

کانی‌شناسی، ساخت و بافت، و مراحل تشکیل کانسار اپی ترمال سولفیداسیون حدواسط گلیجه در زیرپهنه

طارم از پهنه البرز غربی - آذربایجان

زهرا خداپنده‌لو

دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

مجید قادری

استاد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

ابراهیم راستاد

استاد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۹/۱۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۹/۱۲

mghaderi@modares.ac.ir

چکیده

کانسار فلزات پایه- نقره گلیجه در شمال شرق زنجان در زیرپهنه طارم از پهنه البرز غربی- آذربایجان قرار دارد. واحدهای سنگ‌شناسی در محدوده، سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری با سن ائوسن و با ترکیب کریستال توف، لیتیک توف، برش ولکانیکی و گدازه‌های آندزیتی بخش کردکند سازند کرج هستند که توده نفوذی نیمه‌عمیق گابرودیوریت پورفیری با سن پس از ائوسن، این واحدها را قطع کرده است. کانه‌زایی به شکل رگه- رگچه‌ای در واحد آندزیتی و به مقدار کمتر در واحدهای پیروکلاستیک روی داده است. کانه‌های اصلی کانسنگ شامل کالکوپیریت، پیریت، گالن و اسفالریت فقیر از آهن همراه با مقادیر کمتری تتراهدریت- تنانتیت حاوی نقره هستند. دگرسانی در گلیجه را می‌توان در دو گروه دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی (دگرسانی‌های سیلیسی- سولفیدی، فلیک، سیلیسی- کربناته و کربناته- سولفیدی) و دگرسانی‌های فراگیر غیرمرتبط با کانه‌زایی (دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک) قرار داد. عمده‌ترین ساخت و بافت‌های مربوط به ماده معدنی به ترتیب شامل رگه- رگچه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی و جان‌شینی است. نفوذ توده نیمه‌عمیق گابرودیوریت پورفیری و رخداد گسل‌ها از عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی در این محدوده است. با توجه به ویژگی‌های اصلی کانه‌زایی گلیجه از جمله کانی‌شناسی، محتوای فلزی، شکل رگه- رگچه‌ای و دگرسانی‌های رخ داده، می‌توان آن را در رده کانسارهای تیپ اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط قرار داد.

کلمات کلیدی: کانی‌شناسی، اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط، دگرسانی گرمایی، زیرپهنه طارم، فلزات پایه- نقره

مقدمه

(مختاری و همکاران، ۱۳۹۴)، مس، سرب و روی لوبین‌زرده (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴)، مس چودرچای (یاسمی و قادری، ۱۳۹۳)، سرب، روی، مس، طلا، نقره زه‌آباد (شهبازی و قادری، ۱۳۹۳) و مس گلیجه (انصاری، ۱۳۹۴) در نوار ولکانوپلوتونیک طارم واقع شده‌اند که بخشی از زون ساختاری البرز غربی- آذربایجان به‌شمار می‌رود. این نوار از لحاظ مواد معدنی و بررسی‌های زمین‌شناسی، مورد توجه بسیاری از پژوهشگران بوده است (بهزادی، ۱۳۸۵). هدف از بررسی کانسار گلیجه، مطالعه عوامل کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز کانسار، سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی توده نفوذی نیمه‌عمیق و واحدهای آتشفشانی- آذرآواری منطقه و در پایان، تعیین تیپ و مراحل تشکیل کانسار فلزات پایه- نقره گلیجه می‌باشد.

روش مطالعه

پس از انجام مطالعات دفتری و بررسی پژوهش‌های قبلی، محدوده معدنی در مقیاس ۱:۲۰۰۰ (به وسعت ۸ کیلومتر مربع) مورد بررسی قرار گرفت که طی آن نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف کانسار شامل رگه‌های کوارتز- سولفیدی،

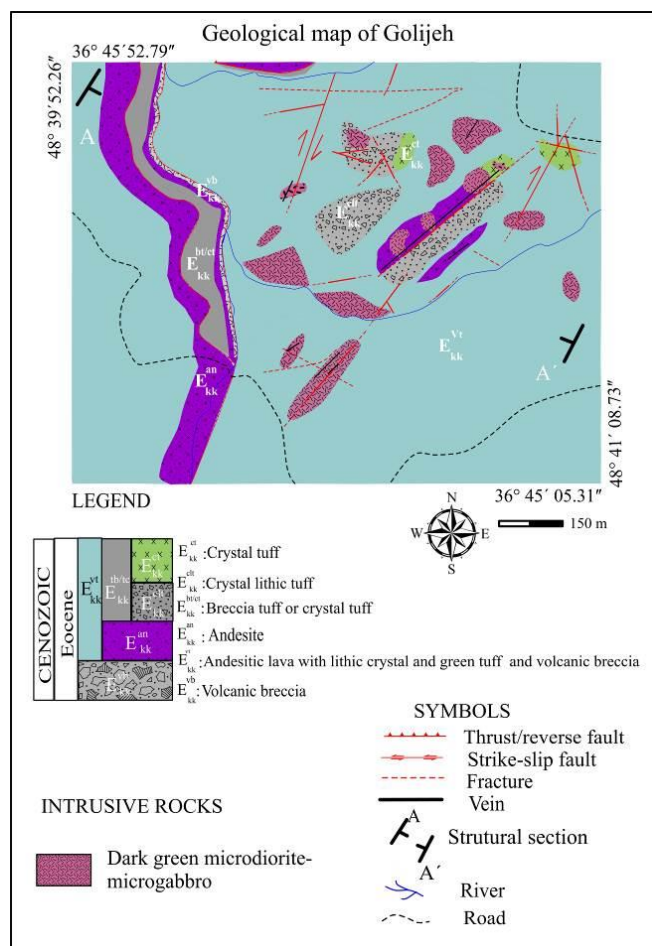
زیرپهنه طارم به‌طور عمده میزبان کانسارهای تیپ اپی‌ترمال است. کانسارهای اپی‌ترمال، کانسارهایی هستند که عمدتاً در کمان‌های کالک‌آلکان آندزیتی- داسیتی تشکیل شده و بیشتر با محیط‌های کافتی پس از برخورد همراه می‌باشند (Hedenquist et al., 2000). دگرسانی در این کانسارها شامل دگرسانی‌های آرژیلیک، پروپیلیتیک، سرپیتی و سیلیسی است. البته در کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا، بخش مرکزی دارای سیلیس‌های شاخصی است که vuggy quartz نامیده می‌شوند (Corbett and Leach, 1998). بافت کانه و باطله در کانسارهای اپی‌ترمال بیشتر از نوع رگه- رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، برشی و قشرگون بوده (Berger and Eimon, 1983) و کانی‌های باطله از نوع کوارتز، کلسیت و باریت است.

کانسار مس- سرب- روی- نقره گلیجه به‌همراه بسیاری از کانسارهای اپی‌ترمال مس و طلا از جمله مس خلیفه‌لو (فیضی و خاکزاد، ۱۳۷۶)، مس منطقه ماهین طارم سفلی (ترکمانی، ۱۳۷۹)، مس- طلای گلوچه (مهرابی و همکاران، ۱۳۸۸، Ghasemi Siani et al., 2015)، مس علی‌آباد موسوی- خان‌چای

در این تحقیق، نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و همچنین مقایسه این کانسار با انواع شاخص کانسازی اپی‌ترمال ارائه گردیده است. تشکیل شده است. قطعات لیتیک به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، بیشترین فراوانی حجم سنگ را تشکیل می‌دهند، درحالی‌که اجزای بلوری در اندازه‌های متفاوت بوده و در درجه دوم فراوانی قرار می‌گیرند. از کانی‌های مافیک در این سنگ‌ها می‌توان به هورنبلندهای با حاشیه سوخته و دگرسان شده اشاره کرد. پلاژیوکلازهای دارای ماکل آلبیتی به همراه فلدسپارهای پتاسیم نوع سانیدین با ماکل کارلسباد دیده می‌شوند. قطعات لیتیک در متن سنگ پراکنده‌اند و از نظر ترکیب، درجه و نوع دگرسانی متنوع می‌باشند. این قطعات از سنگ‌های ولکانیک و توف و خمیره بلورهای سریسیت، کربنات و کلریت تشکیل یافته و دارای بافت پورفیری هستند (شکل ۳ ه).

کریستال توف

کانی اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ، پلاژیوکلاز بوده که این کانی‌ها تا حدودی نیز دارای گردش‌گی هستند. کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده کریستال توف‌ها، پیروکسن، فلدسپار پتاسیم نوع آنورتوکلاز و الیون می‌باشند. بافت‌های موجود در سنگ از کریستالوکلاستیک تا لیتوکلاستیک در تغییر است (شکل ۳ و).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰,۰۰۰ محدوده معدنی گلیجه.

هاله‌های دگرسانی و سنگ میزبان انجام یافت. مطالعات پتروگرافی، کانی‌شناسی و تعیین توالی پاراژنتیک کانسار با تهیه مقاطع نازک، و نازک-صیقلی صورت گرفت.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه گلیجه در شمال‌شرق زنجان و در بخش مرکزی نوار ولکانوپلوتونیک طارم واقع شده است. این نوار در نتیجه فعالیت‌های ماگماتیسم ترشیری البرز غربی-آذربایجان با روند NW-SE تشکیل شده است. ناحیه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ طارم (Hirayama et al., 1966) قرار دارد.

براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰,۰۰۰ منطقه گلیجه (شکل ۱)، قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در محدوده، سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری با ترکیب برش ولکانیکی (شکل ۲ الف، ج)، آندزیت (شکل ۲ الف، ب)، کریستال لیتیک توف (شکل ۲ ب)، کریستال توف (شکل ۲ الف، ج) بخش کردکند سازند کرج هستند. توده نفوذی نیمه‌عمیق گابرویدوریت (شکل ۲ ج) با سن پس از ائوسن در راستای NW-SE در این واحدها، جایگیری کرده و موجب دگرسانی واحدها با شدت‌های مختلف شده است.

توده نفوذی نیمه‌عمیق گابرویدوریت پورفیری

از نظر میکروسکوپی، گابرویدوریت پورفیری‌های منطقه دارای کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌باشند. کانی‌های درشت پلاژیوکلاز به حالت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دارای زونینگ با ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد، کلینوپیروکسن‌ها به صورت بلورهای اتومورف و ساب‌اتومورف، فنوکریست و میکروولیت مشاهده می‌شوند و گاهی دارای حواشی تحلیل رفته هستند. همراهی کلینوپیروکسن با کانی‌های اوپک اغلب فراوان است. الیون‌ها از کانی‌های فرعی مشاهده شده می‌باشند که عموماً به حالت ایدینگزیته شده و تجزیه شده به آنتوفیلیت و سرپانتین مشاهده می‌گردند. الیون به صورت بلورهای بی‌شکل که در بیشتر موارد از حاشیه و شکستگی‌ها ایدینگزیتی شده است دیده می‌شود و گاهی نیز تماماً به ایدینگزیت تبدیل شده است. کانی‌های ثانویه این سنگ شامل سریسیت، کلسیت، کلریت، سرپانتین و کانی‌های اوپاک می‌باشند. بافت عمومی سنگ پورفیروئیدی است و بافت فرعی سنگ شامل بافت گلوپورفیریک است که ناشی از تجمع کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌باشد (شکل ۳ الف، ب).

سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه

آندزیت

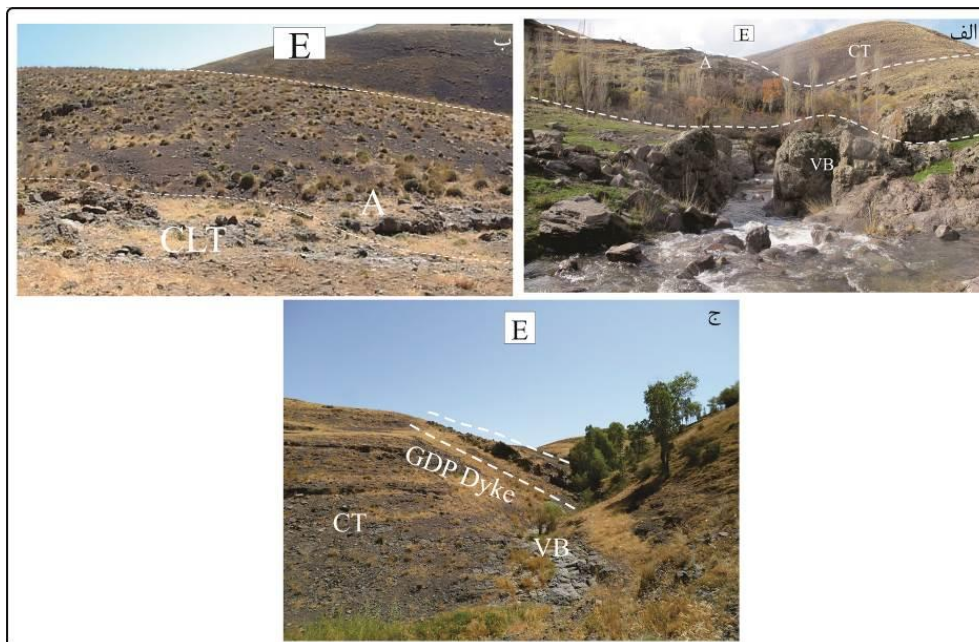
کانی اصلی تشکیل‌دهنده سنگ، پلاژیوکلاز است. پیروکسن، هورنبلند، سانیدین و گاهی بیوتیت به‌عنوان کانی فرعی مشاهده می‌شوند. کانی‌های هورنبلند بیشتر به صورت بلورهای کشیده، سوزنی شکل، سوخته و گسیخته شده است. بافت غالب این سنگ هیالومیکرولیتیک پورفیری است (شکل ۳ ج).

برش ولکانیکی

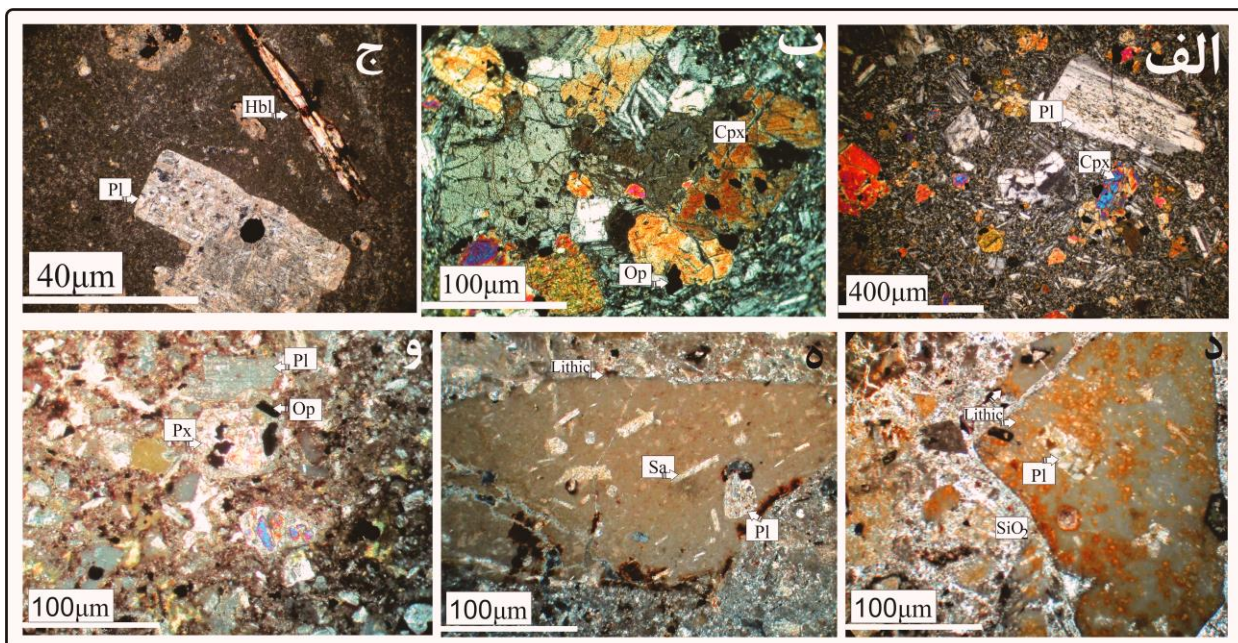
کانی اصلی تشکیل‌دهنده قطعات این سنگ، پلاژیوکلازهای با ماکل پلی‌سنتتیک است. حدود ۲-۳ درصد کانی هورنبلند نیز دارای حاشیه سوخته در قطعات قابل مشاهده است. قطعات سنگ‌های آتشفشانی در ابعاد مختلف درشت تا کوچک توسط یک ماتریکس شیشه‌ای دیوپتیریفیه به هم متصل شده‌اند و بافت عمومی سنگ پورفیروکلاستیک است (شکل ۳ د).

کریستال لیتیک توف

این واحد از قطعات لیتیک توف و بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای



شکل ۲. الف) رخنمونی از گسترش توالی واحدهای برش ولکانیکی (VB)، آندزیت (A) و کریستال توف (CT) به صورت بین لایه‌ای؛ ب) رخنمونی از گسترش واحد کریستال لیتیک توف (CLT) و آندزیت به صورت بین لایه‌ای در محدوده؛ ج) نمایی از نفوذ دایک گابرو دیوریت پورفیری (GDP) به داخل واحد کریستال توف و برش ولکانیکی در جنوب محدوده معدنی.

