

رخدادهای معدنی آریچای، شمال تکاب: کانه‌زایی اپی‌ترمال فلزات پایه در پهنه فلزایی تکاب-انگوران-تخت سلیمان

لیلا طالبی^۱، میرعلی اصغر مختاری^{۲*}، محمد ابراهیمی^۲ و حسین کوهستانی^۲

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۷/۱۸

چکیده

رخدادهای معدنی سرب-روی-مس آریچای در پهنه فلزایی تکاب-انگوران-تخت سلیمان و در فاصله ۶۰ کیلومتری شمال تکاب جای دارد. سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی الیگومیوسن است که توسط توده‌های گابرویی و گرانودیوریتی مورد هجوم قرار گرفته‌اند. کانه‌زایی در این منطقه به صورت رگه‌های سیلیسی کانه‌دار درون توده گابرویی رخ داده است. نتایج مطالعات سنگ‌نگاری توده گابرویی نشان می‌دهد که بافت چیره در این سنگ‌ها هتروگرانولار با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کالکوپیریت و کلسیت است. بر پایه مطالعات زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها مربوط به محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای هستند و ماهیت کالک‌آلکان دارند. نتایج این مطالعات بیانگر آلاینش ماگمای مادر این سنگ‌ها با مواد پوسته‌ای است. بر پایه مطالعات میکروسکوپی، کانه‌های موجود در کانی‌سازی منطقه مورد مطالعه شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و به مقدار کمتر پیریت و کانی‌های باطله شامل کوارتز و کلسیت هستند. ساخت و بافت مواد معدنی و باطله شامل رگه-رگچه‌ای، دانه‌پراکنده، پرشی، پُرکننده فضای خالی، جعبه‌ای، شانه‌ای، پُرمانند، کاکلی و جان‌شینی است. دگرسانی گرمایی به بخش‌های سیلیسی، سربیتی-آرژیلیکی و کربناتی پهنه‌های کانه‌دار محدود می‌شود. در بیرون از پهنه‌های کانه‌دار، دگرسانی به صورت سربیتی و کلسیتی-کلریتی شدن (دگرسانی پروپلیتیک) گابروی میزبان رخ داده است. چهار مرحله کانه‌زایی در رخدادهای معدنی آریچای قابل تفکیک است. این مراحل با پرشی و سیلیسی شدن سنگ‌های میزبان (مرحله اول) آغاز و به ترتیب با ته‌نشست کوارتز، کالکوپیریت و پیریت در رگه‌ها و سیمان گرمایی برش‌ها (مرحله دوم)، رگه و رگچه‌های کوارتز-گالن-اسفالریت (مرحله سوم) و سرانجام تشکیل رگه و رگچه‌های منفرد تا دسته رگچه‌های نیمه‌موازی تا متقاطع کوارتزی-کربناتی تأخیری بدون کانه‌زایی (مرحله چهارم) ادامه یافته است. مقایسه الگوی عناصر REE در بخش‌های کانه‌دار و گابروی میزبان بدون کانه‌زایی، بیانگر تپه‌شدگی مشخص در میزان این عناصر در بخش‌های کانه‌دار است. این امر می‌تواند بیانگر میزان بالای واکنش میان سیال‌های کانه‌زا و سنگ میزبان در آریچای باشد. ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت رخدادهای معدنی آریچای با نوع سولفیداسیون حدواسط کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه قابل مقایسه است.

کلیدواژه‌ها: کانه‌زایی سرب-روی-مس، کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه، آریچای، تکاب-انگوران-تخت سلیمان.

E-mail: amokhtari@znu.ac.ir

*نویسنده مسئول: میرعلی اصغر مختاری

۱- پیش‌نوشتار

لطفی و کریمی، (۱۳۸۳) اشاره کرد. این کانه‌زایی‌ها مرتبط با فعالیت‌های گسترده آتشفشانی-گرمایی سنوزوییک تا عهد حاضر هستند (Daliran, 2008). رخدادهای معدنی سرب-روی-مس آریچای یکی از کانی‌سازی‌های موجود در منطقه تکاب-انگوران-تخت سلیمان است. فعالیت‌های اکتشافی در طی سال‌های گذشته روی این رخدادهای معدنی (به‌منش، ۱۳۹۲) به شناسایی رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌سازی سرب-روی-مس (طلا و نقره) انجامیده است. با این وجود، تاکنون مطالعه علمی دقیقی روی این رخدادهای معدنی انجام نشده بود. در این مقاله، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمیایی این رخدادهای معدنی مورد بررسی قرار گرفته و نوع کانه‌زایی و مدل تشکیل آن تعیین شده است. مطالعه دقیق این نوع کانه‌زایی‌ها می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی را برای اکتشاف کانه‌زایی‌های مشابه در پهنه فلزایی تکاب-انگوران-تخت سلیمان معرفی کند و به‌عنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد.

۲- روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل شناسایی رگه‌های کانی‌سازی و چگونگی ارتباط آنها با سنگ‌های میزبان و نمونه‌گیری از آنها برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. در این راستا، افزون بر انجام مطالعات صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، بیش از ۶۰ نمونه از واحدهای سنگی میزبان و رخنمون‌های کانی‌سازی برداشت شد. از این میان، ۲۳ مقطع نازک و ۱۳ مقطع نازک-صیقلی برای مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت، تهیه و با استفاده از میکروسکوپ‌های پلاریزان دو

رخدادهای معدنی سرب-روی-مس آریچای در استان آذربایجان غربی و در فاصله ۶۰ کیلومتری شمال تکاب با موقعیت ۴۰°۷۱′۲۶″ تا ۴۰°۷۶′۲۹″ عرض شمالی و ۶۸°۱۸′۳۲″ تا ۶۸°۸′۵۸″ طول خاوری (پهنه ۳۸، سامانه مختصات جغرافیایی، UTM)، در بخش باختری نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۵) جای گرفته است. بر پایه تقسیمات محیط‌های زمین‌ساختی-رسوبی ایران (Stöcklin, 1968)، این رخدادهای معدنی بخشی از پهنه ایران مرکزی را در مرز پهنه‌های ساختاری ایران مرکزی و سندج-سیرجان تشکیل می‌دهد و جزئی از پهنه فلزایی تکاب-انگوران-تخت سلیمان (Daliran et al., 2002; Daliran, 2008) به‌شمار می‌رود. از دیدگاه فلزایی، منطقه تکاب-انگوران-تخت سلیمان یکی از ایالت‌های فلزایی مهم در ایران است. کانسارهای طلای زرشوران (Daliran et al., 1999 and 2002); (Daliran, 2008) (Mehrabi et al., 1999; Asadi et al., 1999 and 2000) و توزلار (حیدری، ۱۳۹۲؛ حیدری و همکاران، ۱۳۹۳؛ Heidari et al., 2015)، همراه با کانسار روی-سرب انگوران (Daliran et al., 1999 and 2013); (Gilg et al., 2006; Boni et al., 2007) در این منطقه قرار دارند. از دیگر کانسارها و نشانه‌های معدنی موجود در این منطقه می‌توان به سرب-روی-نقره آی‌قلعه‌سی (شیرخانی، ۱۳۸۷؛ محمدی نیایی، ۱۳۹۴؛ Mohammadi Niaei et al., 2015)، روی-سرب-نقره حلب (کریمی و همکاران، ۱۳۹۴)، طلا-آرسنیک عربشاه (نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳؛ نجف‌زاده، ۱۳۹۴)، طلا-سرب قوزلو، روی (طلا-آهن) چیچکلو، آنتیموان آق‌دره بالا، بلدرقانی و پخیربولاچی، جیوه شیرمرد، یار عزیز و کوه شاخ‌شاخ و آهن شهرک و کوه‌بابا (Daliran, 2008) و معدن متروکه مس بایچه‌باغ (Daliran, 2008)؛

۳-۱. توده‌های نفوذی

– **گابرو (gb):** این توده به درون واحدهای OM^{I1} ، OM^{I2} و OM^{S1SV} نفوذ کرده و در محل تماس آنها هاله‌های دگرگونی مجاورتی (هورنفلس) ضعیفی ایجاد شده است. این توده میزبان اصلی رگه‌های کوارتزی کانه‌دار منطقه است که آثار فعالیت‌های معدنی کهن روی آنها دیده می‌شود (شکل ۲-ت). بر پایه مطالعات میکروسکوپی، بافت این توده هتروگرانولار، سری‌ایتی، پورفیرویدی، اینترگرانولار، افیتیک، ساب‌افیتیک و غربالی متشکل از بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است که با درجات متغیری دگرسان شده‌اند (شکل ۳-ت).

– **گرانودیوریت (gd):** این توده به صورت یک رخنمون عدسی‌شکل کوچک (درازی بیشینه ۵۰ متر) درون واحدهای هورنفلسی منطقه دیده می‌شود (شکل ۲-ت). رخنمون اصلی این توده در بخش‌های جنوبی خارج از منطقه مطالعاتی، به صورت توده‌های گرانودیوریتی بزرگ دیده می‌شود (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۵). بر پایه مطالعات میکروسکوپی، بافت این توده هتروگرانولار متشکل از بلورهای درشت پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار قلیایی و آمفیبول است (شکل ۳-ج).

افزون بر واحدهای یاد شده، در حاشیه باختری رودخانه عربشاه - جدافیه، رخنمون گسترده‌ای از سنگ‌های هورنفلسی دیده می‌شود (شکل‌های ۲-الف، ب و ج). این سنگ‌ها که از دگرگونی واحدهای OM^{S1SV} حاصل شده‌اند را می‌توان به دو واحد $h1$ (بخش‌های با درجه دگرگونی پایین تر) و $h2$ (بخش‌های با درجه دگرگونی بالاتر) تفکیک کرد. از دید سنگ‌شناسی، واحد $h1$ متشکل از اکتینولیت هورنفلس و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده است؛ در حالی که واحد $h2$ از سنگ‌های پلیتی دوباره تبلور یافته و کالک‌سیلیکات هورنفلس تشکیل شده است.

۳-۴. کانه‌زایی

بر پایه مطالعات صحرایی، کانی‌سازی در رخداد معدنی آریپاجای به صورت رگه‌های سیلیسی با درازای بیشینه ۲۵۰ متر و ستبرای ۰/۵ تا ۲ متر، به طور چیره در امتداد شمال خاوری - جنوب باختری و شیب ۴۰ تا ۶۰ درجه به سوی جنوب خاوری با سنگ میزبان توده گابرویی رخ داده است (شکل ۴-الف). آثار فعالیت‌های معدنی کهن به صورت بقایای تونل‌ها، جاهک‌ها و تراشه‌های استخراجی روی بسیاری از این رگه‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۴-ب و پ). کانه‌زایی سرب - روی - مس در رگه‌های سیلیسی شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و آغشگی‌های مالاکیت و آزوریت است (شکل‌های ۴-ت و ث). رگه‌های اشاره شده رخنمون‌های پیوسته در سطح زمین ندارند و بیشتر آنها در زیر پوشش خاک سطحی مدفون است. رگه‌های کانه‌دار بیشتر بافت توده‌ای دارند و در برخی نقاط، بافت پرشی نیز در آنها دیده می‌شود. نتایج تجزیه نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های کانه‌دار توسط به‌منش (۱۳۹۲)، میزان سرب، روی و مس را به ترتیب تا ۱۶/۲۵ و ۰/۶۳ درصد نشان داده است. بر همین اساس، بالاترین میزان نقره و طلا به ترتیب تا ۹۷۶ و ۳/۷ گرم در تن می‌رسد (به‌منش، ۱۳۹۲).

بر پایه مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام شده، کانه‌زایی در منطقه آریپاجای را می‌توان به چهار مرحله تفکیک کرد. مرحله اول کانه‌زایی با پرشی شدن و به دنبال آن سیلیسی شدن سنگ‌های میزبان مشخص می‌شود. سیلیسی شدن شامل کوارتزهای ریزبلور است که خرد شده سنگ‌های نیمه‌گرد شده سنگ میزبان را دربر گرفته‌اند (شکل ۵-الف). هیچ‌گونه کانی سولفیدی با این مرحله دیده نمی‌شود. این مرحله بیشتر به‌عنوان زمینه‌ساز مراحل بعدی کانه‌زایی رفتار کرده و بیشتر توسط مراحل بعدی کانی‌سازی قطع شده است (شکل ۵-ب). کانه‌زایی مرحله دوم شامل کوارتز، کالکوپیریت و پیریت است که به صورت رگه‌ها و سیمان گرمایی پرش‌ها رخ داده است (شکل‌های ۵-ب تا ت). ستبرای رگه - رگچه‌ها از چند میکرون تا بیشینه ۵ میلی‌متر تغییر می‌کند. کالکوپیریت بیشتر به صورت بلورهای دانه‌درشت نیمه‌خودشکل و گاه بی‌شکل، و پیریت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل ریز تا گاه درشت دیده می‌شود. پیریت فراوانی بسیار کمتری نسبت به کالکوپیریت

منظوره مدل GX در دانشگاه زنجان مطالعه شد. سپس به منظور انجام مطالعات زمین‌شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی (REE)، ۴ نمونه از سنگ‌های میزبان سالم و غیرهوازده و ۴ نمونه از بخش‌های کانه‌دار انتخاب و به روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه شرکت زرآزمای تهران تجزیه شد.

