

رخدادهای معدنی تسویر، شمال‌خاور زنجان: کانه‌زایی اپی‌ترمال فلزات پایه (نقره) نوع سولفیداسیون حدواسط در پهنه طارم - هشتجین

حسین کوهستانی^{۱*} و میر علی اصغر مختاری^۱

^۱دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۴/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۰/۲۷

چکیده

رخدادهای معدنی تسویر در ۷۵ کیلومتری شمال‌خاور زنجان و در زیرپهنه طارم - هشتجین قرار دارد. کانه‌زایی به‌صورت رگه - رگچه‌های سیلیسی کانه‌دار درون توف‌ها و گدازه‌های آندزیتی ائوسن (معادل سازند کرج) رخ داده است. کالکوسیت، کالکوپیریت و گالن، کانه‌های فلزی و کوارتز، کلسیت و کلریت کانی‌های باطله در تسویر هستند. بافت کانه‌ها و مواد باطله شامل رگه - رگچه‌ای، پرشی، دانه‌پراکنده، جان‌شینی، بازماندی، گل‌کلمی، قشرگون، دندان‌سگی و پرماند است. چهار مرحله کانه‌زایی در تسویر قابل تشخیص است. این مراحل با تنه‌نشست کوارتز - کالکوسیت - کالکوپیریت - گالن در رگه‌ها و سیمان‌گرماپی برش‌ها (مرحله اول) آغاز می‌شود و با رگچه‌های منفرد و دسته‌رگچه‌های نیمه‌موازی تا متقاطع کوارتز (مرحله دوم)، بافت رگه - رگچه‌ای و شکافه پُرن کلسیت (مرحله سوم) و کلریت (مرحله چهارم) ادامه می‌یابد. دگرسانی‌گرماپی شامل بخش‌های سیلیسی، آرژیلی، کربناتی و کلریتی است. در خارج از پهنه‌های کانه‌دار، دگرسانی از نوع پروپلیتی است. شباهت الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی در رگه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان بیانگر ارتباط زایشی آنهاست. غنی‌شدگی عناصر کانه‌ساز (Ag, Cu, Pb, Zn) در بخش‌های کانه‌دار بیانگر شسته شدن عناصر از سنگ‌های میزبان به درون بخش‌های کانه‌دار است. ویژگی‌های رخدادهای معدنی تسویر با کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه (نقره) نوع سولفیداسیون حدواسط قابل مقایسه است. کانه‌زایی در منطقه تسویر و دیگر کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در زیرپهنه طارم - هشتجین محصول فعالیت‌های گرماپی مرتبط با فعالیت‌های ماگمایی ائوسن پایانی است و توسط ساختارهای گسلی کنترل می‌شود. از این رو، بررسی واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی دگرسان شده ائوسن به‌ویژه در نزدیکی توده‌های گرانیتیویدی و ساختارهای گسلی، از نظر اکتشاف کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در زیرپهنه طارم - هشتجین حائز اهمیت هستند.

کلیدواژه‌ها: کانه‌زایی اپی‌ترمال فلزات پایه، سولفیداسیون حدواسط، تسویر، زنجان، طارم - هشتجین.

*نویسنده مسئول: حسین کوهستانی

E-mail: kouhestani@znu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

رخدادهای معدنی تسویر در فاصله ۷۵ کیلومتری شمال‌خاور زنجان، به‌ترتیب در بخش‌های خاوری و باختری ورقه‌های ۱:۱۰۰،۰۰۰ طارم (امینی، ۱۳۷۹) و رودبار (نظری و سلامتی، ۱۳۷۷) واقع شده است. این رخدادهای معدنی در پهنه البرز و زیرپهنه طارم - هشتجین قرار می‌گیرد (Alavi, 1994). از دیگر کانسارهای مهم موجود در این زیرپهنه می‌توان به کانسارهای آهن آپاتیت‌دار مروارید، سرخه‌دیزج و ذاکر (Nabatian et al., 2013; 2014a) و کانسارهای مس - طلای رشت‌آباد (خاکزاد و حاج‌علیلو، ۱۳۷۸) و چودرچای (Yasami et al., 2017)، مس ماری (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۵ - الف)، علی‌آباد (مختاری و همکاران، ۱۳۹۵) و آق‌کند (فیضی و همکاران، ۱۳۹۵؛ Kouhestani et al., 2017)، چندفلزی طلادار گلوچه (Ghasemi Siani et al., 2015; Mehrabi et al., 2016)، مس خلیفه‌لو (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۵ ب؛ Esmaeli et al., 2015) طلای لهنه (زمانیان و همکاران، ۱۳۹۴) و چندفلزی‌های لوبین - زرده (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴) و نیکوبیه (آفاجانی مرسا و همکاران، ۱۳۹۵) اشاره کرد. به جز نقشه‌های زمین‌شناسی کوچک‌مقیاس منطقه مانند نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰،۰۰۰ زنجان (Stöcklin and Eftekhārnezhd, 1969)، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ طارم (امینی، ۱۳۷۹) و رودبار (نظری و سلامتی، ۱۳۷۷) و گزارش پایان عملیات اکتشافی منطقه (کوهستانی، ۱۳۹۵)، مطالعه دیگری در منطقه انجام نشده است. در این نوشتار، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمیایی این رخدادهای معدنی، مورد بررسی قرار گرفته و تیپ کانه‌زایی و خاستگاه آن تعیین شده است. مطالعه دقیق این نوع کانه‌زایی‌ها می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی برای اکتشاف کانه‌زایی‌های مشابه را در کمربند فلززایی طارم - هشتجین معرفی کند و به‌عنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد.

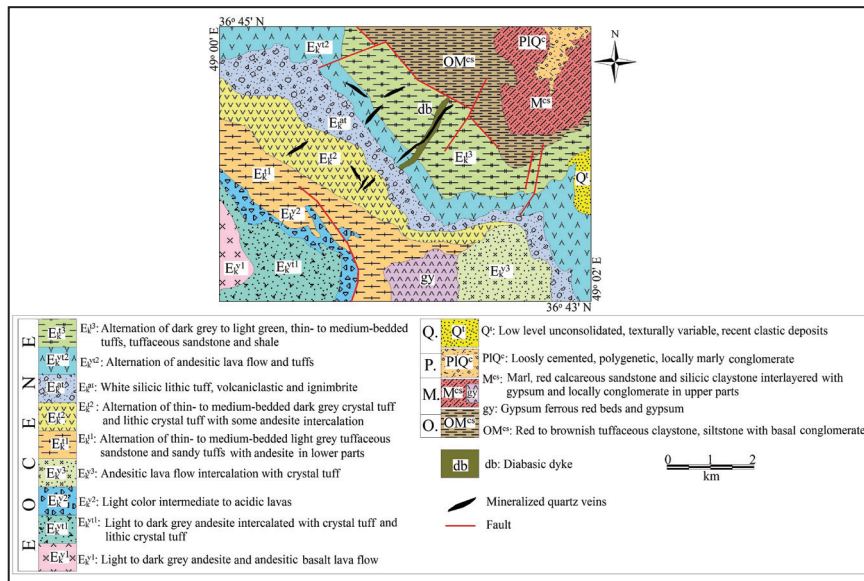
۲- روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. در مطالعات صحرایی، نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۲۰،۰۰۰ منطقه تهیه و چگونگی ارتباط رگه‌های کانه‌دار با سنگ‌های میزبان مشخص شد. در این راستا، بیش از ۵۰ نمونه از واحدهای سنگی و رخنمون‌های کانه‌زایی برداشت شد. سپس، ۵ مقطع نازک و ۱۵ مقطع نازک - صیقلی برای مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت، تهیه و در آزمایشگاه میکروسکوپی دانشگاه زنجان مطالعه شد. سپس به منظور انجام مطالعات زمین‌شیمیایی، ۴ نمونه از سنگ‌های میزبان و ۱۴ نمونه از بخش‌های کانه‌دار انتخاب و به روش ICP-MS در آزمایشگاه شرکت زرآما در تهران تجزیه شد. حد پایین دقت اندازه‌گیری برای عناصر مختلف در جدول ۱ ذکر شده است.

۳- زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه تسویر

با توجه به نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰،۰۰۰ (شکل ۱)، واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه تسویر شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن (امینی، ۱۳۷۹؛ نظری و سلامتی، ۱۳۷۷) متعلق به عضو کردکند (Hirayama et al., 1966) هستند که تحت تأثیر نیروهای فشاری فاز پیرنه، چین‌خورده‌اند و گسل‌های فراوانی در آنها تشکیل شده است. زمین‌شناسی این واحدها که به‌صورت هم‌شیب بر روی هم قرار دارند از قدیم به جدید به شرح زیر است:

— **واحد E_k^۱**: این واحد شامل گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی به رنگ خاکستری روشن تا تیره است. این گدازه‌ها بافت پورفیریتیک حاوی درشت‌بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز (گاهی تا اندازه ۱ سانتی‌متر) در زمینه‌های دانه‌ریز متشکل از تیغه‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک کلریتی شده دارند.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه تشویر و موقعیت رگه‌های سیلیسی کانه‌دار بر روی آن.

کانه‌زایی رگه‌های منطقه داخل این واحد قرار دارد (شکل ۱).

واحد E_k^{13} : این واحد از تناوب لایه‌های نازک تا متوسط توف، ماسه‌سنگ توفی و شیل به رنگ خاکستری تیره تا سبز روشن تشکیل شده و معمولاً توسط یکسری دایک‌های دیابازی قطع شده است (شکل‌های ۲-ت و ۳-ث). واحد E_k^{13} بر روی واحد E_k^{12} قرار گرفته است و توسط واحدهای الیگومیوسن پوشیده می‌شود. این واحد میزبان اصلی رگه‌های کانه‌دار در منطقه تشویر است (شکل ۱).

واحد OM^{cs} : این واحد شامل گل‌سنگ‌های توفی و سیلت‌سنگ‌های قرمز تا قهوه‌ای رنگ است که در بخش‌های قاعده‌ای با کنگلومرا همراهی می‌شوند. این واحد به صورت دگرشیبی بر روی واحد E_k^{13} قرار گرفته و در برخی موارد همبری گسلی با آن دارد (امینی، ۱۳۷۹).

واحد M^{cs} : این واحد از مارن، ماسه‌سنگ‌های آهکی قرمز و گل‌سنگ‌های سیلیسی با میان‌لایه‌های ژئوسی تشکیل شده و گاه در بخش‌های بالایی با کنگلومرا همراه است. این واحد بر روی واحد OM^{cs} قرار دارد و به صورت دگرشیب توسط کنگلومرای پلیو کواترنری (واحد PIQ^c) پوشیده می‌شود (امینی، ۱۳۷۹). گاه ستبرای میان‌لایه‌های گچی این واحد به اندازه‌ای زیاد است که می‌توان آن را به صورت یک واحد مجزا (gy) تفکیک کرد. این لایه‌های گچی از نظر اقتصادی ارزشمند هستند.

واحد PIQ^c : این واحد شامل کنگلومرای چندمنشائی و با لایه‌بندی ستبر تا توده‌ای و سیمان سست (رسی) است که قطعات سنگی واحدهای قبلی را در بر دارد. قطعات سنگی این واحد گردشگی ضعیف تا متوسط و جورشدگی ضعیف دارند.

