

کانسار چاه زرد: کانه‌زایی نقره - طلای اپی‌ترمال با میزبان برشی در کمر بند ارومیه - دختر

حسین کوهستانی^۱، مجید قادری^۲، محمد هاشم امامی^۳ و خین زاو^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر، تهران، ایران؛ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴ استاد، مرکز عالی تحقیقاتی کانسارها، دانشگاه تاسمانیا، هوبارت، استرالیا

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۱/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۴/۰۶

چکیده

کانسار نقره - طلای اپی‌ترمال با میزبان برشی چاه زرد، درون یک مجموعه آتشفشانی با ترکیب آندزیتی تا ریولیتی در بخش مرکزی کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد. در این منطقه، فعالیت‌های ماگمایی و گرمایی در ارتباط با زمین‌ساخت کشتی سامانه گسلی امتدادلغز ده شیر - بافت رخ داده است. سنگ میزبان مجموعه آتشفشانی شامل سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی ائوسن است که توسط سنگ‌های رسوبی میوسن پوشیده شده‌اند. داده‌های سن سنجی اورانیم - سرب زیرکن به روش LA-ICP-MS سن‌هایی بین $6/36 \pm 0/14$ و $6/19 \pm 0/24$ میلیون سال با میانگین $6/23 \pm 0/16$ میلیون سال را برای فعالیت‌های ماگمایی در چاه زرد مشخص کرده است. برش‌ها و رگه‌ها همزمان و پس از مراحل اصلی فوران‌های انفجاری ماگمایی - گرمایی و رخدادهای برشی فراتوماگمایی که ناشی از جایگیری نزدیک به سطح ریولیت پورفیری است، تشکیل شده‌اند. براساس نقشه‌های دقیق تهیه شده، سه واحد برشی مجزا در منطقه قابل تشخیص است: برش ولکانی کلاستیک با زمینه چیره تخریبی، برش پلی‌میکتیک خاکستری با یک بخش اصلی از سیمان ولکانی کلاستیک و برش مونو - پلی‌میکتیک با زمینه ریزبلور آرژیلیکی. برش‌های پلی‌میکتیک، بخش قابل معدن‌کاری اصلی را تشکیل می‌دهند؛ در حالی که برش‌های ولکانی کلاستیک به طور نسبی نفوذناپذیر و به شدت بی‌بار هستند. دگرسانی‌های گرمایی مختلفی در رخنمون‌های سطحی رخ داده‌اند که مساحتی نزدیک به ۹ کیلومتر مربع را می‌پوشانند. مجموعه‌های دگرسانی گرمایی به صورت زونه در پیرامون برش‌ها و رگه‌ها دیده می‌شود و شامل کوارتز ثانویه، ایلیت، پیریت، آدولاریا، کلریت، انواع کانی‌های کربناتی و میزان کمی فلدسپار قلیایی است. اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، ژاروسیت، ژپس، کانولینیت، هالوژیت و مقادیر کمی آلونیت، کانی‌های برون‌زادی (سوپرژنی) هستند که جانشین کانی‌های اولیه شده و شکستگی‌ها و فضاهای خالی را پر کرده‌اند. فلزات قیمتی همراه با سولفیدها و سولفوسالت‌ها به صورت دانه پراکنده درون رگه‌ها و سیمان برش‌ها رخ داده‌اند. یک روند افزایشی از پیریت چیره (مرحله اول) به پیریت - سولفید فلزات پایه و سولفوسالت چیره (مرحله دوم و سوم) تا سولفید فلزات پایه چیره (مرحله چهارم) در کانی‌شناسی برش‌ها و رگه‌ها دیده می‌شود. ته‌نشست کانی‌های باطله نیز روندی افزایشی از مجموعه‌های ایلیت - کوارتز به کوارتز - آدولاریا، کربنات و سرانجام ژپس چیره نشان می‌دهد. طلای آزاد در مراحل دوم و چهارم به‌ویژه با درهم‌رشدی با پیریت، کوارتز، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و تانتالیت - تتراهدريت غنی از نقره و همچنین به صورت میانبار (انکلوزیون) در پیریت رخ داده است. سن اورانیم - سرب $6/19 \pm 0/24$ میلیون سال برای جایگیری ماگماهای ریولیتی، بیانگر بیشترین سن برای کانه‌زایی در چاه زرد تلقی می‌شود. این سن می‌تواند نشان‌دهنده یک رخداد کانه‌زایی کشف نشده در کمر بند ارومیه - دختر در این زمان باشد.

کلیدواژه‌ها: اپی‌ترمال، برش، سن سنجی اورانیم - سرب، چاه زرد، ارومیه - دختر

*نویسنده مسئول: مجید قادری

E-mail: mghaderi@modares.ac.ir

۱- مقدمه

(رشیدنژاد عمران، ۱۳۷۱؛ تاج‌الدین، ۱۳۷۷)، اندیس‌های تپه‌های دوقلو و دوست‌علی بیگلر (Persian Gold, 2007) و مسجدداغی، شرف‌آباد، زنگلیک و صفی‌خانلو (Ebrahimi et al., 2009) در پهنه البرز - آذربایجان در ایران وجود دارد. مطالعه دقیق این نوع کانه‌زایی‌های می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی برای اکتشاف کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال فلزات قیمتی در کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر را ارائه کند و به عنوان الگوی اکتشافی در این کمر بند و دیگر پهنه‌های ایران با زمین‌شناسی مشابه استفاده شود. کانسار نقره - طلای چاه زرد در ۱۰۰ کیلومتری جنوب باختری یزد و ۲۸ کیلومتری جنوب روستای کاریزات (بخ) با مختصات $31^{\circ} 31' 00''$ تا $31^{\circ} 07' 10''$ عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱). تا پیش از سال ۱۳۸۲، این منطقه برای کانه‌زایی نقره - طلا شناسایی نشده بود. هرچند آثار معدن‌کاری کهن موسوم به کار شدادی به شکل گالری‌های نامنظم و پرشیب بر روی برش گرمایی در بخش خاوری منطقه وجود دارد، اما فعالیت‌های معدنی چند دهه گذشته بیشتر بر روی رگه‌های سیلیسی روی و سرب غنی از نقره در بخش‌های جنوبی منطقه متمرکز بوده است. پتانسیل منطقه برای کانه‌زایی نقره و طلا ابتدا با مطالعات ژئوشیمیایی آبراه‌های و کانی سنگین توسط شرکت ریوتینتو در سال ۱۳۸۲ مشخص شد، اما مطالعات اکتشافی سامان‌مند از سال ۱۳۸۴ توسط شرکت پرشین‌گلد آغاز و تا سال ۱۳۸۷ ادامه یافت. حفر ۳۹ ترانشه (با متراژ کل ۳۳۸۰ متر) و ۳۸ گمانه اکتشافی

کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر (با درازای بیش از ۲۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر) به‌عنوان بخشی از کمر بند تیتس، یکی از مهم‌ترین ایالت‌های فلززایی در ایران به شمار می‌آید. در سال‌های اخیر، فعالیت‌های اکتشافی انجام شده توسط شرکت‌های بزرگ خارجی مانند ریوتینتو، انگلو امریکن، بی‌اچ‌بی و پرشین‌گلد، منجر به شناسایی کانسارها و اندیس‌های مهم مس - طلای پورفیری و طلا با میزبان آتشفشانی مشابه با کمر بند آند در این کمر بند ماگمایی شده است. از مهم‌ترین آنها می‌توان به کانسار طلای ساری‌گونی (داشکسن) (Richards et al., 2006) و اندیس‌های مس - طلای خونیه‌رود و مس - طلا - نقره قره‌چمن در بخش شمال باختری (Persian Gold, 2007, 2008)؛ کانسار مس - طلای پورفیری دالی (Asadi, 2008) و کانسار نقره - طلای اپی‌ترمال چاه زرد در بخش مرکزی (Persian Gold, 2007, 2008 ; Ghaderi & Kouhestani, 2010)؛ کانسار Kouhestani et al., 2010 کوهستانی و همکاران، ۱۳۸۸) و کانسار طلای اپی‌ترمال بزمان (شامل اندیس‌های چانعلی و بی‌هنجاری‌های II و III) در بخش جنوب خاوری کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر (مهرابی و همکاران، ۱۳۸۳؛ Daliran et al., 2005) اشاره کرد. افزون‌بر این، کانسارها و رخدادهای دیگری از طلای اپی‌ترمال با میزبان آتشفشانی مانند کانسارهای گندی و ابوالحسنی (Shamanian et al., 2004)، اندیس‌های باغو و دارستان

۲-۲. واحد کوارتز آندزیتی- تراکی آندزیتی

این واحد به صورت تپه‌های کم‌ارتفاع با سطوح فرسایشی صاف به رنگ خاکستری روشن تا قهوه‌ای در بخش‌های جنوبی، باختری و شمال‌باختری محدوده کانسار رخنمون دارد (شکل ۲). واحد کوارتز آندزیتی- تراکی آندزیتی به دو صورت گدازه و گنبد‌های آتشفشانی با بافت پورفیری و زمینه آفانیتی قابل مشاهده است و نسبت به واحد آندزیتی- تراکی آندزیتی، دگرسانی‌های پروپیلیتی و سریستی شدیدتری را نشان می‌دهد. گدازه‌ها بیشتر لایه‌بندی‌های جریان‌ی با شیب نزدیک به ۴۵ درجه را نشان می‌دهند. درشت‌بلورها ۵ تا ۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و بیشتر شامل پلاژیو کلاز، هورنبلند و میزان بسیار کمی کوارتز هستند. پلاژیو کلازها بیشتر به صورت بلورهای نیمه‌خودشکل دیده می‌شوند که بیشتر به سریست (و کلسیت) دگرسان شده‌اند. بیشتر هورنبلندها بی‌شکل هستند و به طور کامل به کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. زمینه به صورت شیشه‌ای تا ریزبلورین (میکروکریستالین) و به شدت سریستی شده است، به طوری که تشخیص کانی‌های تشکیل‌دهنده آن مشکل است. این واحد، واحد آندزیتی- تراکی آندزیتی را قطع می‌کند و خود توسط واحدهای داسیتی- ریوداسیتی و ریولیتی قطع می‌شود.

۲-۳. واحد داسیتی- ریوداسیتی

واحد داسیتی- ریوداسیتی شامل گدازه‌ها و گنبد‌های داسیتی- ریوداسیتی کرم تا صورتی متمایل به قهوه‌ای روشن با ارتفاع متوسط و سطوح فرسایشی به نسبت صاف است. تپه‌های بخش جنوب مرکزی و جنوب باختری کانسار به طور چیره از این واحد تشکیل شده‌اند (شکل ۳- الف). گدازه‌ها بیشتر توده‌ای هستند و لایه‌بندی جریان‌ی در آنها مشاهده نمی‌شود. بافت سنگ‌ها در این واحد، پورفیری و زمینه آفانیتیک است. درشت‌بلورها تا ۲۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند که بیشتر شامل پلاژیو کلازهای درشت تا اندازه سانتی متر، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت و میزان کمی زیرکن و آپاتیت است (شکل ۳- د). بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل پلاژیو کلاز، حجم اصلی درشت‌بلورهای سنگ را تشکیل می‌دهند. درشت‌بلورهای کوارتز بیشتر به صورت گردشده هستند، اما برخی بلورها حاشیه‌های خورده شده یا خلیجی دارند. نسبت به دو واحد پیش، بیوتیت فراوانی بیشتری در این واحد دارد، اما هنوز هورنبلند کانی فرومنیزین اصلی سنگ است. این کانی‌ها شدت‌های متفاوتی از اکسیدشدن را نشان می‌دهند. در بخش‌های با دگرسانی بیشتر، همه درشت‌بلورهای این واحد به جز کوارتز به طور بخشی و یا کامل توسط کانی‌های دگرسانی‌جانشین شده‌اند. زمینه شامل بخش‌های ریزدانه دارای ریزبلورهای فراوان فلدسپار و کوارتز و یا بخش‌های شیشه‌ای دارای محصولات دگرسانی است. واحد داسیتی- ریوداسیتی به درون واحد آندزیتی- تراکی آندزیتی و کوارتز آندزیتی- تراکی آندزیتی نفوذ کرده و خود توسط آپوفیزهایی از واحد ریولیت پورفیری قطع شده است.

۲-۴. واحد ریولیت پورفیری

واحد ریولیتی به صورت تپه‌های کم‌ارتفاع با شیب ملایم به رنگ سفید تا کرم در منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۳- الف). این واحد شامل گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی با بافت پورفیری و زمینه آفانیتی است که به طور بخشی فرسایش یافته و شدت‌های متفاوتی از دگرسانی‌های سریستی، پتاسیک و کوارتز- آدولاریا را دچار شده‌اند. درشت‌بلورها تا ۲۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و بیشتر شامل پلاژیو کلازهای درشت تا اندازه سانتی متر و کوارتز به همراه میزان کمی هورنبلند، بیوتیت و فلدسپار قلیایی هستند (شکل ۳- ه). پلاژیو کلازها به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل دیده می‌شوند و برخی از آنها زونینگ اولیه نشان می‌دهند. کوارتزها حاشیه‌های گردشده و یا خورده شده (خلیجی) دارند. کانی‌های مافیک (بیوتیت و هورنبلند) معمولاً به سریست و کربنات دگرسان شده‌اند. زمینه به صورت شیشه (معمولاً شیشه از بین رفته است) دارای محصولات دگرسانی و بخش‌های ریزدانه دارای ریزبلورهای فراوان فلدسپار و کوارتز مشاهده می‌شود. آپوفیزهای واحد ریولیتی، واحدهای

(با متر از کل ۴۱۳۵/۴ متر) و تجزیه ۴۱۰۴ نمونه برداشت شده توسط شرکت پرشین گلد، ذخیره‌ای نزدیک به ۲/۵ میلیون تن کانسنگ با عیار ۱۲/۷ گرم در تن نقره و ۱/۷ گرم در تن طلا را تنها برای بخش جنوبی کانسار چاه زرد تعیین کرده است. کانسار چاه زرد اولین و بزرگ‌ترین کانه‌زایی اپی‌ترمال نقره- طلا با میزبان برشی در ایران است. این کانسار یک مثال استثنایی از کانه‌زایی درون برش‌های لوله‌مانند در کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر است که تاکنون از نظر علمی مورد مطالعه دقیق قرار نگرفته است. در این مقاله، زمین‌شناسی کانسار مورد بحث قرار گرفته و داده‌های سنسنجی اورانیم- سرب واحدهای آتشفشانی میزبان کانی‌سازی ارائه شده است. داده‌های سنسنجی اورانیم- سرب، اولین داده‌های سنسنجی رادیوژنیک برای این نوع از کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در ایران است و می‌تواند برای اکتشاف در کمر بند ارومیه- دختر و دیگر پهنه‌های ساختاری کشور استفاده شود.