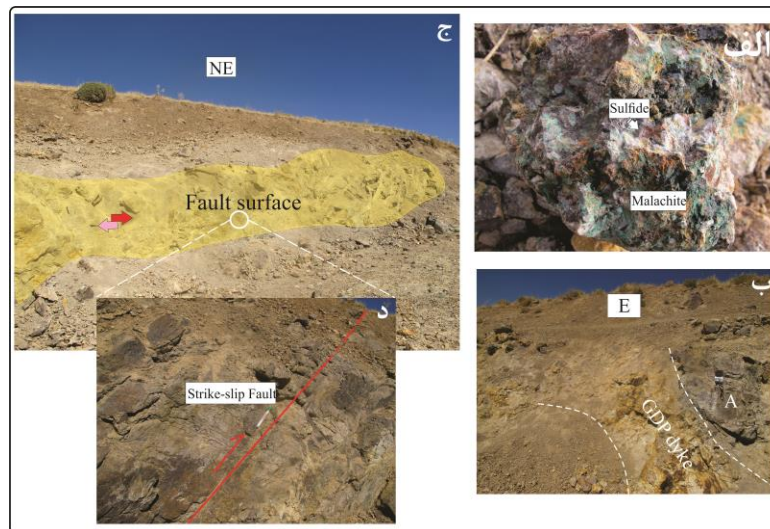


شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی موجود در محدوده: الف) واحد گابرو دیوریت پورفیری با بافت میکرو لیتیک پورفیری با درشت بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) دارای ماکل پلی سنتتیک و کلینوپیروکسن (Cpx) دارای ماکل کارلسباد؛ ب) بافت گلومروفیری ناشی از تجمع کلینوپیروکسن‌ها در واحد گابرو دیوریت پورفیری، همراه با کانی‌های اپک (Op) که به صورت ادخال در داخل پیروکسن دیده می‌شوند؛ ج) واحد آندزیتی دارای بافت هیالومیکرو لیت پورفیری و بلورهای هورنبلند (Hbl) با حاشیه سوخته و پلاژیوکلاز؛ د) واحد برش ولکانیکی که قطعات (Lithic) آن با اندازه‌های مختلف توسط سیمان از سیلیس (SiO_2) به هم متصل شده‌اند. قطعات این سنگ حاوی پلاژیوکلاز دگرسان شده‌اند؛ ه) واحد کریستال لیتیک توف با قطعات بزرگ دارای پلاژیوکلاز (Pl) و سانیدین (Sa)؛ و) واحد کریستال توف دارای پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های اپک (تمام تصاویر در نور ppl).

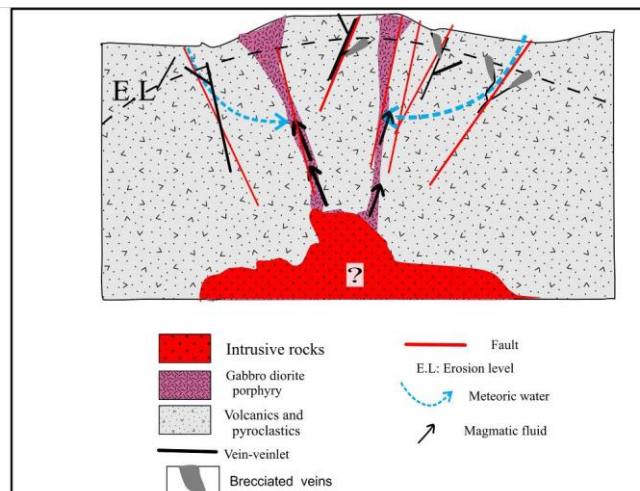
کانه‌زایی

صورت گرفته است که این سن را می‌توان به واحد گابرودیوریت پورفیری محدوده گلیجه نیز نسبت داد. توده نیمه‌عمیق به عنوان موتور حرارتی و یا شاید منشأ سیالات و فلزات عمل کرده است. گردش سیالات هیدروترمال در سنگ‌های آتشفشانی میزبان، موجب شسته شدن فلزات و صعود آنها به مناطق با نفوذپذیری بالا (مانند شکستگی‌ها و زون‌های گسلی) شده است. سیالات حاوی فلزات پایه، با قطعات برشی تشکیل شده در مراحل قبل واکنش داده و موجب ته‌نشست کوارتزهای ریزبلور در محل شکستگی‌ها و فضاهای خالی برش‌ها و تشکیل سولفیدهای دانه‌پراکنده در زمینه سنگ‌های میزبان شده است. با مسدود شدن معبرهای عبور، فشار هیدرولیکی سیالات افزایش یافته و جوشش رخ می‌دهد. رخداد جوشش، سبب برشی شدن و تشکیل برش هیدروترمال و باز شدن رگه‌ها و ایجاد معبرهای جدید می‌شود (شکل ۵ ب) و در نهایت هوازدگی و بالآمدگی زون‌های کانی‌سازی اکسایش سولفیدها را به دنبال داشته است (شکل ۵).

با توجه به مطالعات صحرایی صورت گرفته، کانه‌زایی (شکل ۴ الف) در کانسار سولفید پایه گلیجه در ارتباط با دو عامل توده نیمه‌عمیق گابرودیوریت پورفیری (شکل ۴ ب) و زون‌های گسله و خرد شده (شکل ۴ ج، د) است. این کانسار محصول واکنش سیالات گرمابی کانهداری است که در راستای شکستگی‌ها و گسل‌های امتدادلغز صعود کرده و در اثر واکنش با سنگ آندزیتی میزبان، کانسنگ‌های خود را ته‌نشست داده‌اند در ابتدا نهشت یک توالی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی که سنگ میزبان کانه‌زایی را نیز شامل می‌شوند صورت گرفته است (شکل ۵ الف). در مرحله بعدی، توده نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب گابرودیوریت پورفیری، در توالی‌های آتشفشان-رسوبی ائوسن نفوذ کرده است (شکل ۵ ب). براساس مطالعات سن‌سنجی صورت گرفته بر روی توده‌های نفوذی ناحیه طارم توسط Allen et al. (2003) و Aghazadeh et al. (2009, 2010, 2011) زمان نفوذ این توده‌ها در زمان ائوسن بالایی و لیگوسن



شکل ۴. الف) تصویر رخنمون از سطح گسل در ترانسه اصلی کانسار گلیجه (فلش پررنگ جهت حرکت بلوک موجود و فلش کمرنگ جهت حرکت بلوک گمشده را نشان می‌دهد)؛ ب) رخنمونی از گسل‌های امتدادلغز مرتبط با کانه‌زایی؛ ج) نفوذ دایک گابرودیوریت پورفیری (GDP dyke) در واحد آندزیتی (A) در ترانسه اصلی که با دگرسانی شدید همراه است؛ د) آثار کانه‌زایی مالاکیت و سولفید در ترانسه اصلی.

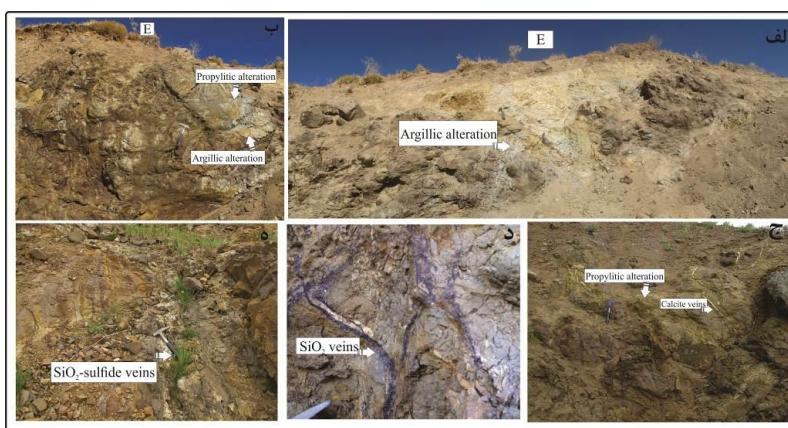


شکل ۵. برش طولی شماتیک نشان‌دهنده مراحل مختلف تشکیل و تکوین سیستم ماگمایی-گرمابی و کانه‌زایی در کانسار گلیجه.

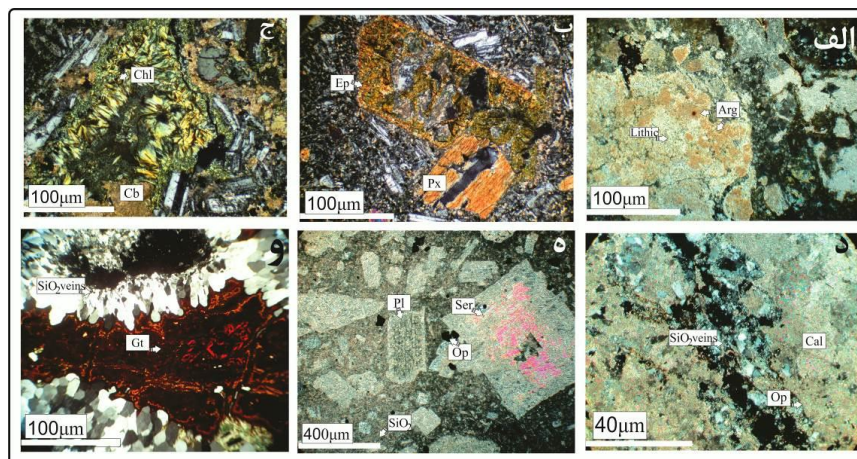
دگرسانی

کریستال توف این دگرسانی عمدتاً توسط دگرسانی آرژیلیک دربرگرفته شده است. دگرسانی آرژیلیک، سطح وسیعی از رخنمون‌های سطحی در محدوده معدنی را دربرگرفته و تقریباً به‌طور کامل، زون‌های کانه‌زایی را می‌پوشاند. این دگرسانی ارتباط نزدیکی با نفوذ توده نفوذی نیمه‌عمیق گابرودیوریت پورفیری دارد، به‌گونه‌ای که هر جا اثری از نفوذ این واحد به درون واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن دیده می‌شود، دگرسانی آرژیلیک گسترش زیادی دارد. دسته دوم دگرسانی‌ها شامل سیلیسی- سولفیدی، فیلیک، سیلیسی- کربناته و کربناته- سولفیدی، دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی هستند که بر اثر سیالات گرمایی کانه‌ساز ایجاد شده و نسبت به گروه اول دگرسانی‌ها، گسترش کمتری دارند (شکل ۶ ج، د، ه؛ شکل ۷ د، ه، و). این دگرسانی‌ها در بخش مرکزی زون کانه‌دار قرار داشته و توسط دگرسانی‌های فراگیر پروپیلیتیکی و آرژیلیک احاطه شده‌اند.

