۱۹۹۲). HFS شامل REE، Sc، Y، Th، Zr، Hf، Nb و Ta (پیرس، ۱۹۸۳) هستند. هامفریز (۱۹۸۴) نشان داد که رابطه ساده‌ای بین درجه تحرک REE و نوع سنگ یا درجه دگرگونی وجود ندارد و تأیید کرد که مهمترین عوامل کنترل‌کننده تحرک این عناصر، کانی‌شناسی سنگ و ماهیت فاز سیال است. سیالات غنی از هالوژن‌ها و کربنات‌ها به راحتی می‌توانند REE را متحرک کنند در صورتی که REE در حضور سایر سیالات بسیار مقاوم و پایدار هستند و متحرک نمی‌شوند. عناصر کمیاب خاکی جزو عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در طول فرآیندهایی مثل هوازدگی، دگرگونی درجه پائین و دگرسانی هیدورترمالی نسبتا غیرمتحرک هستند. به عنوان مثال میچارد (۱۹۸۹) نشان داد که سیالات گرمابی که از درون یک سنگ مخزن می‌گذرند حدود ۵۰۰ تا یک میلیون برابر، REE کمتری نسبت به آن سنگ دارند و این نشان می‌دهد که فعالیت‌های گرمابی اثر زیادی روی ترکیب REE سنگ نمی‌گذارند مگر آن که نسبت آب به سنگ خیلی بالا باشد. البته عناصر REE به طور کامل غیرمتحرک نیستند و محققین سنگ‌های خیلی دگرسان شده و یا سنگ‌های دگرگونی درجه بالا، باید در تفسیر داده‌های آنها محتاط باشند.

در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری با دگرسانی غالب پتاسیک، به غیر از نیکل تمام عناصر LFS و HFS غنی‌شدگی نشان می‌دهند. تحرک پائین عناصر ناسازگار باعث شده است که سیالات گرمابی نیز قادر به حرکت آنها نباشند. بنابراین خروج عناصر اصلی از سنگ‌ها (مانند آهن، منیزیم، منگنز، تیتانیوم و کلسیم) سبب غنی‌شدگی آنها از عناصر ناسازگار شده است. غنی‌شدگی بیشتر عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر LILE مانند روبیدیم، سزیم، نیوبیوم و زیرکن در مقایسه با عناصر نادر خاکی متوسط (MREE) و سنگین (HREE) می‌تواند نشان‌دهنده ناسازگارتر بودن این عناصر باشد که نسبت به عناصر سنگین‌تر (سازگارتر)، بیشتر از سنگ‌های گرانودیوریت پورفیری خارج و به سنگ‌های میکرودیوریت وارد شده‌اند.

در سنگ‌های گرانودیوریت پورفیری با دگرسانی غالب پتاسیک و متاسوماتیسم آلکالن، تهی‌شدگی نیکل مشاهده شده است. الگوی عنکبوتی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های گرانودیوریت پورفیری بیشتر از الگوی این عناصر در گرانودیوریت نوع کوه‌پنج تبعیت می‌کند با این تفاوت مشخص که سنگ‌های منطقه میزان کمتری عناصر نادر خاکی

دارند که نشان دهنده تهی‌شدگی این عناصر در اثر دگرسانی پتاسیک و متاسوماتیسم آلکالن می‌باشد. قابل ذکر است که در این سنگ‌ها، آنومالی مثبت و منفی Eu در کنار یکدیگر مشاهده شده است. همچنین بر خلاف سنگ‌های استاندارد که میزان Tm آنومالی خاصی نشان نمی‌دهد، سنگ‌های منطقه آنومالی مثبت نشان می‌دهند.

**ژئوشیمی کانی‌سازی**

تعیین عیار در منطقه مورد مطالعه بر اساس بررسی ۹۵۴ آنالیز ۵ عنصری (شامل Fe،Zn،Pb،Mo،Cu) انجام شده توسط شرکت ملی صنایع مس ایران، صورت گرفت. این آنالیزها بر روی مغزه‌های حفاری ۵ گمانه اکتشافی با عمق متغیر از ۲۸۳ تا ۵۰۱ متر و مجموع ۱۹۷۶/۱ متر انجام گرفته است. جدول پارامترهای آماری (ماکزیمم، مینیمم، واریانس، میانه، میانگین، خطای استاندارد میانگین، انحراف معیار، کشیدگی، خمیدگی و ... ) مربوط به منطقه مورد مطالعه برای ۵ عنصر مذکور رسم گردید (جدول۲).

