



کانه‌زایی طلا- سولفید و ریزدماسنجی در رگه- رگچه‌های کوارتز منطقه قره‌چای، جنوب تیکمه‌داش، استان آذربایجان شرقی

زهرا حسنی سوقی^{۱*}، علی اصغر کلاگری^۱، قهرمان سهرابی^۲

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱/۱۶، نسخه نهایی: ۹۹/۴/۲)

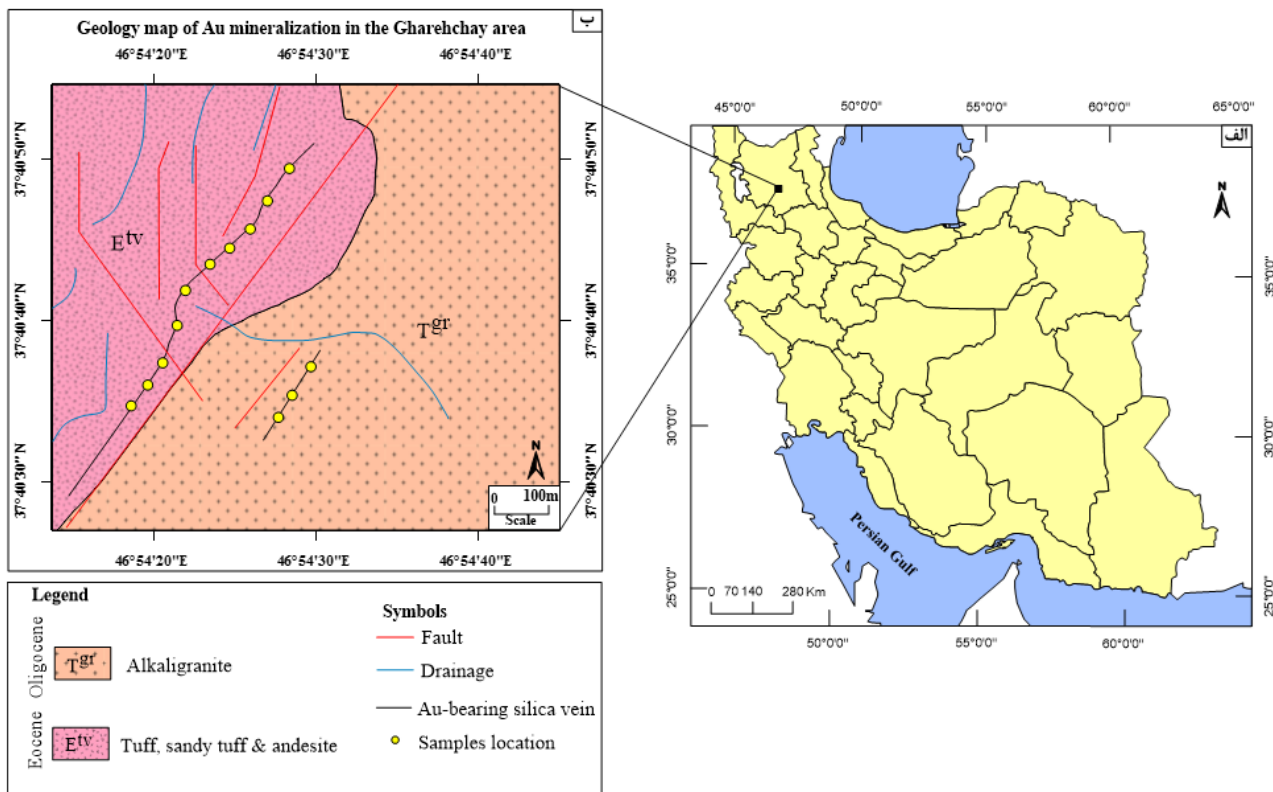
چکیده: منطقه امیدبخش طلادار در قره‌چای در فاصله حدود ۲ کیلومتری جنوب تیکمه‌داش، استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع است. سنگ‌های میزبان رگه- رگچه‌های کوارتزی طلادار بیشتر آندزیت‌های ائوسن و توده نفوذی فلسی (گرانیت تا قلیایی گرانیت) ائوسن پسین- الیگوسن هستند. هاله‌های دگرسانی سنگ‌های دیواره که در پیرامون رگه- رگچه‌ها گسترش یافته‌اند بیشتر از انواع سیلیسی، فیلی، فیلی- رسی و پروپیلیتیک هستند. کان‌زایی سولفیدی و طلا در منطقه مورد بررسی به صورت رگه- رگچه‌ای، داربستی و پرکننده فضاهای خالی رخ داده است. کانی‌های تیره درون‌زاد بیشتر پیریت، کالکوپیریت و طلا بوده که با مجموعه کانیایی برونزاد مثل اکسید و هیدروکسیدهای آهن (گوتیت، جاروسیت و همتایت)، کربنات‌های مس (مالاکیت و آزوریت) و سولفیدهای ثانویه مس (کوولیت و کالکوسیت) پوشیده شده‌اند. بلورهای کوارتز درون رگه- رگچه‌ها بافت‌های نوعی پرشی، پوسته‌ای، شانه‌ای و حفره‌ای نشان می‌دهند. براساس نتایج ریزدماسنجی، دمای همگن شدگی و شوری میانبارهای سیال بررسی شده به ترتیب ۲۰۰ تا ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد و ۶۲ تا ۱۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند. یافته‌های میانبارهای سیال همراه با حضور پرش‌های گرمایی در رگه- رگچه‌های کوارتز نشان می‌دهند که فرآیندهای جوشش و سرد شدن ساده همزمان عوامل مهم در نهشت کانی‌های سولفیدی و طلا در قره‌چای بوده‌اند. لیگندهای کمپلکس‌کننده سولفیدی و کلریدی باهم نقش مهمی در حمل عناصر کانسنگی داشته‌اند. بر اساس یافته‌های میانبارهای سیال، کانی‌شناسی و بافت کانی‌های کانسنگی و باطله در رگه- رگچه‌های کوارتز، می‌توان کانی‌سازی سولفیدی و طلا در قره‌چای را از نوع فراگرمایی سولفیدشدگی پایین در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: کان‌زایی طلا- سولفید؛ رگه- رگچه‌های کوارتز؛ سولفیدشدگی پائین؛ ریزدماسنجی؛ فراگرمایی؛ تیکمه‌داش.

مقدمه

زمین‌شناسی در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ بستان‌آباد قرار دارد. منطقه طلادار میانه از شرق شهرستان میانه آغاز شده و تا غرب بستان‌آباد گسترش دارد و از شمال به دامنه شمالی رشته‌کوه بزقوش محدود است. از نظر زمین‌شناسی، بخش عمده منطقه را سنگ‌های آتشفشانی مربوط به زمان ترشیری تشکیل می‌دهد. فاز کوهزایی لارامید فاز مشخص در ناحیه میانه- بستان‌آباد بوده که در پی آن، گسترده‌ترین فعالیت آتشفشانی در نتیجه فاز انبساطی در ائوسن رخ داده و سبب خروج

منطقه امیدبخش طلادار در قره‌چای در فاصله حدود ۲ کیلومتری جنوب تیکمه‌داش، استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران (شکل ۱ الف) و در پهنه فلززایی بستان‌آباد- میانه با مختصات عرض جغرافیایی $37^{\circ} 40' 25''$ تا $40^{\circ} 55'$ شمالی و طول جغرافیایی $46^{\circ} 54' 10''$ تا $46^{\circ} 54' 50''$ شرقی واقع است. این منطقه بر پایه تقسیم‌بندی ساختاری ایران [۱] در پهنه البرز غربی- آذربایجان و از نظر جایگاه



شكل ۱ الف) موقعيت قرهچاى در ايران، ب) نقشه زمين شناسى منطقه قرهچاى كه محل و راستاى رگه هاى سيليسى طلا دار بر آن نشان داده شده اند (بر گرفته از مرجع [۲] با تغييرات).

هاى كم ژرفا پديد آمده اند. رسوب هاى پليوسن (شامل مارن هاى گچ دار و كنگلومرا) به طور ناهمساز روى ميوسن را پوشانده اند [۳].

تا كنون، پژوهش هاى بسيارى پيرامون عملكرد محلول هاى فراگرمايى درونزاد در ارتباط با فعاليت هاى ماگمايى در تشكيل پهنه هاى دگرسانى و كانه زايى فلزات پايه و قيمتى در منطقه شمال غرب ايران انجام شده است [۴-۷]. نتايج اين پژوهش ها نشان مي دهد كه محلول هاى درونزاد نقش مهمى در تشكيل پهنه هاى دگرسانى و كانه زايى فلزات پايه و قيمتى داشته اند.

بررسى هاى اوليه بر كانه زايى سولفيدى و طلا در منطقه قرهچاى انجام شده است [۸]. بر اساس نتايج اين پژوهش، نمونه هاى برداشت شده از رگه هاى سيليسى موجود در اين منطقه، داراى عيار طلا بين ۰/۰۴ تا ۳/۲ گرم در تن هستند و كانه زايى از نوع فراگرمايى سولفيدشدى پايين است. در اين پژوهش، ويژگى هاى كانى شناسى و بافتى رگه - رگچه هاى كوارتزى طلا دار و همچنين ويژگى هاى فيزيكوشيميايى سيال - هاى كانه ساز در منطقه قرهچاى بررسى شده است.