دگرسانی هیدروترمال در کانسار گلیجه گسترده بوده و در محدوده‌ای به وسعت ۱/۵-۱ کیلومتر مربع گسترش دارد و به‌واسطه رنگ ظاهری سفید، لیمویی، نخودی، سبز تیره و قهوه‌ای که نتیجه واکنش سیال گرمایی با سنگ میزبان و رخدادهای کانی‌های دگرسانی است؛ از سنگ میزبان دگرسان‌نشده متمایز می‌شود. با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام شده، دگرسانی‌های رخ داده در محدوده معدنی گلیجه را می‌توان در دو گروه قرار داد. دسته اول شامل دگرسانی‌های پروپیلیتیکی و آرژیلیک است که به‌صورت فراگیر در محدوده و در ارتباط با محیط تشکیل و سرد شدن سنگ‌های گدازه‌ای و توف است. این گروه از دگرسانی‌ها مرتبط با کانه‌زایی نیستند (شکل ۶ الف، ب، ج؛ شکل ۷ الف، ب، ج). دگرسانی پروپیلیتیکی دارای گسترش زیادی در سنگ‌های میزبان و در بخش خارجی زون کانه‌زایی است. براساس مطالعات میکروسکوپی، واحدهای آندزیت و



شکل ۶. الف) رخنمون صحرایی از دگرسانی آرژیلیک (Argillic alteration)، ب) دگرسانی پروپیلیتیکی (Propylitic alteration) که توسط دگرسانی آرژیلیک دربرگرفته شده است (در رخنمون صحرایی)؛ ج) رخنمونی از رگه‌های کلسیتی (Calcite veins) که توسط دگرسانی پروپیلیتیکی دربرگرفته شده‌اند؛ د. رخنمونی از رگه‌های سیلیسی در ترانشه اصلی محدوده؛ ه) رخنمونی از رگه- رگه‌های سیلیسی- سولفیدی در جنوب محدوده (SiO₂-sulfide veins).



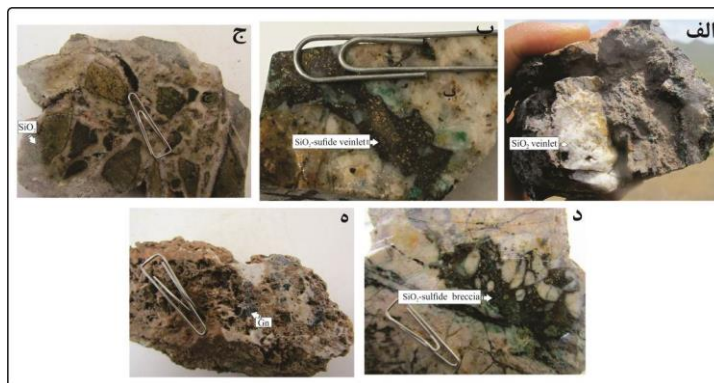
شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی از انواع دگرسانی‌ها: الف) تصویر میکروسکوپی از واحد کریستالینیتیک توف که قطعات سنگ (Lithic) به‌طور کامل آرژیلیک شده‌اند؛ ب) کانی پیروکسن در واحد گابرو دیوریت پورفیری که به‌طور کامل اپیدوتی شده است؛ ج) تصویر میکروسکوپی از واحد گابرودیوریت که کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl) کاملاً به کربنات (Cb) و کلریت (Chl) تبدیل شده است؛ د) در این تصویر میکروسکوپی، کل سنگ تحت تأثیر دگرسانی کلسیتی (Cal) قرار گرفته، طوری که هیچ اثری از بافت اولیه و کانی‌های تشکیل‌دهنده آن باقی نمانده است. دگرسانی کلسیتی عمدتاً توسط رگه‌های دگرسانی سیلیسی (SiO₂ veins) قطع شده و همراه با این رگه‌ها، کانی‌های اپک (Op) از جنس کالکوپریت حضور دارند؛ ه) تصویر میکروسکوپی از واحد آندزیت که کانی‌های پلاژیوکلاز آن همه سرسیتی شده، زمینه سنگ و برخی از پلاژیوکلازها سیلیسی (SiO₂) شده، و کانی‌های اپک موجود در آن عمدتاً از جنس پیریت و کالکوپریت است؛ و) تصویری از رگه‌های بزرگ کوارتز که فضای بین آن به‌طور کامل با گوئیت حاصل از اکسید شدن کالکوپریت پر شده است (تمام تصاویر در نور ppl).

کانی‌شناسی و ساخت و بافت

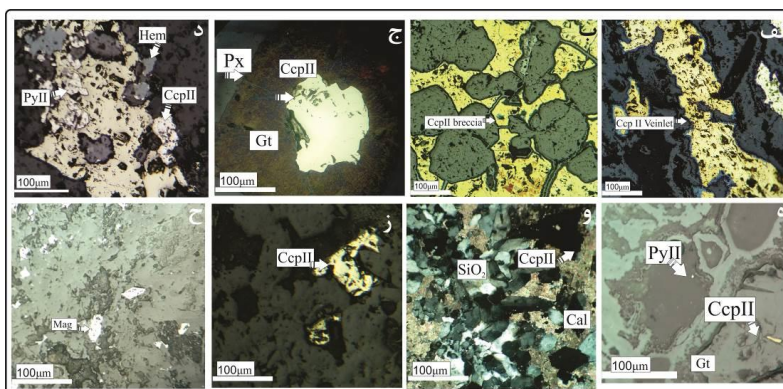
کانه‌های موجود در این کانسار شامل کالکوپیریت، پیریت، گالن، اسفالریت، تتراهدريت- تنانتیت، بورنیت، دیژنیت، کوولیت، کالکوسیت، سروزیت، هماتیت، مالاکیت، آزریت، گوتیت و لیمونیت می‌باشند. ساخت و بافت رگه- رگچه‌ای، برشی، جانیشینی، دانه‌پراکنده، برجای‌مانده و پرکننده فضای خالی از ساخت و بافت‌های مشاهده شده در این کانسار است. ساخت و بافت رگه- رگچه‌ای از گسترش بالایی در کانسار گلیچه برخوردار است و به‌صورت رگه- رگچه‌های مجزا، نیمه موازی تا شبکه‌ای (استوک‌ورک) با ترکیب سیلیسی، سولفیدی و کربناته قابل مشاهده است. از نظر کانی‌شناسی این رگه- رگچه‌ها حاوی پیریت، اکسیدهای آهن سولفیدهای فلزات پایه و مقدار کمی سولفوسالت است (شکل ۸ الف، ب شکل ۹ الف). بافت برشی در اطراف رگه اصلی کانه‌زایی مشاهده می‌شود. بافت مزبور متشکل از قطعات برشی زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده و دگرسان‌شده سنگ میزبان است که در زمینه‌ای از کالکوپیریت، پیریت و اکسیدهای آهن قرار دارند (شکل ۸ ج، د شکل ۹ ب). یکی از بافت‌های مهم و فراگیر مشاهده شده در کانه‌های سولفیدی موجود در کانسار گلیچه، بافت جانیشینی است. جانیشینی کالکوپیریت و پیریت به‌جای کانی‌های سازنده سنگ دربرگیرنده از جمله پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون، جانیشینی کالکوپیریت نسل دوم به‌جای کالکوپیریت نسل اول و جانیشینی کالکوپیریت به‌جای پیریت، و درجات متفاوت جانیشینی سولفیدهای فلزات پایه به‌جای یکدیگر از دیگر بافت‌های مهم جانیشینی موجود در این کانسار است (شکل ۹ ج، د شکل ۱۰ ج، د، ه، و، ز، ح). از بافت‌های موجود در کانسنگ‌های سولفیددار و یا زون‌های دگرسانی سیلیسی- سولفیدی، بافت دانه‌پراکنده می‌باشد. سولفیدهای دانه‌پراکنده از پیریت، و به مقدار کمتر کالکوپیریت تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰ الف، ب). کانی‌های سولفیدی نظیر کالکوپیریت توسط کالکوسیت و کوولیت که از حاشیه بلور به‌سمت مرکز جانشین شده‌اند، در برخی مواقع بر اثر پدیده جانیشینی سولفیدهای اولیه توسط سولفیدهای اولیه دیگر و یا سولفیدهای ثانویه تنها بخشی از بلورهای اولیه باقی مانده و بخش اعظم آن توسط کانی دیگر جانشین می‌شود. به این شکل از جانیشینی، بافت برجای‌مانده اطلاق می‌گردد. این بافت در اثر اکسید شدن پیریت و تبدیل آن به هماتیت و گوتیت نیز قابل مشاهده است (شکل ۹ ه). بافت پرکننده فضای خالی حاوی گالن، پیریت و کربنات سرب و به مقدار کمتر کالکوپیریت همراه با گانگ سیلیسی و به مقدار کمتر کلسیتی است (شکل ۸ د شکل ۹ و، ز). در این کانسار، بخش سولفیدی درشت‌بلور اغلب در مرکز کانسنگ و گانگ سیلیسی در حاشیه قرار دارد.