جدول۲- پارامترهای آماری رسم شده توسط داده‌های خام آنالیز عناصر مس، مولیبدن، سرب و روی بر روی ۹۵۴ نمونه از مغزه‌های حفاری

| | Cu(ppm) | Mo(ppm) | Pb(ppm) | Zn(ppm) | Fe(ppm) |
|---|---|---|---|---|---|
| **Mean** | 2015.76 | 37.02 | 16.84 | 98.52 | 49900.00 |
| **Median** | 1800.00 | 6.90 | 9.00 | 78.00 | 48400.00 |
| **Mode** | 100.00 | 0.70 | 7.00 | 71.00 | 43500.00 |
| **Std.** | 1874.00 | 111.90 | 29.76 | 83.93 | 16270.00 |
| **Variance** | 3511000.00 | 12520.00 | 885.68 | 7044.00 | 264800000.00 |
| **Skewness** | 1.64 | 8.46 | 7.66 | 5.77 | 0.73 |
| **Kurtosis** | 4.91 | 95.66 | 72.29 | 50.27 | 2.01 |
| **Minimum** | 6.00 | 0.60 | 5.00 | 26.00 | 7300.00 |
| **Maximum** | 15000.00 | 1613.10 | 390.00 | 1165.00 | 115000.00 |

بر اساس مقدار مد (Mode) و همچنین خمیدگی و کشیدگی در جدول پارامترهای آماری مربوط به جوامع آماری آنالیز مغزه‌های گمانه‌های اکتشافی منطقه مورد مطالعه، پراکندگی عناصر نرمال نبوده و مقدار میانگین و میانه بر هم منطبق نمی‌باشند. بعد از آهن، مس کمترین خمیدگی و کشیدگی را دارد. یعنی پراکندگی مس نسبت به عناصر مولیبدن، روی و سرب نرمال‌تر است.

محاسبه ضرایب همبستگی اسپیرمن (Spearman) در نرم‌افزار SPSS انجام شده و تا حد ممکن وابستگی محاسبات را به نوع تابع توزیع کاهش می‌دهد (جدول۳).

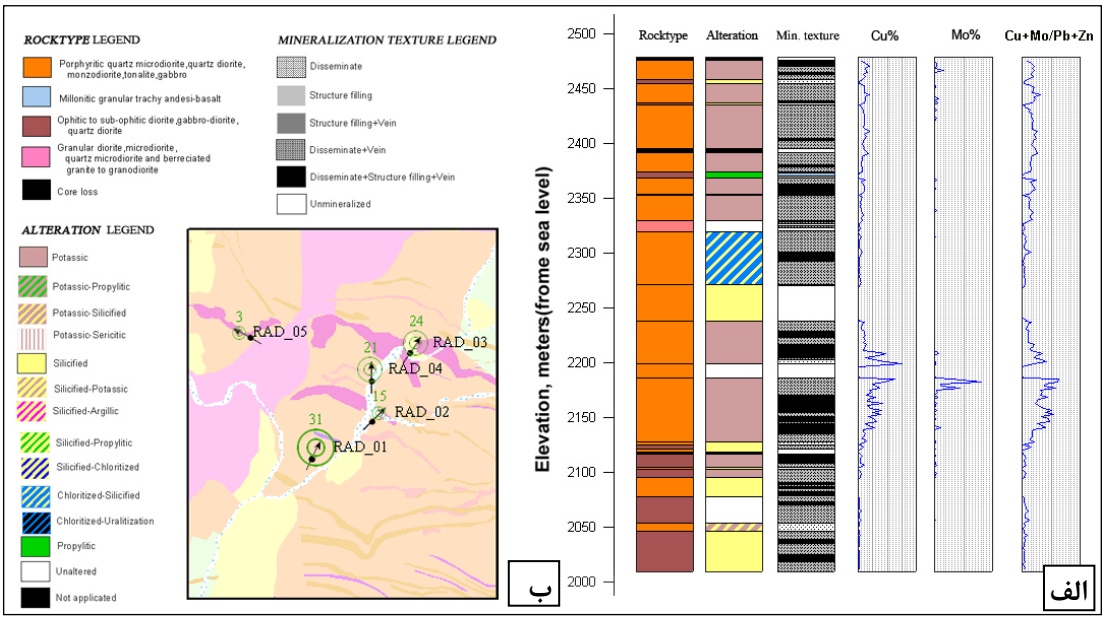
جدول۳- ضرایب همبستگی محاسبه شده به روش اسپیرمن، بر اساس ۹۵۴ آنالیز ۵ عنصری (مس، مولیبدن، سرب، روی و آهن) در گمانه‌های اکتشافی در منطقه مورد مطالعه.