گدازه هاى آتشفشانى از شكاف هاى متعدد شده است. اين سنگ هاى آتشفشانى گسترش بسيارى در منطقه دارند و شامل گدازه هاى لاتيت، تراكى آندزيت، بازالت، داسيت و ريوليت همراه با سنگ هاى آذر آوارى هستند. فعاليت هاى ماگمايى و فاز زمين ساختى پالئوزن پسين (فاصله زمانى بين ائوسن و اليگوسن) با ظهور سنگ هاى آذرين نفوذى مشخص مى شوند. توده هاى نفوذى وابسته به اليگوسن در بخش شرقى منطقه مورد بررسى گسترش چندانى ندارند، ولى به سمت منطقه هاى كنارى در بخش هاى غربى (به ويژه در جنوب بستان آباد)، اين توده ها در سطح گسترده اى سنگ هاى آتشفشانى ائوسن را قطع کرده و محلول هاى گرمايى برآمده از آنها باعث دگرسانى و كانه زايى هاى سولفيدى و طلا در منطقه شده اند. همچنين، گدازه هاى ائوسن توسط يك سرى نفوذى هاى نيمه عميق مثل لاكلوليت و يا سيل قطع شده و سنگ هاى ميزبان در مرز تماس با آنها دستخوش دگرسانى شده اند. اين فعاليت ها دست كم تا پايان اليگوسن ادامه داشته اند. فاز پيرنين از آلپ ميانى، اين مجموعه را چين داده و باعث ناهمسازى ميوسن شده است. در ميوسن نيز، سنگ هاى آتشفشانى و آذرآوارى به همراه رسوب -

روش بررسی

بررسی‌ها در این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شدند. در بخش صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناسی سنگ‌های منطقه، تشخیص پهنه‌های ساختاری، تعیین جایگاه رگه- رگچه‌های کوارتزی و نمونه‌برداری از سنگ‌های میزبان و پهنه‌های دگرسانی و کانهدار (به تعداد ۵۰) صورت گرفت. کارهای آزمایشگاهی شامل تهیه ۵ عدد مقطع نازک (برای بررسی سنگ‌نگاری)، ۷ مقطع نازک- صیقلی (برای بررسی کانه‌نگاری) و ۷ مقطع دوبر صیقلی (برای ریزدماسنجی) در شرکت ریزکاوان منابع زمین زنگان انجام شد. سپس بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری مقاطع در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشکده علوم پایه دانشگاه محقق اردبیلی انجام گردید. در بررسی سنگ‌نگاری میانبرهای سیال از میکروسکوپ الپوس مدل BX50 با عدسی 100X استفاده شد و سرنجام دو مقطع برای ریزدماسنجی مناسب تشخیص داده شدند. ریزدماسنجی با دستگاه لینکام مدل THMSG600 نصب شده بر میکروسکوپ الپوس در آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور مرکز تبریز انجام شد. این سامانه قابلیت تغییر دما از ۶۰۰+ تا ۱۹۰- درجه سانتی‌گراد را داراست. واسنجی دستگاه با استفاده از استانداردهای نیترات سدیم با نقطه ذوب ۳۰۶٫۸+ درجه سانتی‌گراد و تتراکلرید کربن با نقطه ذوب ۲۲٫۹۹- درجه سانتی‌گراد صورت گرفت.

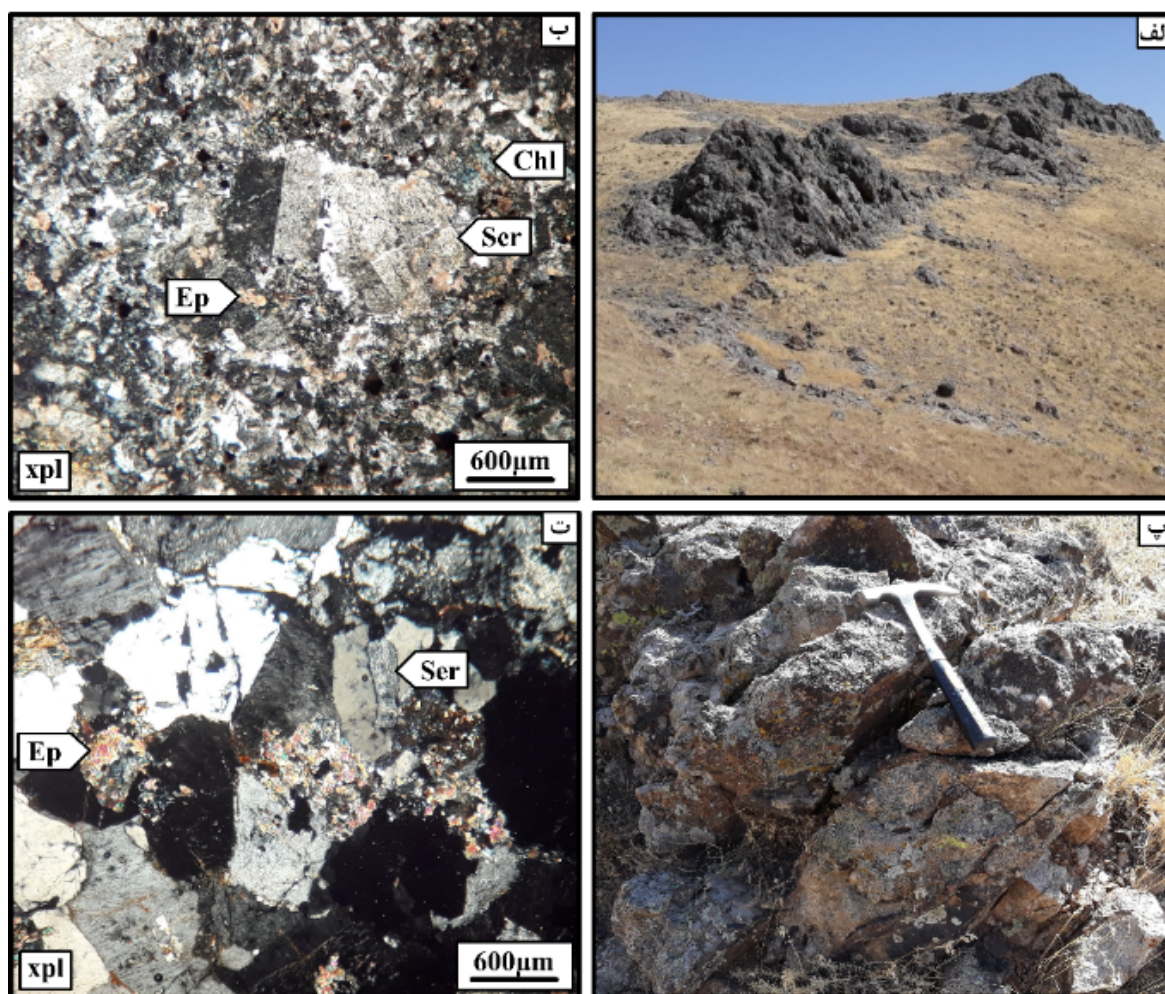
زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری

مهمترین واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه قره‌چای شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و توده نفوذی هستند که در ادامه توضیح داده می‌شوند:

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (E^{IV}): این سنگ‌ها گسترش بسیاری در منطقه دارند و بخشی از قدیمی‌ترین واحد سنگی منسوب به ائوسن و شامل سنگ‌های آذرآواری با میان‌لایه‌های گدازه‌ای با ترکیب غالب آندزیتی هستند [۲] (شکل ۱ ب). این سنگ‌ها در سطح برونزدها و نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری تا سبز تیره دیده می‌شوند (شکل ۲ الف). در زیر میکروسکوپ، این سنگ‌ها بافت پورفیری در یک زمینه ریزبلوری نشان می‌دهند و شامل کانی‌های اولیه پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، آمفیبول، اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر هستند که با مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه مثل سریسیت، کانی‌های رسی، اپیدوت، کلریت، کوارتز و اکسیدهای آهن

همراهی می‌شوند. پلاژیوکلازها (بیش از ۷۰٪) بیشتر به صورت درشت بلورهای تخته‌ای هستند و اغلب ماکل‌های چندریخت و چندریخت-کارلسباد نشان می‌دهند. این پلاژیوکلازها بیشتر به صورت بخشی به سریسیت، کانی‌های رسی و اپیدوت دگرسان شده‌اند. بلورهای بیوتیت و آمفیبول نیز به صورت پراکنده در زمینه ریزسنگی دیده می‌شوند که بیشتر به کلریت تجزیه شده‌اند (شکل ۲ ب). کانی‌های ثانویه کوارتز، اپیدوت و اکسیدهای آهن بصورت پراکنده و رگچه‌ای دیده می‌شوند. زمینه شامل ریزسنگ‌های بیشتر پلاژیوکلاز به همراه مقدار کمی فلدسپار قلیایی است. فلدسپارها در زمینه نیز بطور بخشی به سریسیت، کانی‌های رسی و اپیدوت دگرسان شده‌اند. بر اساس بررسی کانی‌شناسی و بافت می‌توان این سنگ‌ها را از نظر ترکیبی در حد آندزیت پورفیری در نظر گرفت.