کالکوپیریت در کانسار گلیچه به‌طور عمده در رگه‌ها و سیمان برش‌های گرمایی دیده می‌شود (شکل ۸ ب، د). این کانی فراوان‌ترین کانی سولفیدی در منطقه است که به‌صورت بلورهای درشت بی‌شکل تا نیمه شکل دار دیده می‌شود. در بیشتر بخش‌های کانسار، کالکوپیریت نسل دوم از حاشیه‌ها و یا در امتداد شکستگی‌ها جانشین کالکوپیریت نسل اول و پیریت شده و در مقابل، خود توسط

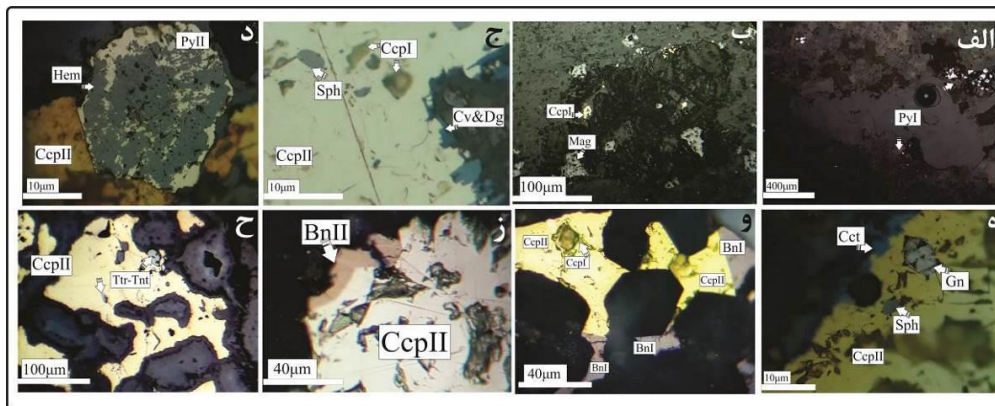
کانی‌های دیگر همانند اسفالریت، گالن و کانی‌های سولفوسالتهی و پاکانی‌های ثانویه همانند کالکوسیت، بورنیت، کوولیت، دیژنیت، گوتیت و هماتیت جانشین شده است (شکل ۹ الف، ب، ج، د، ه شکل ۱۰ ج، د، ه، و، ز). پیریت پس از کالکوپیریت، فراوان‌ترین کانی سولفیدی در کانسار گلیچه است که در تمامی مراحل کانه‌زایی دیده می‌شود. پیریت‌های منطقه معدنی از لحاظ ظاهری شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. این کانی دارای بافت‌های دانه‌پراکنده و فضاپرکن است. با مطالعه روابط بافتی می‌توان دو نسل برای پیریت‌ها در نظر گرفت. نسل یک پیریت بسیار ریزدانه با بافت دانه‌پراکنده و در ارتباط با کالکوپیریت نسل اول است (شکل ۱۰ الف، ب) و نسل دوم آن پیریت‌های درشت‌بلور بی‌شکل، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار است و در ارتباط با کالکوپیریت نسل دوم است (شکل ۱۰ د). یکی دیگر از سولفیدهای فلزات پایه که براساس مطالعات میکروسکوپی، پس از کالکوپیریت و پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی است، گالن می‌باشد. گالن معمولاً به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده شده و ارتباط نزدیکی با کالکوپیریت نسل دوم دارد. گالن به‌صورت بلورهای ریز بی‌شکل جانشین کالکوپیریت نسل دوم شده است (شکل ۱۰ ه). اسفالریت در مقاطع میکروسکوپی، بیشتر به‌صورت بلورهای ریز بی‌شکل مشاهده شده و بعضاً شواهدی از بیماری کالکوپیریتی را نشان می‌دهد. اسفالریت معمولاً جانشین کالکوپیریت شده است (شکل ۱۰ ج، ه). بورنیت یکی دیگر از سولفیدهای مس است که به مقدار بسیار اندک در رگه‌های سیلیسی- سولفیدی دیده می‌شود. این کانی به دو صورت اولیه و سوپرژن در کانسار قابل مشاهده است. بورنیت اولیه به‌صورت هم‌رشد با کانی کالکوپیریت قابل مشاهده است. بورنیت سوپرژن از طریق شکستگی‌ها و از حاشیه جانشین کانی کالکوپیریت شده است (شکل ۱۰ و، ز). تتراهدريت- تنانتیت تنها سولفوسالت‌های شناخته شده در کانسار گلیچه است. این دو کانی به‌صورت بی‌شکل و ریزبلور بوده و نسبت به دیگر سولفیدها دیرتر تشکیل شده و اغلب جانشین کالکوپیریت نسل دو شده‌اند (شکل ۱۰ ح). کالکوسیت، کوولیت- دیژنیت و کربنات‌های مس و سرب و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن از کانی‌های سوپرژن تشکیل شده در این کانسار است. جانشین کالکوپیریت شده است (شکل ۱۰ ج، ه). بورنیت یکی دیگر از سولفیدهای مس است که به مقدار بسیار اندک در رگه‌های سیلیسی- سولفیدی دیده می‌شود. این کانی به دو صورت اولیه و سوپرژن در کانسار قابل مشاهده است. بورنیت اولیه به‌صورت هم‌رشد با کانی کالکوپیریت قابل مشاهده است. بورنیت سوپرژن از طریق شکستگی‌ها و از حاشیه جانشین کانی کالکوپیریت شده است (شکل ۱۰ و، ز). تتراهدريت- تنانتیت تنها سولفوسالت‌های شناخته شده در کانسار گلیچه است. این دو کانی به‌صورت بی‌شکل و ریزبلور بوده و نسبت به دیگر سولفیدها دیرتر تشکیل شده و اغلب جانشین کالکوپیریت نسل دو شده‌اند (شکل ۱۰ ط). کالکوسیت، کوولیت- دیژنیت و کربنات‌های مس و سرب و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن از کانی‌های سوپرژن تشکیل شده در این کانسار است.



شکل ۸. رگه‌های سیلیسی (SiO₂ veinlet) در واحد کریستال توف؛ (ب) رگه سیلیسی-سولفیدی (SiO₂-sulfide vein) در واحد آندزیت میزبان؛ (ج) برش هیدروترمال فاقد کانه‌زایی که سیلیس (SiO₂) سیمان بین برش‌ها را پر کرده است؛ (د) برش‌های حاوی سولفید در واحد آندزیتی میزبان که سیلیس فضای بین سولفیدها را پر کرده است (SiO₂-sulfide breccia)؛ (ه) ساخت پرکننده فضای خالی توسط کانی گالن (Gn) در واحد آندزیتی.



شکل ۹. تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های مشاهده شده در کانسار: (الف) بافت رگه‌های در کانی کالکوپیریت نسل دوم (CcpII veinlet)؛ (ب) بافت برشی در کانی کالکوپیریت نسل دوم (CcpII breccia)؛ (ج) جانشینی کالکوپیریت نسل دوم (CcpII) به جای کانی پیروکسن (Px)، بخش عمده کالکوپیریت به گوتیت (Gt) تبدیل شده است؛ (د) جانشینی پیریت نسل دوم (Py II) توسط کالکوپیریت نسل دوم؛ (ه) جانشینی پیریت نسل دو و کالکوپیریت نسل دو توسط هیدروکسیدهای آهن به گونه‌ای که آثار بسیار کمی از آن باقی مانده است؛ (و) پرشدگی فضای خالی بین کانی‌های سیلیس و کلسیت توسط کانی کالکوپیریت نسل دو (نور ppl)؛ (ز) تصویر (و) در نور xpl (ج) مگنتیت (Mag) (کانی اولیه) با بافت دانه‌پراکنده (تمام تصاویر در نور xpl، تصویر (و) در نور ppl).



شکل ۱۰. (الف) پیریت نسل اول (Py I) با بافت دانه‌پراکنده؛ (ج) کالکوپیریت نسل اول (CcpI) همراه با مگنتیت که جانشین کانی‌شناسی در واحد گابرودیوریت پورفیری شده‌اند؛ (د) جانشینی کالکوپیریت نسل دوم به جای کالکوپیریت نسل اول و جانشینی اسفالریت (Sph) و کوولیت-دیژنیت (Cv-Dg) به جای کالکوپیریت نسل دوم؛ (ه) جانشینی پیریت خودشکل نسل دوم (PyII) توسط کالکوپیریت نسل دو (CcpII) و هماتیت (Hem)؛ (و) جانشینی کالکوپیریت نسل دوم (CcpII) توسط گالن و اسفالریت از طریق شکستگی‌ها و کالکوسیت (Cct) از حاشیه؛ (ز) جانشینی کالکوپیریت نسل اول توسط کالکوپیریت نسل دوم، هم‌رشدی بورنیت اولیه (Bn I) و کالکوپیریت نسل دوم؛ (ح) جانشینی کالکوپیریت نسل دوم توسط بورنیت ثانویه (Bn II) از حاشیه؛ (ط) جانشینی کالکوپیریت نسل دوم (CcpII) توسط تنانتیت و تتراهدریت (Ttr-Tnt) (تمام تصاویر در نور xpl).

بحث

فلزات پایه بوده و از نظر کانی‌شناسی شامل پیریت، پیروتیت، آرسنوپیریت و اسفالریت فقیر از آهن هستند. این کانسارها به صورت رگه‌ای و استوکورک دیده می‌شوند (Hedenquist et al., 2000). در کانسارهای سولفیداسیون پایین، ترکیب سیلیس معمولاً از نوع کوارتز و کالسدونی است. کوارتز شاخص سیالات با درجه حرارت کمتر از ۳۰۰ درجه و کالسدونی شاخص سیالاتی با درجه حرارتی بین ۱۰۰ تا ۱۹۰ درجه است.