واحد Q^t : واحد Q^t شامل رسوبات تخریبی سخت نشده و دارای بافت‌های متغیر عهد حاضر است که به صورت تپه‌های کم‌ارتفاع در دامنه ارتفاعات و حاشیه رودخانه‌ها رخنمون دارد.

علاوه بر واحدهای یاد شده، در داخل واحدهای سنگی منطقه، به‌ویژه در داخل واحدهای E_k^{13} و E_k^{12} ، دایک‌هایی از نوع دیابازی (db) با راستای عمومی شمال خاوری- جنوب باختری وجود دارد. ستبرای این دایک‌ها تا ۱۰ متر می‌رسد و رگه‌های سیلیسی کانه‌دار آنها را قطع می‌کنند که این موضوع بیانگر جوان بودن سن کانی‌سازی نسبت به دایک‌هاست. دایک‌های دیابازی دارای بافت‌های پورفیریتیک، ایتیک و گلوپورپورفیریتیک هستند (شکل‌های ۳-ث و ج). درشت‌بلورهای این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و گاه به سرسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها به کلریت و بعضاً به کلسیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. این کانی‌ها اغلب ماکل نواری و کارلسباد دارند و بافت‌های ایتیک، غربالی و در مواقعی منطقه‌بندی نشان می‌دهند. زمینه دایک‌ها از بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز همراه با بلورهای ریز پیروکسن تشکیل شده است و دگرسانی کلریتی را نشان می‌دهد.

واحد E_k^{11} : این واحد شامل تناوب گدازه‌های آندزیتی و واحدهای کریستال توف تا لیتیک کریستال توف و لیتیک توف است (شکل ۲-الف). لیتیک کریستال توف‌ها بافت پورفیر و کلاستیک دارند (شکل ۳-الف) و متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت و قطعات سنگی هستند. پلاژیوکلازها اغلب زاویه‌دار بوده و به کلسیت، کلریت و سرسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-ب). هورنبلندها، غالباً توسط کلسیت و گاه کلریت، اکتینولیت و اکسیدهای آهن جایگزین شده‌اند. قطعات سنگی ترکیب آندزیتی و بافت پورفیریتیک دارند و در اکثر موارد، کاملاً شکسته و خردشده هستند. فراوانی قطعات لیتیک کمتر از بلورهاست.

واحد E_k^{12} : این واحد از گدازه‌های اسیدی تا حدواسط به رنگ روشن تشکیل شده است. این گدازه‌ها ترکیب ریولیتی- ریوداسیتی با بافت‌های پورفیریتیک، میکرولیتیک پورفیری، حفره‌ای و بادامکی دارند. درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت و گاه ساینیدین و کوارتز هستند که در زمینه‌ای دانه‌ریز تا میکرولیتی از جنس همین کانی‌ها قرار گرفته‌اند. میکرولیت‌های زمینه معمولاً حالت جریان‌ی مشخصی دارند.

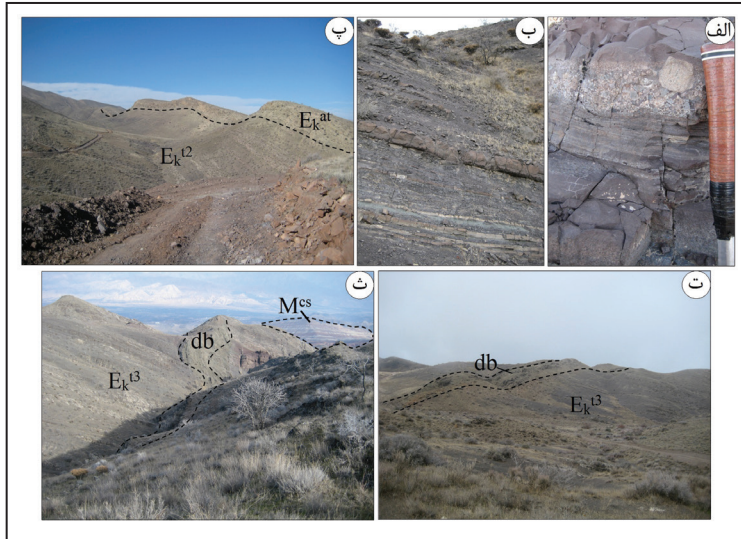
واحد E_k^{13} : این واحد شامل تناوب گدازه‌های آندزیتی و کریستال توف است. گدازه‌های آندزیتی این واحد دارای بافت پورفیریتیک و گلوپورپورفیریتیک با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و سودومورف‌های کلسیتی- کلریتی کانی‌های مافیک هستند (شکل ۳-پ). پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد متغیر (گاه تا اندازه ۷ میلی‌متر) دیده می‌شوند و گاه سرسیتی و سوسوریتی شده‌اند. کانی‌های مافیک (احتمالاً آمفیبول؟) کاملاً توسط کلسیت و کلریت جایگزین شده‌اند و تنها قالب آنها باقی مانده است (شکل ۳-ت). زمینه ریزبلور است و دگرسانی‌های کلسیتی و کلریتی نشان می‌دهد.

واحد E_k^{14} : این واحد شامل تناوب ماسه‌سنگ‌های توفی و توف‌های ماسه‌ای است (شکل ۲-ب). واحد E_k^{14} لایه‌بندی نازک تا متوسط دارد و گاه در بخش‌های قاعده‌ای آن گدازه‌های آندزیتی دیده می‌شود.

واحد E_k^{15} : واحد E_k^{15} شامل تناوب کریستال توف‌ها و لیتیک کریستال توف‌های نازک تا متوسط لایه و گاه گدازه‌های آندزیتی است. این واحد توسط واحد E_k^{at} به صورت همشیب پوشیده می‌شود (شکل ۲-پ). واحد E_k^{15} میزبان برخی از رگه‌های کانه‌دار منطقه است (شکل ۱).

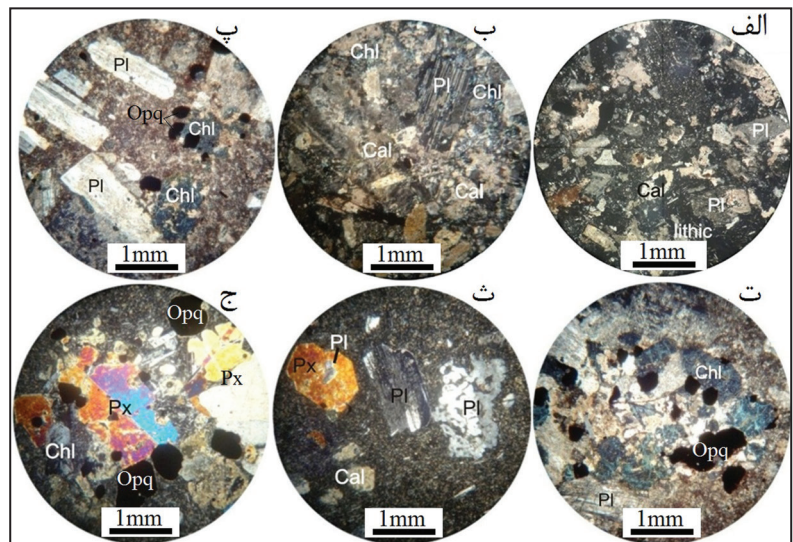
واحد E_k^{at} : این واحد شامل لیتیک توف‌های سیلیسی، ولکانی کلاستیک‌ها و اینگیمبریت است. واحد E_k^{at} متوسط لایه بوده و به دلیل رنگ روشن‌تر و ترکیب اسیدی، به راحتی از واحدهای مجاور قابل شناسایی است. این واحد بر روی واحد E_k^{12} واقع شده (شکل ۲-پ) و توسط واحد E_k^{12} پوشیده می‌شود.

واحد E_k^{16} : این واحد شامل تناوب گدازه‌های آندزیتی و توف است که بر روی واحد E_k^{at} قرار گرفته است و خود توسط واحد E_k^{13} پوشیده می‌شود. بخشی از



شکل ۲- الف) نمایی نزدیک از تناوب لایه‌های کریستال توف و لیتیک توف واحد E_k^{11} ؛ ب) نمایی از تناوب لایه‌های ماسه‌سنگ توفی و توف ماسه‌ای واحد E_k^{11} (دید به سوی شمال خاور)؛ پ) نمایی از واحد E_k^{12} با رنگ روشن به صورت همیشگی بر روی واحد E_k^{12} (دید به سوی باختر- شمال باختر)؛ ت و ث) نمایی از تناوب لایه‌های نازک تا متوسط توف، ماسه‌سنگ توفی و شیل واحد E_k^{13} که توسط دایک دیابازی (db) قطع شده است (دید تصویرها به ترتیب به سوی شمال- شمال باختر و شمال باختر). در نمای دورتر در تصویر ث، تناوب واحدهای مارنی و ماسه‌سنگی قرمز رنگ واحد M^{cs} دیده می‌شود.

شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌های تشکیل‌دهنده و بافت واحدهای آتشفشانی منطقه تشویر. الف) بافت پورفیروکلاستیک به همراه پلاژیوکلازهای کلسیتی شده در لیتیک کریستال توف واحد E_k^{11} ؛ ب) پلاژیوکلاز کلسیتی شده در زمینه کلریتی و کلسیتی شده کریستال توف واحد E_k^{11} ؛ پ) بافت پورفیریتیک حاوی درشت‌بلورهای آمفیبول دگرسان‌شده و پلاژیوکلاز در گدازه‌های آندزیتی واحد E_k^{13} ؛ ت) درشت بلور آمفیبول دگرسان شده به کلریت، کلسیت و کانی‌های کدر در گدازه‌های آندزیتی واحد E_k^{13} ؛ ث) بافت پورفیریتیک و افیتیک به همراه پلاژیوکلاز با بافت غربالی در دایک‌های دیابازی؛ ج) بافت گلوپورفیریتیک متشکل از تجمع پلاژیوکلاز، کلیئوپروکسن سالم با ماگل‌های نواری و کارلسباد و پیروکسن‌های کلسیتی و کلریتی شده به همراه کانی‌های کدر در دایک‌های دیابازی. علامت اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است. Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Opq: کانی‌های کدر، Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن).