| | Cu | Mo | Pb | Zn | Fe |
|---|---|---|---|---|---|
| **Cu** | 1 | | | | |
| **Mo** | 0.698 | 1 | | | |
| **Pb** | 0.234 | 0.147 | 1 | | |
| **Zn** | 0.607 | 0.333 | 0.517 | 1 | |
| **Fe** | 0.023 | -0.08 | 0.202 | 0.133 | 1 |

با توجه به جدول همبستگی عناصر(جدول ۳)، موارد ذیل قابل توجه است:

همبستگی مثبت و خوبی بین دو عنصر Mo و Cu (حدود 0.7+) مشاهده شده است که یک امر طبیعی محسوب می‌شود و با توجه به مقادیر Mo این کانسار می‌تواند نوع مس- مولیبدن باشد. همبستگی نسبتا خوبی بین روی و مس (حدود0.6+) مشاهده می‌شود که حتی بیشتر از همبستگی روی و سرب (حدود 0.5+) است (جدول۳). آهن با همه عناصر همبستگی مثبت خیلی ضعیف و با مولیبدن همبستگی منفی خیلی ضعیف دارد.

گراف رسم شده برای نسبت Cu+Mo/Pb+Zn در بعضی از چاه‌های اکتشافی نیز نشان‌دهنده همبستگی خوب این نسبت با میزان مس و مولیبدن در عمق می‌باشد. شکل۵ همبستگی نسبت مذکور با مس و مولیبدن و تغییر ناچیز آن به سمت عمق را در گمانه RAD-02 نشان می‌دهد(شکل ۵-الف).




شکل۵- الف) توزیع نوع سنگ، دگرسانی، بافت و عیار کانی‌سازی در گمانه اکتشافی RAD_02 (شیب گمانه لحاظ نشده است). ب) نقشه ایندکس گمانه‌های اکتشافی به همراه متوسط Cu+Mo/Pb+Zn در گمانه های اکتشافی.

## بحث

این احتمال وجود دارد که غنی‌شدگی عناصر مافیک و کلسیم در سنگ‌های گرانودیوریت پورفیری توسط سیالات گرمابی صورت گرفته باشد. سیالات هیدروترمال، این عناصر را از سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری اولیه که میزان بالاتری عناصر مافیک و کلسیم داشته‌اند، خارج نموده و به سنگ‌های گرانودیوریت پورفیری افزوده‌اند. این عملکرد سیالات باعث تهی‌شدگی عناصر مافیک و کلسیم در سنگ‌های میکرودیوریت دگرسان و غنی‌شدگی آنها در سنگ‌های گرانودیوریت دگرسان، شده است که باعث افزایش حضور کانی‌های آلکالن (بیوتیت و ارتوز ثانویه) و کانی‌های سیلیسی بیشتر در

سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری و کانی‌های مافیک و کلسیک در سنگ‌های گرانودیوریت پورفیری شده است.

به نظر می‌رسد غنی‌شدگی عناصر فرعی و کمیاب در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری در پی فعالیت سیالات هیدروترمال و انتقال این عناصر از سنگ‌های منشا سیالات و توده‌های گرانودیوریت پورفیری باشد. در اثر دگرسانی سنگ‌های گرانودیوریتی، مقادیری عناصر فرعی و کمیاب مانند پتاسیم، روبیدیم، زیرکن و غیره از آن خارج و وارد سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری اطراف شده است. ورود مقادیر زیادی عناصر مافیک توسط سیالات داغ به واحد گرانودیوریت، باعث تشکیل کانی‌های مافیک ثانویه مانند بیوتیت، ترمولیت- اکتینولیت، کلریت، اسفن و لوکوکسن به جای کانی‌های مافیک اولیه شده است.

همبستگی خوب بین دو عنصر Mo و Cu می‌تواند موید تشکیل همزمان بخش عمده مس و مولیبدن باشد. همبستگی روی و مس می‌تواند نشان‌دهنده فعالیت سیالات دما پائین دارای روی و احتمالا مس در قسمت‌هایی باشد که قبلا مس در دمای بالا نهشته شده است. این عمل منجر به نهشته شدن عنصر فوق کانساری روی بر روی عنصر تحت کانساری مس به صورت تلسکوپی شده است. شکل تلسکوپی غنی‌شدگی عنصر روی دماپائین بر روی بخش‌های مس‌دار (دمابالا و دماپائین) و حضور فراوان کانی اسفالریت دارای ادخال و هم رشدی با کانی کالکوپیریت در مقاطع صیقلی (طیبی و همکاران، ۱۳۹۰) می‌تواند نشانگر حداقل دوفازی بودن کانی‌سازی باشد که توسط سیالاتی با مقادیری روی و احتمالا مس ایجاد شده‌اند. به نظر می‌رسد این سیالات سرب زیادی نداشته‌اند و همبستگی خوبی بین مس، مولیبدن و روی با سرب ایجاد نکرده‌اند. همچنین تهی‌شدگی روی در زون‌های پتاسیک استوک‌های گرانودیوریت پورفیری و غنی‌شدگی آن در زون‌های پتاسیک سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری می‌تواند دلیلی بر تأثیر سیالات گرمابی تأخیری و نهشته‌شدن انتخابی در سنگ‌های میکرودیوریتی باشد.