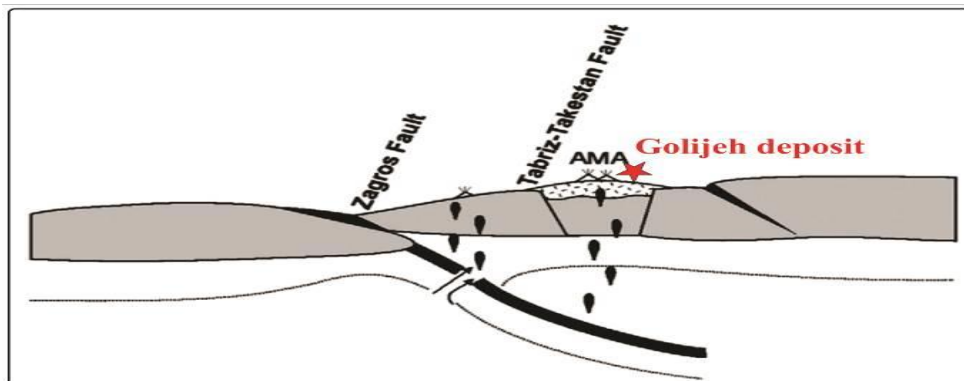
کانسارهای LS با توجه به ویژگی‌هایی از جمله شوری و دمای سیال کانه‌زا و محتوای فلزات پایه خود به دو دسته تقسیم می‌گردند. دسته نخست ذخایر LS فلزات قیمتی (Au- Ag) هستند که میزان فلزات پایه در آنها اندک است. دسته دوم ذخایر LS فلزات قیمتی - فلزات پایه می‌باشند که میزان فلزات پایه در آنها بیش از دسته نخست بوده و در برخی مواقع از طلا فقیر و از نقره غنی می‌باشند. (Hedenquist et al., 2000) به منظور تفکیک بیشتر این دو دسته، گروه دوم را حدواسط (IS) نامیدند. این گروه از نظر کانی‌شناسی شامل پیریت، تتراهدريت- تنانتیت، کالکوپیریت و اسفالریت فقیر از آهن هستند. مقایسه ویژگی‌های کانسار گلیجه با این دسته از کانسارها نشانگر آن است که کانسار گلیجه، بیشترین شباهت را با انواع حدواسط نشان می‌دهد. در ادامه، ویژگی‌های شاخص این کانسار (محیط زمین‌ساختی، سن کانه‌زایی، دگرسانی و ساخت و بافت) با کانسارهای تیپ اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط مورد مقایسه قرار می‌گیرد.

محیط تکتونیکی

محیط‌های کششی پشت کمان‌های آتشفشانی، محیط‌های مناسبی برای تشکیل کانسارهای اپی‌ترمال هستند (Camprubi and Albinson, 2007) به طوری که بیشتر کانسارهای اپی‌ترمال مرتبط با گسل‌های ناحیه‌ای در ارتباط با کشش می‌باشند. کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط غنی از فلزات پایه- نقره در محیط‌های کمانی آندزیتی- داسیتی با استرس طبیعی و یا کششی ضعیف تشکیل می‌شوند (Hedenquist et al., 2000; Heald et al., 1987; Sillitoe and Hedenquist, 2003). بر پایه مطالعات انجام شده در محدوده گلیجه، فعالیت‌های ماگمایی و گرمایی در این کانسار در ارتباط با فعالیت‌های کششی موجود در یک رژیم امتدادلغز است که در امتداد سیستم گسلی زنجان- تبریز رخ داده‌اند (شکل ۱۱).

کانسار گلیجه از لحاظ ویژگی‌های زمین‌شناسی و طبیعت کانه‌زایی با کانه-زایی نوع اپی‌ترمال شباهت زیادی نشان می‌دهد. بر مبنای Hedenquist (1987) و White and Poizat و White and Hedenquist (1990)، کانسارهای اپی‌ترمال براساس پارامترهایی چون کانی‌شناسی، دگرسانی، سنگ میزبان، محیط شکل‌گیری و مدل ژنتیکی به انواع کانسارهای سولفید بالا (HS) و سولفید پایین (LS) تفکیک می‌شوند. مطالعات بیشتر این کانسارها از نظر موقعیت تکتونیکی، ویژگی ماگمایی، کانی‌شناسی، دگرسانی گرمایی، ویژگی سیالات کانه‌زا منجر به تقسیم‌بندی کانسارهای اپی‌ترمال به انواع سولفیداسیون بالا، حدواسط (IS) و پایین گردیده است (Hedenquist et al., 2000; John, 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe and Hedenquist 2003). در کانسارهای سولفیداسیون بالا، سیالات مسئول کانه‌زایی به شدت اسیدی بوده و موجب دگرسانی گسترده در سنگ میزبان می‌شوند. اگرچه برخی از این کانسارها همانند El Indio در مکزیک دارای رگه‌های سولفید توده‌ای هستند، اما برخی دیگر همانند Nanstatdu به طور متوسط دارای کمتر از یک درصد وزنی سولفید می‌باشند (White and Hedenquist, 1990). این کانسارها توده‌های انارژیتهی طلاکاری هستند که تشکیل آنها با دگرسانی گسترده و شدید سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته همراه می‌باشد. ترکیب سیلیس‌ها در این کانسارها عمدتاً از جنس کوارتز است که مشخص‌کننده سیالی با درجه حرارت کمتر از ۳۰۰ درجه است. این ذخایر ارتباط نزدیکی با سیستم‌های کانه‌زایی پورفیری نشان می‌دهند. کانه‌زایی عمدتاً به صورت دانه‌پراکنده و جانشینی (ممکن است برخی مواقع به صورت رگه‌ای باشند) در سنگ میزبان مشاهده می‌شود و از نظر کانی‌شناسی شامل پیریت، انارژیته، لوزونیت و کوولیت هستند (Hedenquist et al., 2000).

کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین، محصول فعالیت سیستم‌های زمین‌گرمایی (geothermal) می‌باشند (Hedenquist et al., 2000). این کانسارها از سیالات دارای pH نزدیک به خنثی ته‌نشست حاصل کرده‌اند و معمولاً به طور متوسط دارای محتوای سولفید پایین هستند، هرچند در برخی بخش‌ها دارای مقادیر بالاتری از سولفید بوده و در کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه، غنی از سولفید می‌باشند (White and Hedenquist, 1990). در کانسارهای اپی‌ترمال به طور شاخص رگه‌های سیلیس دارای فلزات قیمتی و مقادیر متغیری از



شکل ۱۱. موقعیت ساختاری کانسار گلیجه در پهنه ساختاری البرز (AMA: Alborz Magmatic Assemblage) (تصویر برگرفته از Asiabanha and Foden, 2012).

سنگ میزبان و سنگ‌های همراه

براساس Simmons et al. (2005) کانسارهای اپی‌ترمال غنی از فلزات پایه- نقره، ارتباط فضایی و مکانی نزدیکی را با فعالیت‌های ولکانیک و نیز توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق و عمیق نشان می‌دهند، به طوری که سنگ میزبان کانه‌زایی را واحدهای آندزیت، داسیت و ریوداسیت با ترکیب کالک‌آلکان تشکیل می‌دهند. --طبق نظر Albinson et al. (2001) و Sillitoe and Hedenquist (2003) عمق جانشینی توده نفوذی، نقش اصلی را در تشکیل و توزیع انواع کانسارهای اپی‌ترمال دارد، به طوری که، کانسارهای اپی‌ترمال غنی از فلزات پایه- نقره مکزیک در بخش‌های بالایی یا حاشیه گندهای مرتبط با توده‌های نفوذی و همچنین در بخش‌های بالایی توده‌های نفوذی جایگزین شده در سطوح بالایی تشکیل می‌شوند. در کانسار گلیجه نیز سنگ میزبان کانه‌زایی را آندزیت و واحدهای پیروکلاستیک تشکیل می‌دهند.

سن کانه‌زایی

بیشتر کانسارهای اپی‌ترمال متعلق به سنوزویک هستند، به طوری که توزیع ولکانیسم ترشیری، راهنمای مناسبی برای توزیع زمانی کانسارهای اپی‌ترمال است (Camprubi and Albinson, 2007). کانسارهای اپی‌ترمال رگه‌های غنی از فلزات پایه- نقره در مکزیک دارای محدوده سنی ائوسن میانی تا پلیوسن هستند (Camprubi and Albinson, 2007; Albinson et al., 2001).

به لحاظ سنی، کانسار گلیجه با توجه به ارتباط احتمالی جایگیری توده نفوذی نیمه‌عمیق (با سن پس از ائوسن) با کانه‌زایی فلزات پایه و نقره می‌توان چنین اظهار داشت که احتمالاً کانه‌زایی در این کانسار نیز در زمان ترشیری (در زمان پس از ائوسن) تشکیل شده است.

ساخت و بافت

بافت کانه و گانگ در کانسارهای اپی‌ترمال متفاوت است. کانسارهای اپی‌ترمال غنی از فلزات پایه- نقره، دارای بافت‌های رگه‌ای، شانه‌ای، قشرگون، نواری، برشی، پرکننده فضای خالی و جانشینی هستند (Berger and Eimon, 1983; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Camprubi and Albinson, 2007). کانسار گلیجه از نظر ویژگی‌های بافتی، مشابه کانسارهای اپی‌ترمال است.