۳-۲. زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه آریپاجای

با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۵) و بر پایه مطالعات صحرایی انجام شده در قالب تهیه نقشه ۱:۲۰۰۰۰ زمین‌شناسی منطقه آریپاجای (شکل ۱)، واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی - رسوبی و رسوبی الیگومیوسن است که توسط توده‌های گابرویی و گرانودیوریتی قطع شده‌اند. زمین‌شناسی این واحدها به شرح زیر است:

– **واحد OM^{MS} :** این واحد سنگی، بخش جنوب باختری منطقه مورد مطالعه و جنوب و جنوب باختر روستای عربشاه را پوشش داده و شامل تناوبی از لایه‌های نازک مارنی به رنگ سبز مایل به زرد تا خاکستری با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ و سیلت‌سنگ است (شکل ۲-الف). شیب عمومی لایه‌های این واحد به سوی شمال است، ولی در دو سوی دره عربشاه، به دو سوی شمال خاور و شمال باختر شیب نشان می‌دهد که نشان از وجود طاق‌دیس در این منطقه دارد.

– **واحد OM^{S1SV} :** این واحد متشکل از تناوب لایه‌های نازک تا متوسط ماسه‌سنگ و سیلت‌سنگ به رنگ خاکستری همراه با میان‌لایه‌های شیل، توف و گدازه است. این واحد به صورت همساز روی واحد مارنی - ماسه‌سنگی OM^{MS} قرار گرفته است و در برخی نقاط توسط واحدهای گدازه‌ای و آذرآواری OM^b و OM^{I1} پوشیده می‌شود (شکل‌های ۲-الف و ب). بر پایه مطالعات میکروسکوپی، بخش‌های توفی این واحد از نوع لیتیک کریستال توف تا کریستال توف با ترکیب حدواسط و بافت پورفیرو کلاستیک متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و سودومورف‌های کلریتی - کلسیتی کانی‌های مافیک است (شکل ۳-الف). قطعات سنگی موجود در لیتیک کریستال توف‌ها بافت پورفیری، زمینه بیشتر تیره‌رنگ و گاه تا یک سانتی‌متر درازا دارند. فراوانی قطعات سنگی اشاره شده در برخی نمونه‌ها تا ۲۰ درصد می‌رسد.

– **واحد OM^{I1} :** این واحد متشکل از توف پرش به رنگ خاکستری روشن تا خاکستری مایل به سبز همراه با میان‌لایه‌های محدودی از گدازه‌های آندزیتی است. این واحد به صورت همساز روی واحد OM^{S1SV} جای گرفته است و توسط واحد گدازه‌ای OM^b به صورت هم‌شیب پوشیده می‌شود (شکل ۲-پ). بر پایه مطالعات میکروسکوپی، گدازه‌های آندزیتی این واحد دارای بافت پورفیری شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و سودومورف‌های کلریتی - کلسیتی کانی‌های مافیک در یک زمینه کربناتی و کلریتی است (شکل ۳-ب).

– **واحد OM^b :** این واحد از گدازه‌های بازالتی - آندزیتی بازالتی به رنگ خاکستری تیره تشکیل شده است و به صورت همساز روی واحدهای OM^{I1} و OM^{S1SV} قرار می‌گیرد (شکل‌های ۲-ب و پ). مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که این گدازه‌ها بافت پورفیری تا پورفیری میکروولیتی و گلو‌مروپورفیری متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلازهای سریستی و گاه کربناتی شده به همراه سودومورف‌های کلسیتی، کلریتی و اکتینولیتی شده کانی‌های مافیک در یک زمینه ریزبلور از بلورهای پلاژیوکلاز و اکتینولیت دارند (شکل‌های ۳-پ و ت). این واحد، میزبان بخشی از کانی‌سازی منطقه است.

– **واحد OM^{I2} :** این واحد از تناوب لایه‌های متوسط تا ستبر توف پرش و کریستال توف به رنگ خاکستری تشکیل شده است. این واحد به صورت همساز و با شیب به سوی جنوب، روی واحد ماسه‌سنگی - سیلت‌سنگی OM^{S1SV} قرار گرفته است. توده گابرویی موجود در شمال منطقه مورد مطالعه، به درون این واحد آذرآواری نفوذ کرده است.

نیمه خودشکل ریز و درشت با بافت دانه پراکنده دیده می‌شود (شکل ۷-۷ پ). در برخی از نمونه‌ها، اسفالریت بافت تیغه‌ای دارد (شکل ۷-۷ ت). همچنین، جانشینی اسفالریت توسط اسمیت‌زونیت در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. کالکوپیریت بیشتر به صورت بلورهای دانه‌درشت نیمه خودشکل تا بی شکل دیده می‌شود و در بیشتر موارد از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به کوولیت یا گوتیت دگرسان شده است (شکل ۷-۷ ث). شدت دگرسانی گاه به حدی است که این کانی به طور کامل دگرسان شده و یا تنها بقایایی از آن به صورت بافت بازماندی و یا جزیره‌ای (Ineson, 1989) باقی مانده است. پیریت به صورت بلورهای بی شکل ریز تا گاه درشت دیده می‌شود و بیشتر از حاشیه‌ها به گوتیت دگرسان شده است (شکل ۷-۷ ج). فراوانی این کانی به ندرت به حدود ۳ درصد می‌رسد. مالاکیت، آزوریت، کوولیت، سروزیت، اسمیت‌زونیت و گوتیت کانی‌های ثانویه‌ای هستند که طی فرایندهای برونزاد جانشین کانی‌های سولفیدی اولیه شده‌اند (شکل‌های ۷-۷ ح تا ج).

کوارتزها معمولاً به صورت بلورهای نیمه خودشکل تا خودشکل با اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند. این کانی‌ها بیشتر بافت رگه-رگچه‌ای و پُرکننده فضای خالی دارند اما بافت‌های تیغه‌ای، شانه‌ای، پَرمانند و کاکلی نیز در رگه‌های کوارتزی دیده می‌شود (شکل ۸). کلسیت‌ها بیشتر در رگچه‌های کوارتزی-کربناتی (شکل ۵-۵ ح) و یا در فضای میان بلورهای کوارتز (شکل ۶-۶ پ) دیده می‌شوند و اندازه‌ای ۳ تا ۵ میلی‌متر دارند. افزون بر این، در برخی از رگه‌های کربناتی، آنکرت به صورت بلورهای شکل دار در همراهی با کلسیت دیده می‌شود (شکل ۶-۶ ب).

با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی، توالی پاراژنز کانی‌ها در رخداد معدنی آریپاچای را می‌توان به چهار مرحله تقسیم کرد (شکل ۹). مرحله اول با برشی و سیلیسی شدن سنگ میزبان همراه است و هیچ کانی سولفیدی با این مرحله دیده نمی‌شود. مرحله دوم با تشکیل بخش‌های سیلیسی-سولفیدی (کالکوپیریت و پیریت) به صورت رگه-رگچه‌ای و سیمان گرمابی برش‌هاست. بافت‌های رگه-رگچه‌ای، دانه پراکنده و کاکلی از بافت‌های مهم مواد معدنی و باطله این مرحله به شمار می‌روند. مرحله سوم شامل رگه-رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی (گالن و اسفالریت) است. بافت‌های پَرمانند و شانه‌ای از بافت‌های مهم کوارتزهای این مرحله به شمار می‌روند. کوارتز و کربنات (کلسیت و به مقدار کمی آنکرت) تشکیل دهنده اصلی مرحله چهارم هستند که به صورت رگچه‌های منفرد و یا دسته رگچه‌های نیمه موازی تا متقاطع مشخص می‌شوند. مالاکیت، آزوریت، کوولیت، اسمیت‌زونیت، سروزیت و هیدروکسیدهای آهن در مرحله برونزاد و به صورت رگه-رگچه‌ای و پُرکننده فضاهای خالی تشکیل شده‌اند.

۷- بحث و بررسی

۷-۱. داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های میزبان و بخش‌های کانه‌دار

در این بخش، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ میزبان سالم و بدون کانه‌زایی و بخش‌های کانه‌دار در رخداد معدنی آریپاچای مورد بررسی قرار گرفته است. هدف از این مطالعات، بررسی پتروژنز توده گابرویی میزبان و تعیین غنی‌شدگی و تهی‌شدگی‌های عنصری مرتبط با دگرسانی‌های گرمابی در آن و بخش‌های کانه‌دار است. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های منطقه آریپاچای در جدول ۱ آورده شده است.

۷-۲. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های میزبان

میزان MgO و SiO_2 در نمونه‌های برداشت شده از سنگ میزبان رخداد معدنی آریپاچای به ترتیب میان ۴۵/۷۵ تا ۵۵/۳۵ درصد و ۰/۸۶ تا ۲/۸۱ درصد تغییر می‌کند (جدول ۱). از دید ترکیب شیمیایی، این سنگ‌ها از نوع گابرو با ماهیت کالک‌آلکان هستند و محیط تکنونوماگمایی آنها حاشیه فعال قاره‌ای است (شکل ۱۰). الگوهای چند عنصری نمونه‌های توده گابرویی منطقه آریپاچای که نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند، در شکل ۱۱-الف نشان داده شده است. بر پایه این شکل، نمونه‌ها از عناصر LILE غنی‌شدگی دارند و بی‌هنجاری

دارد. کوارتزها معمولاً به صورت بلورهای درشت خودشکل تا نیمه خودشکل حضور دارند و بافت شانه‌ای تا دندان‌سگی نشان می‌دهند. مرحله سوم کانه‌زایی با رگه و رگچه‌های کوارتزی-سولفیدی (گالن و اسفالریت) مشخص می‌شود (شکل‌های ۵-۵ ث و ج). ستبرای رگه و رگچه‌های این مرحله از چند میکرون تا ۵ میلی‌متر متغیر است. در مقاطع میکروسکوپی، کوارتز به صورت بلورهای درشت با بافت‌های شانه‌ای و پَرمانند در حاشیه رگه‌ها دیده می‌شود و گالن و اسفالریت بیشتر بخش‌های داخلی رگه و رگچه‌ها را پُر کرده‌اند. کانه‌زایی مرحله چهارم با رگه و رگچه‌های منفرد تا دسته رگچه‌های نیمه موازی تا متقاطع کوارتزی-کربناتی تأخیری و بدون کانه‌زایی مشخص می‌شود. در مقیاس ماکروسکوپی، این رگه و رگچه‌ها ستبرایی از چند میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر دارند و مراحل پیشین کانه‌زایی را قطع کرده‌اند (شکل ۵-۵ ح).

۵- دگرسانی گرمابی

بر پایه نتایج مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی در منطقه آریپاچای گسترش چندانی ندارد و به بخش‌های سیلیسی، سریسیتی-آرژیلیکی و کربناتی پهنه‌های کانه‌دار محدود می‌شود. دگرسانی پروپلیتیک در بیرون از بخش‌های کانه‌دار و درون سنگ میزبان رخ داده است. دگرسانی سیلیسی به صورت رگه و رگچه‌ای و یا سیمان برش‌های گرمابی رخ داده و منطبق بر بخش‌های کانه‌دار است (شکل ۵). این دگرسانی توسط ساختارهای گسلی و شکستگی‌ها کنترل شده و شدت آن بسته به میزان نفوذپذیری سنگ میزبان و فاصله از مجاری سیال‌های گرمابی، از ضعیف تا شدید متغیر است. دگرسانی سریسیتی-آرژیلیکی به حاشیه رگه‌های کانه‌دار محدود می‌شود. این دگرسانی در مقیاس رخنمون به رنگ نخودی و سرخ آجری تا قهوه‌ای (وجود هیدروکسیدهای آهن) دیده می‌شود (شکل ۶-۶ الف). دگرسانی کربناتی به صورت رگه و رگچه‌های کوارتزی-کلسیتی تأخیری (شکل ۵-۵ ح) و یا کلسیت و آنکرت‌های تأخیری با بافت پُرکننده فضای خالی رخ داده است (شکل‌های ۶-۶ ب و پ). دگرسانی پروپلیتیک بیشتر در بخش‌های بیرونی پهنه‌های دگرسانی گرمابی، درون توده گابرویی میزبان و گدازه‌های بازالتی-آندزیت بازالتی دیده می‌شود و معمولاً شدت زیادی در منطقه ندارد؛ به گونه‌ای که بافت سنگ‌ها در این نوع دگرسانی معمولاً حفظ شده و یا به راحتی قابل شناسایی است. پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها به طور بخشی و گاه کامل با کلسیت، کلریت و سریسیت جایگزین شده‌اند (شکل‌های ۶-۶ ت و ث). این دگرسانی محدود کننده بخش‌های بیرونی سامانه دگرسانی گرمابی در منطقه است و با هیچ یک از مراحل کانه‌زایی همراه نیست.

۶- کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی و مواد باطله

مطالعات کانه‌نگاری نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های کانه‌دار بیانگر کانی‌شناسی ساده ماده معدنی در رخداد معدنی آریپاچای است. بر پایه این مطالعات، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و به مقدار کمتر پیریت، کانی‌شناسی اصلی ماده معدنی را تشکیل می‌دهند. مالاکیت، آزوریت، کوولیت، سروزیت، اسمیت‌زونیت و گوتیت در اثر فرایندهای هوازدگی و برونزاد (Supergene) تشکیل شده‌اند. کوارتز و کلسیت، کانی‌های اصلی مواد باطله در این رخداد معدنی هستند. مطالعات انجام شده نشان می‌دهند که ساخت و بافت مواد معدنی و باطله از نوع رگه-رگچه‌ای، دانه پراکنده، برشی، پُرکننده فضای خالی، جعبه‌ای، شانه‌ای، پَرمانند، کاکلی و جانشینی است.