۴- کانه‌زایی و دگرسانی

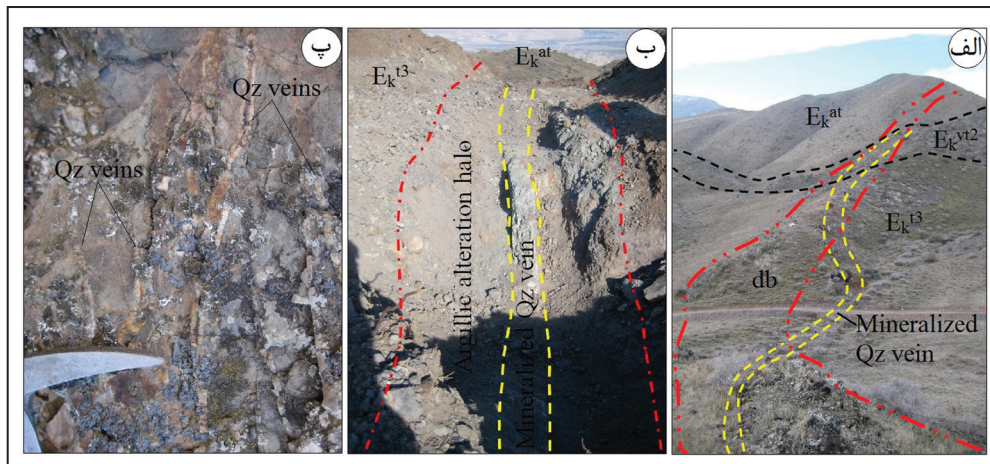
مرحله اول با ته‌نشست کوارتزهای گل‌کلمی، قشرگون، پرماند و دندان‌سگی در رگه‌ها و سیمان گرمایی برش‌ها مشخص می‌شود که دارای مقادیر متغیری از کانی‌های کالکوسیت، کالکوپیریت و گالن است (شکل‌های ۵-الف و ب). ضخامت رگه‌ها تا حداکثر ۵ سانتی‌متر تغییر می‌کند. کوارتزها معمولاً به صورت بلورهای ریز تا درشت (تا ۲ سانتی‌متر) شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور دارند و گاه دارای مناطق رشدی کاملاً توسعه یافته هستند. کانی‌های سولفیدی اغلب به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بدون شکل و گاه شکل‌دار در رگه‌ها و سیمان گرمایی برش‌ها قابل مشاهده هستند. مرحله اول کانه‌زایی عموماً توسط مراحل دوم، سوم و یا چهارم کانه‌زایی قطع شده است. مرحله دوم کانه‌زایی با حضور کوارتز به صورت رگچه‌های منفرد و یا دسته‌رگچه‌های نیمه‌موازی تا متقاطع مشخص می‌شود که رگه‌ها و برش‌های گرمایی مرحله اول را قطع کرده است (شکل‌های ۵-پ و ت). هیچ‌گونه کانی سولفیدی در این مرحله تشکیل نشده است. ضخامت رگه- رگچه‌های کوارتزی تا ۲ میلی‌متر متغیر است. کوارتز اغلب به صورت کلسدوننی‌های ریزبلور تا بلورهای با اندازه متوسط با بافت قشرگون در این رگه‌ها دیده می‌شود. رگه- رگچه‌های این مرحله توسط رگه- رگچه‌های مراحل بعدی قطع شده‌اند. کانه‌زایی مراحل سوم و چهارم به ترتیب سبب تشکیل کلسیت و کلریت به صورت رگه- رگچه‌ای و شکافه پُرکن شده است که مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده‌اند (شکل‌های ۵-ث تا ح). رگه- رگچه‌های کلسیتی و کلریتی، ضخامتی حدود ۲ میلی‌متر دارند.

کانه‌زایی در منطقه تشویر به صورت رگه و رگچه‌های سیلیسی کانه‌دار با میزبان واحدهای توفی و گدازه‌های آندزیتی رخ داده است (شکل‌های ۱ و ۴-الف و ب). کانی‌سازی سولفیدی در این رگه‌ها شامل کالکوسیت، کالکوپیریت و گالن است و محتوای کانی‌های سولفیدی در آنها گاه به بیش از ۵ درصد می‌رسد. عیار متوسط مس، سرب، روی و نقره در نمونه‌های سطحی برداشت شده از رگه‌های کانه‌دار به ترتیب ۱/۷ درصد، ۱/۶ درصد، ۱ درصد و ۴۸ گرم در تن اندازه‌گیری شده است (کوهستانی، ۱۳۹۵). مطالعات صحرایی انجام‌شده بیانگر وجود ۶ پهنه کانه‌زایی حاوی ۸ رگه کانه‌دار در منطقه تشویر است (شکل ۱). رگه‌های کانه‌دار دارای امتداد کلی شمال خاوری- جنوب باختری و شمال باختری- جنوب خاوری با شیب‌های ۵۰ تا ۸۵ درجه به سمت جنوب خاور و شمال خاور هستند. این رگه‌ها معمولاً ریخت‌شناسی مشابه و ویژگی‌های بافتی یکسانی دارند و در مجموع حدود ۸۰۰ متر درازا و تا ۱ متر (متوسط ۸۰ سانتی‌متر) ستبراً دارند. رگه‌های کانه‌دار دارای همبری تیز با سنگ‌های دیواره هستند و معمولاً توسط هاله‌های دگرسانی آرژیلی دربر گرفته شده‌اند (شکل ۴-ب). سنگ‌های میزبان پهنه‌های کانه‌دار به شدت سیلیسی شده‌اند و گاه دارای رگه- رگچه‌های استوکورکی کوارتزی همراه با بافت‌های شکافه پُرکن هستند (شکل ۴-پ).

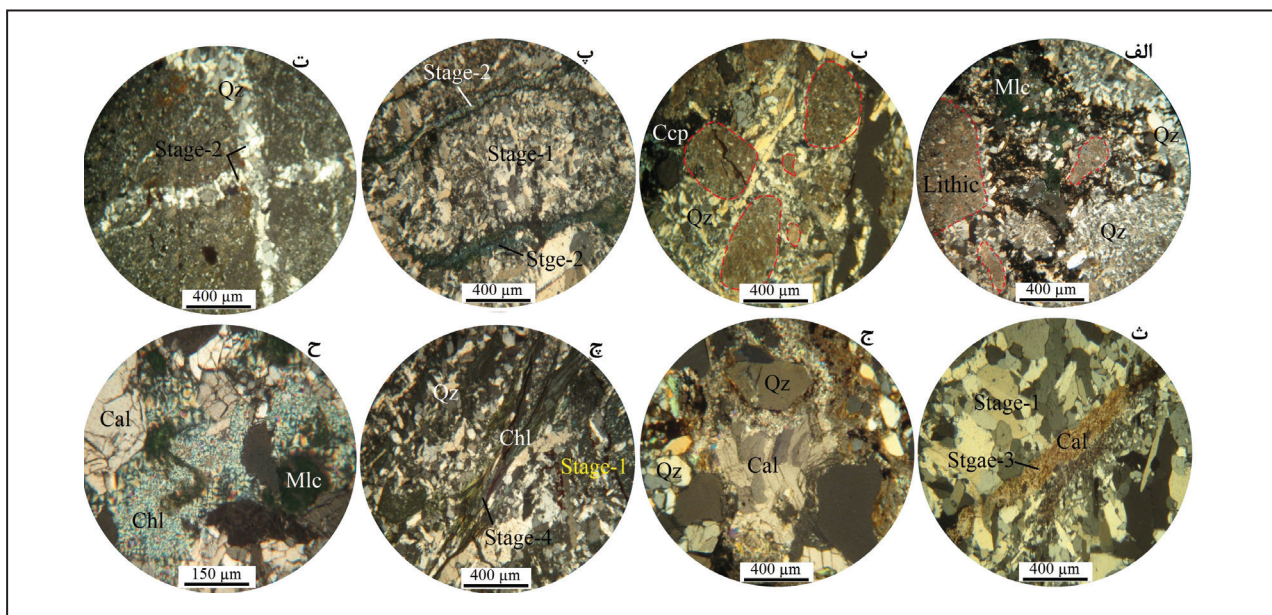
با توجه به مجموعه کانی‌شناسی، روابط بافتی و ارتباط قطع‌کنندگی رگه‌های کانه‌دار، فرایند کانه‌زایی در رخداد معدنی تشویر به ۴ مرحله قابل تفکیک است.

همراه با کوارتز ثانویه و کانی‌های رسی، کانی‌های موجود در این دگرسانی هستند. دگرسانی کربناتی شامل کلسیت‌های رگچه‌های شکافه پُرکن درون پهنه دگرسانی سیلیسی هستند (شکل‌های ۵-ث و ج). ستبرای رگچه‌های کلسیتی حدود ۲ میلی‌متر است. دگرسانی کلریتی به صورت رگچه‌ای بوده و یا فضای بین سیمان سیلیسی را پُر کرده است (شکل‌های ۵-چ و ح). دگرسانی پروپلیتیک معمولاً ضعیف است. به طوری که بافت سنگ در این دگرسانی به راحتی قابل شناسایی است. پلاژیوکلازها به طور بخشی به وسیله کانی‌های سریسیت، کلریت و کلسیت و کانی‌های مافیک نیز به طور بخشی توسط کانی‌های اپیدوت، کلسیت و کلریت جانشین شده‌اند. کوارتز حاصل از این دگرسانی به میزان کم در زمینه سنگ دیده می‌شود. این دگرسانی، محدودکننده بخش‌های بیرونی سیستم دگرسانی گرمابی در منطقه است.

دگرسانی گرمابی در رخداد معدنی تشویر به بخش‌های سیلیسی، آرژیلی، کربناتی و کلریتی بخش‌های کانه‌دار محدود می‌شود. دگرسانی پروپلیتیک در خارج از بخش‌های کانه‌دار رخ داده است. دگرسانی سیلیسی به صورت رگه-رگچه‌ای، سیمان گرمابی برش‌ها و همچنین سیلیسی شدن سنگ میزبان رخ داده (شکل‌های ۴-پ و ۵-الف تا ت) و منطبق بر بخش‌های کانه‌دار است. ستبرای رگه و رگچه‌های کوارتزی در این دگرسانی بیشینه به یک سانتی‌متر می‌رسد. در مقاطع میکروسکوپی، بلورهای کوارتز موجود در این رگچه‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بدون شکل با اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند. دگرسانی آرژیلی بیشتر در حاشیه رگه‌های کوارتزی کانه‌دار دیده می‌شود (شکل ۴-ب). این دگرسانی تا ۱ متر ستبرای دارد و با دور شدن از رگه‌ها، شدت آن کاهش می‌یابد. پولک‌های ریز تا متوسط سریسیت



شکل ۴- الف) نمای از رگه کانه‌دار در رخداد معدنی تشویر که واحدهای توفی، گدازه‌های آندزیتی و دایک دیابازی را قطع کرده است (دید به سوی باختر). ب) نمای از رگه کانه‌زایی و هاله دگرسانی آرژیلی اطراف آن (دید به سوی شمال‌خاور). پ) نمایی نزدیک از رگچه‌های استوکورکی کوارتزی درون سنگ‌های میزبان سیلیسی شده پهنه‌های کانه‌دار.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از مراحل کانه‌زایی در رخداد معدنی تشویر. الف و ب) مرحله اول کانه‌زایی به صورت سیمان گرمابی برش‌ها. جنس خردسنگ‌ها از نوع کریستال توف و کریستال لیتیک توف است. در تصویر الف، بخش‌های تیره، کانی‌های سولفیدی (کالکوسیت، کالکوپریت و گالن) هستند؛ پ و ت) دست‌رگچه‌های موازی و متقاطع کوارتزی مرحله دوم که رگه سیلیسی-سولفیدی مرحله اول را قطع کرده‌اند؛ ث و ج) کلسیت‌های مرحله سوم کانه‌زایی به صورت رگچه‌ای (ث) و پُرکننده فضاهای خالی کوارتزهای مرحله اول (ج)؛ چ) رگچه کلریتی مرحله چهارم که رگه کوارتزی مرحله اول را قطع کرده است؛ ح) کلریت مرحله چهارم که فضای خالی کلسیت‌های مرحله سوم را پُر کرده است. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است. Cal: کلسیت، Ccp: کالکوپریت، Chl: کلریت، Mlc: مالاکیت، Qz: کوارتز.