۲- زمین‌شناسی

مجموعه آتشفشانی میوسن بالایی با درازای بیش از ۶ کیلومتر، میزبان کانسار چاه زرد است. حجم اصلی این مجموعه آتشفشانی را گدازه‌ها و گنبد‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی خاکستری تشکیل می‌دهند که در بخش‌های میانی توسط چندین گنبد داسیتی تا ریولیتی قطع شده‌اند. این مجموعه آتشفشانی به صورت ناپوسته و با ارتباطی گسله روی واحدهای آتشفشانی و رسوبی انوسن (تناوبی از توف، مارن، ماسه سنگ و شیل) و میوسن (کنگلومرای سخت‌نشده، ماسه سنگ و مارن) قرار گرفته است. بر پایه نقشه‌های زمین‌شناسی سطحی و لایگینگ مغزه‌های حفاری و بنابر نتایج مطالعات کانی‌شناسی، بافت‌های اولیه و ترکیب، ۷ واحد آتشفشانی مختلف در کانسار چاه زرد قابل شناسایی است (شکل ۲). بیشتر واحدهای آتشفشانی موجود در بخش‌های بیرونی کانسار، سالم و دگرسان نشده هستند؛ اما واحدهای بخش مرکزی، درجه‌های متفاوتی از دگرسانی گرمایی را نشان می‌دهند. تفکیک واحدهای برشی بر پایه شواهد صحرایی و میکروسکوپی به دست آمده از سنگ‌شناسی کلاست‌ها، اندازه و شکل کلاست‌ها، نسبت زمینه به کلاست و نوع زمینه در نمونه‌های برداشت شده از رخنمون و مغزه‌های حفاری بوده است.

۲-۱. واحد آندزیتی- تراکی آندزیتی

واحد آندزیتی- تراکی آندزیتی، اولین فاز فعالیت‌های آتشفشانی در کانسار چاه زرد است و حجم اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را تشکیل می‌دهد. این واحد شامل گدازه‌ها و گنبد‌های آتشفشانی به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز با بافت پورفیری در یک زمینه آفانیتی است که به صورت تپه‌های بسیار مرتفع با شیب تند در بخش‌های بیرونی کانسار رخنمون دارند (شکل ۳- الف). گدازه‌ها بیشتر لایه‌بندی جریان‌ی با شیب متوسط تا نزدیک به قائم دارند، اما به شکل توده‌ای نیز دیده می‌شوند. در بخش شمالی کانسار، این واحد به صورت آپوفیزهای کوچک هورنبلند آندزیتی رخنمون دارد. درشت‌بلورها (فنو کریست‌ها) ۲ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و بیشتر شامل پلاژیو کلازهای درشت تا اندازه ۵ میلی‌متر، هورنبلند و میزان کمی بیوتیت هستند (شکل ۳- ب و ج). پلاژیو کلازها به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل دیده می‌شوند و بیشتر زونینگ اولیه نشان می‌دهند. درشت‌بلورهای مافیک شدت‌های متفاوتی از اکسیدشدن را نشان می‌دهند، اما در سنگ‌های سالم و غیرهوازده، هورنبلندها بیشتر به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل و دارای ماکل‌های ساده، میان‌تیغه‌ای و یا بدون ماکل هستند (شکل ۳- ج). زمینه به صورت شیشه‌ای (بیشتر شیشه‌زدایی شده)، ریزدانه و یا تراکیتی و دارای ریزبلورهای فراوان فلدسپار قلیایی و پلاژیو کلاز به همراه میزان متغیری مگنتیت است. این واحد با ارتباطی گسلی، واحدهای آواری و آتشفشانی انوسن را قطع کرده و خود توسط واحدهای کوارتز آندزیتی- تراکی آندزیتی و داسیتی- ریوداسیتی قطع شده است.

برش پلی میکنتیک دیده نمی‌شود، اما گاه در نمونه‌های مغزه‌های حفاری، شواهدی از لایه‌بندی با شیب متوسط (حدود ۴۵ تا ۶۰ درجه) قابل مشاهده است (شکل ۴-د). رنگ خاکستری و کانه‌زایی شدید سیلیسی-سولفیدی، ویژگی متمایزکننده واحد برش پلی میکنتیک از واحد برش ولکانی کلاستیک است.

در موارد بسیار محدود، دایک‌هایی برشی با شیب کم و پهنای ۱ تا ۵ سانتی‌متر، واحد برش پلی میکنتیک را قطع کرده‌اند (شکل ۴-و). این دایک‌های برشی، از نوع غنی از زمینه و دارای ۵ تا ۱۰ درصد کلاست‌های گردشده با اندازه بزرگ‌تر از ۵ میلی‌متر هستند. ترکیب کلاست‌ها در این دایک‌های برشی، قابل مقایسه با ترکیب کلاست‌ها در برش‌های پلی میکنتیک است.

۲-۷. واحد برش مونو- پلی میکنتیک

این واحد برشی به صورت تپه‌های کم‌ارتفاع و سفیدرنگ با روند شمال خاوری-جنوب باختری در منطقه دیده می‌شود و بیشترین رخنمون در بخش‌های باختر مرکزی و شمال باختری منطقه نشان می‌دهد (شکل ۲). برش مونو- پلی میکنتیک از نوع غنی از زمینه است. کلاست‌ها شامل قطعات نیمه‌زاویه‌دار تا زاویه‌دار و نیمه‌گرد از سنگ‌های ریولیت پورفیری (۴۰ تا ۷۰ درصد حجمی)، داسیت-ریوداسیت پورفیری (۱۰ تا ۳۰ درصد حجمی) و آندزیت (۱۰ تا ۳۰ درصد حجمی) با جورشدگی ضعیف و اندازه ۱ تا ۲۰ سانتی‌متر هستند (شکل ۴-ز). زمینه از موادی ریزدانه با ترکیبی مشابه با ترکیب کلاست‌ها تشکیل و به شدت سریستی شده است. این واحد در بخش‌های بالایی، بیشتر برشی شده است و شدت دگرسانی سیلیسی بیشتری دارد؛ به طوری که در رخنمون‌های صحرایی، به صورت بخش‌های برجسته و خشن‌تر مشاهده می‌شود. قطعات کلاستی این بخش‌ها توسط کوارتز گرمایی شده است. واحدهای برشی پلی میکنتیک و مونو- پلی میکنتیک، واحد ریولیت پورفیری را قطع می‌کنند اما هیچ رخدادی از گدازه و یا گنبد‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی، آنها را قطع نمی‌کند.

۲-۸. روندهای ساختاری

از نظر ساختاری، کانسار چاه‌زرد درون پهنه گسلی ده شیر قرار دارد. سازوکار امتدادلغز این پهنه گسلی، گسل‌های عرضی درجه ۲ و ۳ بسیاری را ایجاد کرده است که در محدوده کانسار چاه‌زرد، مجموعه‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی را تحت تأثیر قرار داده و سبب خردشدگی و برشی شدن بخش‌هایی از آنها شده است. بررسی‌های ساختاری بر پایه رخنمون‌های سنگی، تصویرهای ماهواره‌ای و ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناختی (ژئومورفولوژیکی)، نشان‌دهنده وجود دو روند ساختاری اصلی در محدوده کانسار چاه‌زرد است (شکل ۲). مهم‌ترین روند ساختاری، روند شمال باختری-جنوب خاوری با مؤلفه راست‌گرد است که نقش اصلی و کنترل‌کننده در جایگیری مجموعه‌های آتشفشانی منطقه دارد. روند دوم، شامل مجموعه‌ای از گسل‌های کوچک‌تر با امتداد شمال خاوری-جنوب باختری است که سبب جابه‌جایی‌های کوچکی در امتداد گسل‌های اصلی شده است. این گسل‌ها سازوکار امتدادلغز چپ‌گرد دارند. تقاطع این دو روند ساختاری در بخش مرکزی مجموعه آتشفشانی به‌عنوان راهی برای نفوذ توده‌های نیمه آتشفشانی فلسیک منطقه بوده است. این زمین‌ساخت‌کشی به موازات پهنه‌های برشی، حوضه‌های تراکشی و دیگر ساختارهای هم‌زمان با زمین‌ساخت در جنوب باختری یزد و در ارتباط با تکامل سامانه برشی گسل ده شیر- بافت تشکیل شده و از نظر گسترش ناحیه‌ای و خطواره‌ای، مشابه با دیگر سامانه‌های گسلی امتدادلغز در ایران مرکزی است (Zarasvandi et al., 2005). این ساختارهای امتدادلغز، نقش اصلی در جایگیری ماگماها و فرایندهای کانه‌ساز مرتبط با آنها (Tosdal & Richards, 2001) در منطقه چاه‌زرد دارند.

۳- دگرسانی گرمایی

دگرسانی گرمایی در کانسار چاه‌زرد گسترده است و بیش از ۹ کیلومتر

کوارتز آندزیتی- تراکی آندزیتی و داسیتی- ریوداسیتی را قطع کرده و خود توسط واحدهای برشی پلی میکنتیک و مونو- پلی میکنتیک قطع شده‌اند.

۲-۵. واحد برش ولکانی کلاستیک

بر پایه روابط زمین‌شناسی صحرایی، واحد برش محصول جایگیری گنبد‌های نیمه آتشفشانی ریولیت پورفیری در کانسار چاه‌زرد است. این واحد به صورت تپه‌های حداکثر ۲ متری به رنگ قهوه‌ای روشن در منطقه دیده می‌شود و بهترین رخنمون در بخش‌های خاوری و شمال مرکزی کانسار نشان می‌دهد (شکل ۲). در دیگر بخش‌ها، این واحد در زیر رسوبات آبرفتی کوارتزنی مدفون می‌شود و به همین دلیل، تعیین حدود رخنمون‌های آن ممکن نیست. واحد برش ولکانی کلاستیک از نوع پلی میکنتیک غنی از زمینه است (شکل ۴-الف). کلاست‌ها شامل قطعات زاویه‌دار تا نیمه گردشده سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی ائوسن و گدازه‌های آندزیتی، کوارتز آندزیتی و داسیتی با جورشدگی ضعیف هستند که درون زمینه‌ای تخریبی شامل قطعات ریز مشابه با کلاست‌ها و قطعات کانی (کوارتز و فلدسپار) قرار گرفته‌اند. در بخش‌های دگرسان‌شده نزدیک به سامانه کانه‌زایی، پوششی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن زمینه را در بر می‌گیرد. اندازه کلاست‌ها از چند میلی‌متر تا چند ده سانتی‌متر متغیر است. در شمال مرکزی کانسار، کلاست‌هایی تا اندازه نزدیک به ۸۰ سانتی‌متر از جنس واحد داسیتی- ریوداسیتی در این برش به چشم می‌خورد. این واحد برشی هیچ‌گونه آثاری از لایه‌بندی رسوبی و یا جریان‌ی ندارد و تنها در بخش شمال مرکزی کانسار، به صورت محدود شواهدی از دانه‌بندی تدریجی نشان می‌دهد. همبری برش ولکانی کلاستیک با واحدهای آتشفشانی اطراف به دلیل رخنمون کم، به‌طور دقیق مشخص نیست؛ اما در برش‌های مغزه‌های حفاری این مرز بیشتر گسلی است (شکل ۵). این واحد برشی به نسبت نفوذناپذیر است و هیچ‌گونه آثاری از کانه‌زایی در آن دیده نمی‌شود.

۲-۶. واحد برش پلی میکنتیک

این واحد برشی به صورت تپه‌های کم‌ارتفاع به رنگ خاکستری روشن در منطقه دیده می‌شود و میزبان اصلی کانه‌زایی نقره-طلا در کانسار چاه‌زرد است. بهترین رخنمون این واحد در بخش مرکز خاوری کانسار به صورت ۴ تپه مخروطی شکل تا ارتفاع ۱۰ متر از سطح دشت است (شکل ۲) که حجم اصلی فعالیت‌های اکتشافی معدنی بر روی آنها انجام شده است. برش پلی میکنتیک از انواع غنی از کلاست تا غنی از زمینه متغیر و دارای زمینه‌ای ریزبلور (ماسه‌ای) است (شکل ۴-ب و ج). کلاست‌ها جورشدگی ضعیفی دارند و شامل سنگ‌های آندزیتی و داسیتی (۳۰ تا ۷۰ درصد حجمی)، سنگ‌های ائوسن (۱۵ تا ۳۰ درصد حجمی)، ریولیت پورفیری (۱۰ تا ۳۰ درصد حجمی) و برش‌های دوباره برشی شده (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) هستند. کلاست‌ها بیشتر به صورت زاویه‌دار، نیمه‌زاویه‌دار و نیمه‌گرد و کمتر به صورت گردشده دیده می‌شوند. بیشتر کلاست‌ها اندازه‌ای کمتر از ۱۰ سانتی‌متر دارند، اما گاه کلاست‌هایی با اندازه بزرگ‌تر نیز یافت می‌شود. زمینه از پودرسنگ \pm قطعات کانی (کوارتز و فلدسپار) تشکیل شده است. میزان زمینه از ۱۰ تا ۷۰ درصد حجمی متغیر است (شکل ۴-ب) و گاه بیش از ۹۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. این نوع برش‌ها، ظاهری یکنواخت‌تر در مقایسه با دیگر برش‌های این واحد دارند (شکل ۴-د). در بخش‌های درونی سامانه‌های دگرسانی و کانه‌زایی، واحد برش پلی میکنتیک با حضور فراوان سیمان گرمایی مشخص می‌شود (شکل ۴-ه). کوارتز و یا کوارتز-آدولاریا، مهم‌ترین کانی‌های پرکننده حفرات زمینه هستند که توسط سولفیدها و سولفوسالت‌ها، کربنات و یا کانی‌های برون‌زاد همراهی می‌شوند. به‌طور معمول، این دسته از برش‌ها در مقایسه با دیگر برش‌های این واحد، عبارهای بالاتری از نقره و طلا دارند. همبری واحد برش پلی میکنتیک با ریولیت پورفیری به صورت تدریجی است. در برش نمادین کانسار (شکل ۵)، واحد یادشده به صورت دو ساختار لوله‌مانند دیده می‌شود. در رخنمون‌های سطحی، شواهدی از لایه‌بندی در واحد

رخ می‌دهد و مطابق بر پهنه‌های کانه‌دار است. کوارتز و آدولاریا، ترکیب کانایی اصلی سیمان برش‌ها را تشکیل داده (شکل‌های ۶-ج و د) و جانشین زمینه و قطعات کانی‌ها در برش‌های پلی‌میکتیک شده‌اند. در پهنه‌های بیشتر دگرسان شده، آدولاریا معمولاً به صورت خودشکل و ریزدانه دیده می‌شود، اما به طور محلی به صورت بلورهای بزرگ و خودشکل نیز هستند و همراه با کوارتز بر روی دیواره حفرات برش‌های سریستی رشد کرده‌اند (شکل ۶-د). این مجموعه کوارتز- آدولاریا- (سریست) نشان‌دهنده شدت‌های بیشتر دگرسانی در مقایسه با دگرسانی سریستی است (Richards et al., 2006). در مکان‌های با دگرسانی شدیدتر کوارتز- آدولاریا، آدولاریا به صورت کانی‌های بی‌شکل (به کمک تجزیه میکروسکوپ الکترونی) که جایگزین پلاژیو کلاز شده‌اند، دیده می‌شود.