گالن اصلی‌ترین کانه در رخداد معدنی آریپاچای است. این کانه بیشتر به صورت بلورهای درشت نیمه خودشکل و بی شکل دیده شده و معمولاً دارای رخ‌های مثلثی کشیده و جهت‌دار به شکل سرنیزه‌ای است (شکل ۷-۷ الف). در برخی نمونه‌ها، ادخال‌هایی از کالکوپیریت درون گالن دیده می‌شود که بیانگر تبلور زودتر این کانی نسبت به گالن در توالی پاراژنز است. گالن معمولاً از حاشیه‌ها به سروزیت دگرسان شده است (شکل ۷-۷ ب). اسفالریت معمولاً به صورت بلورهای بی شکل تا

و ژنر کانسارها استفاده می‌شود (Cullers and Graf, 1984; Lottermoser, 1992). بررسی این الگو برای بخش‌های کانه‌دار در رخداد معدنی آریپاجای (شکل ۱۱- پ) نشان می‌دهد که نمونه‌های بخش کانه‌دار در مقایسه با گابروی میزبان، تهی‌شدگی مشخصی در میزان عناصر REE همراه با بی‌هنجاری منفی Ce, Er و Yb نشان می‌دهند. الگوی REE در رگه‌های سیلیسی کالکوپیریت‌دار مرحله دوم و سیلیسی گال-اسفالریت‌دار مرحله سوم کانه‌زایی مشابه است و تفاوت‌های جزئی نشان می‌دهند. این رگه‌ها بی‌هنجاری منفی Eu بسیار کوچکی دارند. الگوی عناصر REE در بخش‌های دگرسان‌شده رگه مرحله سوم دارای کانی‌های برونزاد سروزیت، اسمیت‌زونیت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، با الگوی این عناصر در دیگر بخش‌های کانه‌دار متفاوت است. این بخش‌ها در مقایسه با گابروی میزبان، تهی‌شدگی ضعیفی در عناصر LREE دارند؛ اما همانند دیگر بخش‌های کانه‌دار، کاهش شدیدی در عناصر HREE نشان می‌دهند. به بیان دیگر، عناصر LREE در نمونه مربوط به رگه مرحله سوم با دگرسانی برونزاد، در مقایسه با رگه‌های بدون دگرسانی مرحله سوم، غنی‌شده‌تر هستند. این غنی‌شدگی می‌تواند در ارتباط با توانایی تحرک این عناصر در مقایسه با عناصر HREE باشد (Rolland et al., 2003). بی‌هنجاری منفی Eu در بخش‌های کانه‌دار می‌تواند در ارتباط با شرایط احیایی سیال و محیط نهشت کانه‌ها باشد (Whitford et al., 1988; Dokuz et al., 2005; Wang et al., 2006). از سوی دیگر (McKenzie and O'Nions, 1991) نشان دادند که Ce تحت شرایط اسیدی نمی‌تواند تشکیل کمپلکس جدید دهد و در نتیجه یا در همان کمپلکس پیشین باقی می‌ماند و یا اینکه پس از شستشو در هیچ کمپلکس جدیدی وارد نمی‌شود و بنابراین میزان آن در محلولات محیط اسیدی کاهش آشکاری نشان می‌دهد. بنابراین بی‌هنجاری منفی Ce در بخش‌های کانه‌دار بیانگر شرایط اسیدی سیال کانه‌ساز است. به باور (Alderton et al., 1980)، به دست آمدن یا از دست رفتن REE‌ها در طی دگرسانی توسط چند فاکتور کنترل می‌شود: (۱) تمرکز REE‌ها در کانی‌های واکنش‌دهنده؛ (۲) پایداری نسبی کانی‌ها در برابر سیال؛ (۳) دسترسی بودن جایگاه در کانی‌های ثانویه برای REE‌هایی که در طی دگرسانی رها شده‌اند؛ (۴) غلظت REE‌ها در سیال‌ها؛ (۵) توانایی سیال به‌منظور به حرکت درآوردن REE‌ها. بر این اساس، به نظر می‌رسد در منطقه آریپاجای، کانی‌شناسی کانی‌های ثانویه تشکیل شده طی دگرسانی (غنی‌شدگی Tm) و ماهیت احیایی سیال‌های گرمایی (وجود بی‌هنجاری منفی Eu) در تمرکز و تحرک عناصر REE نقش داشته است.

۷-۴. تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در بخش‌های کانه‌دار

به‌منظور بررسی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر طی کانه‌زایی در رخداد معدنی آریپاجای، داده‌های مربوط به نمونه‌های کانه‌دار بر میانگین داده‌های مربوط به گابروی میزبان سالم بهنجار شد تا عناصر افزوده و یا کم شده به سنگ طی کانه‌زایی مشخص شود. گفتنی است که این روش کیفی بوده و برای تعیین میزان کمی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر، به محاسبات موازنه جرم نیاز است که در این پژوهش انجام نشده است.

بررسی الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب در بخش‌های کانه‌دار رخداد معدنی آریپاجای نشان می‌دهد که بخش‌های کانه‌دار نسبت به گابروی میزبان سالم، در بیشتر عناصر تهی‌شده و تنها در عناصر کانه‌ساز Cu, Pb و Zn غنی‌شده هستند (شکل ۱۲- الف). در بخش‌های کانه‌دار، Ni غنی‌شدگی کوچکی نشان می‌دهد. غلظت همه عناصر REE نیز در بخش‌های کانه‌دار نسبت به گابروی میزبان سالم تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۲- ب). رفتار ژئوشیمیایی عناصر REE در محیط‌های کانه‌زایی تحت تأثیر فرایندهایی همچون واکنش سیال با سنگ، نهشت سیال، جذب سطحی، تجزیه به اجزاء تغییرات دما، فشار، Eh، pH، آلکالینیته و تمرکز سیال وابسته است (Humphris, 1984; Lottermoser, 1992). در طی فرایندهای کانه‌زایی، سیال‌های غنی از Cl, F و CO₂ می‌توانند در نسبت‌های بالای سیال به سنگ، سبب تحرک عناصر REE شوند (Murphy and Hynes, 1986; Whitford et al., 1988; Bienvenu, 1990).

منفی در عناصر HFSE نشان می‌دهند. غنی‌شدگی در عناصر LILE و بی‌هنجاری منفی عناصر HFSE (Ta, Ti, P, Nb) می‌تواند از ویژگی‌های ماگمای تولید شده از گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای در مناطق فرورانشی باشد (Pearce, 1982; Pearce and Parkinson, 1993; Foley and Wheller, 1990). بی‌هنجاری منفی Nb در ماگمای مربوط به محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای می‌تواند در اثر آلودگی پوسته و سیال‌های آزاد شده از سنگ کره فرورونده به وجود آمده باشد (Aldanmaz et al., 2000). عنصر Nb می‌تواند جانشین Ti در کانی‌سفن شود. باقی ماندن چنین فاز دیرگدازی در سنگ منشأ، می‌تواند باعث بی‌هنجاری منفی این عنصر شود (Wilson, 1989). همچنین، تهی‌شدگی از Ti و Nb همراه با غنی‌شدگی از عناصر LREE از ویژگی‌های آشکار پوسته قاره‌ای است (Patchett, 1992; Plank and Langmuir, 1998; Barth et al., 2000; Patchett and Chase, 2002). وجود بی‌هنجاری مثبت عناصر K, Th و Pb، بازتابی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای مادر سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه است (Harris et al., 1986). از سوی دیگر، غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE و محتوای پایین عناصر Nb و Zr وابستگی این سنگ‌ها را به سری کالک‌آلکان نشان می‌دهد (Nelson, 2004; Machado et al., 2005). به‌طور کلی، می‌توان گفت که ماگمای مادر سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه از یک گوشته سنگ کره‌ای متاسوماتیزه شده در نتیجه فرورانش تشکیل شده و در ادامه با مواد پوسته‌ای آلاش یافته است.

الگوهای عناصر REE برای نمونه‌های توده گابرویی منطقه که با کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شده‌اند، در شکل ۱۱- ب نشان داده شده است. بر پایه این شکل، نمونه‌ها دارای الگوهای غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE هموار با بی‌هنجاری منفی ضعیف Eu و بی‌هنجاری مثبت Yb هستند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی، بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ (Wilson, 1989) و وجود گارت باقیمانده در سنگ منشأ (Zhou and Zhou, 2007) و آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Srivastava and Sigh, 2004) باشد. درجات پایین ذوب بخشی به همراه آلودگی پوسته‌ای از مهم‌ترین عوامل برای غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE به‌شمار می‌روند (Wass and Rogers, 1980; Kampunzu et al., 2003). بالا بودن مقدار عناصر LREE نسبت به HREE یکی از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های کمان آتشفشانی مناطق فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است (Wilson, 1989; Kampunzu et al., 2003; Machado et al., 2005). تفریق پلاژیوکلاز، پایین بودن فوگاسیته اکسیژن (Gill, 1981; Galoyan et al., 2009) و یا منشأ گرفتن ماگما از گوشته پلاژیوکلازدار (Wilson, 1989) می‌تواند بی‌هنجاری‌های منفی Eu را توضیح دهد.

با استفاده از عناصر Nb, Zr و Y در نمودار Nb/Y و Zr/Y برابر (Wilson and Lyshkevich, 1996)، گابروهای مورد مطالعه روندی خطی از یک منبع گوشته‌ای تهی‌شده به سوی منبع غنی‌شده نشان می‌دهند و از روند آلودگی پوسته‌ای پیروی می‌کنند. افزون بر این، بررسی نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار Hf/Yb برابر Nb/Zr (Wilson, 1989)، نشان از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده برای آنها دارد. برای تعیین نوع گوشته ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودار (Tb/Yb)_N در برابر (La/Sm)_N استفاده شد که توسط (Rooney, 2010) ارائه شده است. بر پایه این نمودار، گوشته ناحیه منشأ گابروهای منطقه آریپاجای رخساره اسپینل لرزولیت دارد. مقادیر (Tb/Yb)_N > ۱/۸ از شاخصه‌های منشأ گوشته‌ای با رخساره اسپینل لرزولیت است (Wang et al., 2006).

به‌طور کلی می‌توان گفت که ماگمای منشأ گابروهای منطقه آریپاجای از ذوب بخشی پریدوتیت گوشته‌ای غنی‌شده با ترکیب اسپینل لرزولیت در یک محیط کمان ماگمایی به‌وجود آمده که در مسیر بالآمدگی، در اثر تفریق بلوری و آلاش با پوسته بالایی تحول یافته است.

۷-۳. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بخش‌های کانه‌دار

به‌طور معمول از الگوی رفتاری عناصر REE در مواد معدنی برای تفسیر تاریخچه تشکیل

رگه‌های سیلیسی-سولفیدی کانه‌دار شده‌اند (شکل ۱۳-ت). این احتمال نیز وجود دارد که بخشی از ماده معدنی و سیال‌های گرمایی از توده‌های گرانودیوریتی منشأ گرفته باشد.

۹- نتیجه‌گیری

شواهدی مانند مشاهدات صحرایی، ژئومتری، ساخت و بافت، پاراژنز، زمین‌شیمی و دگرسانی‌های تشکیل شده در رخدادهای معدنی سرب-روی-مس آریپاجای، همگی نشان از آن دارد که این رخداد معدنی را می‌توان در ردیف کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه (نوع سولفیداسیون حدواسط) رده‌بندی کرد.

سنگ میزبان کانه‌زایی در رخداد معدنی آریپاجای، توده گابرویی با ماهیت کالک‌آلکانل است. الگوهای بهنجار شده چند عنصری این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه، بیانگر غنی‌شدگی آنها از عناصر LILE و LREE همراه با بی‌هنجاری منفی عناصر HFSE است که از ویژگی‌های ماگماهای تولید شده از گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای در مناطق فرورانشی است. افزون بر این، وجود بی‌هنجاری مثبت عناصر K، Th، Pb، بیانگر آلودگی ماگمای مادر سنگ‌های گابرویی منطقه با پوسته قاره‌ای است. الگوهای بهنجار شده REE های این سنگ‌ها با کندریت نیز غنی‌شدگی از LREEها نسبت به HREEها به همراه بی‌هنجاری منفی ضعیف Eu و بی‌هنجاری مثبت Yb را نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده درجه پایین ذوب بخشی و آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای است.

الگوی بهنجار شده REEها در بخش‌های کانه‌دار نسبت به گابروی میزبان سالم نشان می‌دهد که میزان این عناصر در بخش‌های کانه‌دار تهی شده است. این امر بیانگر میزان بالای واکنش میان سیال‌های کانه‌زا و سنگ میزبان است.

کانه‌زایی در رخداد معدنی آریپاجای به صورت رگه‌ای درون شکستگی‌های گسلی تشکیل شده و ارتباط نزدیکی با پهنه‌های دگرسانی سیلیسی دارد. از این رو بررسی پهنه‌های گسلی و دگرسانی از راه تلفیق داده‌های مربوط به روندهای زمین‌ساختی، دگرسانی و واحدهای میزبان می‌تواند از دید اکتشاف کانسارهای مشابه اهمیت داشته باشد. تعمیم شواهد به دست آمده از این مطالعات به مناطق مشابه در پهنه تکاب-انگوران-تخت سلیمان می‌تواند کاربرد فراوانی در شناسایی و اکتشاف کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه داشته باشد.