واحد توده نفوذی (T^{gr}): این واحد سنگی نیز در منطقه مورد بررسی گسترش بالایی دارد (شکل ۱ ب) و به درون واحد آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است. این واحد از نظر سنی وابسته به ائوسن پسین- لیگوسن است [۲] و در بخش‌های جنوبی منطقه برونزد دارد (شکل ۲ پ). این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سفید تا خاکستری روشن بوده و شامل درشت بلورهای کوارتز و فلدسپار هستند. مقاطع این سنگ در زیر میکروسکوپ دارای کانی‌های اولیه کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت، اسفن و آپاتیت با بافت دانه‌ای هستند که توسط کانی‌های ثانویه سریسیت، کانی‌های رسی، اپیدوت، پیروفیلیت و اکسیدهای آهن همراهی می‌شوند. بلورهای کوارتز (۳۰-۲۵٪) بیشتر به صورت بلورهای ریز تا متوسط و بی‌شکل حضور دارند. فلدسپارهای قلیایی (۴۵-۴۰٪) به صورت بلورهای ریز تا متوسط و بی‌شکل با ماکل کارلسباد هستند و بیشتر به سریسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند (شکل ۲ ت) و برخی بافت پرتیتی نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها نیز بصورت بلورهای ریز تا متوسط و تخته‌ای شکل با ماکل چندریخت و چندریخت-کارلسباد هستند و بیشتر توسط سریسیت، کانی‌های رسی و گاهی اپیدوت جانشین شده‌اند (شکل ۲ ت). کانی‌های فرعی شامل اسفن (به صورت بلورهای لوزی شکل) و آپاتیت (به صورت ریزبلورهای منشوری شکل درون فلدسپارها) هستند. بر اساس ترکیب مودال کانی‌های تشکیل‌دهنده و بافت آنها می‌توان این سنگ‌ها را از نظر ترکیبی در گستره گرانیات تا گرانیات قلیایی در نظر گرفت.



شکل ۲ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه قره‌چای: الف) نمایی از رخنمون واحد آندزیت پورفیری، ب) کانیت ناشی از تجزیه کانیت‌های فرومنیزین و همچنین دگرسانی بخشی پلاژیوکلاز به سریسیت، کانیت‌های رسی و اپیدوت در واحد آندزیتی، پ) رخنمون صحرایی از واحد گرانیت-گرانیت قلیایی، ت) دگرسانی بخشی فلدسپارها به سریسیت و اپیدوت در واحد سنگی گرانیت-گرانیت قلیایی. نام اختصاری کانیت‌ها برگرفته از مرجع [۹] است. (Chl: کلریت، Ser: سریسیت و Ep: اپیدوت)

دگرسانی و کانیت‌سازی

بر پایه بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی، دگرسانی‌ها و کانیت‌های مربوط با آنها در منطقه قره‌چای طی فرآیندهای درونزاد و برونزاد رخ داده‌اند.

دگرسانی‌های درونزاد

پهنه‌های دگرسانی درونزاد در قره‌چای فراگیر نیستند و بیشتر به اطراف و لبه‌های دیواره رگه-رگچه‌ها و پهنه‌های کانهدار محدود بوده و در کل، شامل انواع سیلیسی، فیلی، فیلی-آرژلیک رسی و پروپیلیتی هستند. دگرسانی سیلیسی در سنگ‌های گرانیتی و آندزیتی، دگرسانی پروپیلیتی در واحد آندزیتی و دگرسانی‌های فیلی و آرژلیک رسی بیشتر در واحد

گرانیتی رخ داده‌اند. دگرسانی‌های سیلیسی و پروپیلیتی در سطح رخنمون‌ها نمایان هستند، در حالیکه دگرسانی‌های فیلی و آرژیلی رسی براحتی در سطح برونزدها قابل تشخیص نیستند و با بررسی‌های میکروسکوپی صورت گرفته شناسایی شده‌اند.

دگرسانی سیلیسی: پهنه‌های دربردارنده دگرسانی سیلیسی در لبه رگه‌های سیلیسی کانهدار دیده می‌شوند و میزبان اصلی کانیت‌سازی سولفیدی و طلا در منطقه هستند. این دگرسانی در منطقه به تدریج به دگرسانی سریسیتی تبدیل می‌شود. پهنه دگرسانی سیلیسی در منطقه اهمیت بسیاری دارد و شامل رگچه-ریزرگچه‌های فراوان است (شکل ۳ الف). بخش‌های دربردارنده این دگرسانی به علت مقاومت در برابر هوازدگی از

میکروسکوپی، بلورهای اپیدوت در داخل حفره‌ها و فضاهای خالی به صورت بلورهای خودشکل مشاهده می‌شوند. کلریت به رنگ‌های سبز و سبز مایل به آبی بصورت جانشینی بر کانی‌های سیلیکاتی اولیه سنگ (بیوتیت و آمفیبول) و همچنین بصورت رگچه‌ای درون شکستگی‌ها تشکیل شده است. در شکستگی‌ها و فضاهای خالی، کلریت به صورت بلورهای خودشکل با بافت شعاعی دیده می‌شود (شکل ۳ پ).

کانی‌سازی درونزاد

بر اساس شواهد صحرایی و یافته‌های سنگ‌نگاری، کان‌زایی درونزاد در منطقه قره‌چای بیشتر بصورت رگه- رگچه‌ای، داربستی و پرکننده فضاهای خالی رخ داده است که از جمله ویژگی‌های ذخایر فراگرمایی سولفیدشدگی پایین به شمار می‌روند [۱۰، ۱۱]. رگه- رگچه‌های موجود در این منطقه را می‌توان از نظر محتوای کانیایی، چگونگی تقاطع آنها و همبری که نشان دهنده تغییر ترکیب محلول‌های گرمایی درونزاد با زمان هستند، به سه گروه تقسیم نمود که به ترتیب زمانی عبارتند از رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پیشین، رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پسین و رگچه‌های کلسیتی. این سه گروه در ادامه توضیح داده می‌شوند.

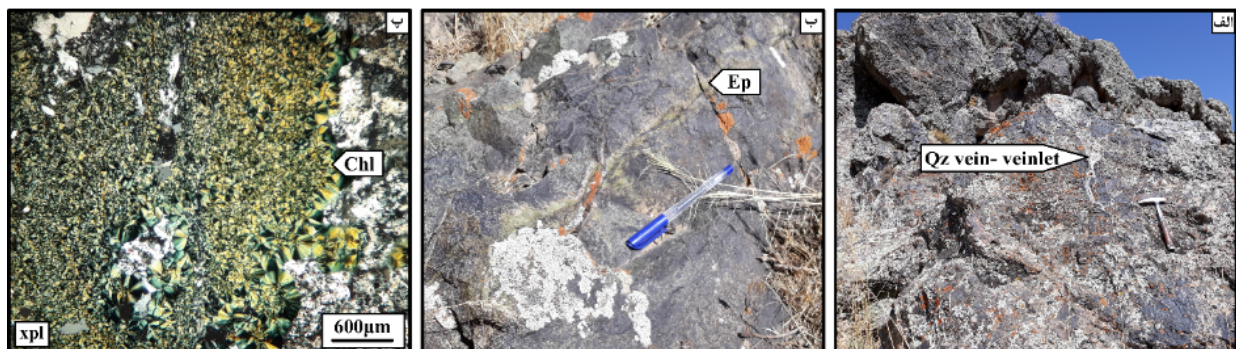
رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پیشین به طور نیمه پیوسته طولی بین ۵۰ تا ۲۵۰ متر، ضخامت ۲ تا ۱۰ متر، شیب ۷۵ تا حدود ۹۰ درجه و راستای تقریبی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی (همراستا با گسل تبریز) دارند. بلورهای کوارتز در این رگه- رگچه‌ها ریزدانه و به رنگ خاکستری تیره هستند، بافت متراکم و توده‌ای دارند و تقریباً بدون کانی‌های سولفیدی و طلا هستند.

نظر مکان‌نگاری بصورت برونزدهای برجسته و خشن نسبت به سایر بخش‌ها دیده می‌شوند. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، کوارتز و آدولاریا به عنوان کانی‌های اصلی در این پهنه حضور دارند. کوارتز در این رگچه‌ها به صورت بلورهای ریز تا درشت شکل‌دار تا بی‌شکل است. آدولاریا نیز به صورت جانشینی بر کانی‌های اولیه سنگ و یا همراه با کوارتز درون رگچه‌های سیلیسی دیده می‌شود.

دگرسانی فیلی یا سریسیتی: بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های مهم این پهنه سریسیت، کوارتز، پیروفیلیت و پیریت هستند. سریسیت به صورت پولک‌های بسیار ریز و بیشتر ناشی از دگرسانی فلدسپارها در این پهنه حضور دارد. گاهی مقدار کمی کانی‌های رسی مجموعه کانیایی این پهنه را همراهی می‌کنند.