۳-۵. دگرسانی پتاسیک

دگرسانی پتاسیک در کانسار چاه زرد به صورت جانیشینی گرمایی پلاژیو کلاز توسط فلدسپار قلیایی در ریولیت پورفیری رخ داده است. این دگرسانی به خوبی توسعه نیافته است و در بخش‌های درونی با شدت دگرسانی سریستی بالا، به طور بخشی به وسیله سریست رونقش می‌شود. حفظ شدن بلورهای فلدسپار قلیایی در شرایط دگرسانی شدید سریستی، نشان می‌دهد که شرایط دگرسانی، نزدیک به شرایط تعادلی سریست- فلدسپار قلیایی بوده است (Richards et al., 2006).

۳-۶. دگرسانی برون‌زاد

دگرسانی برون‌زاد (آرژیلیک پیشرفته) در کانسار چاه زرد با پهنه‌های شستشو که تا ژرفاهای ۳۵ تا ۱۵۰ متری گسترش دارند، مشخص می‌شود. این دگرسانی معمولاً توسط درزه‌ها، شکستگی‌ها و گسل‌ها، کنترل می‌شود و گاه به طور محلی تا ژرفای ۲۲۰ متری نیز گسترش نشان می‌دهد. محصولات این دگرسانی، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت و ژاروسیت)، ژپس و میزان کمی آلونیت هستند که جانشین کانی‌های سولفیدی شده‌اند. کاتولینیت معمولاً جانشین فلدسپارها می‌شود و یا سریست‌ها را رونقش می‌کند. هالوویت و مونت‌موریلونیت از دیگر کانی‌های این دگرسانی هستند که تجزیه PIMA مشخص کرده است.

۴- کانه‌زایی

کانه‌زایی نقره- طلا در کانسار چاه زرد در ارتباط تنگاتنگ با رخداد‌های برشی فراطوماگمایی است که همزمان و به دنبال جایگزینی نزدیک به سطح توده ریولیت پورفیری در منطقه رخ داده‌اند. میزبان کانه‌زایی بیشتر توده‌های برش پلی‌میکتیک و به میزان کمتر، توده‌های برش مونو- پلی‌میکتیک است. برش ولکانی کلاستیک به دلیل نفوذناپذیر بودن، بیشتر اوقات بی‌بار است. بهترین و بیشترین رخداد کانه‌زایی درون دو توده برش پلی‌میکتیک لوله‌مانند رخ داده است که در رخنمون‌های سطحی ابعاد ۲۵۰×۵۰۰ و ۲۰۰×۳۰۰ متر دارند (شکل ۵). افزون بر این، پهنه‌های جداگانه‌ای از کانه‌زایی به صورت رگه‌های سیلیسی فلزات پایه (روی و سرب) غنی از نقره درون گدازه‌های داسیتی- ریوداستی در بخش‌های جنوب خاوری و جنوب باختری کانسار دیده می‌شود (شکل ۲). بر پایه مطالعات انجام شده، یک سامانه گرمایی مربوط به مرحله پیش از تشکیل برش پلی‌میکتیک در کانسار چاه زرد قابل تشخیص است. قطعاتی از این سامانه به صورت کلاست‌های دارای رگه‌های پیریتی- کوارتزی و دگرسانی سریستی همراه آن درون برش پلی‌میکتیک دیده می‌شود. اصلی‌ترین مرحله کانه‌زایی نقره- طلا، همزمان با مرحله اصلی تشکیل برش پلی‌میکتیک رخ داده و گاه تا مراحل پس از سخت شدن آن نیز ادامه داشته است. نقره و طلا به همراه سولفیدها به صورت دانه‌پراکنده در سیمان گرمایی توده‌های برشی و رگه‌های قطع‌کننده آنها رخ داده‌اند. کوهستانی (۱۳۹۰)، چهار مرحله کانه‌زایی را برای کانسار چاه زرد مشخص کرده است که با چیرگی پیریت شروع و با چیرگی سولفید فلزات پایه پایان می‌یابد. ته‌نشست کانی‌های باطله نیز با کوارتز- ایلیت شروع

مربع را پوشش می‌دهد. بر پایه بررسی دقیق دگرسانی‌ها در رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری همراه با سنگ‌شناسی، تجزیه PIMA (Portable Infrared Mineral Analyzer) و رنگی‌شدن (staining) فلدسپارهای قلیایی، ۶ نوع دگرسانی اصلی در کانسار چاه زرد قابل شناسایی است: کلریتی- کلسیتی، سریستی، کربناتی، کوارتز- آدولاریا، پتاسیک و برون‌زاد. این دگرسانی‌ها دارای یک الگوی تمرکز نسبی در محدوده کانسار هستند، به این صورت که دگرسانی کلریتی- کلسیتی در اطراف و حاشیه‌های توده معدنی، دگرسانی‌های سریستی و کربناتی در مرکز سامانه گرمایی و دگرسانی کوارتز- آدولاریا درون پهنه‌های کانه‌دار، جایی که برشی شدن و رگه‌ها فراوان هستند، تمرکز نشان می‌دهند.

۳-۱. دگرسانی کلریتی- کلسیتی

دگرسانی کلریتی- کلسیتی در بخش‌های بیرونی پهنه‌های دگرسانی گرمایی گسترش دارد. بافت سنگ‌ها در این دگرسانی به طور معمول حفظ شده و یا به راحتی قابل شناسایی است. هورنبلندها به طور بخشی تا کامل توسط کلریت و کلسیت و میزان کمی سریست (ایلیت) و پلاژیو کلازها نیز به طور بخشی به وسیله کلسیت و میزان کمی ایلیت و کوارتز جایگزین شده‌اند. جایگزینی گسترده کلریت به جای کانی‌های مافیک در زمینه، رنگ سبز گون‌های به سنگ‌ها داده است. کوارتز حاصل از دگرسانی، به میزان کم در زمینه دیده می‌شود. دگرسانی کلریتی- کلسیتی، محدودکننده بخش بیرونی سامانه گرمایی منطقه است.

۳-۲. دگرسانی سریستی

دگرسانی سریستی، معمولی‌ترین دگرسانی گرمایی رخ داده در کانسار چاه زرد است. در شدت‌های ضعیف این دگرسانی، بیشتر بافت سنگ‌ها حفظ شده اما در شدت‌های بیشتر، بافت‌ها به طور کامل نابود شده‌اند. درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز، هورنبلند و بیوتیت به طور گسترده‌ای به سریست (ایلیت) و مجموعه ایلیت- مونتموریلونیت و یا ایلیت- اسمکتیت، کربنات و میزان کمی کوارتز دگرسان شده‌اند، اما هنوز شکل بلوری اولیه خود را حفظ کرده‌اند (شکل ۶- الف و ب). زمینه به طور گسترده‌ای به وسیله کربنات و کوارتز جانشین شده است. کربنات‌های حاصل از دگرسانی درشت‌بلورها در دگرسانی سریستی بیشتر رنگ قهوه‌ای دارند (شکل ۶- الف) و تنها در حالت پودر با اسید رقیق واکنش می‌دهند. این حالت به این معنی است که ترکیب این کربنات‌ها، دولومیت یا سیدریت است. پیریت به طور محلی به صورت کانی‌های ریزدانه و دانه‌پراکنده در دگرسانی سریستی دیده می‌شود (شکل ۶- ب). در توده‌های برشی، سریستی شدن معمولاً ارتباط نزدیکی با پهنه‌های دگرسانی کوارتز- آدولاریا نشان می‌دهد (شکل ۶- ج و د) که این حالت بیانگر ارتباط فضایی دگرسانی گرمایی و برشی شدن است.

۳-۳. دگرسانی کربناتی

دگرسانی کربناتی به صورت رگه‌های کلسیتی- (ایلیتی- کوارتزی) با ستبرای کمتر از ۲ سانتی‌متر در ریولیت پورفیری و سیمان کلسیتی- آنکریتی- (دولومیتی) در برش‌های پلی‌میکتیک دیده می‌شود (شکل‌های ۶- ه، و). زمان تشکیل دگرسانی کربناتی به دلیل نامشخص بودن پهنه‌های این دگرسانی ناممکن است. به همین دلیل، همیشه تشخیص کربنات‌های حاصل از دگرسانی کربناتی از کربنات‌های تشکیل شده طی دگرسانی شدید سریستی امکان‌پذیر نیست. هرچند هر دو دگرسانی ممکن است همزمان رخ دهند، اما محصولات کربناتی دگرسانی سریستی معمولاً جانشین پلاژیو کلاز و کانی‌های مافیک می‌شوند (شکل ۶- الف) و به صورت رگه‌ای و پراکنده حفرات یا سیمان کربناتی دیده نمی‌شود. افزون بر این، جایی که مجموعه کاملی از انواع دگرسانی‌ها وجود دارد، دگرسانی کربناتی، دگرسانی سریستی را رونقش می‌کند (شکل ۶- ه).

۳-۴. دگرسانی کوارتز- آدولاریا

دگرسانی کوارتز- آدولاریا در پهنه‌های درونی به شدت دگرسان شده و برشی شده

و با کوارتز-آدولاریا، کربنات و سرانجام ژپیس چیره پایان می‌یابد. مراحل کانزایی به شرح زیر است:

۴-۱. مرحله اول کانزایی

مرحله اول کانزایی در کانسار چاه‌زرد به صورت رگه‌ها و سیمان برش‌های مرتبط با فعالیت‌های ماگمایی-گرمايي پیش از رخداد برشی فراتوماگمایی دیده می‌شود (شکل‌های ۷-الف و ب). این مرحله از کانزایی شامل رگه‌ها و سیمان پیریتی برش‌ها است. این برش‌ها معمولاً دگرسانی سرپیتی حدواسطی را نشان می‌دهند. رگه‌ها به طور معمول کمتر از ۵ میلی‌متر ستبرای دارند و دارای پیریت‌های بی‌شکل دانه‌ریز تا دانه‌درشت + کالکوپیریت به همراه کوارتز هستند (شکل ۷-ب تا د). برش‌ها به وسیله ایلیت-پیریت-کوارتز سیمانی شده‌اند و بیش از ۵ درصد حجمی آنها را زمینه تشکیل می‌دهد (شکل ۷-الف). پیریت‌ها معمولاً در قالب کانی‌های مافیک اولیه (هورنبلند) جانشین شده‌اند و به طور محلی به صورت کلاست‌های گردشده در برش‌های پلی‌میکتیک بعدی دیده می‌شوند (شکل ۷-و). آثار خردشدگی طی مراحل بعدی برشی شدن در هر دو دسته پیریت‌های این مرحله (رگه‌ها و سیمان) دیده می‌شود. کلاست‌های مرحله اول کانزایی و دگرسانی مرتبط با آن به صورت کلاست‌های برشی درون برش پلی‌میکتیک دیده می‌شود.

۴-۲. مرحله دوم کانزایی

مرحله دوم کانزایی، فراوان‌ترین، گسترده‌ترین و اقتصادی‌ترین مرحله کانزایی در کانسار چاه‌زرد است. این مرحله به صورت سولفیدهای دانه‌پراکنده در سیمان برش‌ها و یا درون کلاست‌ها و همچنین رگه‌ای دیده می‌شود. مرحله دوم کانزایی در ارتباط با توده‌های برش پلی‌میکتیک و به طور بخشی مرتبط با برش‌های مونو-پلی‌میکتیک و منطبق بر دگرسانی‌های شدید سرپیتی و کوارتز-آدولاریا است. دگرسانی کربناتی در پهنه‌های با عیار پایین‌تر دیده می‌شود. کانزایی مرحله دوم به چهار زیرمرحله قابل تقسیم است که به ترتیب، مراحل غنی از سولفیدهای آهن، سولفید فلزات پایه + سولفوسالت، سیمان کوارتز-آدولاریا و سیمان کربناتی هستند. **مرحله ۲-الف:** رگه‌ها و برش‌های این مرحله با پیریت فراوان، مارکاسیت و پیریت آرسنیک‌دار همراه با میزان‌های فرعی اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و مقادیر بسیار کم آرسنوپیریت مشخص می‌شوند (شکل ۸-الف). رگه‌ها به صورت دسته‌رگه‌های نیمه‌موازی تا شبکه‌ای و یا رگه‌های مجزا دیده می‌شوند (شکل ۸-ب). طلای آزاد با رگه‌های این مرحله مشاهده نمی‌شود، اما در سیمان برش‌ها، طلای آزاد به طور معمول به صورت هم‌رشد با پیریت و کوارتز و همچنین به صورت میان‌بارهای مجزا درون پیریت قابل مشاهده است.

مرحله ۲-ب: این مرحله از کانزایی شامل سولفیدهای فلزات پایه + سولفوسالت‌هایی می‌شود که به صورت رگه‌ای و سیمان برش‌ها دیده می‌شوند. این مرحله دارای مقادیر کمی پیریت و بیشتر دارای کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و مقادیر فراوان سولفوسالت‌ها (به ترتیب فراوانی تنانتیت-تراهدریت غنی از نقره، پیرارژیریت، میارژیریت، پروستیت، استفانیت، ژئوکروئیت، اسمیسیت و استرومیریت) است (شکل‌های ۸-ج و د). سولفیدها و سولفوسالت‌ها به صورت دانه‌درشت تا دانه‌ریز هم‌رشد با کوارتز دیده می‌شوند. طلای آزاد با این مرحله مشاهده نمی‌شود.

مرحله ۲-ج: این مرحله از کانزایی شامل کوارتز و آدولاریا، پیریت و مقادیر فرعی ایلیت می‌شود که به صورت رگه‌ای و سیمان برش‌ها رخ داده است. کوارتز و آدولاریا به شکل نوارهای لایه‌ای و کراستیفرم در رگه‌ها و فضا‌های خالی و نوارهای کوکاد در اطراف کلاست‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۸-ه تا ز). پیریت معمولاً به صورت دانه‌های ریزبلور هم‌رشد با کوارتز و آدولاریا حضور دارد. طلای آزاد به طور معمول هم‌رشد با کوارتز در سیمان برش‌ها مشاهده می‌شود.

مرحله ۲-د: این مرحله به طور چیره با فراوانی کربنات (کلسیت، آنکرایت و دولومیت) و مقادیر کمی ایلیت، کوارتز و پیریت مشخص می‌شود. کربنات‌ها در فضا‌های خالی درون رگه‌ها و برش‌ها ته‌نشست شده‌اند. به صورت محلی، در برخی از رگه‌ها و برش‌ها، تیغه‌هایی از پیریت دیده می‌شود که کانی‌های کربناتی بر روی آنها رشد کرده‌اند (شکل ۸-ح). شکل این پیریت‌ها بیانگر آن است که آنها جانشین تیغه‌های کربناتی شده‌اند. طلای آزاد با این مرحله مشاهده نمی‌شود.