سیاسگزار

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش، از سردبیر و داوران محترم فصلنامه علوم زمین به خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده‌شان که سبب غنای بیشتر مقاله حاضر شده است، سپاسگزاری می‌کنند.

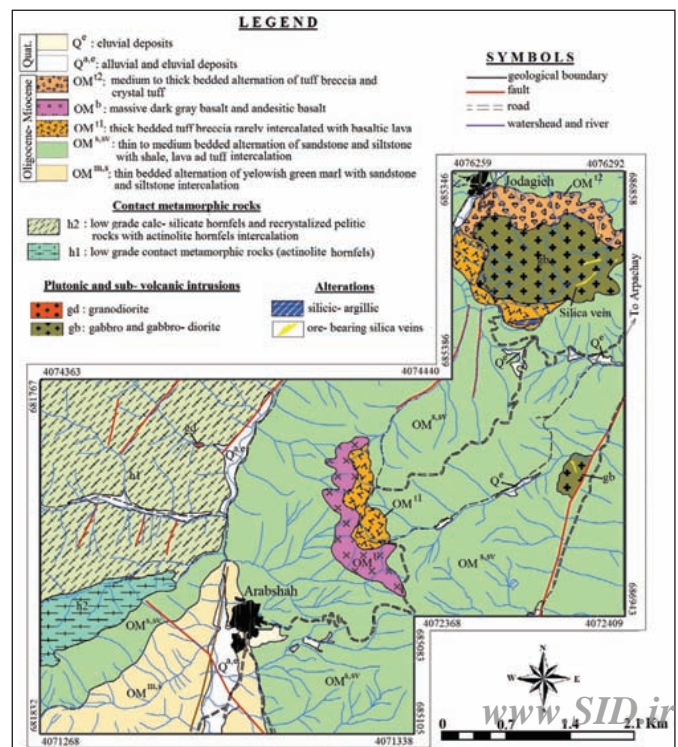
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ محدوده اکتشافی آریپاجای و موقعیت رگه‌های کانه‌زایی روی آن.

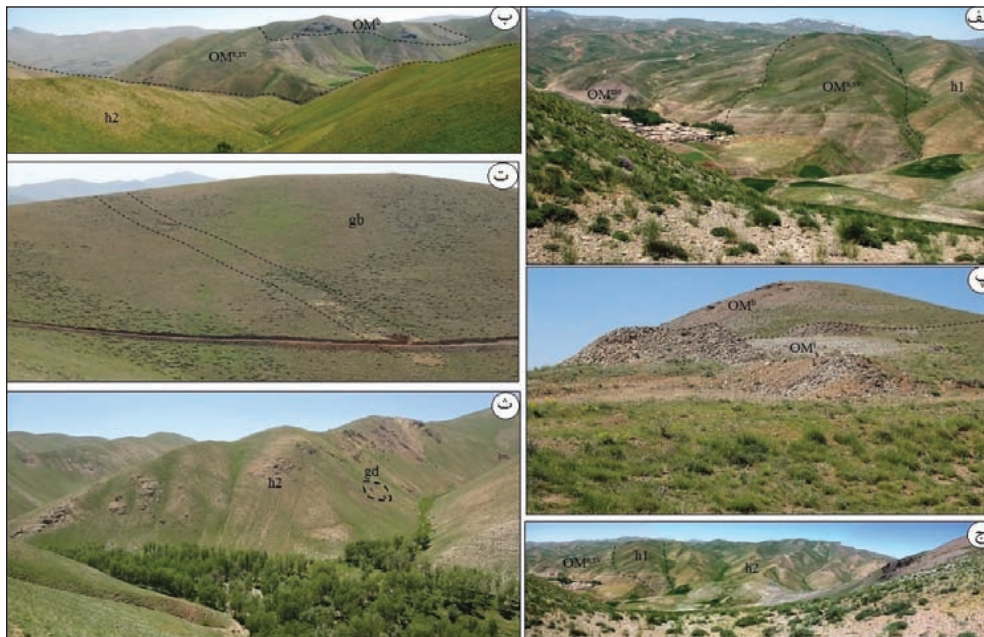
به باور پژوهشگران یاد شده، کمپلکس‌های هالوژنی و کربنیک عامل اصلی انتقال و تحرک عناصر اشاره شده به شمار می‌روند. کاهش مشخص در میزان REE برای رگه‌های کانه‌دار نسبت به گابروی میزبان نشان می‌دهد که حجم و یا ژئوشیمی سیال‌های گرمایی برای تحرک این عناصر در رخداد معدنی آریپاجای کافی است و می‌تواند بیانگر میزان بالای واکنش میان سیال‌های کانه‌زا و سنگ میزبان باشد.

۸- نوع کانه‌زایی و مدل تشکیل رخداد معدنی آریپاجای

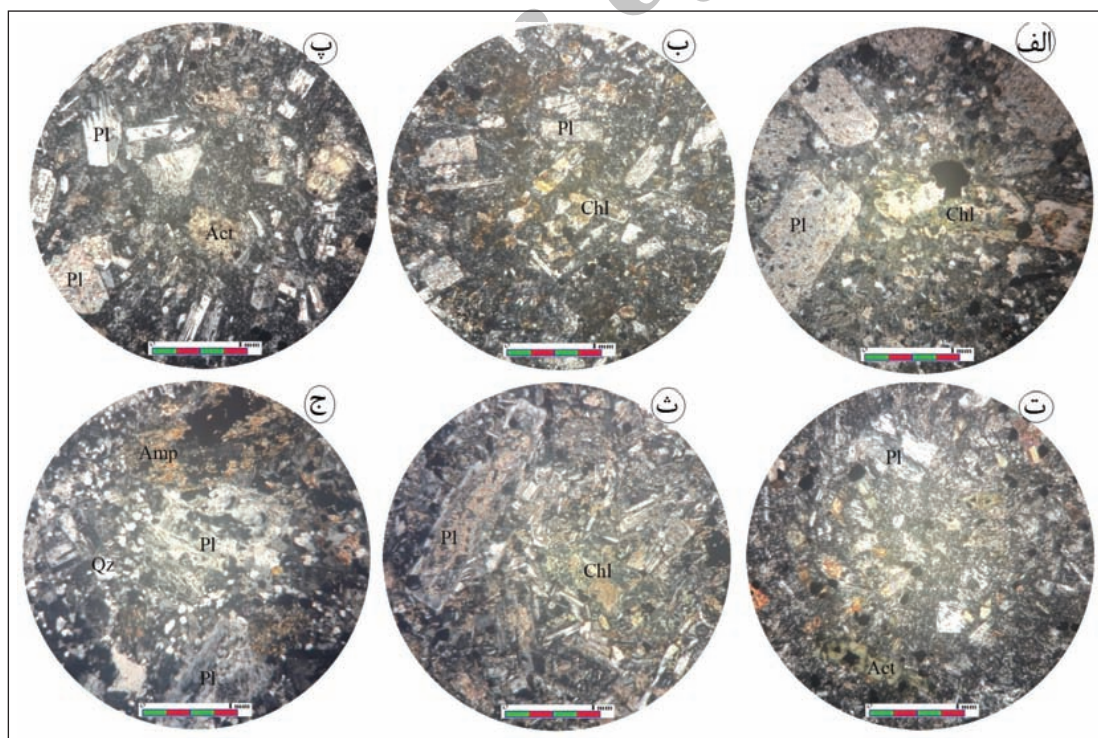
ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، ترکیب کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی در رخداد معدنی آریپاجای نشان می‌دهد که این رخداد معدنی را می‌توان در دسته کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه (نوع سولفیداسیون حدواسط) (Sillitoe, 1993; John et al., 1999; Hedenquist et al., 2000; Albinson et al., 2001; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Camprubi and Albinson, 2007) رده‌بندی کرد (جدول ۲). بر پایه نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، تجزیه‌های زمین‌شیمیایی، روابط پاراژنری کانی‌ها و کانه‌ها در منطقه آریپاجای، مراحل تکوین و تکامل این رخداد معدنی را می‌توان به صورت یک توالی چهار مرحله‌ای خلاصه کرد (شکل ۱۳):

مرحله نخست با تشکیل توالی‌های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی الیگومیوسن (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۵) در منطقه همراه است (شکل ۱۳-الف). در مرحله دوم، در نتیجه تنش‌های زمین‌ساختی اواخر الیگوسن-اوایل میوسن، واحدهای سنگی تشکیل شده در مرحله اول دچار چین‌خوردگی شده‌اند (شکل ۱۳-ب). مرحله سوم با نفوذ توده‌های گابرویی به درون توالی‌های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی الیگومیوسن مشخص می‌شود (شکل ۱۳-پ). در مرحله چهارم، توده‌های گرانودیوریتی به درون مجموعه‌های سنگی تشکیل شده در مراحل پیشین نفوذ کرده است (شکل ۱۳-ت). رخنمون این توده‌ها در بخش جنوبی منطقه به صورت ارتفاعات گرانودیوریتی مشخص است. لازم به توضیح است که رخنمون کوچکی از توده‌های هورنفلس‌ها وجود دارد. توده‌های اشاره شده به عنوان موتور حرارتی رفتار کرده و سبب چرخش آب‌های جوی در منطقه شده‌اند. این آب‌ها افزون بر گسترش پهنه‌های دگرسانی در منطقه، سبب شسته شدن عناصر فلزی از سنگ‌های مسیر و تمرکز دوباره آنها به صورت





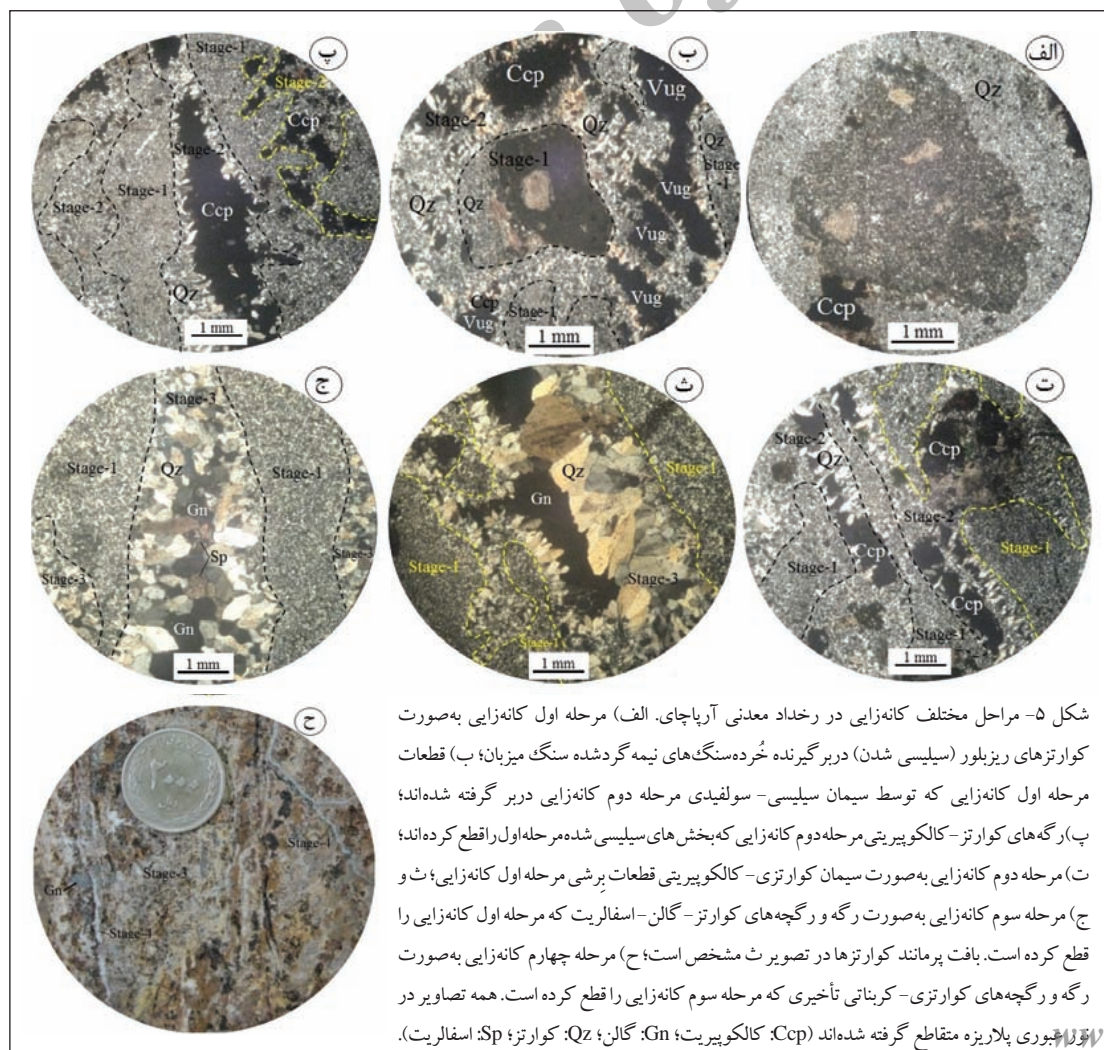
شکل ۲- الف) دورنمایی از واحدهای OM^{ms} و OM^{sv} و واحد هورنفلسی h1 در جنوب باختر تا باختر روستای عربشاه (دید به سوی جنوب باختر)؛ ب) نمایی از واحد گدازه‌ای OM^p روی تناوب لایه‌های نازک ماسه سنگ و سیلت سنگ واحد OM^{sv} (دید به سوی شمال خاور). در جلوی تصویر، واحد هورنفلسی h2 با رنگ کرمی مایل به نخودی دیده می‌شود؛ پ) نمایی از واحد توف‌برش تالیتیک توف (OM^l) با رنگ روشن که با واحد گدازه‌ای (OM^p) پوشیده شده است (دید به سوی شمال باختر)؛ ت) نمایی از توده گابرویی منطقه که آثار معدنکاری کهن روی رگه‌های کوارتزی کانه‌دار (خط چین) روی آن دیده می‌شود (دید به سوی خاور)؛ ث) دورنمایی از آپوفیز توده گرانودیوریتی (gd) درون واحد هورنفلسی h2 (دید به سوی جنوب باختر)؛ ج) دورنمایی از واحدهای دگرگونی مجاورتی h1 و h2 در باختر روستای عربشاه (دید به سوی جنوب باختر).