دگرسانی فیلی- آرژیلی رسی: این نوع دگرسانی بیشتر در سنگ‌های گرانیتی و پیرامون رگه‌های سیلیسی دیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، در این پهنه دگرسانی مقداری پیروفیلیت و کانی‌های رسی افزون بر مجموعه کانیایی نوعی پهنه فیلی دیده می‌شوند. کانی‌های رسی و پیروفیلیت جانشین کانی‌های اولیه سنگ مانند فلدسپارها شده‌اند.

دگرسانی پروپیلیتی: این پهنه دگرسانی نسبت به دگرسانی سیلیسی گسترش محدودی دارد و در فاصله دورتری از رگه‌های سیلیسی کان‌دار تشکیل شده است. این نوع دگرسانی به رنگ سبز و بیشتر در سنگ‌های آندزیتی منطقه دیده می‌شود. کلریت و اپیدوت مهم‌ترین کانی‌های دگرسان موجود در این پهنه هستند. اپیدوت به صورت رگچه‌ای (شکل ۳ ب)، پراکنده و جانشینی (انتخابی و فراگیر) کانی‌های سیلیکاتی اولیه (پلاژیوکلاز) سنگ دیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های

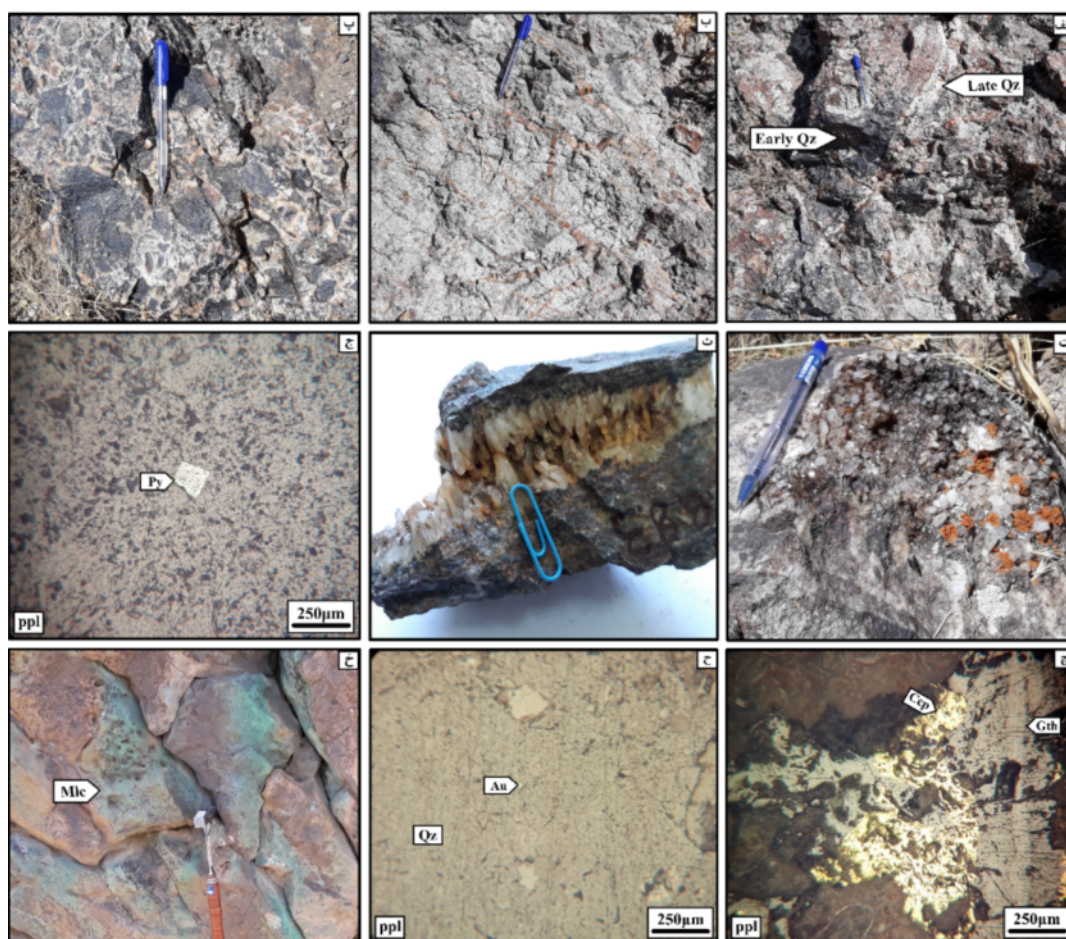


شکل ۳ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از پهنه‌های دگرسانی در منطقه قره‌چای: الف) برونزد صحرایی از دگرسانی سیلیسی، ب) نمای از رگچه‌های اپیدوتی موجود در واحد آندزیتی در رخنمون صحرایی و پ) کلریت‌های سبز رنگ با بافت شعاعی که پیامد دگرسانی کانی‌های فرومنیزین موجود در واحد آندزیتی هستند. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۹] است. (Qz: کوارتز، Ep: اپیدوت و Chl: کلریت).

رگه- رگچه‌ها بصورت بلورهای ریز تا درشت ظاهر شده و توسط کانی‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و طلا همراهی می‌شود.

رگچه- ریزرگچه‌های کلسیتی از آنجا که رگه- رگچه‌های سیلیسی (مراحل پیشین و پسین) را قطع کرده‌اند، می‌توان گفت که از نظر زمانی نسبت به آنها تأخیری هستند. این رگچه‌ها در کل، بدون کانه‌زایی سولفیدی و طلا هستند و اغلب در نتیجه آغشتگی به محلول‌های مس‌دار برآمده از آبشویی کانی‌های سولفیدی به کانی‌های کربناتی مس (مالاکیت و آزوریت) تبدیل شده‌اند.

رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پسین نیز بطور نیمه پیوسته دارای طول ۱۰ تا ۲۰۰ متر، ضخامت ۱۰ سانتی‌متر تا ۵ متر، شیب ۷۰ تا حدود ۹۰ درجه و راستای تقریبی شمال‌شرقی- جنوب‌غربی (متقاطع با راستای گسل تبریز) هستند. این رگه- رگچه‌ها دارای رنگ روشن تا شیری هستند و اغلب رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پیشین را قطع نموده (شکل ۴ الف) و برخی ساخت داربستی از خود نشان می‌دهند (شکل ۴ ب). بلورهای کوارتز در این رگه- رگچه‌ها بافت‌های آواری برشی (شکل ۴ پ)، پرکننده فضای خالی (شکل ۴ ت)، پوسته‌ای، شانه‌ای (شکل ۴ ث) و حفره‌ای دارند که از ویژگی‌های ذخایر فراگرمایی هستند [۱۲، ۱۳]. کوارتز در این



شکل ۴ تصاویر صحرایی، مزوسکوپی و میکروسکوپی از کانی‌سازی در منطقه قره‌چای: الف) قطع‌شدگی رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پیشین توسط رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پسین در واحد گرانیت قلیایی، ب) ساخت داربستی در رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پسین در واحد گرانیت قلیایی، پ) رخنمونی از برشی شدن رگه‌های سیلیسی که در آن قطعه‌هایی از سیلیس‌های مرحله پیشین (تیره رنگ) درون سیلیس‌های مرحله پسین (رنگ روشن) حضور دارند، ت) بلورهای کوارتز مرحله پسین با بافت پرکننده فضای خالی، ث) سیلیس‌های مرحله پسین با بافت شانه‌ای، ج) بلور منفرد پیریت شکل‌دار، چ) کالکوپیریت که توسط گوتیت جانشین شده است، ح) حضور ذره کوچک مشکوک به طلا در بلورهای کوارتز مرحله پسین و خ) کانی‌سازی مالاکیت در سطح شکستگی‌های سنگ. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۹] است. QZ: کوارتز، Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Gth: گوتیت و Mlc: مالاکیت.

گرمایی در این دوره فقط نهشت کانی‌های کربناتی (کلیست) درون شکستگی‌ها را در پی داشته‌اند و منجر به تشکیل کانی‌های کوارتز، سولفیدی و طلا نشده‌اند.

فرآیندهای برونزاد

فرآیندهای دگرسانی و کان‌زایی برونزاد در قره‌چای در اثر واکنش محلول‌های فرورو جوی با کانی‌های سولفیدی درونزاد رخ داده‌اند. از مهمترین کانی‌های ثانویه برونزاد در این منطقه می‌توان به اکسید و هیدروکسیدهای آهن (گوتیت، جاروسیت و هماتیت)، کربنات‌های مس (مالاکیت و آزوریت)؛ (شکل ۴ خ) و سولفیدهای ثانویه مس (کوولیت و کالکوسیت) اشاره کرد که مجموعه کانی‌های پهنه‌های دگرسانی و کان‌زایی درونزاد را پوشش داده‌اند.