۴-۳. مرحله سوم کانزایی

مرحله سوم کانزایی شامل کوارتزهای دندان‌سگی و مجموعه‌ای از کوارتزهای دانه‌ریز، پیریت کلوفرمی، مارکاسیت و پیریت آرسنیک‌دار است که به صورت رگه‌های کراستیفرم رخ داده‌اند (شکل‌های ۹-الف تا ج). ستبرای رگه‌ها از کمتر از یک میلی‌متر تا ۵ سانتی‌متر تغییر می‌کند. این مرحله از کانزایی پس از برش‌های پلی‌میکتیک رخ داده و آنها را قطع می‌کند. طلا به صورت میان‌بارهای بسیار ریز در پیریت‌های کلوفرمی دیده می‌شود. بر پایه ارتباط قطع‌کنندگی، مرحله سوم کانزایی پس از مرحله دوم تشکیل شده است (شکل ۹-ب).

۴-۴. مرحله چهارم کانزایی

مرحله چهارم کانزایی شامل رگه‌های کوارتز-پیریت-سولفید فلزات پایه و رگه‌های ژپوسی پایانی است (شکل‌های ۱۰-الف و ب). این مرحله از کانزایی به دو زیرمرحله قابل تقسیم است. مرحله ۴-الف به صورت رگه‌های طلا‌دار دارای کوارتزهای دندان‌سگی، پیریت فراوان، اسفالریت، گالن و کالکوپیریت و میزان کمی تنانتیت-تراهدریت غنی از نقره مشاهده می‌شود. رگه‌ها معمولاً به صورت مجزا دیده می‌شوند و ستبرایی کمتر از یک سانتی‌متر دارند. این رگه‌ها، برش‌های پلی‌میکتیک میزبان را قطع می‌کنند. طلای آزاد در بیشتر نمونه‌های این مرحله وجود دارد و معمولاً به صورت هم‌رشد با پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، کوارتز و تنانتیت-تراهدریت غنی از نقره مشاهده می‌شود (شکل ۱۰-ح). مرحله ۴-ب به صورت رشد یک‌طرفه تا دوطرفه رگه‌های ژپوسی برون‌زاد بر روی رگه‌های مرحله ۴-الف است (شکل‌های ۱۰-الف و ب). تمامی رگه‌های مرحله ۴-الف شواهد مشابهی از رخداد‌های باز و بسته‌شدن دوباره طلای آزاد به صورت دانه‌پراکنده و رگچه‌ای همراه با ژپیس‌های مرحله ۴-ب دیده می‌شود (شکل ۱۰-د). این ذرات را می‌توان نتیجه ته‌نشست دوباره طلا از رگه‌های ۴-الف تفسیر کرد. ارتباط میان رگه‌های مرحله‌های ۳ و ۴ نامشخص است، به جز این که هر دو این مراحل پس از مرحله ۲ رخ داده‌اند و برش‌های پلی‌میکتیک را قطع می‌کنند (کوهستانی، ۱۳۹۰).

رگه‌های سولفیدی فلزات پایه: رگه‌های سولفیدی فلزات پایه به صورت دو رگه سیلیسی اسفالریت-گالن-پیریت) دارای تمرکزهای بالای نقره در بخش‌های بیرونی پهنه‌های برشی طلا‌دار دیده می‌شوند (شکل ۲). این رگه‌ها در مناطق با دگرسانی کلریتی-کلسیتی در بخش‌های جنوب‌خاوری و جنوب‌باختری کانسار چاه‌زرد مشاهده می‌شوند. میزبان این رگه‌ها، گدازه‌های داسیتی-ریوداسیتی پورفیری دگرسان‌شده هستند. این رگه‌ها با رگه‌های سولفیدی فلزات پایه که در بخش‌های دورتر کانسارهای مس پورفیری و کانسارهای اپی‌ترمال مرتبط با آنها یافت می‌شوند (Richards et al., 2006)، قابل مقایسه هستند.

۵- نمونه برداری و روش تجزیه

۴ نمونه از واحدهای آتشفشانی و نیمه آتشفشانی میزبان در کانسار چاه‌زرد برای مطالعات سن‌سنجی به روش اورانیم-سرب بر روی زیرکن انتخاب شد (شکل ۲). برای این منظور حدود ۱۰ تا ۱۵ کیلوگرم از نمونه‌های برداشت‌شده به آزمایشگاه کانه‌آرایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور منتقل و تا اندازه ۲۰

که درون سیمانی سرسیتی- پیریتی- کوارتزی قرار گرفته‌اند. میزان زمینه در این برش‌ها از ۵ تا بیش از ۵۰ درصد حجمی متغیر است.

برش ولکانی کلاستیک: در نتیجه انفجار سامانه ماگمایی- گرمایی مربوط به جایگیری و تبلور ریولیت پورفیری و گسترش شکستگی‌ها، فشار حاکم بر سامانه گرمایی برداشته می‌شود و سقف اتاقک ماگمایی از بین می‌رود (Carman, 1994; Davies et al., 2008a). این رویداد سبب تشکیل واحد برش ولکانی کلاستیک در گستره‌ای نزدیک به یک کیلومتر مربع در منطقه شده است. درصد بالای کلاست در واحد برش ولکانی کلاستیک، نشان‌دهنده سازوکار انفجاری و سامانه به نسبت غنی از مواد فرار در هنگام جایگیری توده ریولیتی در منطقه است. در رخنمون‌های سطحی و نمونه‌های مغزه‌های حفاری، همبری واحد برش ولکانی کلاستیک با آپوفیزهای ریولیت پورفیری به صورت تدریجی است (شکل ۵) که نشان‌دهنده جایگیری و نفوذ این آپوفیزها درون برش‌های ولکانی کلاستیک پس از تشکیل آنها است (Wallier et al., 2006).

برش‌های پلی میکتیک و مونو- پلی میکتیک: بر پایه شواهدی مانند حجم بالای زمینه از نوع پودر سنگ، وجود کلاست‌های زاویه‌دار سنگ‌های دیواره (سنگ‌های ائوسن و گدازه‌های آندزیتی و داسیتی) و همچنین حضور کلاست‌های ریولیت پورفیری به‌عنوان اجزای ماگمایی جوان، واحدهای برشی پلی میکتیک و مونو- پلی میکتیک توسط رخدادهای برشی فراطوماگمایی نزدیک به سطح (Lorenz, 1975; Lorenz, 1975; Sillitoe, 1985; Lorenz, 1985; Davies et al., 2008a) تشکیل شده‌اند. فرایند برشی فراطوماگمایی معمولاً در اثر اضافه شدن آب به درون سامانه ماگمایی رخ می‌دهد، اما در کانسار چاه‌زرد عامل تشکیل و گسترش این رخدادهای، احتمالاً حجم بالای مواد فرار ماگمایی- گرمایی است (Carman, 1994). حضور فراوان کانی‌های آب‌دار مانند آمفیبول و بیوتیت و وجود برش ماگمایی- گرمایی، بیانگر بالا بودن مواد فرار در سامانه ماگمایی منطقه است.

حجم بالای برش‌های فراطوماگمایی در کانسار چاه‌زرد نشان می‌دهد که تشکیل این برش‌ها را نمی‌توان با رخدادهای انفجاری سامانه‌های اپی‌ترمالی- ژئوترمالی توضیح داد (Lloyd, 1959; Hedenquist & Henley, 1985; Nelson & Giles, 1985; Izawa & Cunningham, 1989). به نظر می‌رسد که تغییر فشار در یک سامانه اپی‌ترمالی با شیب حرارت- فشار هیدرودرینامیکی، عامل تشکیل حجم بالای واحدهای برشی در کانسار چاه‌زرد باشد (Hedenquist & Henley, 1985). برداشت ناگهانی فشار تنها سازوکار ممکن برای ایجاد شیب‌های بزرگ فشار سیال برای رخدادهای برشی گسترده نزدیک به سطح است (Carman, 1994). ویژگی غنی از کلاست این برش‌ها می‌تواند بیانگر از بین رفتن مواد زمینه توسط فرایندهای جابه‌جایی و انحلال گرمایی باشد (Carman, 1994). جابه‌جایی توسط سیال‌های گرمایی، آمیختگی و پودرشدگی در واحدهای برشی پلی میکتیک و مونو- پلی میکتیک شدت بالایی دارد (Lorenz, 1975; Sillitoe, 1985; Corbett & Leach, 1998; Wallier et al., 2006). این واحدهای برشی، واحد ریولیت پورفیری را قطع می‌کنند اما هیچ رخدادی از گدازه و یا گنبد‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی، آنها را قطع نمی‌کند.

۶-۲. نتایج تجزیه‌های کاتدولومینسانس

تجزیه‌های کاتدولومینسانس بر روی زیرکن‌های جدا شده از واحدهای آتشفشانی و نیمه آتشفشانی منطقه نشان می‌دهد. این کانی‌ها به‌طور چیره خود شکل تا اندازه‌ای نیمه خود شکل هستند و زوینگ‌های ظریف و مستقیم که از ویژگی‌های رشد عادی ماگمایی است، دارند (شکل ۱۲). در این میان، تنها یک نمونه از زیرکن‌های مربوط به واحد آندزیتی- تراکی آندزیتی دارای هسته کهن به ارث برده شده از زیرکن‌های اولیه است (شکل ۱۳). حاشیه خورده شده و غیرمستقیم هسته این زیرکن، به‌خوبی نشان‌دهنده کهن و موروثی بودن آن است. با توجه به تعیین سن انجام شده بر روی

مش خرد شد. ابتدا کنسانتره بخش دارای کانی‌های سنگین (زیرکن، بیوتیت و هورنبلند) نمونه‌های خردایش شده به وسیله میز لرزان و سپس لاک‌شویی جدا شد. در مرحله بعد، با استفاده از مایع بروموفرم، بخش‌های سنگین تر دارای زیرکن از بخش‌های سبک تر دارای بیوتیت و هورنبلند تفکیک و سپس، کانی‌های مغناطیسی این بخش‌ها به روش جدایش مغناطیسی جدا شد. در پایان، کانی‌های زیرکن به روش دستی و با استفاده از میکروسکوپ بیوکولار در آزمایشگاه دانشگاه تربیت مدرس جدا شدند. زیرکن‌ها همگی شفاف و منشوری (نازک و کشیده تا درشت) هستند و به رنگ صورتی کم‌رنگ دیده می‌شوند. از بین زیرکن‌های جدا شده، ۲۰ تا ۳۰ بلور با کیفیت بالا (شفاف، بدون ترک و میانبار)، برای مطالعات سن‌سنجی انتخاب و در رزین قرار داده شد. در ادامه، بلورها صیقل یافتند و توسط میکروسکوپ پلاریزان در نور عبوری و بازتابی مطالعه شدند تا نمونه‌های مورد نظر برای سن‌سنجی مشخص شود. پس از آن، تصویرهای BSE (Backscattered Electron) و کاتدولومینسانس (Cathodoluminescence: CL) برای بررسی ساختار درونی زیرکن‌ها تهیه شد. سن‌سنجی بر روی زیرکن‌ها به روش LA-ICP-MS U-Pb در دانشگاه تاسمانیای استرالیا انجام شد. تجزیه‌ها به پیروی از روش Meffre et al. (2008) انجام شد که مشابه با روش Black et al. (2004) و Paton et al. (2010) است. استانداردهای استفاده شده شامل زیرکن 91500 (Wiendenbeck et al., 1995) به‌عنوان استاندارد اولیه و زیرکن‌های TEMORA (Black et al., 2003) و JG1 (Jackson et al., 2004) و Mud Tank (Black and Gulson, 1978) به‌عنوان استانداردهای ثانویه است که در ابتدای هر مرحله (پس از هر ۶ زیرکن) تجزیه شده‌اند. اندازه نقاط تجزیه برای زیرکن‌های استاندارد و نمونه‌ها یکسان بوده است. ضریب تصحیح برای نسبت $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ با تجزیه ۳ نقطه بزرگ بر روی NIST-610 محاسبه شد که در آغاز و پایان هر تجزیه صورت گرفته است. روش تصحیح به پیروی از روش پیشنهادی Baker et al. (2004) است. فراوانی عنصری در زیرکن به پیروی از روش پیشنهادی (Kosler, 2001) و با استفاده از عنصر زیرکن به‌عنوان استاندارد داخلی و استفاده از زیرکن 91500 به‌عنوان تصحیح استاندارد برای محاسبه جرم بوده است. سن نمونه‌ها نیز با استفاده از نرم‌افزار ISOPLLOT 3.00 (Ludwig, 1998) محاسبه شده است.

۶- بحث

۶-۱. نحوه تشکیل واحدهای برشی در کانسار چاه‌زرد

بر پایه شواهد صحرایی و لاکینگ مغزه‌های حفاری، واحدهای برشی در کانسار چاه‌زرد، محصول رخدادهای برشی انفجاری مربوط به جایگیری واحد ریولیت پورفیری غنی از مواد فرار در بخش مرکزی مجموعه آتشفشانی منطقه هستند. بر پایه شواهد به‌دست آمده، سه مرحله برشی شدن در کانسار چاه‌زرد رخ داده است:

برش ماگمایی- گرمایی: برش ماگمایی- گرمایی (Sillitoe, 1985) اولین مرحله برشی شدن در کانسار چاه‌زرد است. تشکیل این برش ناشی از جایگیری توده ریولیت پورفیری در بخش مرکزی مجموعه آتشفشانی منطقه است. در واقع در هنگام تبلور ریولیت پورفیری، انحلال مواد فرار سبب بالارفتن فشار سیال‌ها و در پی آن، آزاد شدن فشار سبب تشکیل برش ماگمایی- گرمایی شده است (Carman, 1994). برش ماگمایی- گرمایی که بیشتر در کانسارهای پورفیری مشاهده می‌شود (Burnham, 1979, 1985; Burnham & Ohmoto, 1980)، در کانسار چاه‌زرد گسترش چندانی ندارد و آثار آن تنها در نمونه‌های مغزه‌های حفاری به‌صورت کلاست‌های برشی درون واحد برش پلی میکتیک مشاهده می‌شود (شکل‌های ۴ و ۱۱). این کلاست‌های برشی، پلی میکتیک و به‌شدت پیریتی هستند و دگرسانی سرسیتی حدواسطی را متحمل شده‌اند. کلاست‌ها نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه گرد با جورشدگی ضعیف از جنس قطعات آندزیتی، داسیتی و سنگ‌های ائوسن هستند

در کانسار چاه‌زرد بوده است (Henley & Ellis, 1983; Reyes, 1990; Thompson & Thompson, 1998). از سوی دیگر، وجود آدولاریا در پهنه‌های عیار بالا بیانگر رخداد جوشش است (Brown & Ellis, 1970; Brown, 1978; Henley, 1985; Hedenquist, 1990; Dong & Morrison, 1995). بخش‌های بیرونی کانسار، کانی‌های رسی با حضور مجموعه ایلیت-اسمکتیت و کلریت مشخص می‌شود (کوهستانی، ۱۳۹۰). وجود این کانی‌ها درجه حرارت‌های پایین‌تر میان ۱۴۰ تا ۲۴۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (Henley & Ellis, 1983; Hedenquist, 1990; Yilmaz et al. 2007, 2010). از این رو، با توجه به نوع کانی‌های دگرسانی موجود سامانه گرمایی کانسار چاه‌زرد در درجه حرارتی میان ۱۴۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است. این درجه حرارت یک ویژگی برای کانه‌زایی‌های نقره-طلای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین تا حدواسط است که برای کانسارهای مشابه در دیگر نقاط دنیا گزارش شده است (Brown, 1978; Henley & Ellis, 1983; Reyes, 1990; White & Hedenquist, 1995; Yilmaz et al. 2007, 2010). ویژگی‌های زمین‌شناسی کانسار چاه‌زرد با کانسار ساری گونی و برخی از سامانه‌های اپی‌ترمال در دیگر نقاط جهان در جدول ۲ مقایسه شده است.