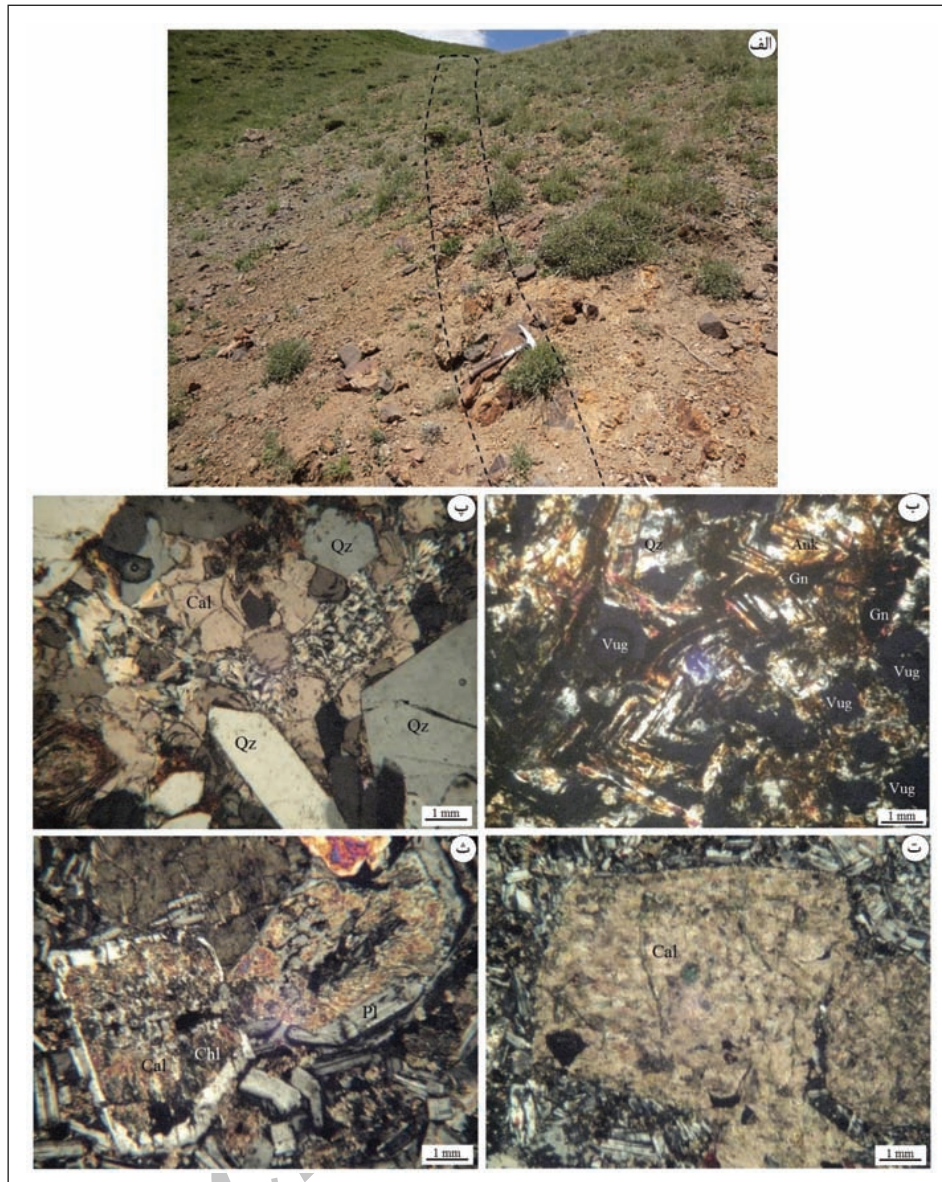
شکل ۳- الف) بافت پورفیری متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز سریستی شده به همراه سودومورف‌های کلریتی کانی‌های مافیک در زمینه دانه‌ریز کریستال توف واحد (OM^{sv})؛ ب) بافت پورفیری متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز سریستی شده به همراه سودومورف‌های کلریتی - کلریتی کانی‌های مافیک در زمینه دانه‌ریز گدازه‌های آندزیتی واحد (OM^l)؛ پ) بافت پورفیری و گلوپورفیری شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز سریستی شده به همراه سودومورف‌های اکتینولیت در زمینه دانه‌ریز گدازه‌های بازالتی - آندزیتی واحد (OM^p)؛ ت) بافت پورفیری متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز سریستی و کلریتی شده به همراه سودومورف‌های اکتینولیتی - کلریتی - کلریتی کانی‌های مافیک در زمینه دانه‌ریز گدازه‌های بازالتی - آندزیتی واحد (OM^p)؛ ث) بافت سری‌ایتی تا پورفیرویدی متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز سریستی به همراه سودومورف‌های کلریتی کانی‌های مافیک در زمینه دانه‌ریز توده گابرویی منطقه؛ ج) بافت هتروگرانولار شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و آمفیبول در توده گرانودیوریتی منطقه. همه تصاویر در نور عبوری پلازیه متقاطع گرفته شده‌اند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) گرفته شده است (Act: اکتینولیت؛ Amp: آمفیبول؛ Chl: کلریت؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Qz: کوارتز).



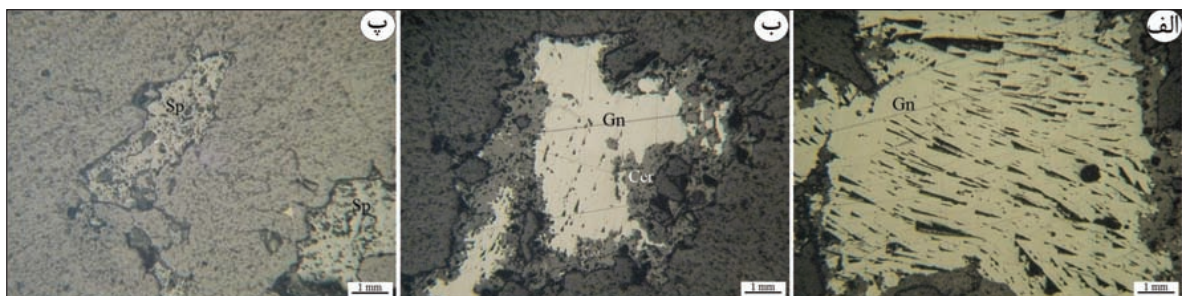
شکل ۴- الف) دورنمایی از موقعیت رگه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی آرباچای (دید به سوی خاور و شمال خاور)؛ ب) نمایی از آثار معدنکاری کهن روی رگه کانه‌دار درون توده گابرویی منطقه (دید به سوی خاور)؛ پ) نمایی نزدیک از تصویر ب. فلش موجود در تصویر، ستبرای رگه را نشان می‌دهد؛ ت) نمایی نزدیک از رگه کوارتزی دارای کانی‌سازی سرب به صورت گالن؛ ث) نمایی نزدیک از رگه کوارتزی دارای کانی‌سازی مس به صورت آزوریت و مالاکیت (Az: آزوریت؛ Gn: گالن، Mlc: مالاکیت).



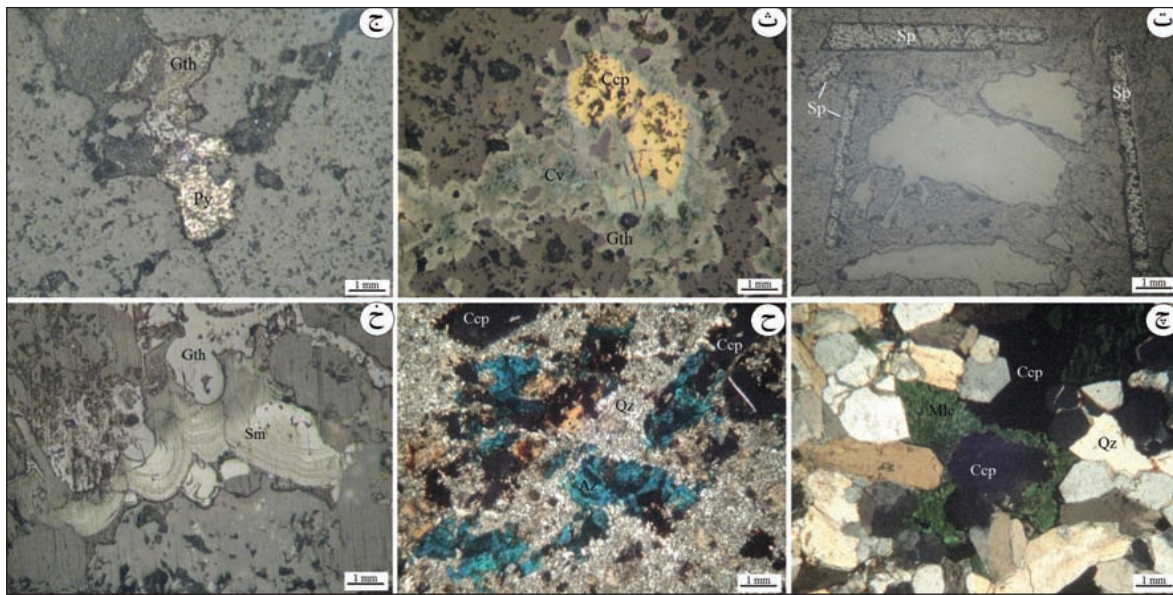
شکل ۵- مراحل مختلف کانه‌زایی در رخداد معدنی آرباچای. الف) مرحله اول کانه‌زایی به صورت کوارتزهای ریزبلور (سیلیسی شدن) دربرگیرنده خردسنگ‌های نیمه گرد شده سنگ میزبان؛ ب) قطعات مرحله اول کانه‌زایی که توسط سیمان سیلیسی- سولفیدی مرحله دوم کانه‌زایی دربر گرفته شده‌اند؛ پ) رگه‌های کوارتز- کالکوپیریتی مرحله دوم کانه‌زایی که بخش‌های سیلیسی شده مرحله اول را قطع کرده‌اند؛ ت) مرحله دوم کانه‌زایی به صورت سیمان کوارتزی- کالکوپیریتی قطعات پرشی مرحله اول کانه‌زایی؛ ث و ج) مرحله سوم کانه‌زایی به صورت رگه و رگچه‌های کوارتز- گالن- اسفالریت که مرحله اول کانه‌زایی را قطع کرده است. بافت پرمماند کوارتزها در تصویر ث مشخص است؛ ح) مرحله چهارم کانه‌زایی به صورت رگه و رگچه‌های کوارتزی- کربناتی تأخیری که مرحله سوم کانه‌زایی را قطع کرده است. همه تصاویر در مقیاس پلازیمه متقاطع گرفته شده‌اند (Ccp: کالکوپیریت؛ Gn: گالن؛ Qz: کوارتز؛ Sp: اسفالریت).