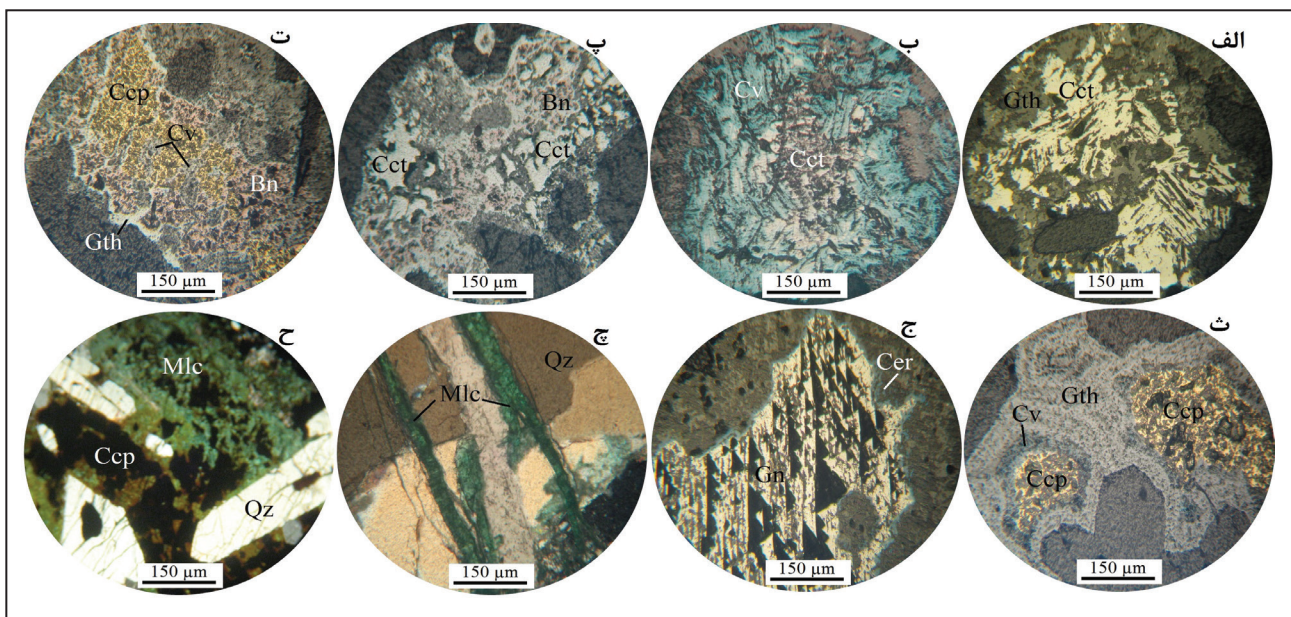
۵- کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ

منفرد تا دسته‌رگچه‌های موازی و همچنین بافت شکافه پُرکن دیده می‌شود (شکل‌های ۶-چ و ح).

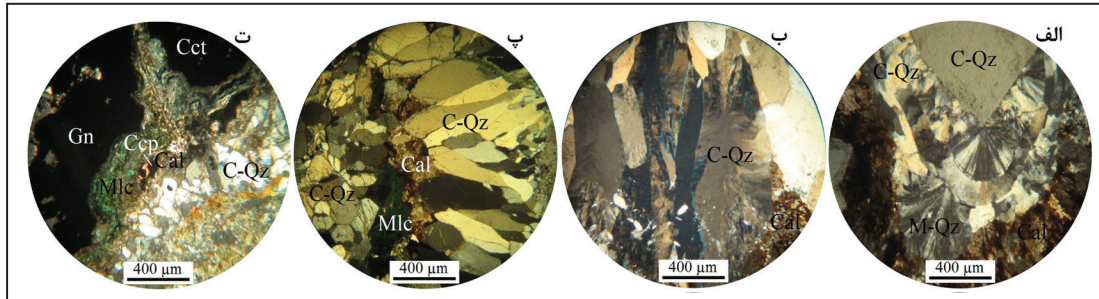
کوارتز باطله اصلی در رخدادهای معدنی تشویر است که همزمان با مراحل اصلی کانه‌زایی تشکیل شده است. بر پایه اندازه بلورها، کوارتزهای موجود را می‌توان به دو دسته ریزبلور (کلسدونی) و درشت‌بلور تقسیم‌بندی کرد (شکل ۷). کوارتزهای ریزبلور در رگه‌ها و سیمان گرمایی پرش‌ها و فضاهای خالی با بافت گل‌کلمی مشخص می‌شوند (شکل ۷-الف). کوارتزهای بلورین به‌صورت بلورهای درشت شکل‌دار در نوارهای قشرگون در رگه‌ها و سیمان گرمایی پرش‌ها رخ داده‌اند (شکل ۷-ب). بلورهای کوارتز به رنگ روشن، شیری سفید و یا خاکستری دیده می‌شوند و اندازه آنها کمتر از ۱ میلی‌متر تا چند سانتی‌متر است. این کوارتزها معمولاً بافت پُرمانند (شکل ۷-ب) و دندان‌سگی (شکل‌های ۷-پ و ت) دارند. بافت پُرمانند محصول رشد کشیده بلورهای کوارتز است (Yilmaz et al., 2010; Kouhestani et al., 2012). کلسیت و کلریت معمولاً در رگچه‌ها و یا فضای خالی سیمان کوارتزی-سولفیدی پرش‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵). کلسیت‌ها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های تا یک میلی‌متر قابل مشاهده هستند. کلریت‌ها نیز به رنگ سبز دیده می‌شوند و گاه بافت‌های شعاعی و اسفرولیتی نشان می‌دهند.

کالکوسیت، کالکوپیریت و گالن کانه‌های اصلی ماده معدنی در رخدادهای معدنی تشویر هستند. کولیت، بورنیت، مالاکیت، سروزیت و گوتیت در اثر پدیده‌های هوازدگی و برون‌زاد تشکیل شده‌اند. کوارتز، کلسیت و به میزان کمتر، کلریت، کانی‌شناسی اصلی مواد باطله را در این رخدادهای معدنی تشکیل می‌دهند. بافت کانه‌ها و مواد باطله از نوع رگه-رگچه‌ای، پرشی، دانه‌پراکنده، جانشین، بازماندی، گل‌کلمی، قشرگون، دندان‌سگی و پُرمانند است (شکل‌های ۵ تا ۷).

کالکوسیت‌ها به‌صورت بلورهای ریز تا درشت بدون شکل تا نیمه‌شکل‌دار دانه‌پراکنده حضور دارند و اغلب از حاشیه‌ها به کولیت، بورنیت و گوتیت دگرسان شده‌اند (شکل‌های ۶-الف تا پ). کالکوپیریت‌ها بیشتر به‌صورت بلورهای درشت نیمه‌شکل‌دار تا بدون شکل و گاه شکل‌دار دیده می‌شوند و از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به بورنیت، کولیت و گوتیت دگرسان شده‌اند (شکل‌های ۶-ت و ث). گاه شدت دگرسانی به حدی است که تنها بقایایی از کالکوپیریت باقی مانده و بافت بازماندی یا جزیره‌ای تشکیل شده است (شکل ۶-ث). گالن‌ها بیشتر به‌صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دانه‌پراکنده دیده می‌شوند و معمولاً از حاشیه‌ها به سروزیت دگرسان شده‌اند (شکل ۶-ج). کولیت و بورنیت محصول فرایندهای برون‌زاد هستند و جانشین کانی‌های سولفیدی اولیه مانند کالکوسیت‌ها و کالکوپیریت‌ها شده‌اند (شکل ۶-ب تا ت). مالاکیت بیشتر به‌صورت رگچه‌های



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی (تصاویر چ و ح در نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL و بقیه تصاویر در نور بازتابی) از انواع کانه‌ها در رخدادهای معدنی تشویر. الف تا پ) بلورهای بدون شکل کالکوسیت که از حاشیه‌ها به گوتیت (الف)، کولیت (ب) و بورنیت (پ) دگرسان شده‌اند؛ ت) بلور بدون شکل کالکوپیریت که از حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها به بورنیت، کولیت و گوتیت دگرسان شده است؛ ث) دگرسانی کالکوپیریت به کولیت و سپس گوتیت و تشکیل بافت بازماندی یا جزیره‌ای؛ ج) بلور نیمه‌شکل‌دار گالن که از حاشیه به سروزیت دگرسان شده است؛ چ و ح) مالاکیت با بافت رگچه‌ای (چ) و شکافه پُرکن (ح). علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است. Bn: بورنیت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Cer: سروزیت، Cv: کولیت، Gn: گالن، Gth: گوتیت، Mlc: مالاکیت، Qz: کوارتز.



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع کوارتز در رخداد معدنی تشویر. الف) کوارتزهای درشت تا ریز بلور با بافت‌های قشرگون و گل‌کلمی؛ ب) کوارتزهای درشت‌بلور با بافت پُرمانند؛ پ و ت) کوارتزهای درشت‌بلور با بافت دندان‌سگی. در تصویر ت، مالاکیت با بافت گل‌کلمی نیز مشاهده می‌شود. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است. Cal: کلسیت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Gn: گالن، Mlc: مالاکیت، C-Qz: کوارتزهای درشت‌بلور، M-Qz: کوارتزهای ریزبلور

رگه- رگچه‌های منفرد و یا دسته‌رگچه‌های نیمه‌موازی تا متقاطع کوارتزی است. کلسیت و کلریت به ترتیب تشکیل‌دهنده‌های اصلی مرحله‌های سوم و چهارم هستند که به صورت رگچه‌ای و شکافه‌پُرکن دیده می‌شوند. تشکیل کوولیت، بورنیت، مالاکیت، سروزیت و گوتیت با بافت‌های رگچه‌ای، شکافه‌پُرکن، جانشینی و بازماندی مربوط به مرحله پنجم (فرایندهای برون‌زاد) است.

توالی پاراژنتیک کانی‌ها در رخداد معدنی تشویر به ۵ مرحله قابل تقسیم است (شکل ۸). مرحله اول با تشکیل بخش‌های کوارتزی- سولفیدی (کالکوسیت، کالکوپیریت و گالن) به صورت رگه- رگچه‌ای و سیمان گرمایی برش‌های حاوی سنگ میزبان همراه است. بافت‌های قشرگون، گل‌کلمی، پُرمانند و دندان‌سگی از بافت‌های مهم کوارتزهای این مرحله به شمار می‌روند. مرحله دوم شامل

		Stage I	Stage II	Stage III	Stage IV	Supergene
Ore	Chalcopyrite	██				
	Chalcocite	██				
	Galena	██				
	Covellite					██
	Bornite					██
	Malachite					██
	Cerussite					██
	Goethite					██
Gangue	Quartz	██	██			
	Calcite			██		
	Chlorite				██	
Texture	Vein-Veinlets	██	██	██	██	
	Brecciated	██				
	Disseminations	██				
	Vug Infill			██		██
	Colloform	██				
	Crustiform	██	██			
	Plumose	██				
	Dog Tooth	██				
	Replacement					██
	Relict					██

شکل ۸- توالی پاراژنتی، فراوانی نسبی و ساخت و بافت برای مواد معدنی و باطله در رخداد معدنی تشویر.

۶- بحث و بررسی

۶-۱. داده‌های زمین‌شیمیایی بخش‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان

هدف از مطالعات زمین‌شیمیایی، بررسی رفتار عناصر کمیاب خاکی و تعیین غنی‌شدگی و تهی‌شدگی‌های عنصری مرتبط با دگرسانی‌های گرمایی در سنگ‌های میزبان و رگه‌های سیلیسی کانه‌دار است. تجزیه‌های شیمیایی به دست آمده از نمونه‌های منطقه تشویر در جدول ۱ آورده شده است.