۷- نتیجه‌گیری

بر پایه مطالعات زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی آذرین و بر اساس گسترش و نوع دگرسانی‌ها و کانه‌زایی‌ها، کانسار چاه‌زرد را می‌توان در دسته کانه‌سازی‌های نقره-طلای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین تا حدواسط طبقه‌بندی کرد که در ارتباط با فعالیت‌های ماگمایی و گرمایی میوسن بالایی در پهنه گسلی امتدادلغز ده‌شیر-بافت تشکیل شده است. ارتباط زمین‌شناسی نزدیک کانه‌زایی با مجموعه‌های برشی نشان می‌دهد که فوران‌های انفجاری ماگمایی-گرمایی و رخدادهای برشی فراطوماگمایی، نقش کنترل‌کننده در ایجاد نفوذپذیری و فضای مناسب برای ته‌نشست سیال‌های کانه‌ساز ایفا کرده‌اند. در این میان، برش‌های پلی‌میکتیک با داشتن فضاهای خالی و شکستگی‌های بیشتر، میزبان اصلی کانه‌زایی را تشکیل می‌دهند؛ در صورتی که برش‌های ولکانی کلاستیک معمولاً نفوذناپذیر و بی‌بار هستند. سن سنجی اورانیم-سرب واحدهای آتشفشانی منطقه به روش LA-ICP-MS سن $6/23 \pm 0/16$ میلیون سال را برای کل مجموعه و سن $6/19 \pm 0/24$ میلیون سال را برای ریولیت پورفیری مشخص کرده است. این سن‌ها، سن جایگیری ماگماها است و بنابراین سن به‌دست آمده برای ریولیت پورفیری، بیشینه سن رخدادهای کانه‌زایی در کانسار چاه‌زرد در نظر گرفته می‌شود. این سن، از سن کانسارهای بزرگ مس-مولیبدن پورفیری (مانند سرچشمه، میدوک و سونگون) و دیگر کانسارهای طلای اپی‌ترمال (مانند داشکسن و زرشوران) موجود در کمربند ارومیه-دختر که پیش‌تر کشف شده‌اند، جوان‌تر است و می‌تواند بیانگر یک فاز کانه‌زایی کشف‌نشده در این کمربند باشد.

سپاسگزاری

مطالعه حاضر بخشی از رساله دکتری نگارنده اول در دانشگاه تربیت مدرس است. نگارندگان بر خود لازم می‌دانند از شرکت پرشین گلد به‌دلیل دادن اجازه انتشار داده‌های منتشرنشده آن شرکت و همچنین فراهم آوردن امکانات اسکان در منطقه و نیز از مهندس رشیدی، مدیر دفتر تهران شرکت پرشین گلد به‌خاطر همکاری‌های فراوان ایشان به‌طور ویژه تشکر کنند. نگارنده اول از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری و دانشگاه تربیت مدرس به‌خاطر حمایت‌های مالی برای فرصت شش‌ماهه مطالعاتی در دانشگاه تاسمانیا استرالیا کمال تشکر و سپاس را دارد. در پایان، از مرکز عالی تحقیقاتی کانسارهای دانشگاه تاسمانیا و حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس به‌دلیل حمایت‌های مالی در انجام مطالعات سن‌سنجی، سپاسگزاری می‌شود.

این زیرکن، هسته این زیرکن مربوط به واحدهای آتشفشانی ائوسن موجود در منطقه است که گدازه‌های آندزیتی-تراکی آندزیتی به درون آنها نفوذ کرده‌اند.

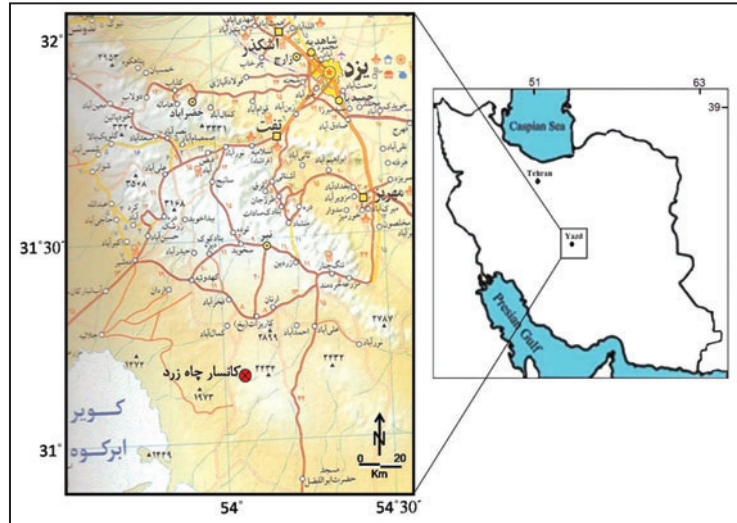
۶-۳. نتایج مطالعات سن‌سنجی

نتایج تجزیه‌های سن‌سنجی اورانیم-سرب کانی‌های زیرکن مربوط به واحدهای آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد در جدول ۱ و بر روی نمودار کنکوردیا در شکل ۱۴ نشان داده شده است. زیرکن‌های تجزیه شده نمونه هورنبلند آندزیتی (نمونه شماره CHZ35) سن $6/36 \pm 0/14$ میلیون سال با میانگین سن $206\text{Pb}/238\text{U}$ برابر با $6/21 \pm 0/43$ را مشخص کرده‌اند. از ۶ زیرکن تجزیه شده، نمونه گدازه‌های آندزیتی-تراکی آندزیتی (نمونه شماره CHZ341)، ۵ زیرکن سن $6/29 \pm 0/29$ میلیون سال با میانگین سن $206\text{Pb}/238\text{U}$ برابر با $6/23 \pm 0/52$ را نشان داده‌اند. در این میان، یک زیرکن با هسته کهن و موروثی (شکل ۱۳)، سن $42 \pm 1/6$ میلیون سال (ائوسن میانی) را نشان می‌دهد. زیرکن‌های تجزیه شده نمونه‌های داسیتی-ریوداسیتی (نمونه شماره CHZ342) و ریولیت پورفیری (نمونه شماره CHZ332) به ترتیب سن‌های $6/25 \pm 0/29$ و $6/19 \pm 0/24$ میلیون سال با میانگین سن $206\text{Pb}/238\text{U}$ برابر با $6/20 \pm 0/28$ و $6/15 \pm 0/36$ را نشان می‌دهند. این نتایج نشان می‌دهد که جایگیری ماگماهای آندزیتی به داسیتی تا ریولیتی در فاصله زمانی ۱۷۰ هزار سال بین $6/36$ تا $6/19$ میلیون سال پیش رخ داده است. بر پایه این نتایج، واحدهای اسیدی از نظر سنی از واحدهای حدواسط جوان‌تر هستند. این تعیین سن به خوبی با روابط زمین‌شناسی صحرایی انطباق نشان می‌دهد؛ به گونه‌ای که گنبد‌های داسیتی و ریولیت پورفیری به درون گدازه‌های آندزیتی نفوذ و آنها را قطع کرده‌اند. در مجموع، نتایج سن‌سنجی اورانیم-سرب ۲۳ عدد زیرکن تجزیه شده، سن میوسن بالایی ($6/23 \pm 0/16$ میلیون سال) را برای مجموعه آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد نشان می‌دهد (شکل ۱۳).

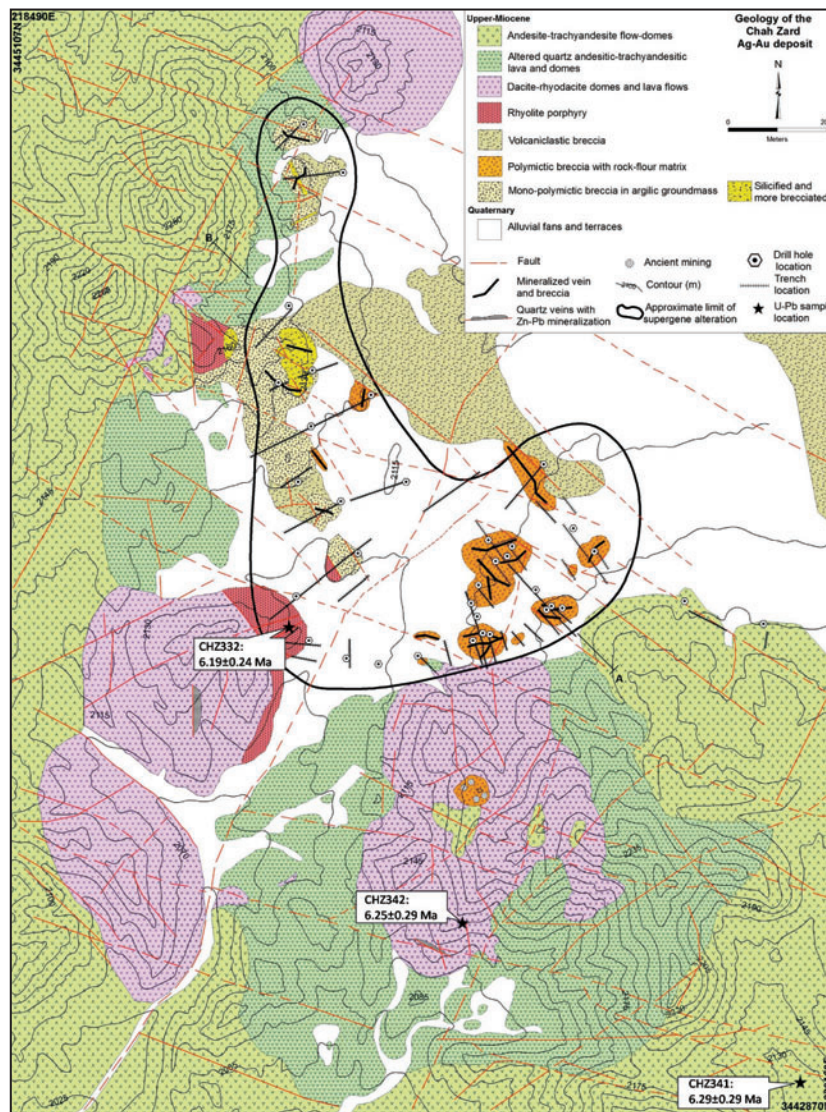
بر پایه روابط زمین‌شناسی صحرایی و لاگینگ مغزه‌های حفاری، دگرسانی گرمایی و کانه‌سازی اپی‌ترمال در پی آن، پس از فعالیت‌های ماگمایی تشکیل شده‌اند و هیچ رخدادی از گدازه و یا گنبد‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی و برش‌های میزبان آنها را قطع نمی‌کند. بنابراین، اگر سن‌های به‌دست آمده برای واحدهای سنگی منطقه را سن جایگیری ماگماهای تشکیل دهنده آنها در نظر بگیریم، چون کانه‌زایی اپی‌ترمال پس از جایگیری ریولیت پورفیری رخ داده است، سن $6/19 \pm 0/24$ میلیون سال به عنوان بیشینه سن رخداد کانه‌زایی در کانسار چاه‌زرد تلقی می‌شود. اگرچه داده‌های سن‌سنجی کافی برای این تعبیر و تفسیر موجود نیست، اما شواهد صحرایی و روابط پاراژنی، ارتباط فضایی بسیار نزدیکی را برای فعالیت‌های ماگمایی و کانه‌زایی اپی‌ترمال در کانسار چاه‌زرد مشخص می‌کند.

۶-۴. نوع کانه‌زایی کانسار چاه‌زرد

بر پایه شواهدی همچون وجود (۱) بافت‌های اپی‌ترمال در رگه‌ها و برش‌های کوارتز-آدولاریا شامل کلوفرم، کوکاد، کراستیفرم و پرکننده فضاهای خالی؛ (۲) کانی‌های دگرسانی شامل کوارتز، سریسیت (ایلیت و مجموعه ایلیت-مونتموریلونیت و یا ایلیت-اسمکتیت)، آدولاریا و کربنات (۳) کانی‌های معدنی شامل پیریت، مارکاسیت، پیریت آرسنیک‌دار، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، طلای آزاد و سولفوسالت‌ها، کانسار چاه‌زرد یک مثال خوب از کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین تا حدواسط با میزبان برشی است (Hedenquist et al., 1996; Sillitoe, 1999; Einaudi et al., 2003; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Yilmaz et al., 2007, 2010). وجود ایلیت و آدولاریا در پهنه‌های رگه‌ای و برشی کانه‌دار نشان می‌دهد که واکنش‌های سنگ‌های میزبان با سیال‌های کمی اسیدی تا نزدیک به خنثی با حرارتی میان ۱۸۰ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد، مسئول رخدادهای دگرسانی-کانه‌زایی

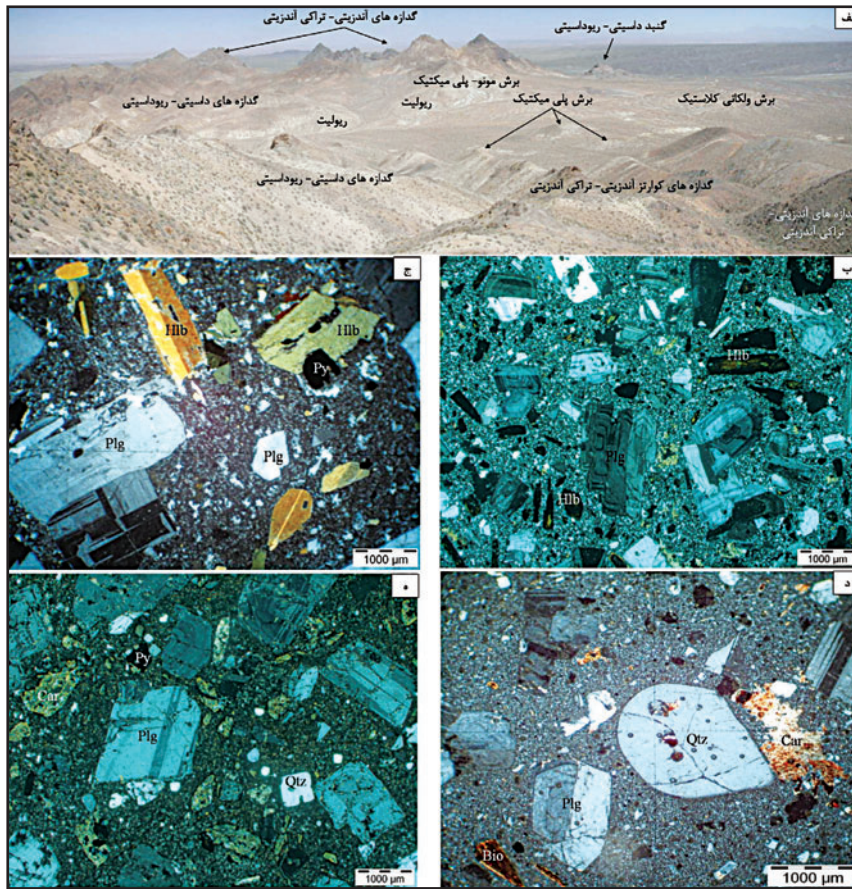


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی کانسار نقره- طلای چاه زرد و راه‌های دسترسی به آن.