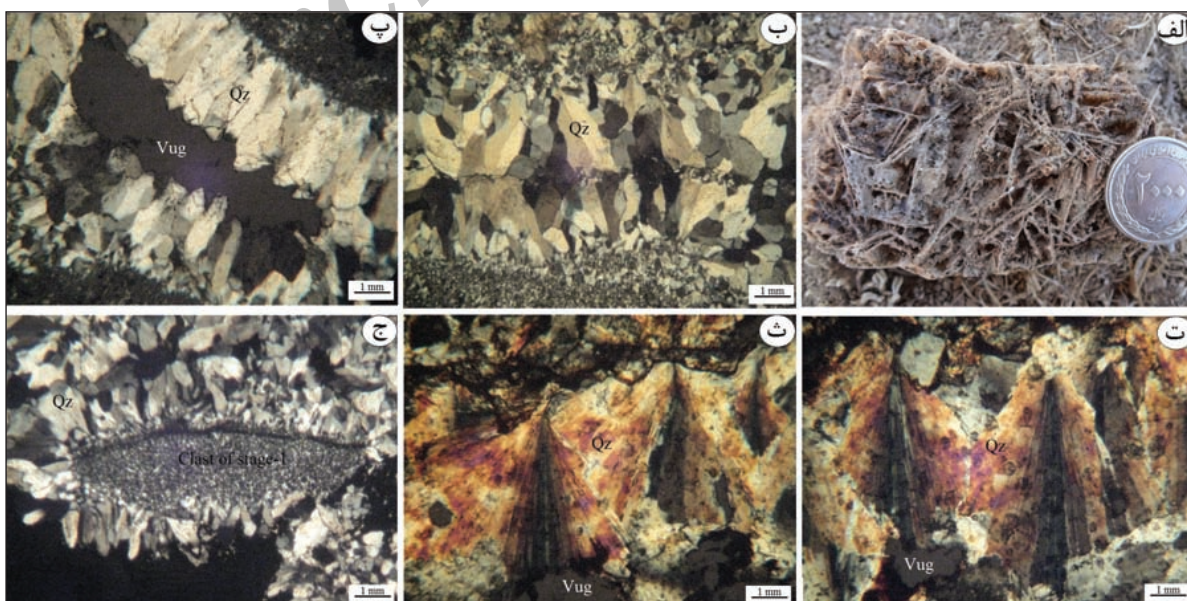
شکل ۶- نمایی از دگرسانی‌های مختلف در رخدادهای معدنی آریپاچای. الف) نمایی از دگرسانی سربستی- آرتیلیکی در حاشیه یکی از رگه‌های کوارتزی کانه‌دار (دید به سوی جنوب باختر). بالاترین عیار طلا در منطقه آریپاچای (به‌منش، ۱۳۹۲) مربوط به این رگه است، ب و پ) دگرسانی کربناتی به‌صورت آنکریت (ب) و کلسیت (پ) با بافت پُرکننده فضاهای خالی؛ ت و ث) دگرسانی کامل پیروکسن به کلسیت (ت) و دگرسانی بخشی تا گسترده پلازیوکلاز به کلسیت، کلریت و سربست (ث) در دگرسانی پروپلیتیک. همه تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری پلازیه متقاطع گرفته شده‌اند (Ank: آنکریت؛ Cal: کلسیت؛ Chl: کلریت؛ Gn: گالن؛ Pl: پلازیوکلاز؛ Qz: کوارتز؛ Vug: حفره).



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از انواع مواد معدنی در رخدادهای معدنی آریپاچای. الف) بلور درشت گالن با رخ‌های مثلثی شکل؛ ب) بلور درشت و بی‌شکل گالن که از حاشیه‌ها به سرزیت دگرسان شده است. پ) بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل اسفالریت؛



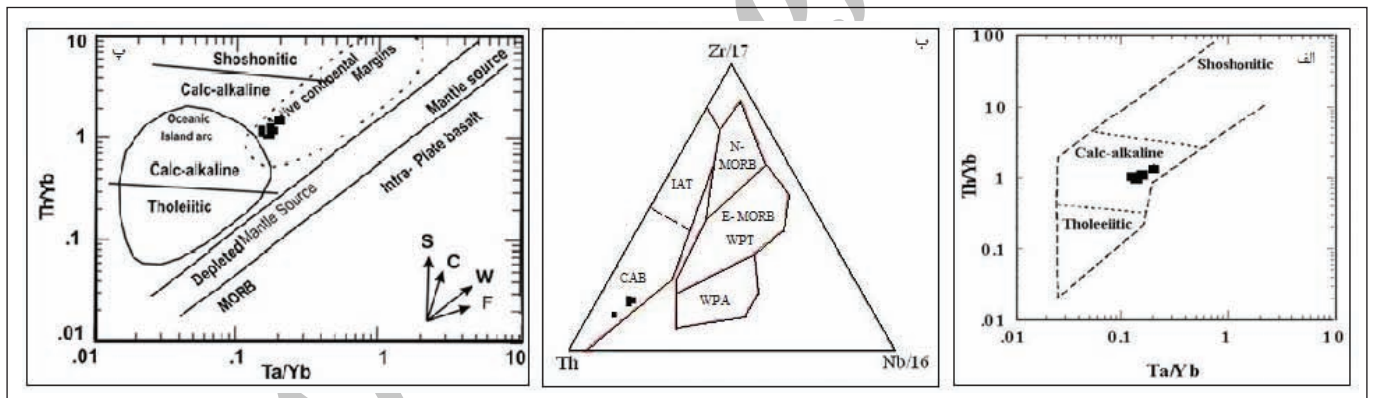
شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از انواع مواد معدنی در رخداد معدنی آرباچای. (ت) بلورهای تیغه‌ای شکل اسفالریت؛ (ث) بلور درشت و بی‌شکل کالکوپیریت که از حاشیه‌ها به کولیت و گوتیت دگرسان شده است؛ (ج) بلور بی‌شکل پیریت؛ (ح) مالاکیت؛ (خ) آزوریت؛ (چ) اسمیت زونیت و گوتیت. تصاویر الف تا ج و تصویر خ در نور بازتابی و تصاویر چ و ح در نور عبوری پلاریزه متقاطع گرفته شده‌اند (Az: آزوریت؛ Cep: کالکوپیریت؛ Cer: سروزیت؛ Cv: کولیت؛ Gn: گالن؛ Gth: گوتیت؛ Mlc: مالاکیت؛ Py: پیریت؛ Qz: کوارتز؛ Sp: اسفالریت؛ Sm: اسمیت زونیت).



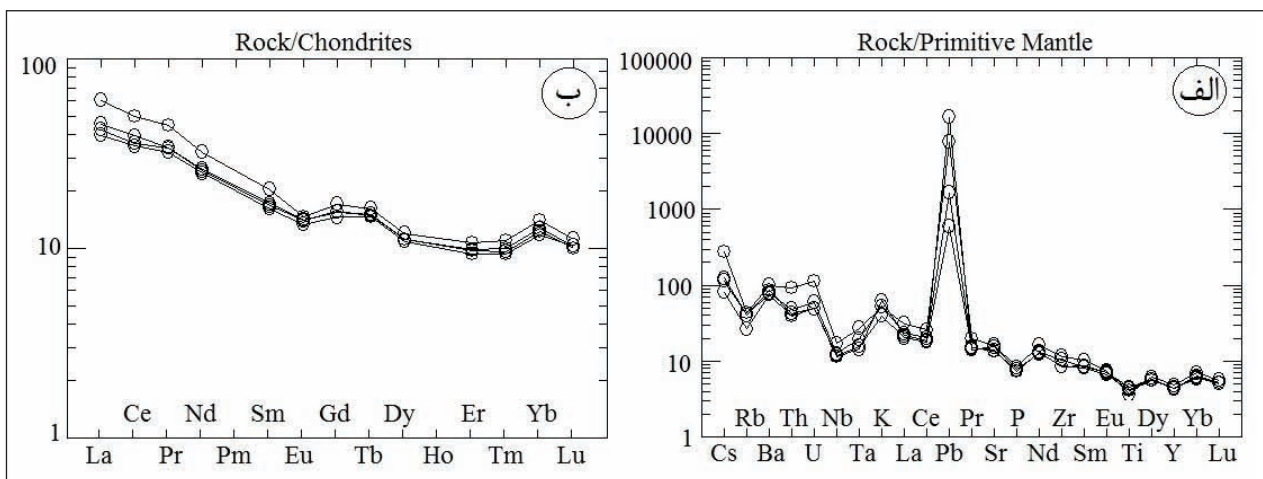
شکل ۸- نمایی از بافت‌های مختلف کوارتز در رگه‌های کانهدار رخداد معدنی آرباچای. (الف) بافت تیغه‌ای؛ (ب و پ) بافت شانه‌ای و دندان‌سگی؛ (ت و ث) بافت پرمماند؛ (ج) بافت کاکلی. همه تصاویر در نور عبوری پلاریزه متقاطع گرفته شده‌اند (Qz: کوارتز؛ Vug: حفره).

Mineralogy	Stages	Stage 1	Stage 2	Stage 3	Stage 4	Supergene
	Ore	Chalcopyrite		████		
Pyrite			████			
Galena				████		
Sphalerite				████		
Malachite-Azurite						████
Covellite						████
Smithsonite-Cerussite						████
Fe oxide-hydroxides						████
Gangue	Quartz	████	████	████	████	
	Calcite				████	████
	Ankerite				████	████
Textures	Brecciated	████				
	Open Space Filling				████	████
	Vein-veinlet		████	████	████	
	Disseminated		████	████		
	Plumose			████		
	Boxwork			████		
	Cockade		████			
	Comb			████		
	Replacement					████

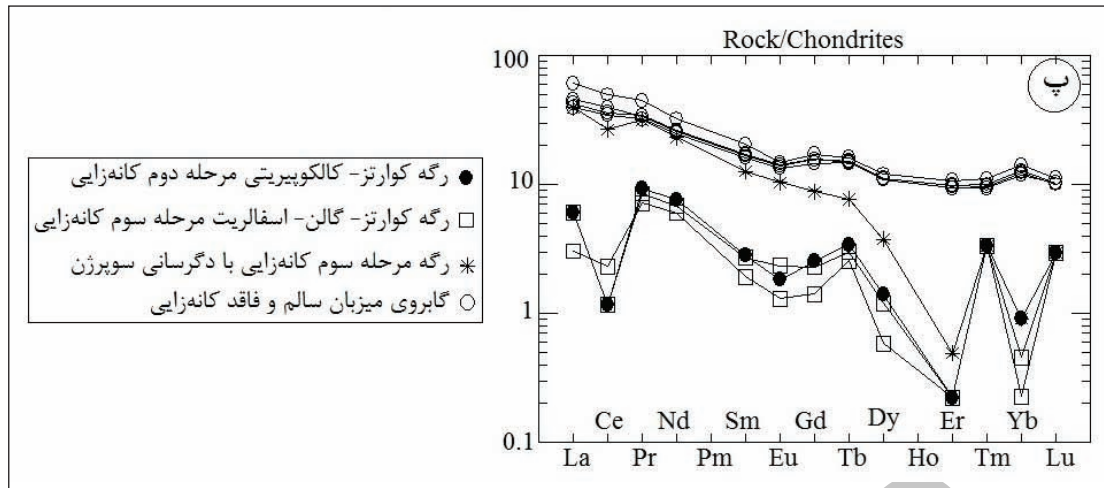
شکل ۹- توالی پاراژنزی، فراوانی نسبی و ساخت و بافت مواد معدنی و باطله در رخداد معدنی آرپاجای.



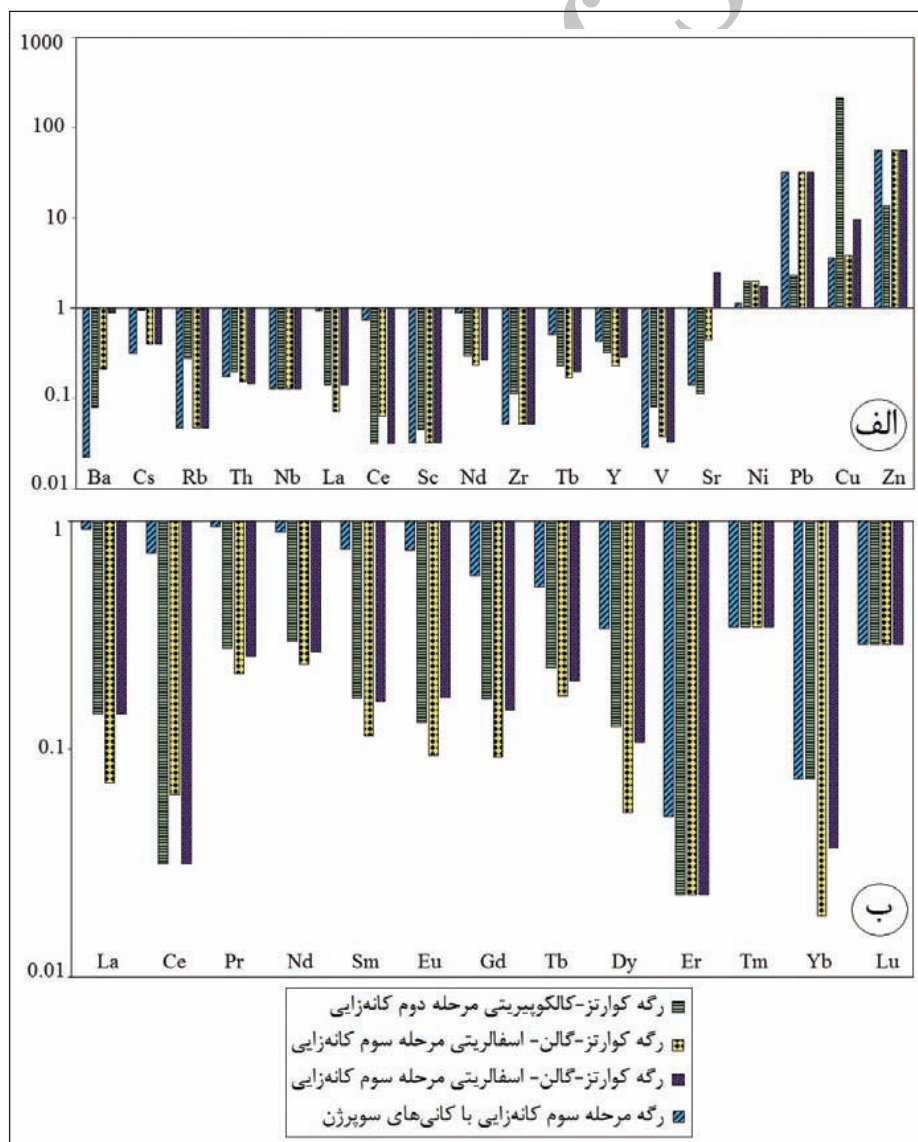
شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای: الف) Ta/Yb در برابر Th/Yb (Muller et al., 1992)؛ ب) نمودار مثلثی Th-Zr/17-Nb/16 (Wood, 1980)؛ پ) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983).