کانی‌شناسی

کانسارهای اپی‌ترمال غنی از فلزات پایه- نقره، کانی‌شناسی ساده‌ای دارند که شامل مجموعه سولفیدی پیریت، تتراهدریت- تنانتیت، کالکوپیریت، اسفالریت فقیر از آهن و گالن است (White and Poizat, 1995; Hedenquist et al., 2000). مهمترین کانی‌های موجود در کانه‌زایی کانسار گلیجه، سولفیدهایی از قبیل پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت فقیر از آهن، گالن و بورنیت است. تتراهدریت- تنانتیت تنها سولفوسالت موجود در این کانه‌زایی می‌باشد.

دگرسانی

در نواحی اپی‌ترمال، پهنه‌های دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی، نسبت به زون کانه‌دار، گسترده‌گی وسیعی دارند و کانی‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی این پهنه‌ها، پایه و اساس توسعه زون‌های کانه‌زایی است (Hedenquist et al., 2002; Gemmel et al., 2000). دگرسانی در کانسارهای اپی‌ترمال غنی از فلزات پایه- نقره، شامل کوارتز با بافت قشرگون در بخش مرکزی (نزدیک رگه کانه‌دار) است که به تدریج به سمت خارج به مجموعه کانی‌های سرسیت،

اسمکتیت، ایلیت و کاتولینیت تبدیل می‌شود. با فاصله گرفتن از رگه، مجموعه کانی‌های رسی به کلریت، اپیدوت و کلسیت تبدیل می‌شوند که نشان‌دهنده دگرسانی پروپلیتی است. دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (سوپرژن) تنها در مناطق سطحی این کانسارها تشکیل می‌شود (Sillitoe and Hedenquist, 2003; Palomositas-Camprubi and Albinson, 2007). در کانسارهای بزرگ LosAcros (مکزیک) نیز هاله‌های دگرسانی، با پهنه‌های کانی‌شناسی خاص در اطراف رگه‌ها، از کنترل‌کننده‌های مهم کانه‌زایی می‌باشند.

دگرسانی‌های موجود در کانسار گلیجه، از رگه کانه‌دار به سمت بیرون (سنگ میزبان کانه‌زایی) شامل دگرسانی سیلیسی (سیلیس‌ها عمدتاً دارای ترکیب کوارتز و کالسدونی هستند)، سرسیتی، کربناتی، پروپلیتی و آرژیلیک است. گسترش دگرسانی سرسیتی در کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون حدواسط، نشان‌دهنده زون‌های جوشش با درجات حرارت بالا است (Sillitoe and Hedenquist, 2003). بنابراین، گسترش دگرسانی سرسیتی در بسیاری از بخش‌های محدوده معدنی و همچنین در بخش‌های کانه‌زایی می‌تواند یکی از نشانه‌های پدیده جوشش در منطقه باشد.

نحوه و مراحل تشکیل کانسار

براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و کانی‌شناسی که در این تحقیق انجام شده، سیر تحول کانه‌زایی یا به عبارت دیگر، پاراژنز این کانسار طی مراحل زیر صورت گرفته است:

مرحله قبل از کانی‌زایی اصلی (Pre Mineralization). این مرحله در ارتباط با ته‌نشست توالی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی و نفوذ توده نیمه‌عمیق گابرویدوریت پورفیری در واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی منطقه می‌باشد. این مرحله با حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون همراه با مگنتیت و روتیل، مشخص می‌شود (شکل ۱۲).

مرحله هیدروترمالی (Hydrothermal)

این مرحله با دگرسانی‌های شدید و تشکیل رگه‌های سیلیسی کانه‌دار مشخص می‌شود (شکل ۱۲) که خود به ۳ بخش ابتدایی، اصلی و تأخیری قابل تفکیک است.

مرحله ابتدایی (Early)

این مرحله از کانه‌زایی با شروع فعالیت هیدروترمالی باعث دگرسانی سنگ شده و با تشکیل پیریت (نسل اول)، کالکوپیریت (نسل اول) به صورت دانه‌پراکنده در همراهی با دگرسانی سیلیسی است.

مرحله میانی (Main Ore Stage)

این مرحله با حضور درشت‌بلورهای پیریت نسل دوم همراه با کالکوپیریت نسل دوم، بورنیت، گالن، اسفالریت و تتراهدریت به مقدار بسیار کم در رگه- رگچه‌های سیلیسی- سولفیدی و فضای بین برش‌های گرمایی مشخص می‌شود. از دگرسانی‌های این مرحله می‌توان به سیلیسی، سیلیسی- سولفیدی و سرسیتی اشاره نمود.

فاز تأخیری (Late)

افول سیستم‌های گرمایی با حضور فراوان کوارتز و کلسیت به صورت رگه- رگچه‌ای، در مواردی کوارتزها با بافت شانه‌ای، رگه- رگچه‌ای و کلسیت با بافت تیغه‌ای، کلوform و رگه- رگچه‌ای و در نهایت باریت با بافت رگه- رگچه‌ای مشخص می‌شوند. دگرسانی در این مرحله شامل سیلیسی و کربناتی شدن است. بافت‌های

اپی ترمال HS نشان نمی‌دهد. از سوی دیگر، با توجه به رده‌بندی صورت گرفته برای کنسارهای اپی ترمال براساس ویژگی‌های سیال و محتوای فلزات پایه به دو گروه حدواسط و سولفیداسیون پایین توسط (Hedenquist et al. 2000). این کنسار با داشتن فلزات پایه- نقره از نظر بسیاری از ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی، ساخت و بافت، ژئومتری ماده معدنی و ارتباط با توده نفوذی نیمه‌ژرف، مشابه کنسارهای اپی ترمال سولفیداسیون حدواسط است. شواهدی چون حضور بافت‌هایی از قبیل رگه‌ای، شانه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی و جانمایی، رخداد کانی‌های دگرسانی شامل کوارتز، کالسدون، کلسیت، سربیسیت، کلریت، اپیدوت، ایلیت و کائولن، وجود کانی‌های سولفیدی پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت فقیر از آهن و تنانتیت- تتراهدريت، محیط تشکیل مرتبط با فعالیت‌های کشتی موجود در یک رژیم امتدادلغز، حضور سنگ میزبان آندزیتی که مناسب با وقوع این تیپ کنساری است و توده نیمه‌عمیق مرتبط با کانه‌زایی، شباهت کنسار گلیجه را با تیپ کنساری اپی ترمال سولفیداسیون حدواسط به خوبی نشان می‌دهند. در جدول ۱ ویژگی‌های این کنسار با چند نمونه از کنسارهای حدواسط اپی ترمال مورد مقایسه قرار گرفته است.

کلوفر و رگه- رگچه‌ای از بافت‌های مهم این بخش هستند. دگرسانی در این مرحله شامل دگرسانی‌های سیلیسی، کربناتی، پروپیلیتیک و آرتزلیکی است.

مرحله سوپرژن (Supergene)

در این مرحله، عملکرد فرآیندهای هوازدگی و سوپرژن موجب تشکیل کانی‌های دگرسان شده از کانی‌های مرحله اصلی و سولفیدی شده است (شکل ۵ج)، به طوری که طی فرآیند اکسیداسیون در بخش‌های کم عمق و سطحی کنسار، کانی‌هایی از جمله هماتیت، گوتیت، لیمونیت، کولیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، کلسیت، ژاروسیت و کائولینیت تشکیل شده است (شکل ۱۲).

نتیجه گیری

بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته در کنسار گلیجه، نشان‌دهنده بیشترین همانندی کانه‌زایی در این محدوده با کنسارهای اپی ترمال است. شواهدی همچون عدم وجود انارژیت (کانی شاخص مس در کنسارهای HS)، عدم حضور سیلیس حفره‌ای (vuggy quartz)، عدم گسترش دگرسانی آرتزلیک پیشرفته به صورت هیپوزن و عدم حضور آلونیت هیپوزن (کانی دگرسانی شاخص کنسارهای HS)، بیانگر آن است که کنسار گلیجه شباهتی با کنسارهای

	Stage minerals	Pre-Ore	Hydrothermal			Supergene
			Early	Middle (Main- Ore)	Late	
Mineral	Pyrite I		----	-----	-----	
	Pyrite II		-----	-----	-----	
	Chalcopyrite I		-----	-----	-----	
	Chalcopyrite II		-----	-----	-----	
	Galena		-----	-----	-----	
	Sphalerite		-----	-----	-----	
	Magnetite		-----	-----	-----	
	Tetrahedrite-Tennantite		-----	-----	-----	
	Bornite I		-----	-----	-----	
	Bornite II		-----	-----	-----	
	Chalcoctite		-----	-----	-----	
	Covellite-Digenite		-----	-----	-----	
	Cerussite		-----	-----	-----	
	Malachite		-----	-----	-----	
	Azurite		-----	-----	-----	
	Hematite		-----	-----	-----	
	Goethite		-----	-----	-----	
	Quartz I		-----	-----	-----	
	Quartz II		-----	-----	-----	
	Calcite		-----	-----	-----	
Sericite		-----	-----	-----		
Chlorite		-----	-----	-----		
Epidote		-----	-----	-----		
Clay Minerals		-----	-----	-----		
Pyroxene		-----	-----	-----		
Feldspar		-----	-----	-----		
Rutile		-----	-----	-----		
Olivine		-----	-----	-----		
Barite		-----	-----	-----		
Texture	Disseminated		-----	-----	-----	
	Open space filling		-----	-----	-----	
	Vein-veinlet		-----	-----	-----	
	Brecciated		-----	-----	-----	
	Replacement		-----	-----	-----	
Colloform-Crustiform		-----	-----	-----		

شکل ۱۲. توالی پارازنتیک و مراحل تشکیل کنسار گلیجه.