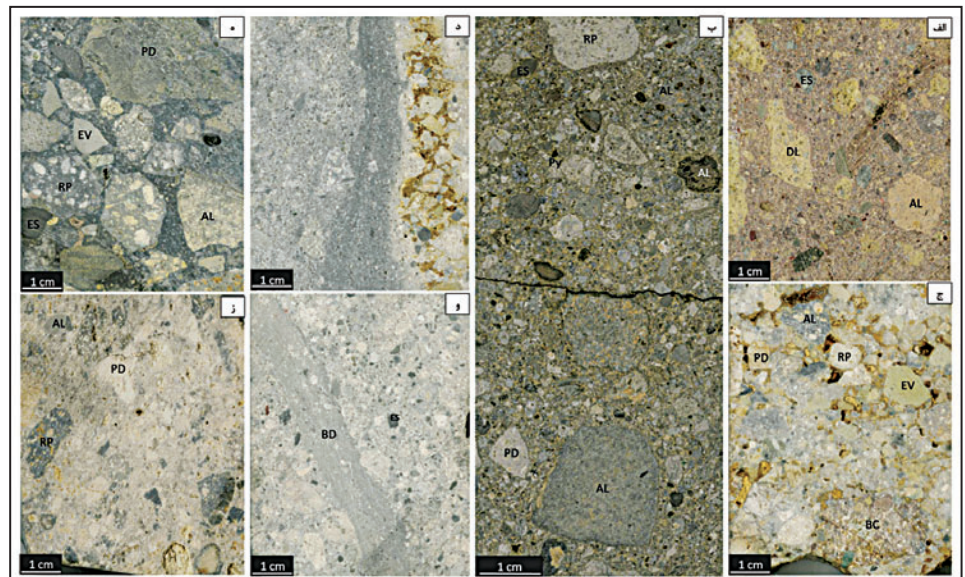


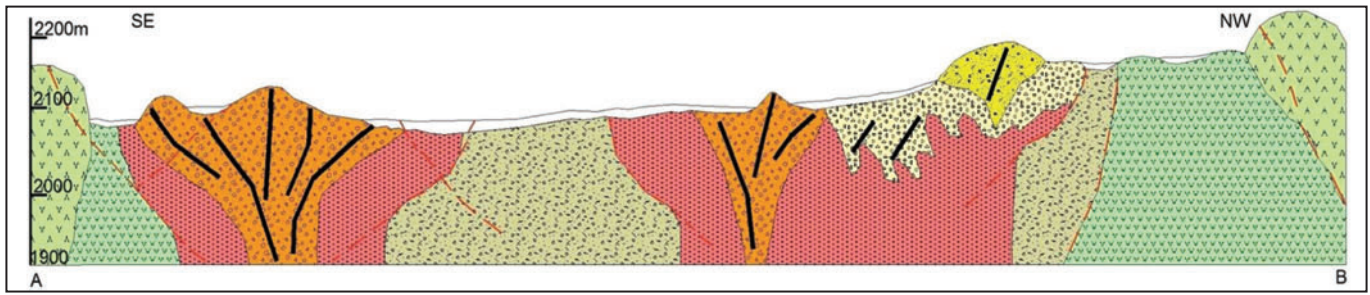
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کانسار چاه زرد و موقعیت واحدهای آتشفشانی بر روی آن. موقعیت نمونه‌های برداشت شده برای مطالعات سن‌سنجی بر روی شکل آمده است. موقعیت نمونه CHZ35 برای مطالعات سن‌سنجی در خارج از محدوده این نقشه قرار دارد.

شکل ۳- الف) تصویری پانوراما از واحدهای آتشفشانی محدوده کانسار چاه زرد. دید به سمت شمال باختری. ارتفاعات بلند، گدازه‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی هستند و واحدهای اسیدی تر به صورت تپه‌های کم ارتفاع در بخش مرکزی رخنمون دارند، (ب) نمای میکروسکوپی از گدازه تراکی آندزیتی دارای درشت بلورهای فراوان پلاژیو کلازهای زونه هورنبلند قهوه‌ای با حاشیه اکسید شده درون زمینه‌ای ریز بلور دارای فلدسپار قلیایی و پلاژیو کلاز، (ج) نمای میکروسکوپی از کانی‌های خود شکل و نیمه خود شکل هورنبلند با بافت‌های ساده، میان تپه‌ای و بدون ماکل در گدازه‌های تراکی آندزیتی در جنوب خاوری منطقه، (د) نمای میکروسکوپی از گنبد های داسیتی- ریدو داسیتی منطقه دارای درشت بلورهای پلاژیو کلاز، کوارتز نیمه گرد و بیوتیت با آغشته‌گی اکسید آهن درون زمینه ریز بلور دارای پلاژیو کلاز و کوارتز و (ه) نمای میکروسکوپی از گنبد ریولیتی منطقه دارای درشت بلورهای پلاژیو کلاز، کوارتز و کانی‌های مافیک کربناتی شده درون زمینه ریز بلور دارای پلاژیو کلاز و کوارتز. تصویرهای ب تا ه در نور پلاریزه متقاطع. علائم اختصاری استفاده شده در شکل‌ها: Ad: آدولاریا، Ag-Te: تنانتیت - تتراهدريت غنی از نقره، Apy: پیریت آرسنیک دار، Asp: آرسنوپیریت، Au: طلا، Bio: بیوتیت، Cal: کلسیت، Car: کربنات، Cpy: کالکوپیریت، Ga: گالن، Gyp: ژپس، Hbl: هورنبلند، Ja: ژاروسیت، Mar: مارکاسیت، Pgy: پیر آرژیریت، Plg: پلاژیو کلاز، Py: پیریت، Qtz: کوارتز، Ser: سریسیت، Sph: اسفالریت، AL: گدازه آندزیتی، BC: کلاست برشی، BD: دایک برشی، DL: گدازه داسیتی، ES: سنگ‌های رسوبی انوسن، EV: سنگ‌های آتشفشانی انوسن، PD: داسیت پورفیری، RP: ریولیت پورفیری.

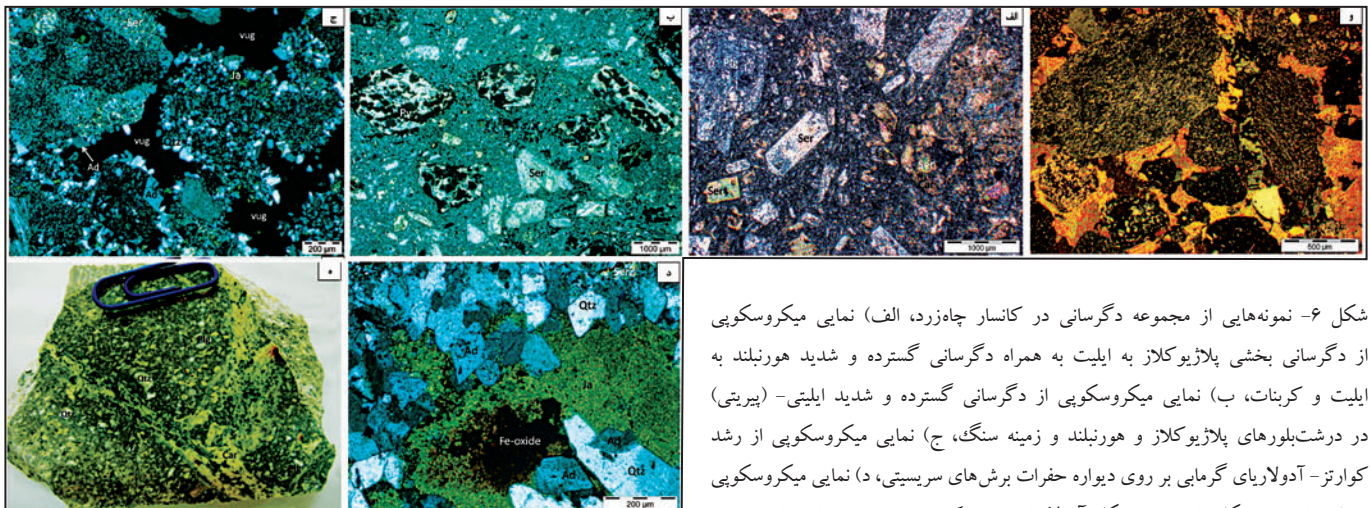


شکل ۴- الف) نمای از برش ولکانی کلاستیک در مقیاس نمونه دستی دارای کلاست‌هایی از گدازه آندزیتی، گدازه داسیتی و سنگ‌های رسوبی انوسن، (ب) واحد برش پلی میکتیک نوع غنی از زمینه (زمینه تا ۵۰ درصد) دارای کلاست‌های زاویه دار تا نیمه گرد شده. آثار دگرسانی گرمایی پیش از برشی شدن در برخی از کلاست‌های آندزیتی دیده می‌شود، (ج) واحد برش پلی میکتیک نوع غنی از کلاست با سیمان کوارتز- آدولاریا. یک کلاست بزرگ برشی نیمه گرد در گوشه پایین- سمت راست تصویر دیده می‌شود، (د) لایه بندی با شیب متوسط در واحد برشی پلی میکتیک در نمونه‌های مغزه‌های حفاری. از چپ به راست برش پلی میکتیک با ۷۰ درصد زمینه، برش پلی میکتیک با بیش از ۹۰ درصد زمینه و برش پلی میکتیک با سیمان کوارتز- آدولاریا و ژاروسیت برون زاده، (ه) برش پلی میکتیک با کلاست‌های زاویه دار و نیمه گرد شده با سیمان سیلیسی و سولفید دار، و (و) دایک برشی غنی از زمینه با شیب کم که واحد برش پلی میکتیک را قطع کرده است و (ز) واحد برش مونو- پلی میکتیک غنی از زمینه (زمینه بیش از ۷۰ درصد) دارای کلاست‌های نیمه زاویه دار تا نیمه گرد.



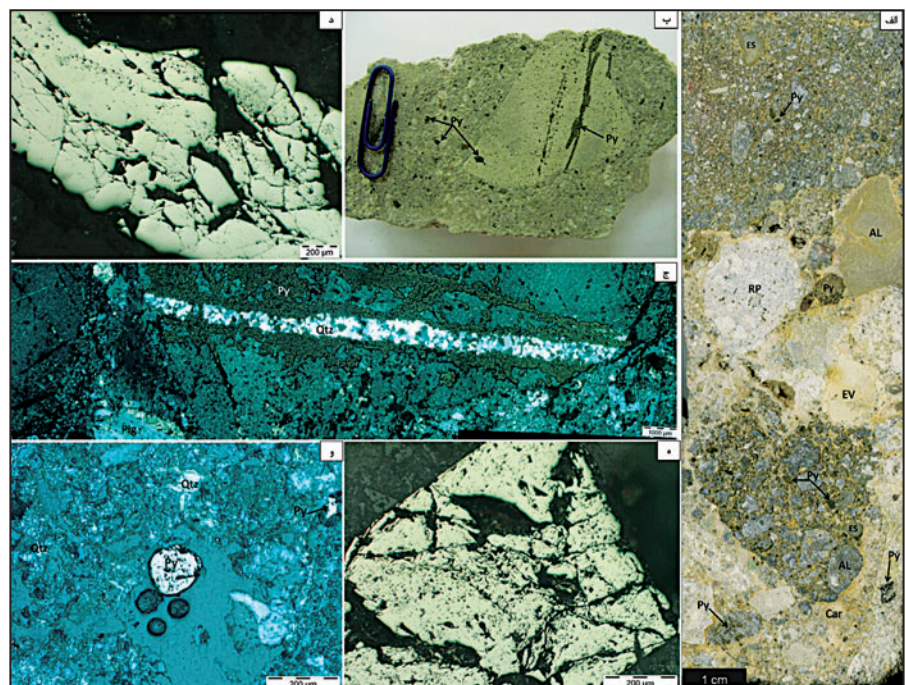


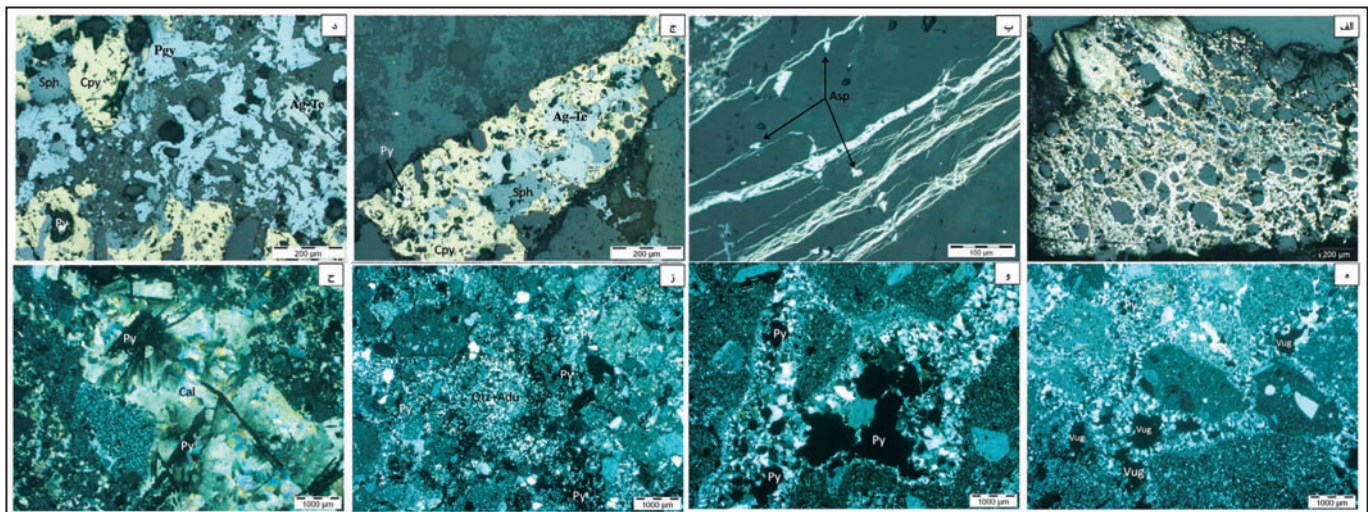
شکل ۵- برش نمادین از کانسار نقره- طلای اپی‌ترمال چاه‌زرد. موقعیت این برش در شکل ۲ نشان داده شده است. روابط بر اساس زمین‌شناسی سطحی و مغزه‌های حفاری است. راهنما مشابه شکل ۲ است.