۶-۲. الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی

الگوی عناصر کمیاب خاکی برای رگه‌های سیلیسی کانه‌دار و سنگ‌های میزبان آنها (کریستال‌توف‌ها و گدازه‌های آندزیتی) در منطقه تشویر که نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند، در شکل ۹ نشان داده شده است.

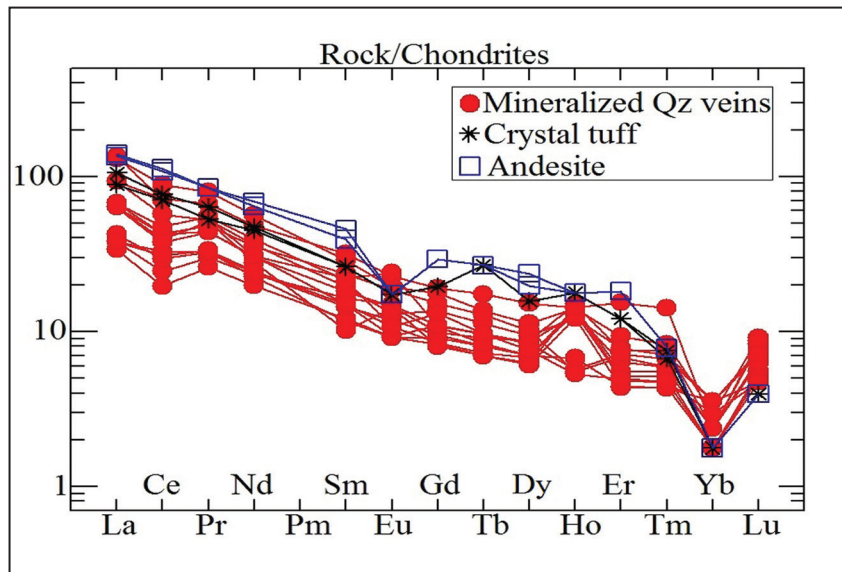
عناصر کمیاب خاکی در واحدهای کریستال توفی و گدازه‌های آندزیتی دارای یک الگوی نسبتاً پُرشیب حاوی غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE همراه با نسبت بالای LREE/HREE و آنومالی‌های منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0.68 - 0.89$) و Yb هستند. تفریق پلاژیوکلاز و پایین بودن فوگاسیته اکسیژن (Galoyan et al., 2009) می‌تواند آنومالی منفی Eu را در گدازه‌های آندزیتی توضیح دهد. براساس این شکل، الگوی عناصر کمیاب خاکی در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار با الگوی این عناصر در سنگ‌های میزبان شباهت بارزی دارد با این تفاوت که رگه‌های کانه‌دار تمرکزهای نسبتاً پایین‌تری از عناصر کمیاب خاکی نشان می‌دهند. تفاوت در میزان عناصر کمیاب خاکی در رگه‌های کانه‌دار را می‌توان در شدت دگرسانی و ترکیب کانی‌شناسی آنها

یا مرتبط با دگرسانی سریستی باشد. سریستی شدن می‌تواند منجر به حذف HREE و تمرکز LREE در شبکه سریست شود (Rollinson, 1993).

جستجو کرد (Lottemoser, 1992). از طرف دیگر، غنی‌شدگی در عناصر LREE در این رگه‌ها می‌تواند نشان‌دهنده بالابودن غلظت این عناصر در سیالات کانه‌ساز و

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای رگه‌های سیلیسی کانه‌دار (نمونه‌های T1 تا T14)، واحدهای کریستال توفی (نمونه‌های T15 و T16) و گدازه‌های آندزیتی (نمونه‌های T17 و T18) در رخداد معدنی تشویر. تمامی داده‌ها بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

	Ag	Al	Ba	Ca	Cs	Cu	K	Mg	Na	Nb	Pb	Rb	Sr	Th	Y	Zn
D.L.	۰/۱	۱۰۰	۱	۱۰۰	۰/۵	۱	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱	۱	۱	۱	۰/۱	۰/۵	۱
T1	۲۲/۴	۲۰۱۲۹	۱۰۴	۲۴۴۶۴	۰</۵	۱۹۷۹	۸۱۱	۱۸۴۶	۴۴۱	۱/۹	۳۰۰۰>	۷	۱۸۵/۴	۱/۴۳	۶/۷	۱۰۳۶
T2	۱۱۵/۸	۲۳۶۶۴	۵۲۰	۵۷۳۲۶	۱/۲	۴۴۷۵۸	۴۴۱۹	۱۹۴۱۶	۱۴۳۰	۱/۷	۲۳۷	۳۳	۱۰۲/۵	۱/۲۱	۸/۹	۴۸۱
T3	۶/۴	۱۸۳۹۰	۷۳	۲۰۶۵۷	۱/۱	۹۴۷	۴۱۹۰	۸۸۸۶	۲۴۲۵	۱/۶	۲۹۳۶۳	۲۹	۱۳۲/۴	۱/۵۴	۵/۳	۳۰۰۰>
T4	۱۲/۴	۲۹۳۹۷	۴۱	۳۴۱۱	۰/۷	۷۵۵	۱۶۹۵	۱۴۶۷	۳۵۳	۱/۸	۳۰۰۰>	۱۵	۲۶۷/۱	۱/۳۳	۵/۱	۳۰۰۰>
T5	۰/۳	۶۶۲۸۸	۱۳۲۵	۵۶۲۵	۱۴/۳	۶۵	۳۹۱۴۵	۵۱۴۵	۲۰۲۶۷	۱۴/۳	۲۲۳	۱۸۹	۲۱۸/۱	۹/۴۴	۱۶/۴	۲۷۸
T6	۱۳۴/۸	۱۹۴۵۲	۹۲۶	۲۲۰۴	۲/۸	۱۵۸۱۰	۵۹۸۳	۱۴۶۷	۱۴۱۵	۱/۴	۳۰۰۰>	۴۵	۳۰۱/۲	۲/۳۸	۶	۵۶۲۴
T7	۴/۸	۳۸۴۳۸	۳۶۳	۴۲۲۸۹	۵/۸	۵۰۰۰>	۱۱۸۱۶	۹۸۰۶	۱۵۷۰	۴/۴	۱۳۷	۵۷	۵۶/۱	۲/۸۱	۱۲/۹	۲۵۷
T8	۰/۶	۳۵۳۴۵	۲۴۶	۱۰۰۰۰>	۱۵/۹	۲۳۶	۱۶۱۹۸	۴۴۳۴	۴۴۶	۴/۲	۱۱۵	۱۰۹	۷۶۴/۶	۲/۹۳	۱۰/۵	۹۴
T9	۲۲۷/۷	۳۰۰۰۶	۱۶۰۱	۲۴۵۴	۴/۳	۱۲۰۴۷	۱۴۹۵۰	۲۶۶۶	۱۴۶۲	۴/۱	۳۰۰۰>	۱۱۱	۲۱۴	۳/۸۴	۹/۲	۳۰۰۰>
T10	۱۰	۳۱۰۹۳	۲۱۱	۶۳۴۹	۲/۷	۵۰۰۰>	۱۱۷۶۳	۸۶۸۷	۱۴۱۸	۳/۲	۳۵۳	۷۵	۵۱/۱	۱/۷۵	۶	۴۰۳
T11	۶۷/۳	۲۰۰۸۴	۱۰۳۴	۱۵۴۳۰	۳	۲۴۱۳۳	۹۴۴۵	۸۰۷۴	۶۱۲	۳	۳۰۰۰>	۷۰	۱۲۶/۵	۱/۷۵	۱۰/۷	۱۸۴۲
T12	۵۳/۴	۱۱۸۶۹	۲۷۱۹	۳۴۹۹۵	۱/۷	۱۸۹۹۵	۴۷۵۹	۱۳۴۶۴	۱۷۶۹	۱/۸	۸۲۱۱	۲۸	۹۳/۶	۱/۱۹	۶/۵	۲۲۸۰
T13	۱/۲	۳۲۰۱۶	۱۹۲	۴۳۳۱۹	۸	۱۱۳۰۹	۱۵۶۴۵	۸۳۹۵	۴۸۰	۳/۷	۲۶۸	۹۴	۵۳/۵	۲/۸۷	۱۰	۱۱۰
T14	۱۴/۲	۱۶۶۰۲	۹۵	۱۵۶۳۰	۲	۲۵۵۸	۷۶۸۴	۱۸۴۶	۳۸۱	۲/۵	۳۰۰۰>	۶۵	۱۰۲	۱/۵	۷/۴	۳۰۰۰>
T15	۰/۱۶	۸۰۴۳۸	۵۳۱	۷۸۶۳	۴	۱۱۱	۶۲۳۳	۷۶۸۳	۲۸۴۸۷	۱۲	۱۱	۱۲۶	۱۸۳	۵	۲۲	۳۵۸
T16	۰/۱۹	۸۴۶۷۲	۵۰۴	۱۸۸۸۲	۲	۲۰۱	۹۹۰۵	۵۱۲۸	۲۲۲۵۶	۱۲	۴۴	۹۶	۴۱۴	۷	۲۲	۲۲۵
T17	۰/۱۵	۸۴۶۷۲	۹۸۲	۲۵۷۳۵	۳	۴۱	۸۲۰۶	۴۰۳۲	۲۲۲۵۶	۲۰	۱۳	۱۱۶	۳۸۸	۱	۳۲	۵۰
T18	۰/۱۸	۸۴۶۷۲	-	۶۸۵	۱۵۵۸۸	۳	۲۵	۴۱۹۶۴	۹۲۰۶	۷۰۴۶	۲۲۲۵۶	۲۱	۱۴	۱۳۷	۳۴	۱۱۲
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu/Eu*	
D.L.	۱	۰/۵	۰/۰۵	۰/۵	۰/۰۲	۰/۱	۰/۰۵	۰/۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۱	۰/۰۵	۰/۱	-	
T1	۸	۱۲	۲/۴۶	۹/۲	۱/۸۵	۰/۵۳	۱/۸۶	۰/۳	۱/۷۷	۰/۷۹	۰/۸۵	۰/۱۳	۰/۳	۰/۱۴	۰/۸۷	
T2	۹	۱۵	۲/۸۵	۱۰/۹	۲/۵۳	۰/۸۶	۲/۲۲	۰/۳۶	۲/۱۷	۰/۷۳	۱/۰۵	۰/۱۵	۰/۴	۰/۱۷	۱/۱۱	
T3	۱۰	۱۸	۳/۰۷	۱۰/۵	۱/۷۸	۰/۵۳	۱/۶۹	۰/۲۶	۱/۵۵	۰/۶۹	۰/۷۲	۰/۱۱	۰/۶	۰/۱۲	۰/۹۳	
T4	۹	۲۰	۳/۰۷	۱۱/۱	۲/۲	۰/۶۸	۱/۹۵	۰/۳	۱/۷۶	۰/۷۴	۰/۸۳	۰/۱۲	۰/۳	۰/۱۴	۱/۰۰	
T5	۲۲	۴۴	۶/۳	۲۲/۵	۴/۸۶	۱/۳۱	۳/۹۱	۰/۶۵	۳/۸۵	۰/۸۱	۲/۵۴	۰/۳۶	۰/۴	۰/۲۱	۰/۹۲	
T6	۳۲	۴۳	۵/۰۲	۱۴/۳	۲/۲۹	۰/۶۲	۱/۷۳	۰/۲۷	۱/۷۲	۰/۸۱	۰/۹۱	۰/۱۴	۰/۴	۰/۱۶	۰/۹۵	
T7	۳۱	۵۴	۷/۵۹	۲۶/۳	۴/۴۳	۱/۱۱	۳/۶۴	۰/۵۱	۲/۸۶	۰/۸	۱/۵۴	۰/۲۱	۰/۵	۰/۲۳	۰/۸۵	
T8	۲۲	۳۵	۴/۹۶	۱۶/۸	۲/۹۸	۰/۷۵	۲/۷۹	۰/۴۲	۲/۳۸	۰/۶۹	۱/۲۹	۰/۱۸	۰/۶	۰/۱۹	۰/۸۰	
T9	۱۶	۲۶	۴/۱۷	۱۴/۱	۲/۷۸	۰/۸۴	۲/۰۱	۰/۳۴	۲/۲۱	۰/۸۵	۱/۲۶	۰/۱۹	۰/۴	۰/۲۲	۱/۰۹	
T10	۱۵	۲۴	۴/۸۳	۱۲/۹	۱/۵۶	۰/۸۲	۱/۶۵	۰/۲۶	۱/۵۹	۰/۸۲	۰/۸	۰/۱۲	۰/۳	۰/۱۳	۰/۷۴	
T11	۱۵	۲۶	۴/۵۸	۱۶/۴	۳/۶۲	۱/۰۷	۳/۱۱	۰/۴۸	۲/۵۵	۰/۳۱	۱/۱۳	۰/۱۵	۰/۴	۰/۱۶	۰/۹۷	
T12	۱۵	۲۳	۴/۱۶	۱۴/۳	۳/۴۱	۱/۳۸	۲/۱۹	۰/۳۱	۱/۷۶	۰/۳۸	۰/۷۳	۰/۱۱	۰/۳	۰/۱۲	۱/۵۴	
T13	۹	۱۹	۳/۱۷	۱۱/۴	۲/۲۹	۰/۵۴	۲/۲۶	۰/۳۶	۲/۱۲	۰/۳۲	۱/۱۸	۰/۱۷	۰/۶	۰/۱۸	۰/۷۳	
T14	۱۶	۲۹	۵/۲۴	۱۸/۴	۳/۲۵	۰/۶۲	۲/۶۹	۰/۳۶	۱/۹۲	۰/۳	۰/۸۲	۰/۱۲	۰/۵	۰/۱۲	۰/۶۴	
T15	۲۵	۴۷	۶	۲۲	۴	۱	۴	۱	۴	۱	۲	۰/۱۷	۰/۳	۰/۱	۰/۸۹	
T16	۲۱	۴۳	۵	۲۱	۴	۱	۴	۱	۴	۱	۲	۰/۱۹	۰/۳	۰/۱	۰/۸۴	
T17	۳۲	۶۶	۸	۳۰	۶	۱	۶	۱	۵	۱	۳	۰/۲	۰/۳	۰/۱	۰/۷۲	
T18	۳۳	۶۹	۸	۳۲	۷	۱	۶	۱	۶	۱	۳	۰/۲	۰/۳	۰/۱	۰/۶۸	