شکل ۱- الف) نمودار چند عنصری بهنجارشده با گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های توده گابرویی سالم و غیرهوازده منطقه آرپاجای؛ ب) الگوهای عناصر REE بهنجارشده با کندریت (Nakamura, 1974) برای نمونه‌های توده گابرویی سالم و غیرهوازده منطقه آرپاجای.

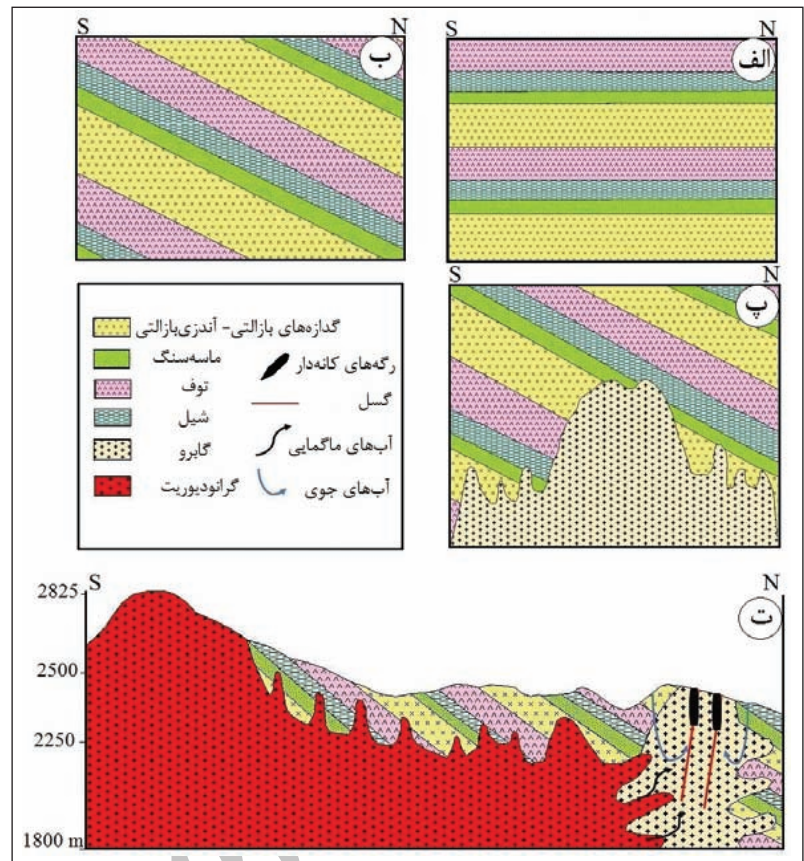


شکل ۱۱- (پ) الگوهای عناصر REE بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974) برای بخش های کانه دار و توده گابرویی سالم و غیرهوازده در رخداد معدنی آرباچای.



شکل ۱۲- نمودار الف) عناصر کمیاب و ب) REE (برای بخش های کانه دار در رخداد معدنی آرباچای که با توده گابرویی میزبان سالم و بدون کانه زایی بهنجار شده اند.

شکل ۱۳- نمایی نمادین از مراحل تکوین و تکامل کانه‌زایی در منطقه آریپاجای. الف) تشکیل توالی آتشفشانی، آتشفشانی- رسوبی و رسوبی الیگومیوسن؛ ب) چین خوردگی واحدهای الیگومیوسن در اثر فرایندهای زمین‌ساختی اواخر الیگوسن- اوایل میوسن؛ پ) نفوذ توده‌های گابرویی به درون واحدهای آتشفشانی، آتشفشانی- رسوبی و رسوبی الیگومیوسن؛ ت) نفوذ توده‌های گرانودیوریتی به درون مجموعه‌های سنگی تشکیل شده در مراحل پیش. نفوذ این توده‌ها سبب چرخش آب‌های جوی و شکل‌گیری کانه‌زایی به صورت رگه‌های سیلیسی- سولفیدی کانه‌دار درون واحد گابرویی منطقه شده است.



جدول ۱- نتایج تجزیه‌های شیمیایی توده گابرویی میزبان (نمونه‌های AR-49، AR-26، AR-25، AR-53) و بخش‌های کانه‌دار (نمونه‌های AR-8، AR-5، AR-35 و AR-38) در رخداد معدنی آریپاجای. داده‌های عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (% wt) و دیگر عناصر بر حسب میلی‌گرم در تن (ppm) هستند. AR-5: رگه مرحله ۳ با دگرسانی پروتازاد، AR-8: رگه کوارتز- کالکوپیریتی مرحله ۲، AR-35 و AR-38: رگه کوارتز- گالن- اسفالریتی مرحله ۳.

Sample	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ t	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	LOI	Sum
AR-25	45.75	6.04	18.68	5.8	1.81	12.34	0.86	0.17	0.15	0.9	4.45	98.95
AR-26	48.98	6.33	19.25	5.21	1.15	11.29	1.75	0.16	0.16	0.82	4.43	99.53
AR-49	50.06	7.29	19.13	5.17	1.52	10.33	2.83	0.11	0.15	0.85	2.53	99.97
AR-53	55.35	6.31	17.4	6.83	1.5	5.4	2.81	0.18	0.17	0.73	3.19	99.87
	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Hf	Li	Mo
AR-25	10.7	567	5.2	0.1>	0.1>	12.2	43	2.6	120	1.87	23	1.3
AR-26	13.1	499	4.6	0.1	8	15.4	55	1.7	553	1.76	23	1.3
AR-49	10.8	520	5.7	0.1>	1	18.4	69	2.4	28	2	11	1.5
AR-53	8.7	653	3.2	0.1>	1	12.3	46	5.8	33	2.54	28	3
AR-5	100<	12	0.2>	0.2	1564	13.3	49	0.7	847	0.5>	12	3.2
AR-8	100<	42	0.2>	16.2	39	4.6	217	2.1	5%<	0.5>	28	97.4
AR-35	56.8	113	0.2>	0.5	107	3.7	217	0.9	892	0.5>	63	2.5
AR-38	100<	470	0.2>	1.4	143	3.5	189	0.9	2253	0.5>	43	3.2
	Ta	Th	Tl	U	V	W	Y	Zn	Zr	Nb	Ni	Pb
AR-25	0.53	3.34	0.25	1	214	0.8	18.8	66	88	7.5	6	89
AR-26	0.58	3.11	0.18	1	196	0.9	18.8	1375	90	7.8	7	2485
AR-49	0.72	3.84	0.18	1.2	224	1	18.5	163	109	8.2	8	249
AR-53	0.01	7.3	0.55	2.3	145	1.7	20.6	338	121	11.2	3	1155
AR-5	0.1>	0.61	0.16	1.6	6	0.5>	7.9	3%<	5>	1>	8	3%<
AR-8	0.1>	0.69	0.21	4.8	17	0.8	6	7276	11	1>	14	2213
AR-35	0.1>	0.53	0.18	0.5>	8	0.5>	4.3	3%<	5>	1>	14	3%<
AR-38	0.1>	0.5	0.16	0.5	7	0.5>	5.3	3%<	5>	1>	12	3%<

ادامه جدول ۱

Sample	Rb	S	Sb	Sc	Sn	Sr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
AR-25	24	129	1.5	15.1	1.4	269.2	14	31	3.81	16.5	3.5	1.09
AR-26	16	655	2.6	16.1	1.5	303.7	13	30	3.6	15.7	3.29	1.03
AR-49	24	105	1.3	15.5	1.5	277.1	15	34	3.79	16.2	3.4	1.08
AR-53	26	170	1.7	12.4	2.1	322.9	20	43	4.99	20.3	4.15	1.13
AR-5	1>	1932	192.6	0.5>	0.8	40.6	13	23	3.55	14.5	2.56	0.8
AR-8	6	3403	216.8	0.7	5.9	32.2	2	1	1.04	4.8	0.57	0.14
AR-35	1	3%<	141	0.5>	0.9	126.6	1	2	0.8	3.8	0.39	0.1>
AR-38	1	3%<	153.5	0.5>	0.9	705.8	2	1	0.95	4.3	0.55	0.18
	Gd	Tb	Dy	Er	Tm	Yb	Lu					
AR-25	4.31	0.7	3.83	2.19	0.29	2.7	0.34					
AR-26	4.04	0.69	3.74	2.1	0.28	2.6	0.35					
AR-49	4.3	0.71	3.83	2.22	0.3	2.8	0.35					
AR-53	4.73	0.76	4.12	2.41	0.33	3.1	0.38					
AR-5	2.43	0.36	1.29	0.11	0.1>	0.2	0.1>					
AR-8	0.7	0.16	0.48	0.05>	0.1>	0.2	0.1>					
AR-35	0.39	0.12	0.2	0.05>	0.1>	0.05>	0.1>					
AR-38	0.63	0.14	0.41	0.05>	0.1>	0.1	0.1>					

جدول ۲- مقایسه ویژگی‌های اصلی رخداد معدنی آرپاچای با برخی از کانسارهای اپی ترمال فلزات پایه در ایران.

آرپاچای	آی قلعه سی	گمیش تپه	چشمه حافظ	گندی و ابوالحسنی	موقعیت جغرافیایی
شمال تکاب	جنوب خاور تکاب	جنوب باختر زنجان	شمال خاور ترود	جنوب باختر دامغان	
گابرو	سیلت سنگ و ماسه سنگ، دایک فلدسپات پورفیری	توف اسیدی، کریستال ویتریک توف داسیتی	توف، آندزیت، آندزیت بازالت، داسیت- ریوداسیت	سنگ‌های پیروکلاستیک و گدازه‌های آندزیتی	سنگ درون گیر
میوسن (۴)	میوسن میایی- بالایی (۴)	پلیوسن	میوسن	ائوسن	سن کانی‌سازی
گسل‌های عادی و شکستگی‌ها	گسل‌های عادی و شکستگی‌ها	گسل‌های عادی و شکستگی‌ها	گسل‌های عادی و شکستگی‌ها	گسل‌ها و شکستگی‌ها	کنترل کننده‌های ساختاری
گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، تنانتیت-تتراهدريت	پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت، تتراهدريت-تنانتیت	گالن اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، تتراهدريت-تنانتیت	اسفالریت، گالن، نقره، پیریت، تتراهدريت و کالکوپیریت	کانی‌شناسی
برشی، رگه‌ای، پرکننده فضای خالی، کاکلی، پرمانند، شانه‌ای	رگه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی، شانه‌ای، پوسته‌ای، کاکلی	رگه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی، نواری، قشرگون	رگه‌ای، پرکننده فضای خالی، شانه‌ای، برشی	برشی، دانه پراکنده، پرکننده فضای خالی، رگه‌ای، نواری، قشرگون	بافت و ساخت
سیلیسی، سریستی- آرزلی، کربناتی و پروپلیتی	سیلیسی، سریستی، آرزلی	سیلیسی، سریستی، کربناتی، آرزلی، پروپلیتی	سیلیسی، سریستی، آرزلی، پروپلیتی	آرزلی، سیلیسی، پروپلیتی	دگرسانی
اپی ترمال فلزات پایه	اپی ترمال فلزات پایه	اپی ترمال فلزات پایه	اپی ترمال فلزات پایه	اپی ترمال فلزات پایه	نوع گانه زاپی
طالبی (۱۳۹۴)	شیرخانی (۱۳۸۷)، محمدنیایی (۱۳۹۴)؛ Mohammadi Niaei et al. (2015)	صالحی و همکاران (۱۳۸۹ و ۱۳۹۴)	مهرایی و قاسیمی سیانی (۱۳۸۹)؛ مهرایی و همکاران (۱۳۹۳)	شمعانیان (۱۳۸۲)؛ Shamanian et al. (2003 and 2004)	کتابنگاری www.SID.ir