تغییرات ناچیز نسبت Cu+Mo/Pb+Zn با عمق و همچنین همبستگی خوب آن با مس و مولیبدن نشان‌دهنده این مطلب است که چاه‌های اکتشافی در مرکز سیستم کانی‌سازی حفر شده‌اند. معمولا نقاط دارای بیشترین عیار کانی‌سازی مس و مولیبدن دارای کمترین عیار سرب و روی می‌باشند که این نقاط دارای میزان بالای Cu+Mo/Pb+Zn می‌باشند و با نزدیک شدن به حواشی سیستم کانی‌سازی مقدار این نسبت با افزایش میزان سرب و روی، کاهش می‌یابد (شکل۵، ب).

## نتیجه‌گیری

در نهایت می‌توان با مشاهده تفاوت غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در سنگ‌های میزبان کانی‌سازی، چند مرحله دگرسانی را در منطقه نتیجه‌گیری نمود. همچنین همبستگی عناصر فوق کانساری و تحت کانساری مانند روی و مس، شکل تلسکوپی کانی‌سازی را تداعی می‌کند، که طی حداقل دو فاز دمابالا و دماپائین تشکیل شده است. در این صورت می‌توان منشأ غالب کانی‌سازی و سیالات گرمابی را یک توده نفوذی نهان و همچنین واحد گرانودیوریت پورفیری دانست. کانی‌سازی اولیه در سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری توسط سیالات دمابالا رخ داده و سپس استوک‌های گرانودیوریت پورفیری با کمی تاخیر بر دگرسانی و کانی‌سازی‌های قبلی تأثیر گذاشته‌اند. بدین ترتیب

سنگ‌های میکرودیوریت پورفیری در اثر چند فاز دگرسانی، به شدت دگرسان شده و کانی‌سازی اولیه در مراحل بعدی احتمالا غنی‌تر شده است.

**منابع**


- باباخانی، ع. ر.، و علوی تهرانی، ن.، ۱۳۷۱. نقشه چهارگوش سبزواران، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- شرکت ملی صنایع مس ایران.، ۱۳۸۹. گزارش مطالعات زمین‌شناسی- آلتراسیون محدوده رضی‌آباد در مقیاس ۱:۱۰۰۰، منتشر نشده.

- شفیعی، ب.، ۱۳۸۶. الگوی فلززائی کمربند مس پورفیری کرمان و رهیافت‌های اکتشافی آن، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

- طیبی، ف.، ربیعی، ا.، بهزادی، م.، و امامی، م.، ۱۳۹۰. سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی مس پورفیری رضی‌آباد، شمال غرب جیرفت، دومین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران.

- Atherthon, M. P., and Tarney, J., .1979 . Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence, Shiva Pub. Ltd, Orpington, Kent.274 p.

- Grabeljsek, V., Zolnaj, S., Halaviati, J., and Cvetic, S., 1959 .Geological map of Iran, 1:100 000 ,Series sheet 7547-Sabzevaran, Geological survey of Iran.

- Humphries, S.E., 1984. The Mobality of the rare earth elements in the crust. In: Henderson P. (ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, p.315-341.

- Michard, A., 1989. Rare earth element systematic in hydrothermal fiuids. Geochimical Cosmochimical Acta, v. 53, p. 745-750.

- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 38, p. 757-775.

- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, p. 230-249.

- Rollinson, H.R., 1992. Another look at the constant sum problem in geochemistry. Mineralogical Magazine, v. 56, p. 469-475.

- Saric ,V., 1972. Exploration for Copper at Razi Abad –Madine ,Institute for Geological and Mining Exploration, Report 50YU.

- Stoklin, J., 1968 . Structural history and tectonics of Iran; a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52(7), p. 1229-1258.

- Taylor, R.P., and Fryer, B.J., 1980. Multi-stage hydrothermal alteration in porphyry copper systems in northern Turkey: the temporal interplay of potassic, propylitic and phyllic fluids. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 901-926.