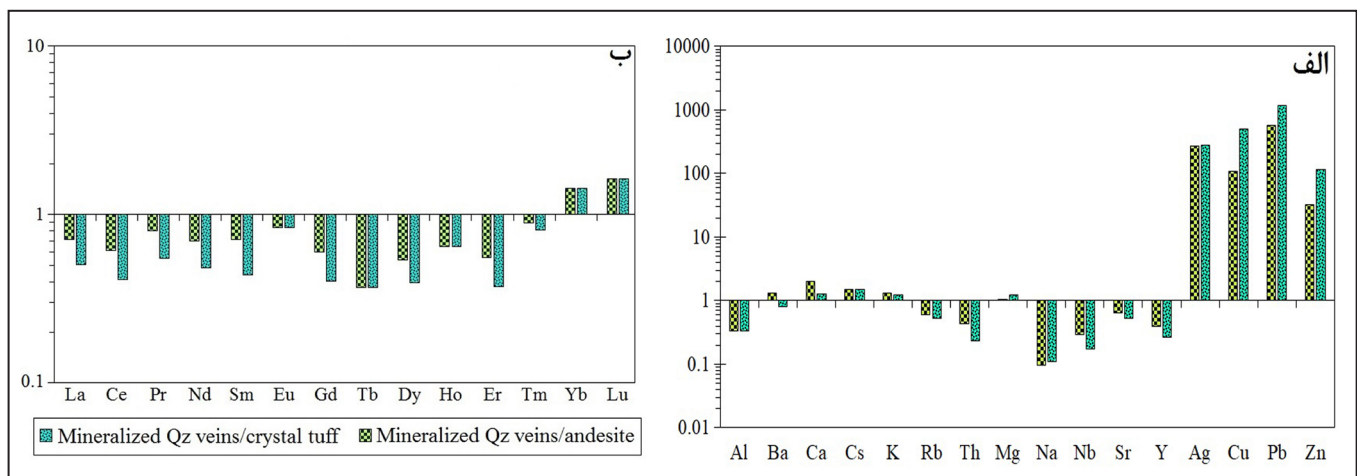


شکل ۹- الگوی عناصر کمیاب خاکی برای رگه‌های سیلیسی کانه‌دار و کریستال توف‌ها و گدازه‌های آندزیتی میزان فاقد کانه‌زایی در رخداد معدنی تشویر که نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند.

۶-۳. تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در بخش‌های کانه‌دار

نمودارهای غنی‌شدگی و تهی‌شدگی یکی از راه‌های نشان دادن غنی یا فقیر شدن نسبی عناصر کمیاب و اصلی هستند. از این نمودارها، جهت نمایش تحرک عناصر در پهنه‌های دگرسانی و کانی‌سازی نیز می‌توان استفاده کرد که در این حالت، غنی‌شدگی و تهی‌شدگی، نسبت به سنگ میزبان دگرسان نشده سنجیده می‌شود. جهت بررسی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر طی کانه‌زایی در رخداد معدنی تشویر، میانگین داده‌های مربوط به رگه‌های سیلیسی کانه‌دار بر میانگین داده‌های مربوط به کریستال توف‌ها و گدازه‌های آندزیتی میزان سالم فاقد کانه‌زایی بهنجار شد تا عناصر اضافه و یا کم شده به سنگ طی کانه‌زایی مشخص شود. لازم به ذکر است که این روش کیفی است و برای تعیین میزان کمی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر، نیاز به محاسبات موازنه جرم دارد که در این پژوهش انجام نشده است.

الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای رگه‌های سیلیسی کانه‌دار که نسبت به کریستال توف‌ها و گدازه‌های آندزیتی میزان سالم فاقد کانه‌زایی بهنجار شده‌اند، در شکل ۱۰ نشان داده شده است. بر اساس این شکل، رگه‌های کانه‌دار نسبت به سنگ‌های میزبان خود از عناصر Al ، Ba ، Rb ، Th ، Na ، Nb ، Sr و Y تهی و از عناصر Cu ، Pb ، Ag ، Zn غنی شده‌اند (شکل ۱۰-الف). در این رگه‌ها، عناصری مانند Ca ، Cs ، K و Mg غنی‌شدگی ضعیفی نشان می‌دهند. با توجه به نوع دگرسانی‌های موجود در پهنه‌های کانه‌زایی، غنی‌شدگی در میزان کلسیم، پتاسیم و منیزیم را می‌بایست به ترتیب به دگرسانی‌های کربناتی، سریسیتی و کلریتی مرتبط دانست. غلظت تمام عناصر کمیاب خاکی (به جز Yb و Lu که غنی شده‌اند) در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار نسبت به سنگ‌های میزبان تهی شده است (شکل ۱۰-ب).



شکل ۱۰-الف) نمودار عناصر کمیاب برای رگه‌های سیلیسی کانه‌دار در رخداد معدنی تشویر که نسبت به کریستال توف و گدازه آندزیتی میزان سالم فاقد کانه‌زایی بهنجار شده‌اند؛ ب) نمودار عناصر کمیاب خاکی برای رگه‌های سیلیسی کانه‌دار در رخداد معدنی تشویر که نسبت به کریستال توف و گدازه آندزیتی میزان سالم فاقد کانه‌زایی بهنجار شده‌اند.

سوم، توده‌های گرانیتوئیدی با سن ائوسن پایانی (آقازاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ Nabatian et al., 2014b and 2016) به داخل توالی‌های سنگی ائوسن نفوذ و آنها را قطع کرده‌اند (شکل ۱۱-پ). رخنمون این توده‌ها در بخش‌های خاوری و باختری منطقه به ترتیب در نزدیکی کانسارهای چودرچای، لهنه و لوبین-زرده قابل مشاهده است. لازم به توضیح است که رخنمون‌های فراوانی از این توده‌های گرانیتوئیدی در زیرپهنه طارم-هشتجین وجود دارد که ارتباط زمانی و مکانی نزدیکی با کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال دارند (Mehrabi et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2015; Kouhestani et al., 2018). توده‌های مزبور به‌عنوان موتور حرارتی عمل کرده و سبب چرخش آب‌های جوی در منطقه شده‌اند. این آب‌ها علاوه بر توسعه پهنه‌های دگرسانی، سبب شسته‌شدن عناصر فلزی از سنگ‌های مسیر و تمرکز مجدد آنها به‌صورت رگه‌های سیلیسی کانه‌دار شده است (شکل ۱۱-پ). بخشی از مواد معدنی و سیالات گرمایی نیز می‌تواند از توده‌های گرانیتوئیدی منشأ گرفته باشد. مطالعات ایزوتوپی اخیر انجام شده بر روی کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال گلوچه (Ghasemi Siani et al., 2015; Mehrobi et al., 2016) و علی‌آباد-خان‌چای (Kouhestani et al., 2018) نیز نشان می‌دهد سیالات مسئول کانه‌زایی و دگرسانی در این کانسارها مخلوطی از سیالات ماگمایی و جوی هستند و گوگرد و مواد معدنی توسط توده‌های نفوذی و سنگ‌های میزبان تأمین شده‌اند. مرحله چهارم شامل بالآمدگی ناحیه و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش در منطقه است (شکل ۱۱-ت).

۶-۵. کاربردهای اکتشافی

فعالیت‌های شدید ماگمایی در ائوسن آغازین تا میانی منجر به تشکیل نزدیک به ۲۰۰۰ متر توالی آتشفشانی (معادل سازند کرج) در زیرپهنه طارم-هشتجین شده است (Hirayama et al., 1966). علاوه بر این، فرایندهای زمین‌ساختی مرتبط با فاز کوهزایی پیرنه معابر ساختاری مناسبی را برای نفوذ توده‌های گرانیتی و گرانیتوئیدی ائوسن پایانی (آقازاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ Nabatian et al., 2014b and 2016) از طریق گسل‌ها و محور چین‌ها در این منطقه از پهنه البرز ایجاد کرده است. این توده‌ها ارتباط زمانی و مکانی نزدیکی با کانه‌زایی‌های فلزی در زیرپهنه طارم-هشتجین دارند (Ghasemi Siani et al., 2015; Mehrabi et al., 2016). ژئومتری، ترکیب کانی‌شناسی و شواهد ساخت و بافتی کانه‌زایی در رخدادهای معدنی تشویر نشان می‌دهد که کانه‌زایی در این رخدادهای معدنی نتیجه ته‌نشست مواد از یک سیال گرمایی تحت شرایط اپی‌ترمال است. نوع دگرسانی‌ها و الگوی کانه‌زایی در این رخدادهای معدنی مشابه با دیگر کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال فلزات پایه و گران‌بها در زیرپهنه طارم-هشتجین مانند چودرچای، رشت‌آباد، گلوچه، خلیفه‌لو، لهنه، علی‌آباد، آق‌کند و لوبین-زرده است. اگر چه تاکنون داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی برای اغلب این کانه‌زایی‌ها ارائه نشده است. اما سن سنجی آرگون-آرگون ارائه شده توسط Ghasemi Siani et al. (2015) و Mehrabi et al. (2016) نشان داد که کانسار گلوچه در ۰/۳۴ ± ۴۲/۲۰ میلیون سال قبل تشکیل شده است. این سن از نظر زمانی با جایگیری گرانیتوئید گلجین در ۱/۵۸ ± ۴۱/۸۷ میلیون سال مطابقت دارد (Ghasemi Siani et al., 2015; Mehrabi et al., 2016).