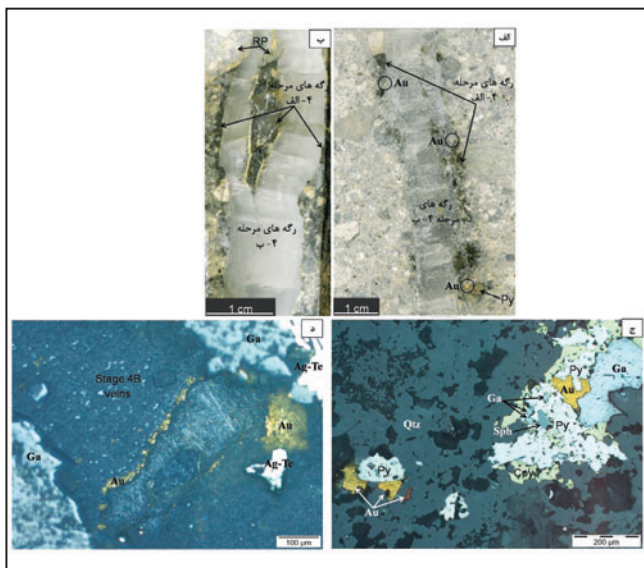
شکل ۶- نمونه‌هایی از مجموعه دگرسانی در کانسار چاه‌زرد، الف) نمای میکروسکوپی از دگرسانی بخشی پلاژیوکلاز به ایلیت به همراه دگرسانی گسترده و شدید هورنبلند به ایلیت و کربنات، ب) نمای میکروسکوپی از دگرسانی گسترده و شدید ایلیتی- (پیریتی) در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند و زمینه سنگ، ج) نمای میکروسکوپی از رشد کوارتز- آدولاریای گرمابی بر روی دیواره حفرات برش‌های سریستی، د) نمای میکروسکوپی از بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل آدولاریا به‌همراه کوارتز به‌عنوان سیمان میان برش‌ها. حفرات به‌وسیله ژاروسیت برون‌زاد پر شده است، ه) رگه‌های کلسیت- پیریت- ایلیت- کوارتز) که ریولیت پورفیری سریستی شده را قطع کرده‌اند و ز) نمای میکروسکوپی از برش‌های سریستی با سیمان کربناتی. تمام تصاویر میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع هستند.

شکل ۷- مرحله اول کانه‌زایی در کانسار چاه‌زرد، الف) برش پلی‌میکتیک دارای سیمان کربناتی، دربردارنده کلاست‌های برش ماگمایی- گرمابی مربوط به مرحله پیش از برش فراتوماگمایی. این کلاست‌های برشی، دارای کلاست‌های نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده همراه با سیمان ایلیتی- پیریتی- کوارتزی هستند. یک کلاست آندزیتی دارای رگه‌های پیریتی تکه‌شده مرحله اول کانه‌زایی در بخش پایین- سمت چپ تصویر و یک کلاست کوچک و گردشده پیریتی مربوط به این مرحله نیز در بخش مرکز- سمت راست همین تصویر دیده می‌شود، ب) کلاست درشت و نیمه‌گردشده دارای رگه‌های پیریتی مرحله اول کانه‌زایی درون برش پلی‌میکتیک سریستی شده نوع غنی از زمینه، ج) نمای میکروسکوپی از رگه‌های پیریتی- کوارتزی تکه‌شده مرحله اول کانه‌زایی درون برش پلی‌میکتیک، د) نمای میکروسکوپی از رگه‌های پیریتی مرحله اول کانه‌زایی که برشی و خرد شده‌اند، ه) نمای میکروسکوپی از پیریت خودشکل دانه‌درشت مرحله اول کانه‌زایی که برشی و خرد شده است و و) نمای میکروسکوپی از کلاست پیریتی گردشده مرحله اول کانه‌زایی درون برش پلی‌میکتیک غنی از زمینه. تصاویر ج و د در نور پلاریزه متقاطع عبوری- بازتابی و تصاویرهای د و ه در نور بازتابی بدون آنالیزور هستند.

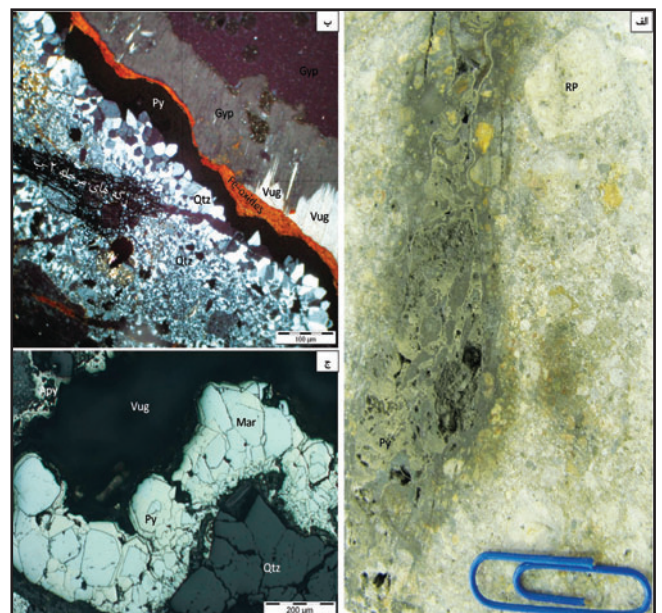




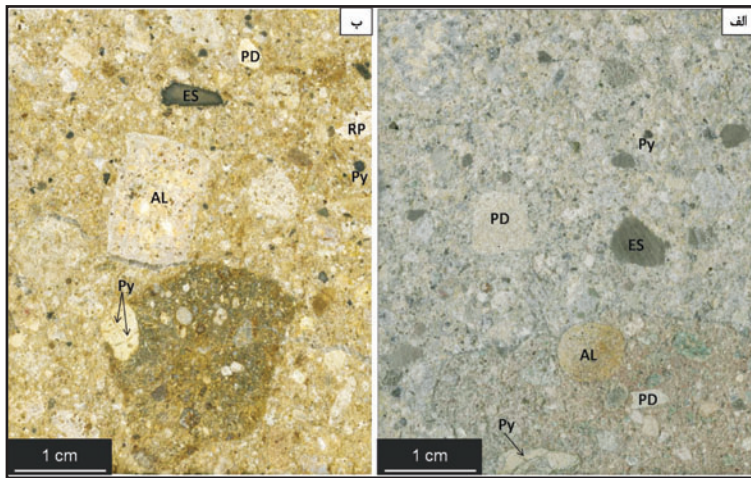
شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی از مرحله دوم کانه‌زایی در کانسار چاه‌زرد، الف) برش پلی‌میکتیک با کلاست‌های برگشته دارای سیمان پیریت- پیریت آرسنیک‌دار مرحله ۲- الف کانه‌زایی، ب) دسته‌رگه‌های نیمه‌موازی پیریت- پیریت آرسنیک‌دار- (آرسنوپیریت) مرحله ۲- الف کانه‌زایی که برش پلی‌میکتیک را قطع کرده‌اند، ج) رگه‌های سولفید فلزات پایه و سولفوسالت‌های مرحله ۲- ب کانه‌زایی که برش پلی‌میکتیک را قطع کرده‌اند، د) هم‌رشدی سولفید فلزات پایه و سولفوسالت‌های مرحله ۲- ب کانه‌زایی با کوارتز به صورت سیمان در برش‌های پلی‌میکتیک، ه) نوارهای کوکاد کوارتز و آدولاریای دانه‌ریز مرحله ۲- ج کانه‌زایی که در اطراف کلاست‌ها و فضای خالی برش‌ها توسعه یافته‌اند، و) رگه‌های کراستیفرم کوارتز و آدولاریا مربوط به مرحله ۲- ج کانه‌زایی که قطعات کلاستی را قطع کرده‌اند، ز) برش پلی‌میکتیک با سیمان پیریتی مرحله ۲- ج کانه‌زایی که هم‌رشد با کوارتز و آدولاریای ریزبلور است و ح) کلسیت دانه‌ریز تا درشت‌دانه مرحله ۲- د کانه‌زایی در برش پلی‌میکتیک که بر روی تیغه‌های پیریتی رشد کرده است. تصویرهای الف تا د در نور بازتابی بدون آنالیزور و تصویرهای ه تا ح در نور پلاریزه متقاطع هستند.



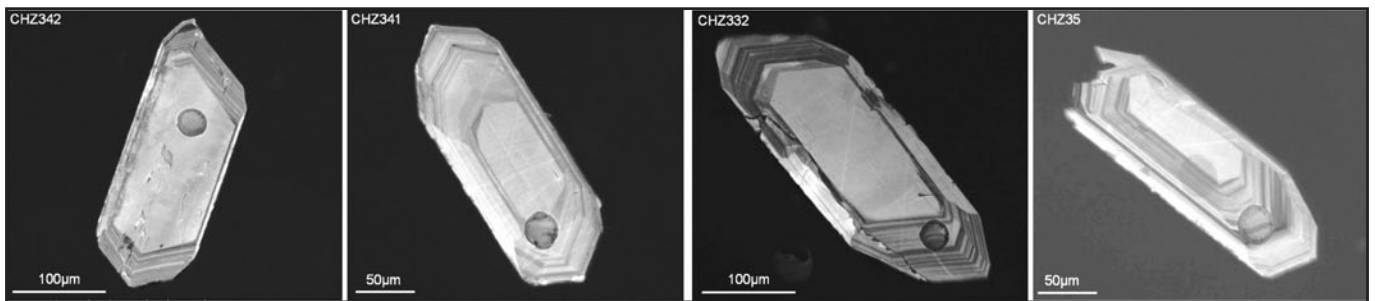
شکل ۹- مرحله سوم کانه‌زایی در کانسار چاه‌زرد، الف) رگه کوارتز- پیریت کولفرمی قطع‌کننده برش پلی‌میکتیک سرسیتی شده، ب) نمای میکروسکوپی از رگه‌های سوم کانه‌زایی دارای کوارتز دندان‌سگی، کوارتزهای ریزدانه و پیریت کولفرمی که رگه‌های مرحله دوم کانه‌زایی را قطع کرده‌اند. فضاهای خالی توسط کانی‌های برون‌زاد ژئیس و اکسیدهای آهن پر شده است و ج- نمای میکروسکوپی از رگه‌های سوم کانه‌زایی نشان‌دهنده کوارتز دندان‌سگی که پیریت، مارکاسیت و پیریت آرسنیک‌دار بر روی آن رشد کرده‌اند. فضاهای خالی به‌طور چیره توسط ژئیس پر می‌شوند. تصویر ب در نور پلاریزه متقاطع و تصویر ج در نور بازتابی بدون آنالیزور هستند.



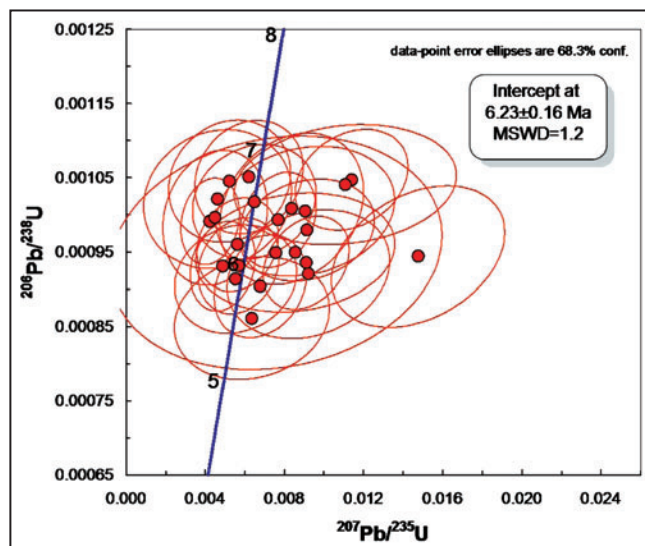
شکل ۱۰- مرحله چهارم کانه‌زایی در کانسار چاه‌زرد، الف) و ب) رگه‌های کوارتز- پیریت سولفید فلزات پایه که رگه‌های ژئیزی برون‌زاد مرحله ۴- ب به صورت دوطرفه بر روی آنها رشد کرده است. تمامی رگه‌های مرحله ۴- الف شواهد مشابهی از رخدادهای بازشدگی چندگانه در حین مرحله ۴- ب را نشان می‌دهند، ج) نمای میکروسکوپی از رگه‌های مرحله ۴- الف نشان‌دهنده هم‌رشدی کوارتز با پیریت و سولفید فلزات پایه و همچنین هم‌رشدی طلا با کوارتز، پیریت، کالکوپیریت و گالن و د) نمای میکروسکوپی از رگه‌های مرحله ۴- ب نشان‌دهنده رشد ژئیس بر روی گالن و تنانتیت- تتراهیدریت‌های غنی از نقره. طلای آزاد به صورت دانه پراکنده و رگچه‌ای درون ژئیس رخ داده است که احتمالاً ناشی از ته‌نشست دوباره طلا از مرحله ۴- الف است.



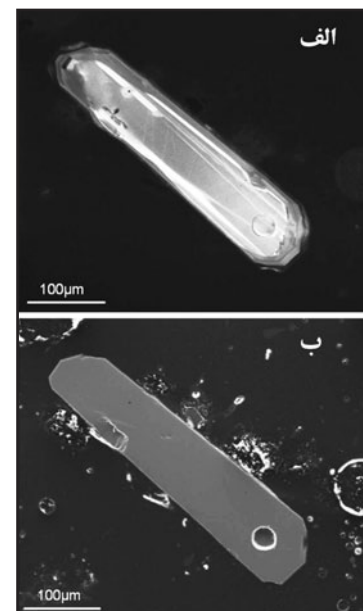
شکل ۱۱- الف و ب) کلاست‌های نیمه‌گرد متعلق به برش ماگمایی-گرمایی در واحد برش پلی‌میکتیک. هر دوی این کلاست‌های برشی، پلی‌میکتیک و از نوع غنی از زمینه و دارای قطعات نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گرد هستند. آثار کانه‌زایی مرحله اول به صورت رگچه‌های پیریتی در برخی قطعات داسیتی این کلاست‌ها دیده می‌شود.



شکل ۱۲- تصاویرهای کاتدولومینسانس از زیرکن‌های تجزیه‌شده واحدهای آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه زرد. تمامی زیرکن‌ها، زونینگ‌های ظریف، منظم و مستقیم که نشان‌دهنده رشد عادی ماگمایی است، نشان می‌دهند.



شکل ۱۴- نمودار کنکوردیا نشان‌دهنده سن اورانیم-سرب برای ۲۳ زیرکن تجزیه‌شده از واحدهای آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه زرد.



شکل ۱۳- تصویر CL (الف) و BSE (ب) از زیرکن دارای هسته اولیه و قدیمی در واحد آندزیتی-تراکی آندزیتی میزبان کانسار چاه زرد. به حاشیه خورده شده‌است این زیرکن در تصویر CL توجه کنید.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های سن سنجی اورانیم-سرب کانی‌های زیر کن برای واحدهای آتشفشانی و نیمه آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد.

Table with 15 columns: 207cor, 206Pb/238U, Age, ±1 ster, 206Pb/238U, Ratio, ±1 RSE%, 208Pb/232Th, Ratio, ±1 RSE%, 207Pb/206Pb, Ratio, ±1 RSE%, Hf (ppm), Pb (ppm), Th (ppm), U (ppm), Common Pb. It lists data for various CHZ samples (e.g., CHZ35, CHZ332, CHZ341) across different parameters.