توالی همبری کان‌یابی منطقه قره‌چای با توجه به بررسی‌های صحرایی، مزوسکوپی، میکروسکوپی و بر پایه روابط میان کانی‌های فلزی (سولفیدی و طلا) و باطله‌ای که توسط فعالیت محلول‌های آبگین درونزاد و برونزاد تشکیل شده‌اند در جدول ۱ آورده شده است.

بر اساس محتوای کان‌یابی (چه کانسنگی و چه باطله) رگه- رگچه‌ها و گسترش پهنه‌های دگرسانی، در کل می‌توان سه دوره برای فعالیت محلول‌های گرمایی درونزاد کان‌ساز در منطقه قره‌چای در نظر گرفت که در ادامه بیان می‌شوند.

دوره اول (I): در این دوره، بیشتر رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پیشین در سنگ‌های میزبان (توده نفوذی و آتشفشانی) گسترش یافته‌اند که همراه با تشکیل هاله‌های دگرسانی سیلیسی در سنگ‌های دیواره این رگه- رگچه‌ها بوده است. در ظاهر، کان‌سازی سولفیدی و طلا در این مرحله رخ نداده است.

دوره دوم (II): فعالیت‌های گرمایی در این دوره به صورت تشکیل رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پسین و گسترش پهنه‌های دگرسانی فیلی، آرژیلی رسی و پروپیلیتی هستند. کان‌زایی سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و طلا در این دوره رخ داده است (شکل‌های ۴ ج تا ح).

دوره سوم (III): فعالیت‌های گرمایی در این دوره منجر به تشکیل رگچه- ریزرگچه‌های کلسیتی شده و در ظاهر هاله‌های دگرسانی در دیواره این رگچه‌ها شکل نگرفته‌اند. فعالیت‌های

جدول ۱ توالی همبری کانی‌های روشن و تیره در پهنه‌های دگرسانی و کان‌زایی درونزاد و برونزاد در قره‌چای.

کانی‌های کانسنگی و باطله	فعالیت محلول‌های گرمایی درونزاد			فرآیندهای برونزاد
	دوره اول (I)	دوره دوم (II)	دوره سوم (III)	
کوارتز				
سریسیت				
کلریت				
اپیدوت				
کانی‌های رسی				
پیروفیلیت				
آدولاریا				
کلسیت				
پیریت				
کالکوپیریت				
طلا				
گوتیت				
هماتیت				
جاروسیت				
مالاکیت				
آزوریت				
کالکوسیت				
کوولیت				

بررسى ميانبارهاى سيال

تاکنون چند پژوهش پيرامون ويژگى‌هاى فيزيكوشيميايى محلول‌هاى گرمابى با بررسى‌هاى ريزدماسنجى ميانبارهاى سيال درون رگه- رگچه‌هاى سيليسى وابسته به كانه‌زايى در ناحيه شمال‌غرب کشور انجام شده‌اند [۶، ۷، ۱۴]. يافته‌هاى ريزدماسنجى ميانبارهاى سيال در اين پژوهش‌ها نشان‌دهنده مقدار شورى و دماى همگنى پايين تا متوسط براى سيال‌هاى كانه‌ساز است.

براى مشخص کردن شرايط فيزيكوشيميايى محلول‌هاى گرمابى كانه‌ساز در قره‌چاي نيز ريزدماسنجى بر ميانبارهاى سيال درون بلورهاى كوارتز در رگه- رگچه‌هاى سيليسى انجام شد. بررسى‌هاى سنگ‌نگارى براى هفت مقطع دوپر صيقل انجام شد و سرانجام فقط دو مقطع مربوط به رگه- رگچه‌هاى سيليسى مرحله پسین و وابسته به كانه‌زايى سولفيدى و طلا براى ريزدماسنجى مناسب تشخيص داده شدند.

سنگ‌نگارى

ميانبارهاى سيال در مقاطع مورد بررسى داراى شكل نامنظم و بى‌شكل، كشيده، نيمه‌شكل‌دار تا شكل‌دار و يا شكل‌هاى منفى- بلورين هستند (شكل‌هاى ۵ الف تا پ). فراوانى ميانبارهاى سيال در نمونه‌هاى مختلف قره‌چاي متفاوت است و در برخى از نمونه‌ها، تعداد زيادى از آنها وجود دارند. ابعاد ميانبارهاى سيال بررسى شده در نمونه‌هاى منطقه قره‌چاي كمتر از ۵ تا ۳۵ ميكرون است و بيشتر آنها بزرگتر از ۲۰ ميكرون هستند. از نظر همبرى، ميانبارهاى سيال در قره‌چاي بيشتر از انواع اوليه (P) و ثانويه (S؛ شكل ۵ ت) هستند و نوع ثانويه دروغين ديده نشد. ريزدماسنجى بيشتر بر نمونه‌هاى اوليه انجام شد. پديده باريك‌شدگى در ميانبارهاى سيال هم اوليه و هم ثانويه ديده شد (شكل ۵ ث). بر پايه بررسى‌هاى سنگ‌نگارى، ميانبارهاى سيال موجود در نمونه‌هاى بررسى شده را مى‌توان بر اساس سازاى فازهاى اصلى به ترتيب فراوانى در سه دسته رده‌بندى نمود كه در ادامه توضيح داده مى‌شود.

۱- دوفازى غنى از مايع (L+V): اين نوع ميانبارهاى سيال به شكل‌هاى اوليه و ثانويه در بيشتر مقاطع ديده شده‌اند. در اين نوع ميانبارهاى سيال، فاز غالب مايع است كه بيش از حدود ۸۰ درصد حجم ميانبارهاى سيال را اشغال مى‌كند. پديده باريك‌شدگى بيشتر در اين نوع سيال‌ها ديده مى‌شود. اغلب آنها به صورت كروى، پهن، كشيده، بيضوى و نامنظم بوده و تعداد كمى از آنها نيز داراى شكل‌هاى منفى‌بلورين، مثلثى، چندضلعى، مربع و مستطيلى هستند. اندازه اين نوع ميانبارهاى

سيال در گستره كمتر از ۵ ميكرون تا ۳۵ ميكرون است، اما بيشتر آنها ۱۰ تا ۲۰ ميكرون هستند (شكل‌هاى ۵ الف تا پ). ۲- تك‌فازى گاز (V): اين نوع سيال‌ها بيشتر از نوع اوليه هستند. در اين نوع از ميانبارهاى سيال، فاز غالب بخار است كه بيش از ۹۵ درصد حجم آنها را اشغال مى‌كند (شكل ۵ ج). اندازه اين نوع از ميانبارهاى سيال در گستره كمتر از ۵ ميكرون تا ۲۰ ميكرون متغير است و اغلب به شكل كروى و پهن و كمتر به صورت كشيده و بيضوى ديده مى‌شوند.

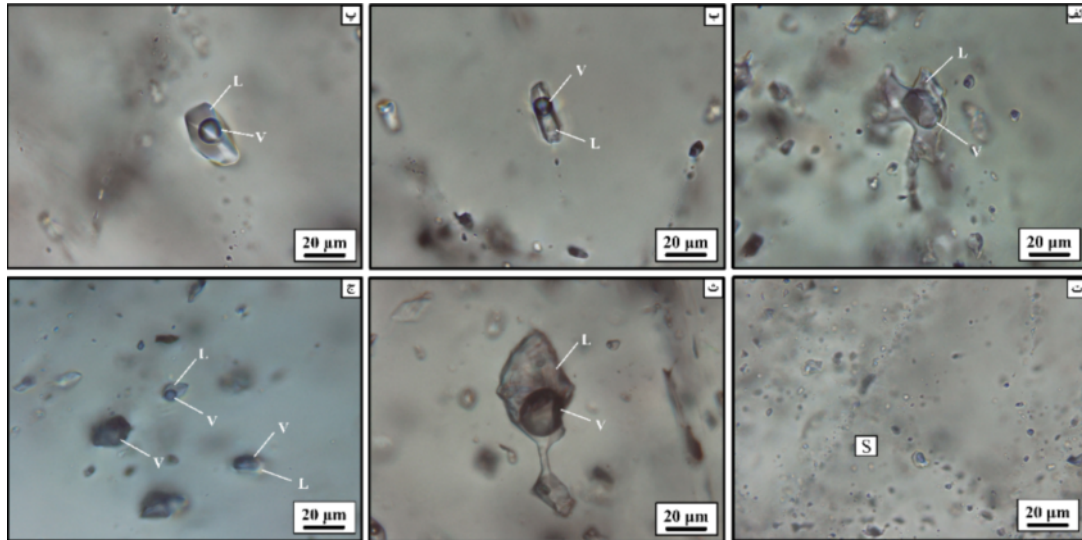
۳- دوفازى غنى از گاز (V+L): اين ميانبارهاى سيال از فراوانى كمترى نسبت به نوع نخست برخوردارند و اغلب داراى شكل-هاى پهن، كروى و بيضوى هستند. در اين نوع، حباب گاز حجم غالب ميانبارهاى سيال را تشكيل داده بطوريكه بيش از حدود ۷۰ درصد حجمى آنها را اشغال مى‌كند. اندازه آنها در گستره كمتر از ۵ ميكرون تا ۱۰ ميكرون متغير است (شكل ۵ ج). همراهى اين نوع ميانبارهاى سيال با انواع دوفازى غنى از مايع و تك‌فازى گاز (شكل ۵ ج) مى‌تواند بيانگر رخداد جوشش سيال كانه‌ساز باشد [۱۵، ۱۶].