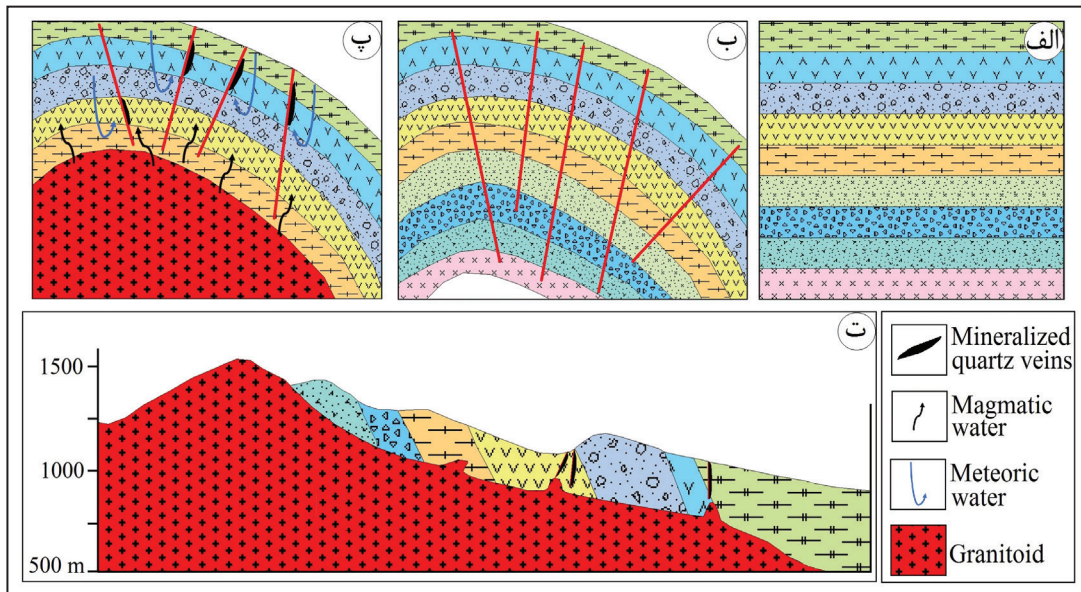
با توجه به ارتباط زمانی و مکانی نزدیک توده‌های گرانیتوئیدی و کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال چنین به نظر می‌رسد که این توده‌ها احتمالاً با کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در زیرپهنه طارم-هشتجین ارتباط زایشی دارند. از طرف دیگر، ژئومتری رگه‌های پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی در منطقه تشویر و دیگر کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال موجود در زیرپهنه طارم-هشتجین نشان می‌دهد که ساختارهای گسلی معبر اصلی برای عبور جریان سیالات کانه‌ساز بوده‌اند. از این رو، بررسی مناطق گسلی در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی دگرسان شده ائوسن به ویژه در مناطقی که مورد هجوم توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی قرار گرفته‌اند، می‌تواند از نظر اکتشاف کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه و گران‌بها در زیرپهنه طارم-هشتجین حائز اهمیت باشد. تعمیم شواهد به دست آمده از این مطالعات به مناطق مشابه در پهنه البرز می‌تواند به شناسایی این نوع از کانی‌زایی‌های اپی‌ترمال منجر شود.

رفتار عناصر کمیاب خاکی در محیط‌های دگرسانی و کانه‌زایی به فرایندهایی مانند واکنش سیال-سنگ، نهشت سیال، جذب، تغییرات دما، فشار، pH و Eh، آلکالینیتی و تمرکز سیال وابسته است (Humphris, 1984). لذا بین مجموعه دگرسانی، خصوصیات فیزیکی شیمیایی محلول کانه‌ساز، نسبت سیال به سنگ و الگوی عناصر کمیاب خاکی، همبستگی وجود دارد (Alderton et al., 1980). ترکیب سیال و شرایط دما و فشار، پایداری و فراوانی نسبی فازهای دربردارنده عناصر کمیاب خاکی را کنترل می‌کنند. اگر دگرسانی و کانی‌سازی در شرایط یکسانی از دما و فشار رخ دهد، تمرکز عناصر کمیاب خاکی توسط ترکیب سیال، فوگاسیته اکسیژن و تمرکزهایی از لیگاندهای مناسب (مانند PO_4 ، F ، Cl ، OH ، CO_3 ، SO_4) (Giery and Williams, 1992) کنترل می‌شود. این لیگاندها پاسخی به تغییرات ترکیب سیال، بسته به فرایندهای واکنش سیال-سنگ و یا اختلاط سیالات هستند (Brunsmann et al., 2001). همچنین، طی فرایندهای کانه‌زایی، سیالات غنی از CO_2 و Cl قادر به تحرک عناصر کمیاب خاکی هستند؛ به‌طوری که کمپلکس‌های هالوژنی و کربنیک عامل اصلی انتقال و تحرک عناصر مزبور محسوب می‌شوند (Murphy and Hynes, 1986; Whitford et al., 1988; Bienvenu, 1990). حجم پایین دگرسانی‌های موجود در رخدادهای معدنی تشویر بیانگر میزان پایین واکنش بین سیالات کانه‌زا و سنگ میزبان است. بر این اساس، به نظر می‌رسد که در منطقه تشویر، ترکیب اسیدی سیالات گرمایی در تمرکز و تحرک عناصر کمیاب خاکی نقش داشته است. علاوه بر این، کاهش نسبت HREE به LREE می‌تواند ناشی از تأثیر سیالات گرمایی غنی از کلر و فلوئوردار باشد که سبب شستشو و حمل بیشتر HREE‌ها از بخش‌های کانه‌دار شده‌اند (Gramaccioli et al., 1999; Kikawada et al., 2001).

۶-۴. تیپ کانه‌زایی و مدل تشکیل رخدادهای معدنی تشویر

ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، ترکیب کانی‌شناسی، ساخت و بافت کانسنگ و الگوی دگرسانی در رخدادهای معدنی تشویر نشان می‌دهد که این رخدادهای معدنی را می‌توان در دسته کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه (نقره) طبقه‌بندی کرد. شواهدی از قبیل (۱) بافت‌های رگه-رگچه‌ای، برشی، گل‌کلمی، قشرگون، دندان‌سگی و پرممانند در بخش‌های کانه‌دار و مواد باطله و (۲) کانی‌های باطله شامل کوارتز، کلسیت و کلریت نشان می‌دهد که کانه‌زایی در رخدادهای معدنی تشویر نتیجه ته‌نشست مواد از یک سیال گرمایی (مخلوط سیالات جوی و ماگمایی) تحت شرایط اپی‌ترمال است (Cooke and Simmons, 2000; Yilmaz et al., 2010; Mehrobi et al., 2016; Kouhestani et al., 2017 and 2018). علاوه بر این، نبود آدولاریا و آلونیت در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار و عدم وجود بافت‌های کوارتز حفره‌دار و کلسیت تیغه‌ای و دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در رخدادهای معدنی تشویر نشان می‌دهد که این کانه‌زایی را نمی‌توان در دسته کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین و سولفیداسیون بالا طبقه‌بندی کرد. این نوع از کانسارهای اپی‌ترمال توسط Hedenquist et al. (2000) تحت عنوان کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حاد واسط نام‌گذاری شده‌اند.

بر اساس نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، آنالیزهای زمین‌شیمیایی، روابط پاراژنتیکی کانی‌ها و کانه‌ها در منطقه تشویر و مقایسه آن با دیگر کانه‌زایی‌های فلزات پایه و گران‌بهای موجود در زیرپهنه طارم-هشتجین (مانند چودرچای، رشت‌آباد، گلوچه، خلیفه‌لو، لهنه، علی‌آباد، آق‌کند و لوبین-زرده)، مدل تشکیل رخدادهای معدنی تشویر را می‌توان به‌صورت یک توالی چهار مرحله‌ای خلاصه کرد (شکل ۱۱). مرحله نخست با تشکیل توالی‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن (امینی، ۱۳۷۹؛ نظری و سلامتی، ۱۳۷۷) همراه است (شکل ۱۱-الف). در مقیاس بزرگ‌تر، این واحدها بخش‌هایی از واحدهای کردکند معادل سازند کرج (Hirayama et al., 1966) هستند. در مرحله دوم، مجموعه سنگ‌های ائوسن منطقه در اثر نیروهای فشاری فاز پیرنه، چین‌خورده‌اند و شکستگی‌هایی در آنها ایجاد شده است (شکل ۱۱-ب). در مرحله



شکل ۱۱- نمایی شماتیک از مدل تشکیل کانه‌زایی در منطقه تشویر. الف) تشکیل توالی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن؛ ب) چین‌خوردگی واحدهای سنگی ائوسن در اثر فرایندهای زمین‌ساختی فاز پیرنه و ایجاد شکستگی در آنها؛ پ) نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی ائوسن پایانی به‌داخل واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن. نفوذ این توده‌ها سبب چرخش آب‌های ماگمایی و جوی و شکل‌گیری کانه‌زایی به‌صورت رگه‌های سیلیسی کانه‌دار درون واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن شده است؛ ت) بالا آمدگی ناحیه‌ای و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش. روند پروفیل‌ها خاوری- باختری است. برای سایر لیتولوژی‌ها به شکل ۱ مراجعه شود.

۷- نتیجه‌گیری

شواهدی از قبیل مشاهدات صحرایی، ژئومتری، ترکیب کانی‌شناسی، ساخت و بافت و الگوی دگرسانی در رخداد معدنی تشویر نشان می‌دهد که این رخداد معدنی را می‌توان در ردیف کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه (نقره) نوع سولفیداسیون حدواسط تقسیم‌بندی کرد. ویژگی‌های کانه‌زایی و دگرسانی در این رخداد معدنی شباهت زیادی با دیگر کانسارهای اپی‌ترمال موجود در زیرپهنه طارم- هشتجین دارد. در هر حال، این مقایسه نیازمند اطلاعات دقیق ایزوتوپی (پایدار و سن‌سنجی) برای بسیاری از این کانسارها و رخدادهای معدنی است.

شباهت الگوهای بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی در رگه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان توفی و آندزیتی بیانگر ارتباط زایشی کانه‌زایی و توالی آتشفشانی منطقه است. لذا، دگرسانی واحدهای آتشفشانی و شسته شدن عناصر از آنها می‌تواند در تشکیل کانی‌سازی منطقه مؤثر باشد.