جدول ۱. مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار گلیجه با کانسارهای تیپ اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط در ایران.

ویژگی اصلی	گلیجه	آی‌قلعه‌سی	گمیش تپه	گندی و ابوالحسنی
زیرگروه	فلزات پایه و نقره	فلزات پایه و نقره	فلزات پایه و نقره	فلزات پایه، طلا و نقره
موقعیت جغرافیایی	شمال شرق زنجان	جنوب شرق تکاب	جنوب غرب زنجان	جنوب غرب دامغان
پهنه ساختاری	پهنه طارم	پهنه ارومیه- دختر	پهنه ارومیه دختر	ترود- چاه شیرین
سنگ درونگیر	آندزیت، پیروکلاستیک	داسیت، سیلستون و ماسه‌سنگ	داسیت، سیلستون و ماسه‌سنگ	سنگ‌های پیروکلاستیک و گدازه‌های آندزیتی
سن کانی‌سازی	پس از ائوسن	الیگو- میوسن	الیگو- میوسن	ائوسن
کنترل‌کننده کان‌زایی	گسل‌ها و شکستگی‌ها، واحد نیمه عمیق	گسل‌های نرمال و گنبد‌های داسیتی	گسل‌های نرمال و گنبد‌های داسیتی	گسل‌ها، شکستگی‌ها و گنبد‌های ریولیتی- داسیتی
کانی‌شناسی	کالکوپیریت، پیریت، گالن، اسفالریت فقیر از آهن	اسفالریت فقیر از آهن، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	اسفالریت فقیر از آهن، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	اسفالریت، گالن، پیریت، تتراهدریت، کالکوپیریت، نقره
ساخت و بافت	رگه- رگچه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی	پرکننده فضای خالی، شاه‌ای، قشرگون و کولوفرم	پرکننده فضای خالی، شاه‌ای، قشرگون و کولوفرم	برشی، دانه‌پراکنده، پرکننده فضای خالی، رگه‌ای، نواری
دگرسانی	سریسیتی، آرژیلیک	سریسیتی، سیلیسی و آرژیلیک	سریسیتی، سیلیسی و آرژیلیک	آرژیلیک، سیلیسی، پروپیلیتی
نفوذی‌های مرتبط با کان‌زایی	گابرودیوریت پورفیری	گنبد‌های داسیتی	گنبد‌های داسیتی	گنبد‌های ریولیتی- داسیتی
ژنز	اپی‌ترمال حدواسط	اپی‌ترمال حدواسط	اپی‌ترمال حدواسط	اپی‌ترمال حدواسط
منبع	مقاله حاضر	شیرخانی (۱۳۸۶)	صالحی (۱۳۸۷)	شمعانیان (۱۳۸۲)

سپاسگزاری

مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته به دلیل راهنمایی‌های علمی ارزنده که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر گردیده است، کمال تشکر را داشته باشند.

این پژوهش بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول در دانشگاه تربیت مدرس است. نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داور محترم

منابع

- انصاری، ن.، ۱۳۹۴، مطالعات پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های ولکانیکی منطقه گلیجه در شمال شرق زنجان با نگرشی بر پتانسیل کانی‌های مس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- بهزادی، م.، ۱۳۸۵، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی واقع در منطقه بافق- یزد، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- ترکمانی، ا.، ۱۳۷۹، بررسی توده نفوذی شمال خرمدره، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- حسین‌زاده، م.، مغفوری، س.، مؤید، م.، لطفه‌نیا، م.، حاج علیلو، ب.، ۱۳۹۴، سنگ‌شناسی، دگرسانی و کان‌زایی رگه- رگچه‌ای چندفلزی (مس- سرب- روی) در منطقه لوبین- زرده، شمال خاور زنجان، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و چهارم، شماره ۹۶، ص ۵۲-۴۱.
- شهبازی، س.، قادری، م.، ۱۳۹۳، کان‌زایی طلای زه‌آباد، نمونه‌ای از ذخایر اپی‌ترمال مرتبط با ماگماتیسیم پتاسیم بالا در محیط کشش پس از فروانش، هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۳ و ۴ دی ۱۳۹۳، ج ۴، ص ۱۰۰۸-۱۰۰۰.
- شمعانیان، غ.، ۱۳۸۲، مطالعه دگرسانی و کانی‌سازی گرمابی فلزات پایه و گرانبها در منطقه معلمان، جنوب‌خاور دامغان، استان سمنان، ایران، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- شیرخانی، م.، ۱۳۸۶، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کان‌زایی سرب و روی و عناصر همراه در کانسار آی‌قلعه‌سی، جنوب شرق تکاب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- صالحی، ط.، ۱۳۸۷، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار روی- سرب (نقره) گمیش تپه، جنوب غرب زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- فیضی، ف.، خاکزاد، ا.، ۱۳۷۶، ژنز کانسار مس خلیفه‌لو، اولین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مختاری، م.، کوهستانی، ح.، سعیدی، ع.، ۱۳۹۴، بررسی نوع و خاستگاه کان‌زایی مس در رخدادهای معدنی علی‌آباد موسوی- خان‌چای، خاور زنجان، با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰، ص ۲۷۰-۲۵۹.
- مهرابی، ب.، طالع‌فاضل، ا.، قاسمی‌سیانی، م.، اقبالی، م.، ۱۳۸۸، بررسی نحوه کانی‌سازی و تشکیل کانسار رگه‌ای مس- طلا گلوچه (شمال زنجان) براساس شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و سیالات درگیر، مجله علوم دانشگاه تهران، سال سی و پنجم، شماره ۴، ص ۱۹۹-۱۸۵.

یاسمی، ن.، قادری، م.، ۱۳۹۳، بررسی کانه‌زایی مس به روشهای ژئوفیزیکی IP و RS در کانسار چودرچای، شرق زنجان، سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Aghazadeh, M., 2009, Petrology and geochemistry of Anzan, Khankandi and ShaivarDagh granitoids (north and east of Ahar, Eastern Azarbaijan) with references to associated mineralization, Unpublished PhD thesis, Tarbiat Modares University, Iran, 470 pp.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N.R., Emami, M.H., Moinvaziri, H., Badrzadeh, Z., 2010, The gabbro (shoshonitic)–monzonite–granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol: 38, p: 199–219.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z., Vogt, K., 2011, Post-collisional polycyclicplutonism from the Zagros hinterland. The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborzbelt, Iran, *Geological Magazine*, Vol: 148, p: 980–1008.
- Albinson, T., Norman D.I., Cole, D., Chomiak, B., 2001, Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data, *Society of Economic Geologists, Special Publication 8*, p: 1–32
- Allen, M., Ghassemi, M., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, Vol: 25, p: 659–672.
- Asiabaha, A., Foden, J., 2012, Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran, *Lithos*, Vol: 148, p: 98–111.
- Berger, B.R., Eimon, P., 1983, Conceptual models of epithermal precious metal deposits, *Cameron volume on unconventional mineral deposits, Society of Mining Engineers of AIME*, 191–205.
- Camprubi, A., Albinson, T., 2007, Epithermal deposits in Mexico—Update of current knowledge, and an empirical reclassification, *Geological Society of America Special Papers*, Vol: 422, p: 377–415.
- Corbett, G.J., Leach, T.M., 1998, Southwest Pacific Rim gold-copper systems: Structure, alteration, and mineralization, *Society of Economic Geologists, Special Publication 6*, 237 pp.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., Inan, E.E., 2003, Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments, *Society of Economic Geologists, Special Publication 10*, p: 285–314.
- Gemmell, J., Bell, G., Lueder, R., Drucker, S., Wong, C., 2002, MyLifeBits: Fulfilling the Memex vision, *Proceedings of the tenth ACM international conference on Multimedia, ACM*, p: 235–238.
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C.M., Ganerød, M., 2015, Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran, *Open Geoscience*.
- Heald, P., Foley, N.K., Hayba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types, *Economic Geology*, Vol: 82, p: 1–26.
- Hedenquist, J.W., 1987, Volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific basin and their potential for mineralisation, *Mining Geology*, Vol: 37, p: 347–364 (in Japanese).
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Gonzalez-Urien, E. 2000, Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology*, 13, p: 45–77.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M., Hushmand-Zadeh, A., 1966, Geology of Tarom district, western part (Zanjan area, northwest Iran), *Geological Survey of Iran, Rep. No. 8*, 31 pp.
- John, D.A., 2001, Miocene and early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the northern Great Basin, western United States: Characteristics, distribution, and relationship to magmatism, *Economic Geology*, Vol: 96, p: 1827–1853.
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits, *Society of Economic Geologists, Special Publication 10*, p: 315–343.
- Simmons, S.F., White, N.C., John, D.A., 2005, Geological characteristics of epithermal precious and basemetal deposits, In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, J.R., Richards, J.P. (eds.) *One Hundredth Anniversary Volume. Economic Geology*, p: 485–522.
- White, N.C., Hedenquist, J.W., 1990, Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration, *Journal of Geochemical Exploration*, Vol: 36, p: 445–474.
- White, N.C., Poizat, V., 1995, Epithermal deposits: Diverse styles, diverse origins?: Exploring the Rim, PACRIM Congress, Auckland, New Zealand, *Proceedings*, p: 623–628.