آناليز ريزدماسنجى

ريزدماسنجى براى ميانبارهاى سيال دوفازى غنى از مايع در دو مرحله سرمايش و گرمائش انجام شد. طى فرايند سرمايش، ميانبارهاى سيال در گستره دمايى ۸۰- تا ۹۰- درجه سانتى‌گراد به سرعت منجمد (ابر سرد) شد. سپس، دما افزايش يافت تا نخستين نقطه ذوب يخ (Te) مشخص شود كه اين دما نشانگر نوع نمك‌هاى موجود در سيال است. در بيشتر ميانبارهاى سيال بررسى شده، نقطه همگدازى (Te) حدود ۲۱- درجه سانتى‌گراد بدست آمد كه با سامانه H₂O-NaCl همخوانى دارد. از اين رو مى‌توان گفت كه NaCl نمك غالب در ميانبارهاى سيال است [۱۷] و نمك‌هاى ديگر به اندازه كافى حضور نداشته‌اند. سپس با افزايش دما، يخ‌هاى موجود در ميانبار سيال ذوب شده و دماى ذوب آخرين قطعه بلور يخ (T_{mice}) در آنها مشخص شد. بر اساس مقادير T_{mice}، شورى ميانبارهاى سيال برحسب درصد وزنى محاسبه گرديد. طى گرمائش، همه ميانبارهاى سيال دوفازى غنى از مايع به فاز مايع همگن شدند و دماى همگنى (T_h) آنها تعيين گرديد. يافته‌هاى دو مرحله سرمايش و گرمائش در جدول ۲ ارائه شده‌اند. ديده مى‌شود كه دماى همگنى ميانبارهاى سيال بررسى شده در گستره ۲۰۰ تا ۳۴۰ درجه سانتى‌گراد متغير بوده اما بيشترين فراوانى‌ها مربوط به گستره دمايى ۲۴۰ تا ۲۶۰ درجه سانتى‌گراد است (شكل ۶ الف). مقدار شورى‌هاى

بیشترین فراوانی مربوط به شوری‌های بین ۶ تا ۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است (شکل ۶ ب).

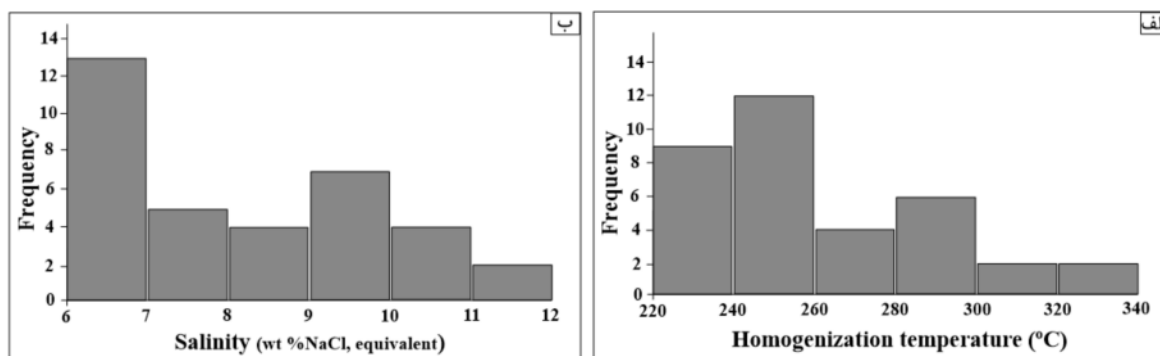
محاسبه شده بر اساس مقادیر $T_{m_{ice}}$ [۱۸] در گستره ۶/۲ تا ۱۱/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام بوده (جدول ۲)، هر چند



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از میانبراهای سیال در بلورهای کوارتز منطقه قره‌چای: الف) میانبر سیال دوفازی غنی از مایع با شکل نامنظم، ب) میانبر سیال دوفازی غنی از مایع با شکل کشیده، پ) میانبر سیال دوفازی غنی از مایع بیضوی شکل، ت) میانبرهای سیال ثانویه که مانند دانه‌های تسبیح پشت سر هم ردیف شده‌اند، ث) میانبر سیالی که دچار دم‌بریدگی شده است و ج) حضور همزمان میانبرهای سیال دوفازی غنی از مایع، تک‌فازی گاز و دوفازی غنی از گاز.

جدول ۲ یافته‌های ریزدماسنجی میانبرهای سیال در منطقه قره‌چای.

شماره نمونه	فازها	$T_{m_{ice}}$ (°C)	$T_{H(L-V)}$ (°C)	wt% NaCl
B.4.4	L+V	-۳.۸	۲۶۷	۶.۲
B.4.4	L+V	-۷.۱	۲۸۳	۱۰.۶
B.4.4	L+V	-۴.۵	۲۸۱	۷.۲
B.4.4	L+V	-۶.۸	۲۹۶	۱۰.۲
B.4.4	L+V	-۴	۳۲۶	۶.۵
B.4.4	L+V	-۴.۱	۳۱۸	۶.۶
B.4.4	L+V	-۸	۲۸۶	۱۱.۷
B.4.4	L+V	-۵.۹	۲۴۱	۹.۱
B.4.4	L+V	-۷.۳	۲۵۵	۱۰.۹
B.4.4	L+V	-۴	۲۶۰	۶.۵
B.1.7	L+V	-۵.۲	۲۷۲	۸.۱
B.1.7	L+V	-۵	۳۳۸	۷.۹
B.1.7	L+V	-۵.۴	۲۵۲	۸.۴
B.1.7	L+V	-۴.۶	۲۶۷	۷.۳
B.1.7	L+V	-۳.۹	۳۰۶	۶.۳
B.1.7	L+V	-۳.۸	۲۲۸	۶.۲
B.1.7	L+V	-۴.۱	۲۲۶	۶.۶
B.1.7	L+V	-۷.۶	۲۲۰	۱۱.۲
B.1.7	L+V	-۶.۱	۲۵۱	۹.۳
B.1.7	L+V	-۷.۲	۲۵۶	۱۰.۷
B.1.7	L+V	-۶.۳	۲۲۲	۹.۶
B.1.7	L+V	-۶.۲	۲۲۰	۹.۵
B.1.7	L+V	-۶	۲۲۱	۹.۲
B.1.7	L+V	-۶.۵	۲۲۰	۹.۹
B.1.7	L+V	-۳.۷	۲۶۵	۶
B.1.7	L+V	-۳.۹	۲۸۳	۶.۳
B.1.7	L+V	-۵.۱	۲۵۵	۸
B.1.7	L+V	-۵.۳	۲۴۱	۸.۳
B.1.7	L+V	-۶.۲	۲۴۲	۹.۵
B.1.7	L+V	-۵.۵	۲۸۶	۸.۶
B.1.7	L+V	-۴.۲	۲۵۳	۶.۷
B.1.7	L+V	-۴.۴	۲۴۲	۷
B.1.7	L+V	-۴	۲۳۲	۶.۵
B.1.7	L+V	-۴.۵	۲۵۲	۷.۲
B.1.7	L+V	-۴.۱	۲۳۵	۶.۶

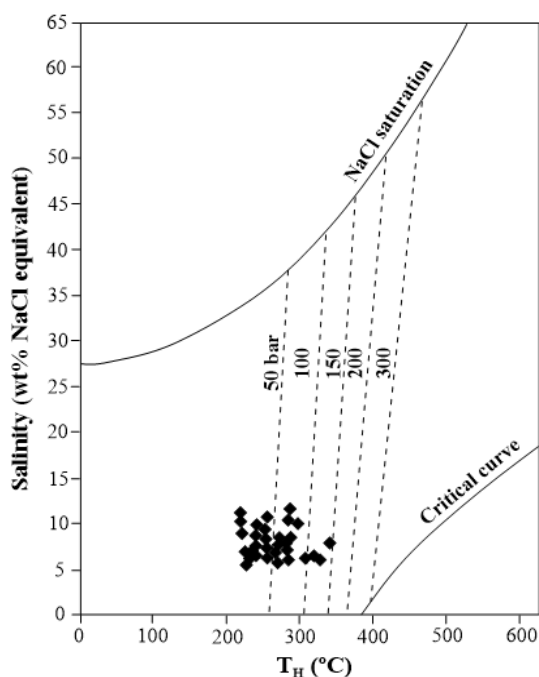


شکل ۶ الف) نمودارهای ستونی دمای همگن شدگی و ب) شوری میانبرهای سیال دوفازی غنی از مایع نسبت به فراوانی آنها.