بررسی نمودارهای تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در رخداد معدنی تشویر نشان‌دهنده تمرکز عناصر کانه‌ساز (مانند Ag, Cu, Pb و Zn) در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار است. تهی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی در این نمودارها مؤید ترکیب اسیدی سیالات گرمایی است. نسبت بالای LREE/HREE ناشی از تأثیر سیالات گرمایی غنی

از کلر و فلوئوردار است که سبب شستشو و حمل آنها از بخش‌های کانه‌دار شده‌اند. کانی‌سازی در منطقه تشویر و دیگر کانسارهای اپی‌ترمال موجود در زیرپهنه طارم- هشتجین ارتباط زمانی و مکانی و احتمالاً زایشی با توده‌های گرانیتوئیدی ائوسن پایانی دارد و محصول فرایندهای گرمایی است که توسط گسل‌ها کنترل شده‌اند. گسل‌ها معابر اصلی برای انتقال سیالات کانه‌ساز و ته‌نشینی مواد معدنی هستند. لذا، واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی دگرسان شده ائوسن به‌ویژه در نزدیکی توده‌های گرانیتوئیدی و ساختارهای گسلی، می‌توانند مکان‌های بسیار مناسبی برای تشکیل کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در زیرپهنه طارم- هشتجین باشند. تعمیم این شواهد به مناطق مشابه در این زیرپهنه و سایر مناطق پهنه البرز می‌تواند به شناسایی این نوع از کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال منجر شود.

سپاسگزاری

نویسندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش و از سردبیر و داوران محترم فصلنامه علوم زمین به‌خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده‌شان که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر شده است، کمال تشکر را دارند.

کتابنگاری

- آقاجانی مرسا، س.، امامی، م. ه.، لطفی، م.، قلی‌زاده، ک. و قاسمی سیانی، م.، ۱۳۹۵- منشأ رگه‌های پلی‌متال اپی‌ترمال در منطقه نیکویه (منطقه طارم، استان قزوین) براساس مطالعات کانی‌شناسی، دگرسانی و میانبار سیال. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۹، صص. ۱۵۷ تا ۱۶۸.
- آقازاده، م.، بدرزاده، ز. و کاسترو، آ.، ۱۳۹۴- پتروژنز و تعیین سن U-Pb (SHRIMP) توده‌های نفوذی طارم. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، صص. ۳ تا ۲۰.
- امینی، ب.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسین‌زاده، م.، ر.، مغفوری، س.، مؤید، م. و فرید اصل، و.، ۱۳۹۵الف- معرفی کانسار مس ماری به‌عنوان یک ذخیره چینه‌کران نوع مانتو در زون طارم، شمال‌غرب ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۰، شماره ۳۸، صص. ۱۷ تا ۳۷.
- حسین‌زاده، م.، ر.، مغفوری، س.، مؤید، م.، لطفه‌نیا، م. و حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۹۴- سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای چند فلزی (مس-سرب-روی) در منطقه لوبین-زرده، شمال‌خاور زنجان. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۶، صص. ۴۱ تا ۵۲.
- حسین‌زاده، م.، ر.، مغفوری، س.، مؤید، م. و رحمانی، ا.، ۱۳۹۵ب- کانسار خلیفه‌لو: کانی‌زایی مس-طلائی اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا در زون ماگمایی طارم، شمال‌خرم‌دره، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۹، صص. ۱۷۹ تا ۱۹۴.
- خاکزاد، ا. و حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۷۸- بررسی کانی‌زایی‌های سرب، روی و مس مناطق شمال‌غرب زنجان و شرق میانه در ارتباط با دگرسانی‌های گسترده گرمایی. سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- زمانیان، ح.، رحمانی، ش.، جان‌نثاری، م.، زارعی سهامیه، ر. و برنا، ب.، ۱۳۹۴- بررسی کانی‌سازی مس-طلادار گرانیتوئید طارم (شمال زنجان) بر پایه شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و میانبار سیال. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، صص. ۲۵۵ تا ۲۸۲.
- فیضی، م.، ابراهیمی، م.، کوهستانی، ح. و مختاری، م. ع.، ۱۳۹۵- کانه‌زایی و زمین‌شیمی رخداد معدنی مس آق‌کند (شمال زنجان، پهنه طارم-هشتجین). مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۸، شماره ۲، صص. ۵۰۷ تا ۵۲۴.
- کوهستانی، ح.، ۱۳۹۵- گزارش پایان عملیات اکتشافی در محدوده سرب-مس تشویر. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان. ص ۷۵.
- مختاری، م. ع.، ا.، کوهستانی، ح. و سعیدی، ع.، ۱۳۹۵- بررسی نوع و خاستگاه کانه‌زایی مس در رخداد معدنی علی‌آباد موسوی-خان‌چای، خاور زنجان، با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰، صص. ۲۵۹ تا ۲۷۰.
- نظری، ح. و سلامتی، ر.، ۱۳۷۷- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رودبار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alavi, M., 1994- Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- 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(1): 149-165.
- Bienvenu, P., 1990- MORB alteration: Rare earth element/non-rare hydromagmaphile element fractionation. *Chemical Geology* 82: 1-14.
- Brunsmann, A., Franz, G. and Erzinger, J., 2001- REE mobilization during small-scale high-pressure fluid-rock interaction and zoisite/fluid partitioning of La to Eu. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 65(4): 559-570.
- Cooke, D. R. and Simmons, S. F., 2000- Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Economic Geology* 13: 221-244.
- Esmaeli, M., Lotfi, M. and Nezafati, N., 2015- Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlu copper deposit, southeast Zanjan, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 8: 9625-9633.
- Galoyan, R. Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C. and Melkonyan, R., 2009- Geology, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic back-arc opening and hot spot event between south Armenia and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences* 34(2): 135-153.
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C. M. and Ganerod, M., 2015- Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran. *Open Geosciences* 7: 207-222.
- Giere, R. and Williams, C. T., 1992- REE-bearing minerals in a Ti-rich vein from the Adamello contact aureole (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112(1): 83-100.
- Gramaccioli, C. M., Diella, V. and Demartin, F., 1999- The role of fluoride complexes in REE geochemistry and the importance of 4f electrons: some complexes in minerals. *European Journal of Mineralogy* 11(6): 983-992.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. R. and Gonzalez-Urien, E., 2000- Exploration for Epithermal Gold Deposits. *Reviews in Economic Geology* 13: 245-277.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmand-Zadeh, A., 1966- Geology of the Tarom District, Western Part (Zanjan area north-west Iran), Geological Survey of Iran, Report 8, 31 p.
- Humphris, S. E., 1984- The mobility of the rare earth elements in the crust. In: P. Henderson (Ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 317-342.

- Kikawada, Y., Oosaka, T., Oi, T. and Honda, T., 2001- Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water, *Chemical Geology* 176(1-4): 137–149.
- Kouhestani, H., Azimzadeh, A. M., Mokhtari, M. A. A. and Ebrahimi, M., 2017- Mineralization and fluid evolution of epithermal base metal veins from the Aqkand deposit, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen (Journal of Mineralogy and Geochemistry)* 194 (2): 139–155.
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, K., Meffre, S. and Emami, M. H., 2012- Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran. *Mineralium Deposita* 47: 425–440.
- Kouhestani, H., Mokhtari, M. A. A., Chang, Z. and Johnson, C. A., 2018- Intermediate sulfidation type base metal mineralization at Aliabad-Khanchy, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 93: 1–18.
- Lottermoser, B. G., 1992- Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7(1): 25–41.
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Goldfarb, R., Azizi, H., Ganerod, M. and Marsh, E. E., 2016- Mineral assemblages, fluid evolution and genesis of polymetallic epithermal veins, Gulojeh district, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 78: 41–57.
- 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(8): 1138–1144.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Corfu, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Prokofiev, V. and Honarmand, M., 2014a- Geology, alteration, age and origin of iron oxide–apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran. *Mineralium Deposita* 49 (2): 217–234.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Daliran, F. and Rashidnejad-Omran, N., 2013- Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite ore deposit in the Cenozoic Alborz–Azarbaijan magmatic belt, NW Iran. *Resource Geology* 63: 42–56.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Xiaoming, L., Dong, Y., Jiang, S. H., Quadt, A. and Bernroider, M., 2014b- Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos* 184–187: 324–345.
- Nabatian, G., Jiang, S. Y., Honarmand, M. and Neubauer, F., 2016- Zircon U–Pb ages, geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran. *Lithos* 244: 43–58.
- Rollinson, H. G., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation. Longman Geochemistry Series, London, 352 pp.
- Stöcklin, J. and Eftekhārmezhdād, J., 1969- Geological map of Zanjan, scale: 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J., (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication 42, 313–345.
- 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(1–2): 105–119.
- Whitney, D. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187.
- Yasami, N., Ghaderi, M., Madanipour, S. and Taghilou, B., 2017- Structural control on overprinting high-sulfidation epithermal on porphyry mineralization in the Chodarchay deposit, northwestern Iran. *Ore Geology Reviews* 86: 212–224.
- Yilmaz, H., Oyman, T., Sonmez, F. N., Arehart, G. B. and Billor, Z., 2010- Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespil Dere (Lapseki/western Turkey). *Ore Geology Reviews* 37(3): 236–258.

Tashvir ore occurrence, NE Zanjan: Intermediate-sulfidation style of epithermal base metal (Ag) mineralization in the Tarom-Hashtjin zone

H. Kouhestani^{1*} and M. A. A. Mokhtari¹

¹Associate Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2017 July 13

Accepted: 2018 January 17

Abstract

Tashvir ore occurrence, 75 km northeast of Zanjan, is located in the Tarom-Hashtjin subzone. Mineralization occurs as ore-bearing quartz vein-veinlets within the Eocene tuffs and andesitic lavas (equal to Karaj Formation). Ore minerals include chalcocite, chalcopyrite and galena, and quartz, calcite and chlorite are present as gangue minerals at Tashvir. The ore show vein-veinlets, breccia, disseminated, replacement, relict, colloform, crustiform, dog tooth and plumose textures. Four stages of mineralization can be distinguished at Tashvir. These stages are progressed from quartz- chalcocite- chalcopyrite- galena-cemented veins and breccias (stage-1), individual or sets of quartz veinlets (stage-2), and vug infill calcite (stage-3) and chlorite (stage-4) vein-veinlets. Hydrothermal alteration consist of silicified, argillic, carbonatic and chloritic. In the outer parts of the mineralization zones, alteration is propylitic. Similar REE patterns of the mineralized veins and the host rocks indicate they are genetically related. Enrichment of ore-forming elements (Ag, Cu, Pb, Zn) in ore zones is specifies leaching of elements from altered host rocks to ore zones. Characteristics of Tashvir ore occurrence are comparable with intermediate-sulfidation style of epithermal base metal (Ag) deposits. Mineralization at Tashvir and other epithermal deposits of the Tarom-Hashtjin subzone took place as a result of hydrothermal activity related to the late Eocene magmatism, and is controlled by fault systems. Therefore, investigation of the altered Eocene volcanic and volcano-sedimentary rocks, especially at the composite place of granitoid intrusions and along the fault structures, became the most favorable locus for epithermal ore bodies at Tarom-Hashtjin subzone.

Keywords: Epithermal base metal mineralization, Intermediate sulfidation, Tashvir, Zanjan, Tarom-Hashtjin

For Persian Version see pages 97 to 108

*Corresponding author: H. Kouhestani; E-mail: kouhestani@znu.ac.ir