کتابنگاری

- باباخانی، ع.ر. و قلمقاش، ح.، ۱۳۷۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بهمنش، م.، ۱۳۹۲- گزارش پی‌جویی محدوده اکتشافی آریپاچای، شمال تکاب، سازمان صنعت، معدن و تجارت استان آذربایجان غربی.
- حیدری، م.، ۱۳۹۲- زمین‌شناسی و سن‌سنجی و خاستگاه رخدادهای طلای توزلار، عربشاه و گوزلبلاغ در ناحیه قروه- تکاب. رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس.
- حیدری، م.، قادری، م.، کوهستانی، ح. و حسینی، م.، ۱۳۹۳- کانسار طلا- نقره (مس) اپی‌ترمال توزلار، مرتبط با توده نفوذی نیمه‌عمیق محیط کشتی درون کمائی، در شمال‌باختر ماه‌نشان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۴، صص. ۳۲۹ تا ۳۴۸.
- شمعانیان، غ.، ۱۳۸۲- مطالعه دگرسانی و کانی‌سازی گرمایی فلزات پایه و گرانبها در منطقه معلمان، جنوب شرق دامغان، استان سمنان، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- شیرخانی، م.، ۱۳۸۷- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئوکانسار سرب- روی آی‌قلعه‌سی، جنوب‌خاور تکاب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۴۳ ص.
- صالحی، ط.، قادری، م. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۸۹- کانی‌شناسی و ژئوشیمی عناصر نادر خاکی در کانسار روی- سرب- مس (نقره) گمیش‌تپه، جنوب‌غرب زنجان. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۲، شماره ۲، صص. ۲۳۵ تا ۲۵۴.
- صالحی، ط.، قادری، م. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۴- کانه‌زایی اپی‌ترمال فلزات پایه- نقره در کانسار گمیش‌تپه، جنوب باختر زنجان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۷، صص. ۳۲۹ تا ۳۴۶.
- طالبی، ل.، ۱۳۹۴- پترولوژی سنگ‌های آذرین منطقه آریپاچای با نگرشی بر کانه‌زایی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، ۱۳۱ ص.
- کریمی، ف.، کوهستانی، ح.، مختاری، م. ع. و عظیم‌زاده، ا. م.، ۱۳۹۴- ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسار روی- سرب (نقره) حلب، جنوب‌باختر زنجان. مجموعه مقالات سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، ۵-۳ اسفند ۱۳۹۴، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- لطفی، م. و کریمی، م.، ۱۳۸۳- کانی‌سازی و نحوه تشکیل کانسار نوع رگه‌ای (نیکل- کبالت- آرسنیک- بیسموت- عناصر پایه) بایچه باغ (شمال باختری زنجان- ایران)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۳، صص. ۴۰ تا ۵۵.
- محمدی نیایی، ر.، ۱۳۹۴- ژئو و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار سرب و روی آی‌قلعه‌سی با نگرش ویژه‌ای بر کانه‌زایی فلزات قیمتی. رساله دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۲۱۰ ص.
- مهرابی، ب. و قاسیمی سیانی، م.، ۱۳۸۹- کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار پلی‌متال چشمه حافظ، استان سمنان، ایران. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، دوره ۲، شماره ۱، صص. ۱ تا ۲۰.
- مهرابی، ب. و قاسیمی سیانی، م. و طالع فاضل، ا.، ۱۳۹۳- بررسی سامانه کانه‌زایی فلزات پایه و گرانبها در محدوده‌های معدنی چشمه حافظ و چالوف کمان ماگمایی تروند- چاه شیرین. فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۳، صص. ۱۰۵ تا ۱۱۸.
- نجف‌زاده، م.، ابراهیمی، م.، مختاری، م. ع. و کوهستانی، ح.، ۱۳۹۳- ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌شناسی رخدادهای معدنی طلای عربشاه، جنوب‌خاور تکاب، مجموعه مقالات سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین (۳-۴ اسفند ۱۳۹۳)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نجف‌زاده، م.، ۱۳۹۴- پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی منطقه عربشاه (جنوب شرق تکاب) با نگرشی بر کانه‌زایی آرسنیک- طلا، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، ۹۲ ص.

References

- Albinson, T., Norman, D. I., Cole, D. and Chomiak, B., 2001- Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. Society of Economic Geology Special Publication, 8: 1-32.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. E. and Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of volcanology and geothermal Research 102(1-2): 67-97.
- Alderton, D. M. H., Pearce, J. A. and Potts, P. J., 1980- Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. Earth Planet Scientific Letters 49: 149-165.
- Asadi, H. H., Voncken, J. H. L., Kühnel, R. A. and Hale, M., 2000- Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold deposit, northwest Iran. Mineralium Deposita 5: 656-671.
- Asadi, H. H., Voncken, J. H. L., Kühnel, R.A. and Hale, M., 1999- Invisible gold at Zarshuran, Iran. Economic Geology 94: 1367-1374.
- Barth, M. G., McDonough, W. F. and Rudnick, R. L., 2000- Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. Chemical Geology 165(3-4): 197-213.
- Bienvenu, P., 1990- MORB alteration: Rare earth element/non-rare hydromagmaphile element fractionation. Chemical Geology 82: 1-14.
- Boni, M., Gilg, H. A., Balassone, G., Schneider, J., Allen, C. R. and Moore, F., 2007- Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran. Mineralium Deposita 42: 799-820.
- Camprubi, A. and Albinson, T., 2007- Epithermal deposits in México, update of current knowledge, and an empirical re-classification. The Geological Society of America, Special Paper 422:14-39.
- Cullers, R. L. and Graf, J. L., 1984- Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks ore petrogenesis. In: Henderson, P. (Ed.): Rare Earth Elements geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 275-316.
- Daliran, F., 2008- The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran, hydrothermal alteration and mineralization. Mineralium Deposita 43: 383-404.
- Daliran, F., Hofstra, A. H., Walther, J. and Stüben, D., 2002- Aghdarreh and Zarshuran SRHDG deposits, Takab region, NW Iran. GSA Annual Meeting, Abstract with Programs, Session 63-8.
- Daliran, F., Pride, K., Walther, W., Berner, Z. A. and Bakker, R. J., 2013- The Angouran Zn (Pb) deposit, NW Iran: evidence for a two stage, hypogene zinc sulfide-zinc carbonate mineralization. Ore Geology Reviews 53: 373-402.

- Daliran, F., Walther, J. and Stüben, D., 1999- Sediment-hosted disseminated gold mineralization in the North Takab geothermal field, NW-Iran. In: Stanley, C. J. et al. (Eds.): Mineral Deposits: Processes to Processing. Proceed. 5th Bienn. SGA Meeting and 10th Quadr. IAGOD Meeting, p: 837-840.
- 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 (Geologische Rundsch)* 95(3): 370-394
- Foley, S. F. and Wheller, G. E., 1990- Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology* 85(1-2): 1-18.
- Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C. and Melkonyan, R., 2009- Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan Ophiolites, Lesser Caucasus, Armenia): evidences for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 135-153.
- Gill, J. B., 1981- Orogenic andesite and plate tectonics. Springer, Verlag, New York.
- Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. and Moore, F., 2006- Marble-hosted sulphid ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralium Deposita* 41: 1-16.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 67-81.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology* 13: 245-277.
- Heidari, S. M., Daliran, F., Paquette, J. L. and Gasquet, D., 2015- Geology, timing, and genesis of the high sulfidation Au (-Cu) deposit of Touzlar, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 65: 460-486.
- Humphris, S. E., 1984- The mobility of the rare earth elements in the crust. In: Henderson, P., (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 317-342.
- Ineson, P. R., 1989- Introduction to practical ore microscopy. Longman Scientific and Technical, London, 181 pp.
- John, D. A., Garside, L. J. and Wallace, A. R., 1999- Magmatic and tectonic setting of late Cenozoic epithermal gold-silver deposits in northern Nevada, with an emphasis on the Pah Rah and Virginia Ranges and the northern Nevada rift. In: Kizis, J. A. Jr., (Ed.): *Low-sulfidation gold deposits in northern Nevada, Spring Field Trip Guidebook, Special Publication, No. 29*, Reno, Geological Society of Nevada, p. 64-158.
- Kampunzu, A. B., Tombale, A. R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M. P., 2003- Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for Neo-Archaean continental active margin in the Zimbabwe craton, *Lithos*, 71: 431-460.
- Lottermoser, B. G., 1992- Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7(1): 25-41.
- Machado A., Lima, E. F., Chemale J. F., Morta, D., Oteiza, O., Almeida, D. P. M., Figueiredo, A. M. G., Alexandre, F. M. and Urrutia J. L., 2005- Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of Earth Science* 18:407-425.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995- Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- McKenzie, D. P. and O'Nions, R. K., 1991- Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. and Cam, J. R., 1999- Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita* 34: 673-696.
- Mohammadi Niaei, R., Daliran, F., Nezafati, N., Ghorbani, M., Sheikh Zakariaei, J. and Kouhestani, H., 2015- The Ay Qalasi deposit: An epithermal Pb-Zn (Ag) mineralization in the Urumieh-Dokhtar Volcanic Belt of northwestern Iran. *N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.)* 192(3): 263-274.
- Muller, D., Rock N. M. S. and Groves, D. I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46: 259-289.
- Murphy, J. B. and Hynes, A. J., 1986- Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr, Nb and Y in two metabasaltic suites in the Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23: 1138-1144.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Nelson, S. A., 2004- Magmatic differentiation, chemical variations in rock suites. Tulan University New Orleans, Louisiana, United States.
- Patchett, P. J. and Chase, C. G., 2002- Role of transform continental margins in major crustal growth episodes. *Geology* 30(1): 39-42.
- Patchett, P. J., 1992- Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution. In: Condie, K. C. (Ed.): *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J., 1993- Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R. (Eds.): *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society of London, Special

- Publication, 76: 373-403.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: Thorpe, R.S. (Eds.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, New York, p: 525-548.
- 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 Publishing Ltd., Cambridge, p. 230-249.
- Plank, T. and Langmuir, C. H., 1998- The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145: 325-394.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A. M., Pennacchioni, G. and Mancktelow, N., 2003- Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth Planet Scientific Letters* 214: 203-219.
- Rooney, T., 2010- Geochemical evidence of lithospheric thinning in the southern Main Ethiopian Rift. *Lithos* 117: 33-48.
- Shamarian, G. H., Hedenquist, J. W., Hattori, K. H. and Hassanzadeh, J., 2003- Epithermal precious- and base-metal mineralization in the Eocene arc of Torud- Chah Shirin mountain range: Gandy and Abolhassani districts, Semnan, northern Iran. In: Eliopoulos, D. G. et al. (Eds.): *Mineral Exploration and Sustain-able Development*. Mill press, Rotterdam, p. 519-522.
- Shamarian, G. H., Hedenquist, J. W., Hattori, K. H. and Hassanzadeh, J., 2004- The Gandy and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, northern Iran. *Economic Geology* 99: 691-712.
- Sillitoe, R. H. and Hedenquist, J. W., 2003- Linkages between volcano-tectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. *Society of Economic Geologists, Special Publication*, 10: 315-343.
- Sillitoe, R. H., 1993- Epithermal models: genetic types, geometrical control and shallow features. *Geological Association of Canada Special Paper*, 40: 403-417.
- Srivastava, R. K. and Sigh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian Craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 373-389.
- Stöcklin, J., 1968- Stratigraphic lexicon of Iran. Part-1: central, north, and east Iran. Geological Survey of Iran, Report No. 18, Tehran.
- Wass, S. Y. and Rogers, N. W., 1980- Mantle metasomatism-precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1811-1823.
- 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* 89:1-26.
- Whitford, D. J., Korsch M. J., Porritt P. M. and Craven, S. J., 1988- Rare-earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia, *Chemical Geology* 68: 105-119.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, M. and Lyashkevich, Z. M., 1996- Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European platform. *Tectonophysics* 268: 65-81.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis-A global tectonic approach*. Unwin Hyman London, 466 p.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas on the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Zhao, J. H. and Zhou, M. F., 2007- Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China). *Precambrian Research*, 152: 27-47.

The Arpachay mineralization occurrence, north of Takab: an epithermal base metal mineralization in the Takab-Angouran-Takht-e-Soleyman metallogenic zone

L. Talebi¹, M. A. A. Mokhtari^{2*}, M. Ebrahimi² and H. Kouhestani²

¹M.Sc., Geology Group, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

²Assistance professor, Geology Group, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2016 June 28

Accepted: 2016 October 09

Abstract

Arpachay Pb-Zn-Cu mineralization occurrence is located in the Takab-Angouran-Takht-e-Soleyman metallogenic zone, 60 km north of Takab. Rock units exposed in the area consist of Oligo-Miocene volcanic, volcano-sedimentary and sedimentary units which are intruded by gabbroic and granodioritic plutons. Mineralization occurs as ore-bearing quartz veins hosted by gabbroic pluton in this area. The gabbro shows hetero-granular texture consisting of plagioclase and clinopyroxene phenocrysts. Geochemical data indicate a calc-alkaline affinity for the gabbroic rocks, associated with active continental margin. These data demonstrate contamination of the parental magma with crustal materials. Based on microscopic studies, ore minerals include galena, sphalerite, chalcopyrite with minor pyrite, and quartz and calcite are present as gangue minerals in the Arpachay occurrence. The ore minerals show vein-veinlets, disseminated, breccia, open space filling, box-work, plumose, cockade and replacement textures. Hydrothermal alteration is restricted to the silicified, sericitic-argillitic and carbonatic altered parts of the ore zones. Alteration occurs as sericitization and calcitization-chloritization (propylitic alteration) of host gabbro. Four stages of mineralization can be distinguished at the Arpachay occurrence. These stages are progressed from brecciation and silicification of host rocks (stage 1) to quartz-chalcopyrite-pyrite-cemented veins and breccias (stage 2), quartz-galena-sphalerite veins and veinlets (stage 4) and finally individual or sets of late barren quartz-carbonate veins and veinlets (stage 4) in the outer parts of the mineralization zones. REE pattern of the host rocks and the mineralized samples indicate that mineralized samples are depleted in REE. This signature may indicate high water/rock interaction at Arpachay. Geological, mineralogical and textural characteristics of Arpachay occurrence are comparable with intermediate-sulfidation style of epithermal base metal deposits.

Keywords: Pb-Zn-Cu mineralization, Epithermal base metal deposits, Arpachay, Takab-Angouran-Takht-e-Soleyman.

For Persian Version see pages 281 to 296

*Corresponding author: M. A. A. Mokhtari; E-mail: amokhtari@znu.ac.ir

Archive of SID