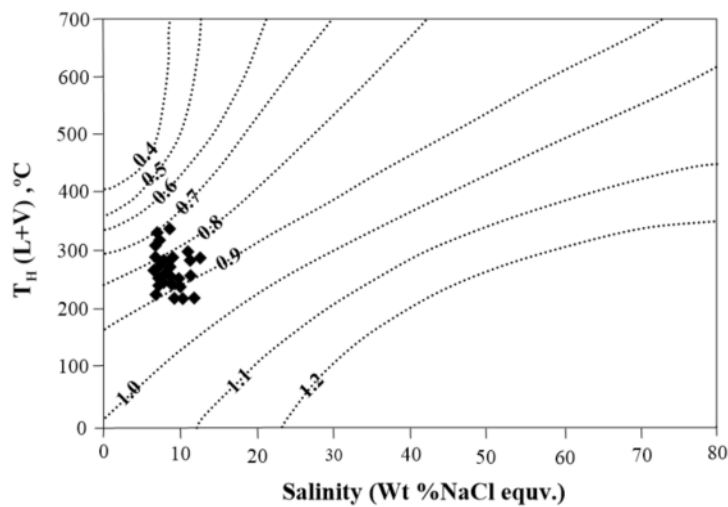
بررسی یافته‌های ریزدماسنجی

برآورد فشار و شرایط زمان بدام افتادن: شواهد صحرایی (ساخت و بافت برشی)، کانی‌شناسی (رخداد آدولاریا) و میانبرهای سیال (هم‌زیستی میانبرهای سیال دوفازی غنی از مایع و تک‌فازی گاز) نشان‌دهنده رخداد فرآیند جوشش در زمان کانه‌زایی سولفیدی و طلا در منطقه قره‌چای بوده و از اینرو نیازی به تصحیح فشار برای دماهای همگنی به دست آمده نیست [۱۹]. به منظور تعیین فشار سیال در زمان بدام افتادن میانبرهای سیال از نمودار شوری نسبت به دمای همگنی (شکل ۷) استفاده شد [۲۰]. چنان که در این نمودار دیده می‌شود، کمترین فشارهای سیال محاسبه شده در زمان

همگن شدگی میانبرهای سیال (درون بلورهای کوارتز) منطقه قره‌چای به طور تقریبی در گستره ۴۰ تا ۱۴۰ bar هستند. **تعیین چگالی سیال:** بر پایه مقادیر دمای همگن‌شدگی و شوری میانبرهای سیال می‌توان چگالی سیال را در زمان بدام افتادن تعیین کرد [۲۱]. رسم یافته‌های ریزدماسنجی منطقه قره‌چای بر روی نمودار دو متغیره دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری ارائه شده در مرجع [۲۲] نشان می‌دهد که چگالی بیشتر نمونه‌ها در گستره ۰٫۷ تا ۰٫۹۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب بوده و بیشترین تمرکز آنها از ۰٫۸ تا ۰٫۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب است (شکل ۸).



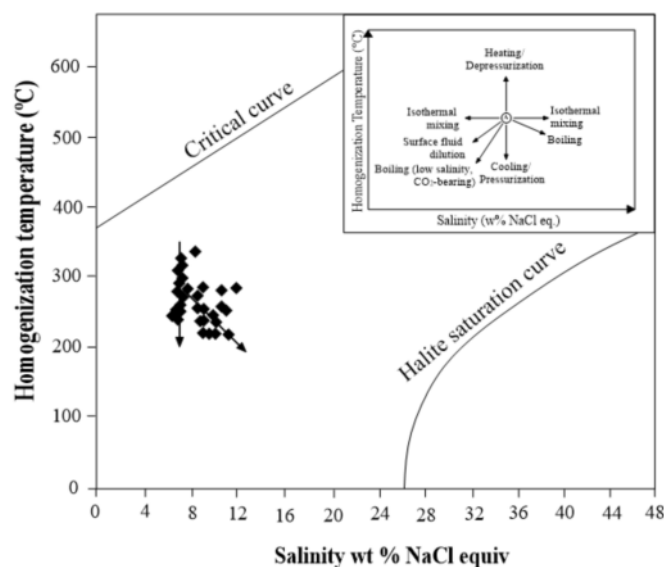
شکل ۷ نمودار دو متغیره دمای همگنی نسبت به شوری [۲۰] که در آن، الگوی توزیع یافته‌های مربوط به میانبرهای سیال منطقه قره‌چای با منحنی‌های بحرانی و اشباع‌هالیت مقایسه شده است.



شکل ۸ نمودار دومتغیره دمای همگنی نسبت به شوری [۲۲] که براساس آن، میانبرهای سیال منطقه قره‌چای چگالی‌هایی در گستره ۰٫۷ تا ۰٫۹۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب را نشان می‌دهند.

۲۵۰ درجه سانتی‌گراد، سیال فرآیند جوشش را تجربه کرده و دمای آن تا حدی کاهش یافته ولی در عوض، شوری آن تا حدود دو برابر افزایش یافته است. طی فرآیند جوشش، محلول گرمایی به قطع فشار هیدرواستاتیکی را تجربه می‌کرده است. با در نظر گرفتن رخداد جوشش در دماهای حدود ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد، فشاری را که در این زمان سیال کانه‌ساز تحمل می‌کرده از نوع هیدرواستاتیک و حدود ۵۰ bar بوده است. از اینرو می‌توان گفت که میانبرهای سیال بررسی شده در منطقه قره‌چای در عمقی حدود ۵۰۰ متری زیر سطح پهنه هوادار به تله افتاده‌اند.

عمق و روند تکاملی سیال‌های کانه‌ساز: برای تعیین روند تکاملی سیال‌های کانه‌ساز در منطقه قره‌چای، آرایه نقاط مربوط به یافته‌های دمای همگنی نسبت به شوری منطقه قره‌چای با روندهای خطی طرح‌وار ارائه شده با مختصات مشابه در مرجع [۲۲] مطابقت داده شد (شکل ۹). بر این اساس، به احتمال بسیار دو فرآیند سرد شدن ساده و جوشش مهمترین فرآیندهای فیزیکی در نهشت کانی‌های کانسنگی و باطله در منطقه قره‌چای بوده‌اند. با توجه به شکل ۹ به نظر می‌رسد که محلول گرمایی نخست تا دماهای حدود ۲۶۰ درجه سانتی‌گراد و شوری‌های حدود ۶٪ وزنی معادل نمک طعام، در عرض فشارهای سنگ ایستایی بوده است. سپس در دماهای کمتر از

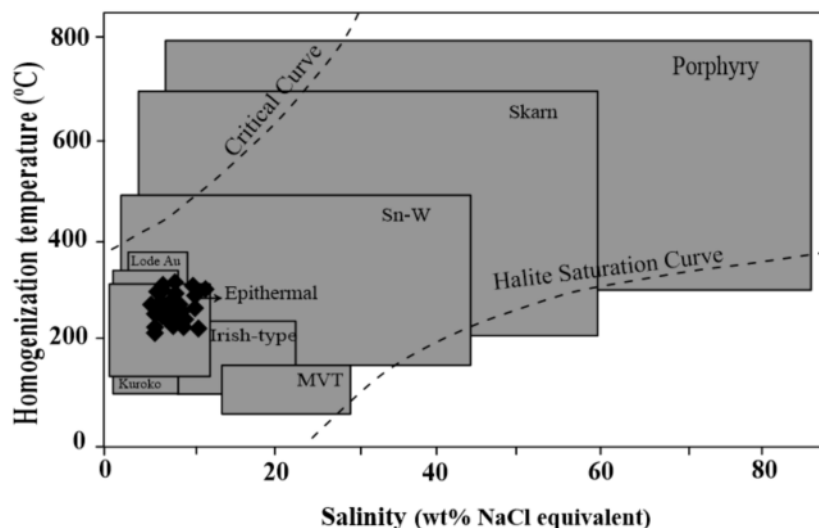


شکل ۹ نمودار دومتغیره دمای همگنی نسبت به شوری [۲۲،۲۰] که در آن، روندهای تکاملی سیال‌های کانه‌ساز در منطقه قره‌چای نشان داده شده‌اند. بر این اساس، فرآیندهای جوشش و سرد شدن ساده مهمترین ساز و کارهای مؤثر در نهشت کانسنگ‌ها بوده‌اند.