جدول ۲- مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی کانسار چاه‌زرد با کانسار ساری گونی و برخی از سامانه‌های اپی ترمال در دنیا.

Table with 8 columns: نام کانسار, نوع ماگما تیسم, سنگ میزبان, سن, فلز اصلی, کانی‌های دگرسانی, کانی‌های معدنی, بافت, تپ, منابع. It compares geological features of Kanisar Chah-Zard with other apite thermal systems globally, listing locations like Kishikino, Broadlands, and Comstock.

علام اختصاری: Ad آدولاریا، Alb آلایت، Alu آلونیت، Anh انیدریت، Cal کلسیت، Car کریبات، Chl کلریت، Cln کلینوگر، Crn کریستولایت، Die دیکیت، Epi اپیدوت، Flu فلوریت، Hal هالوژینت، Ill ابیت، Kao کاتولیت، K-f کلسیات آنکال، Mus مسکوویت، Nec ناکریت، Phe فزیت، Phi فلوگیت، Py پیریت، Pyz پیروفیلیت، Qtz کوآرتز، Rut روتیل، Ser سربیت، Sid سیدریت، Sm اسمکتیت، Tor تورمالین، Aca آکانتیت، Ag نقره آزاد، Ag-Sul سولفید نقره، Ag-Sulf سولفوسالت نقره، Ag-Te تانتالیت-ترامدریت غنی از نقره، App پیریت آرسنیکدار، Arg آزوریت، Asp آرسنوپیریت، Au طلای آزاد، Bol بولازوریت، Bor بوریت، Ce کالتکسیت، Cln سیناپیر، Cov کولیت، Cpy کالکوپیریت، Di دیانومالتیت، El الکتروم، Kx کان، Kal جالیایت، Mag منگنیت، Mar مارکاسیت، Mol مولیبدنیت، Nau- Agu ناوماونیت- آگولاریت، Opx اورنیمان، Pbl پربلایزیت، Ppy پیرازوریت، Pol پولیپلازیت، Py پیروفیت، Rea رنآلگار، Rho رودوکروزیت، Sph اسفالریت، Sb آسبیت، Sulf سولفوسالت، Tnt تنانتیت، Trامدریت، Tel تلورید- تلوریم، Ten تنانتیت، Tet ترامدریت، LS سولفیدسیون پابین، IS سولفیدسیون متوسط.

کتابنگاری

- تاج‌الدین، ح. ع.، ۱۳۷۷- زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئواثر معدنی طلای دارستان (جنوب دامغان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.
- رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۷۱- بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی‌سازی طلا در منطقه باغو (جنوب- جنوب شرق دامغان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس.
- کوهستانی، ح.، ۱۳۹۰- زمین‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی ایزوتوپی و خاستگاه کانسار نقره- طلای چاه‌زرد، جنوب باختری یزد. رساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.
- کوهستانی، ح.، قادری، م.، امامی، م. ه.، ۱۳۸۸- ویژگی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی کانسار چاه‌زرد، جنوب باختری یزد: کانی‌سازی نقره- طلای اپی‌ترمال با میزبان برشی. بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. چکیده مقالات.
- مهرابی، ب.، هوشمندزاده، ع.، کریمی، ز. و رشیدی، ب.، ۱۳۸۳- کانی‌سازی اپی‌ترمال طلا در بزمان (بلوچستان). بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. چکیده مقالات.

References

- Asadi, H. H., 2008- First stage drilling report on Dalli porphyry Cu-Au prospect, Central Province of Iran, 29 P.
- Baker, J., Peate, D., Waight, T. & Meyzen, C., 2004- Pb isotopic analysis of standards and samples using a Pb-207-Pb-204 double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, 211: 275-303.
- Berger, B. R., Tingley, J. V. & Drew, L. J., 2003- Structural localization and origin of compartmentalized fluid flow, Comstock lode, Virginia City, Nevada. *Economic Geology*, 98: 387-408.
- Black, L. P. & Gulson, B. L., 1978- The age of the Mud tank Carbonatite, Strangways Range, Northern Territory. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 3: 227-232.
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Davis, D. W., Alenikoff, J. N., Valley, J. W., Mundil, R., Campbell, I. H., Korsch, R. J., Williams, I. S. & Foudoulis, C., 2004- Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS, and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205: 115-140.
- Black, L. P., Kamos, L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. & Foudoulis, C., 2003- TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200: 155-170.
- Bowden, C. D., 2007- Epithermal systems of the Seongsan district, South Korea, an investigation on the geological setting and spatial and temporal relationships between high and low sulfidation system. PhD Thesis. School of Earth Sciences, James Cook University of North Queensland, Australia.
- Brown, P. R. L. & Ellis, A. J., 1970- The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand; mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science*, 269: 97-131.
- Brown, P. R. L., 1978- Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6: 229-250.
- Burnham, C. W. & Ohmoto, H., 1980- Late-stage processes of felsic magmatism. *Min. Geol. Spec. Iss.*, 8: 1-11.
- Burnham, C. W., 1979- Magmas and hydrothermal fluids. In Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of the hydrothermal ore deposits*. J. Wiley and Sons, New York, p. 71-136.
- Burnham, C. W., 1985- Energy release in subvolcanic environments: implications for breccia formation. *Economic geology*, 80: 1515-1522.
- Carman, G. D., 1994- Genesis of the Ladolam gold deposit, Lihir Island, Papua New Guinea. Unpublished Ph.D. Thesis, Department of Earth Sciences, Monash University, Australia, 226 p.
- Cole, J. W., 1990- Structural control and origin of volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 52: 445-459.
- Cooke, D. R. & Simmons, S. F., 2000- Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13: 221-244.
- 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 p.
- Daliran, F., Paar, W., Neubauer, F. & Rashidi, B., 2005- New discovery of epithermal gold at Chahnali prospect, Bazman volcano, SE-Iran. *Mineral deposit research: Meeting the global change*, p. 917-919.
- Davies, A. G. S., 2002- Geology and genesis of the Kelian gold deposit, East Kalimantan, Indonesia. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Tasmania, Australia, 404 p.
- Davies, A. G. S., Cooke, D. R., Gemmel, J. B., Van Leeuwen, T., Cesare, P. & Hartshorn, G., 2008b- Hydrothermal breccias and veins at the Kelian gold mine, Kalimantan, Indonesia: Genesis of a large epithermal gold deposit. *Economic Geology*, 103: 717-757.
- Davies, A. G. S., Cooke, D., Gemmel, J. & Simpson, K., 2008a - Diatreme Breccias at the Kelian Gold Mine, Kalimantan, Indonesia: Precursors to Epithermal Gold Mineralization: *Economic Geology*, v. 103, p. 689-716
- Dong, G. & Morrison, G. W., 1995- Adularia in epithermal veins, Queensland; morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita*, 30: 11-19.
- Ebrahimi, S., Alirezaei, S. & Yuanming, P., 2009- Various epithermal precious metal systems in the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, Iran. *Goldschmidt Conference Abstracts*.

- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W. & Inan, E. E., 2003- Sulfidation state of hydrothermal fluids: the porphyry-epithermal transition and beyond. In: Simmons, SF, Graham IJ (eds) Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth. Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10, pp 285-313.
- Faure, K., Matsuhisa, Y., Metsugi, H., Mizota, C. & Hayashi, S., 2002- The Hishikari Au-Ag epithermal deposit, Japan: oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids. *Economic Geology*, 97: 481-498.
- Garwin, S., Hall, R. & Watanabe, Y., 2005- Tectonic setting, geology and gold and copper mineralization in Cenozoic magmatic arcs of southeast Asia and the west Pacific. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, J.R., Richards, J.P., (eds) One Hundredth Anniversary Volume. *Economic Geology*, pp 891-930.
- Ghaderi, M. & Kouhestani, H., 2010- Chah Zard deposit: the first report of Ag-Au epithermal mineralization with brecciated host in Iran. 7th Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society (AOGS), Hyderabad, India, Abstract.
- Hedenquist, J. W. & Henley, R. W., 1985- Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Economic Geology*, 80: 1640-1668.
- Hedenquist, J. W., 1990- The thermal and geochemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand. *Geothermics*, 19: 151-185.
- Hedenquist, J. W., Izawa, E., Arribas, A. & White, N. C., 1996- Hydrothermal system in volcanic arcs, origin of the exploration for epithermal gold deposits: a short course at Mineral Resource Department. Geological Survey of Japan, Higashi 1-1-3, Tsukuba 305, Japan, 139 p.
- Hedenquist, J. W., Matsuhisa, Y., Izawa, E., White, N. C., Giggenbach, W. F. & Aoki, M., 1994- Geology, geochemistry and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan. *Economic Geology*, 89: 1-30.
- Henley, R. W. & Ellis, A. J., 1983- Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth Science Reviews*, 19: 1-50.
- Henley, R. W., 1985- The geothermal framework of epithermal deposits. *Reviews in Economic Geology*, 2: 1-24.
- Hosono, T. & Nakano, T., 2004- Pb-Sr isotopic evidence for contribution of deep crustal fluid to the Hishikari epithermal gold deposit, southwestern Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 61-69.
- Hudson, D. M., 2003- Epithermal alteration and mineralization in the Comstock district, Nevada. *Economic Geology*, 98: 367-385.
- Izawa, E. & Cunningham, C. G., 1989- Hydrothermal breccia pipes and gold mineralization in the Iwashita orebody, Iwato deposit, Kyushu, Japan. *Economic Geology*, 84: 715-724.
- Izawa, E., Urashima, Y., Ibaraki, K., Suzuki, R., Yokoyama, T., Kawasaki, K., Koga, A. & Taguchi, S., 1990- The Hishikari gold deposit: High-grade epithermal veins in Quaternary volcanic Of southern Kyushu, Japan. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 1-56.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. & Belousova, E. A., 2004- The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47-69.
- 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*, 96: 1827-1853.
- Kosler, J., 2001- Laser-ablation ICPMS study of metamorphic minerals and processes. In: Sylvester, P. J., (ed) Laser-ablation-ICPMS in the earth sciences: principles and applications, Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 29: 185-202.
- Kouhestani, H., Ghaderi, M. & Zaw, K., 2010- Chah Zard, a breccia-hosted epithermal silver-gold deposit in the Tethyan belt of Iran. 24th Victorian Universities Earth & Environmental Sciences Conference (VUEES), Melbourne, Australia, Abstract.
- Lloyd, E. F., 1959- The hot springs and hydrothermal eruptions of Waiotapu, New Zealand. *Journal of Geology-Geophysics*, 2: 141-176.
- Lorenz, V., 1975- Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. *Physics and Chemistry of the Earth*, 9: 17-27.
- Lorenz, V., 1985- Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 88: 459-470.
- Ludwig, K. R., 1998- Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 3.00.
- Matsuhisa, Y., Morishita, Y. & Sato, Y., 1985- Oxygen and carbon isotope variations in gold-bearing hydrothermal veins in the Kushikino mining area, southern Kyushu, Japan. *Economic Geology*, 80: 283-293.
- Meffre, S., Large, R. R., Scott, R., Woodhead, J., Chang, Z., Gilbert, S. E., Danyushevsky, L. V., Maslennikov, V. & Hergt, J. M., 2008- Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 2377-2391.
- Nelson, C. E. & Giles, D. L., 1985- Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits. *Economic Geology*, 80: 1633-1639.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A. & Maas, R., 2010- Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11: 1525-2027.
- Persian Gold, 2007- Annual report and accounts, 40 p.
- Persian Gold, 2008- Interim results for the six month period exploration in Iran, 8 p.
- Reyes, A. G., 1990- Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43: 279-309.

- Richards, J. P., Wilkinson, D. & Ullrich, T., 2006- Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran. *Economic Geology*, 101: 1455–1496.
- Shamarian, G. H., Hedenquist, J. W., Hattori, K. H. & Hassanzadeh, J., 2004- The Gandy and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, northern Iran. *Economic Geology*, 99: 691–712.
- Sillitoe, R. H. & Hedenquist, J. W., 2003- Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In: Simmons, S.F., Graham, I., (eds) *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth*. Society of Economic Geologists, Special Publication, 10: 315-343.
- Sillitoe, R. H., 1985- Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology*, 80: 1467–1514.
- Sillitoe, R. H., 1999- Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralization in porphyry and epithermal environments. *Pacrim, 99 Proceedings*, Bali, Indonesia; The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, pp 29-45.
- Simmons, S. F. & Brown, P. R. L., 2000- Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulphidation epithermal environments. *Economic Geology*, 95: 971-999.
- Simmons, S. F., White, N. C. & John, D. A., 2005- Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, J.R., Richards, J.P., (eds) *One Hundredth Anniversary Volume*. *Economic Geology*, pp 485-522.
- Thompson, A. J. B. & Thompson, J. F. H., 1998- *Atlas of alteration: A field guide to hydrothermal alteration minerals*. Alpine Press Ltd. Vancouver, British Columbia, 119 p.
- Tosdal, R. M. & Richards, J. P., 2001- Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. *Reviews in Economic Geology*, 14: 157–181.
- Vikre, P. G., McKee, E. H. & Silberman, M. L., 1998- Chronology of Miocene hydrothermal and igneous events in the western Virginia Range, Washoe, Storey and Lyon counties, Nevada. *Economic Geology*, 83: 864-874.
- Wallier, S., Rey, R., Kouzmanov, K., Pettke, T., Heinrich, C., Leary, S., O'Connor, T. C. G., Vennemann, T. & Ullrich, T., 2006- Magmatic fluids in the breccia-hosted epithermal Au-Ag deposit of Rosia Montana, Romania. *Economic Geology*, 101: 923–954
- White, N. C. & Hedenquist, J. W., 1995- Epithermal gold deposits. Styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletter*, 27: 1-13.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Vonquadt, A., Roddick, J. C. & Spiegel, W., 1995- 3 natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19: 1-23.
- Wurst, A. T., 2004- Geology and genesis of the Permata- Batu Badinding- Hulubai and Kerikil Au-Ag low sulphidation epithermal deposits, Mt Muro, Kalimantan, Indonesia. PhD Thesis. University of Tasmania, Australia.
- Yilmaz, H., Oyman, T., Arehart, G. B., Colakoglu, A. R. & Billor, Z., 2007- Low-sulphidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey. *Ore Geology Reviews*, 32: 81-124.
- Yilmaz, H., Oyman, T., Sonmez, F. N., Arehart, G. B. & Billor, Z., 2010- Intermediate sulphidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial Volcanic rocks, Sahinli/ Tespih Dere (Lapseki/ Western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37: 236-258.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. & Zentilli, K., 2005- Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran. *International Geology Review*, 47: 620–646.
- Zhang, Z., Mao, J., Wang, Y., Pirajno, F., Liu, J. & Zhao, Z., 2010- Geochemistry and geochronology of the volcanic rocks associated with the Dong'an adularia-sericite epithermal gold deposit, Lesser Hinggan Range, Heilongjiang province, NE China: Constraints on the metallogenesis. *Ore Geology Reviews*, 37: 158-174.