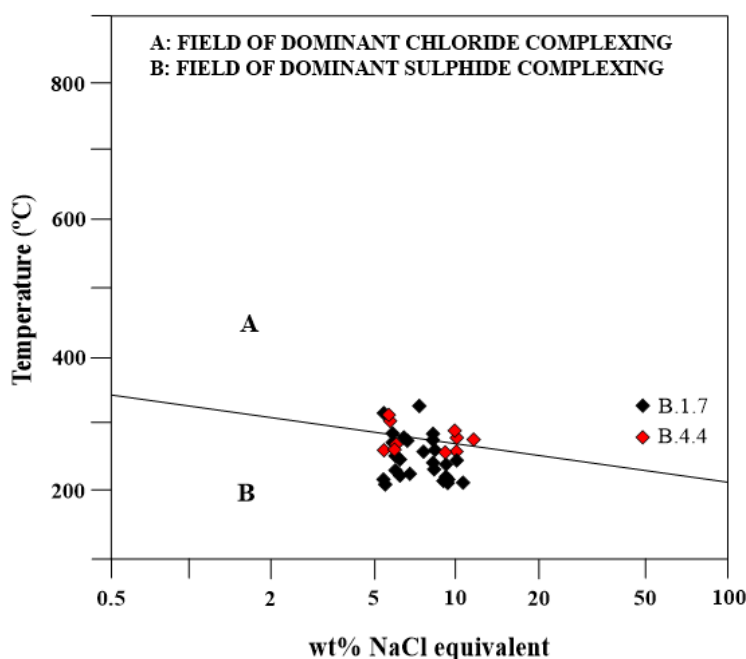
محلول‌هاى كانه‌ساز از نمودار دومتغيره شورى نسبت به دماى همگنى [۲۳] (شكل ۱۱) استفاده شد. بر اين اساس، كمپلكس‌هاى كلرىدى و سولفیدی هر دو در حمل فلزات در رگه- رگچه‌هاى سيليسى منطقه قره‌چاى نقش داشته‌اند كه در اين ميان، به ظاهر سهم كمپلكس‌هاى سولفیدی در حمل فلزات كانسنگى بيشتر بوده است.

تعيين خاستگاه احتمالى سيال‌هاى كانه‌ساز: در نمودار دومتغيره دماى همگنى نسبت به شورى [۲۲]، يافته‌هاى ريزدماسنجى قره‌چاى بيشتر در گستره كانه‌زايى نوع فراگرمايى قرار دارند (شكل ۱۰).

تعيين نوع ليگاندهاى كمپلكس‌كننده احتمالى: براى تعيين نوع ليگاندهاى كمپلكس‌كننده مؤثر در حمل فلزات در



شكل ۱۰ نمودار دو متغيره دماى همگنى نسبت به شورى [۲۲] كه در آن، يافته‌هاى ميانبارهاى سيال منطقه قره‌چاى بيشتر در گستره فراگرمايى قرار دارند.



شكل ۱۱ نمودار دومتغيره شورى نسبت به دماى همگنى [۲۳] كه براساس جاىگاه يافته‌هاى ريزدماسنجى قره‌چاى در آن، ليگاندهاى كمپلكس‌كننده سولفیدی و كلرىدى همزمان در حمل فلزات كانسنگى در محلول‌هاى گرمايى كانه‌ساز نقش داشته‌اند.

برداشت

مهمترین نتایجی که از بررسی‌های سنگ‌نگاری پهنه‌های دگرسانی و کان‌زایی و بررسی‌های ریزدماسنجی در منطقه قره‌چای به دست آمده‌اند به قرار زیرند:

۱- نفوذ و جایگیری توده گرانیتی- گرانیتی قلیایی (ائوسن پسین- الیگوسن) به درون سنگ‌های آتشفشانی (ائوسن) منجر به پیدایش و مهاجرت محلول‌های گرمایی درونزاد از درون پهنه‌های پرشی و خرد شده ساختاری متخلخل و نفوذپذیر شده است.

۲- محلول‌های گرمایی درونزاد سبب تشکیل رگه- رگچه‌های متقاطع سیلیسی و کربناتی در دوره‌های مختلف شده‌اند.

۳- چند پهنه دگرسانی مختلف از جمله سیلیسی، فیلی، فیلی- آرژیلی رسی و پروپیلیتی بصورت هاله‌های باریک تا ضخیم در سنگ‌های دیواره پیرامون رگه- رگچه‌ها گسترش یافته‌اند.

۴- کان‌زایی سولفیدی و طلای درونزاد بصورت رگه- رگچه‌ای، داربستی و پرکننده فضاهای خالی رخ داده و تنها به رگه- رگچه‌های سیلیسی مرحله پسین محدود است.

۵- یافته‌های ریزدماسنجی نشان دادند که دمای همگنی و شوری سیال‌های کان‌ساز در زمان نهشت کان‌ها به ترتیب در گستره ۲۰۰ تا ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد و ۶٫۲ تا ۱۱٫۷ درصد وزنی معادل نمک طعام بوده‌اند.

۶- مقادیر دما و شوری میان‌بارهای سیال نشان دادند که سیال‌های کان‌ساز در دماهای حدود ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد در عمق حدود ۵۰۰ متری زیر سطح سفره آبدار دستخوش جوشش شده‌اند.

۷- از ترکیب یافته‌های ریزدماسنجی و نتایج بررسی‌های سنگ‌نگاری (کانی‌شناسی و کان‌نگاری) مقاطع نازک- صیقلی مشخص شد که سیال‌های کان‌ساز از نوع فراگرمایی سولفیداسیون پائین با چگالی‌های بیشتر بین ۰٫۸ تا ۰٫۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب بوده‌اند و فلزات کانسنگی را همزمان به صورت کمپلکس‌های سولفیدی و کلریدی حمل می‌کرده‌اند.

قدردانی

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، که سپاس و قدردانی خود را از مسئولین این معاونت ابراز می‌دارند. نگارندگان

همچنین از آقای دکتر حاج‌علیلو از اساتید محترم گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور مرکز تبریز برای کمک‌های فراوان ایشان از جمله در اختیار قرار دادن همه امکانات آزمایشگاهی خود برای بررسی‌های میکروسکوپی و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال سپاسگزاری می‌نمایند. در آخر، نگارندگان از نظرات و پیشنهادات سازنده و ارزنده داوران محترم تشکر می‌نمایند.

مراجع

- [1] Aghanabati A., "Geology of Iran (in Persian)", Geological Survey of Iran (2004) 586p.
- [2] Behrouzi A., Amini Fazl A., Amini Azar R., Emami M.H., Ezzatian F., Davari M., Hadavi F., Partoazar H., "Geological map of the Bostanabad (1:100000 scale) (in Persian)", Geological Survey of Iran (1997).
- [3] Maghsoudi A., Rahmani M., Rashidi B., "Gold deposits and indications of Iran (in Persian)", Arian Zamin publication (2004) 364p.
- [4] Abedini A., Calagari A.A., Naseri H., "Mineralization and REE geochemistry of hydrothermal quartz and calcite of the Helmesi vein-type copper deposit, NW Iran", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen 281 (2) (2016) 123-134.
- [5] Miranvari A.S., Calagari A.A., Siahcheshm K., Sohrabi G., "Geochemical study of alteration zones around Au-bearing silicic veins at Zailic, East of Ahar, East- Azarbaijan Province (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (2) (2019) 347-360.
- [6] Yousefi T., Abedini A., Aliyari F., Calagari A.A., "Mineralogy and fluid inclusion investigations in the Zarshuran gold deposit, north of Takab, NW Iran (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (3) (2019) 537-550.
- [7] Hafez Darbani M., Abedini A., Aliyari F., Calagari A.A., "Mineral chemistry of magnetite and fluid inclusions studies in the Kuh-Baba iron deposit, south of Hashtroud, NW Iran (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (4) (2020) 755-766.
- [8] Sohrabi G., Rezaei Aghdam M., Lotfi Bakhsh A., "Epithermal Au-Ag mineralization in the south of Tikmeh Dash-East Azarbaijan (in Persian)", 35th National Geosciences Congress (2017).

- [16] Simmons S.F., White N.C., John D.A., "Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits", 100th Anniversary Volume, Economic Geology (2005) 485-522.
- [17] Borisenko A.S., "Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method", Soviet Geol. Geophys 18 (1977) 11-19.
- [18] Bodnar R.J., "Introduction to fluid inclusion—Fluid inclusions analysis and interpretation", Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 32 (2003) 81-99.
- [19] Roedder E., Bodnar R.J., "Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies", Earth and Planetary Sciences 8 (1980) 263-301.
- [20] Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H., "A practical guide to fluid inclusion studies", Blackie, Glasgow (1985) 239p.
- [21] Bodnar R.J., "A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluid", Economic Geology 78 (1983) 535-542.
- [22] Wilkinson J.J., "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits", Lithos 55 (2001) 229-272.
- [23] Pirajno F., "Hydrothermal processes and mineral systems", Springer Science, New York (2009) 1273p.
- [9] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
- [10] Robert F., Poulen K.H., Dube B., "Gold deposits and their geological classification", Proceeding of exploration 97: Fourth decennial International conference on mineral exploration (1997) 209-220.
- [11] Robert F., Brommecker R., Bourne B.T., Dobak P.J., McEwan C.J., Rowe R.R., Zhou X., "Models and exploration methods for major gold deposit types", Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration (2007) 691-711.
- [12] Hedenquist J.W., Izawa E., Arribas A., White N.C., "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 (1996).
- [13] Sillitoe R.H., Hedenquist J.W., "Linkages between volcano-tectonic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious metal deposits", Economic Geology 10 (2003) 315-343.
- [14] Miranvari A.S., Calagari A.A., Siahcheshm K., Sohrabi G., "Investigation of genesis and fluid origin in Noghduz gold bearing quartz veins, East Azarbaijan Province, northwest of Iran (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (3) (2019) 551-564.
- [15] White N.C., Hedenquist J.W., "Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration", Society of Economic Geologists Newsletter 23(1) (1995) 9-13.