

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و دگرسانی کانه‌ها در رگه‌های اپی‌ترمال کانسار گلوچه، شمال زنجان

مجید قاسمی سیانی^{۱*}، بهزاد مهربابی^۲، حسین عزیزی^۳

۱. استادیار گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۲. استاد گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۳. دانشیار گروه اکتشاف معدن، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه کردستان

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۳/۱۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۷/۱۹

چکیده

کانسار چند فلزی اپی‌ترمال گلوچه در بخش مرکزی ایالت فلزآبی طارم-هشتجین در منطقه ساختاری البرز-آذربایجان (البرز غربی) قرار دارد. کانسار گلوچه متشکل از چهار رگه اصلی در دو منطقه مجزا با نام‌های گلوچه شمالی و گلوچه جنوبی است. آندزیت بازالت و داسیت به ترتیب سنگ میزبان کانه‌زایی در گلوچه جنوبی و گلوچه شمالی هستند. این منطقه دربردارنده سنگ‌های نفوذی (گرانودیوریت، گرانیت و کوارتز مونزونیت)، دایک‌های دیابازی و سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری (داسیت، ریولیت، آندزیت بازالت، بازالت، آندزیت و توف) است. بر اساس روابط ژنتیکی و متقاطع رگه و رگچه‌ها، کانه‌زایی در رگه‌های گلوچه در سه مرحله (۱) مرحله اول شامل مجموعه کانی‌های حاوی آرسنیک-آنتیموان-مس-طلا-آهن، (۲) مرحله میانی شامل مجموعه کانی‌های حاوی سرب-روی-مس-نقره و (۳) مرحله پایانی حاوی هماتیت، گوتیت و کانی‌های حاوی نقره، بیسموت، طلا و سرب تشکیل شده است. مطالعات کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها نشان داد که گالن در مرحله دوم (زیر مرحله 2B) حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های نقره‌دار است. مهم‌ترین کانی‌های نقره‌دار در گلوچه شامل آرژنتیت، نقره طبیعی، تتراهدريت نقره‌دار، پلی‌بازیت، ماتیلدیت و ماریت می‌باشند. کانه‌زایی طلا در زیر مرحله 1B (مرحله اول) به همراه هماتیت‌های ورقه‌ای (اسپیکولاریت) به صورت خالص و در زیر مرحله 3A (مرحله سوم) به صورت ادخال طلاي خالص و الکتروم در هماتیت و کوارتز رخ داده است. دگرسانی‌های منطقه گلوچه شامل پروپیلیتی، آرژیلیکی، سریسیتی و سیلیسی شدن بوده، که به صورت یک منطقه‌بندی مشخص تا ۳۰ متر اطراف رگه‌ها در سنگ میزبان گسترش دارند. حرارت‌سنجی کلریت در پهنه آرژیلیکی دمای ۲۷۵ درجه سانتی‌گراد (مرحله دوم کانه‌زایی) و در پهنه پروپیلیتی دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد (مرحله سوم کانه‌زایی) را نشان می‌دهد. تبدلات گرمی پهنه‌های دگرسان نشان داد که عناصر آلومینیم، زیرکنیم، تیتانیم، ایتیم، نیوبیم و عناصر نادر خاکی سنگین، عناصر غیر متحرک در طی دگرسانی هستند.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، ژئوشیمی، دگرسانی، رگه‌های اپی‌ترمال، ایالت فلزآبی طارم-هشتجین، گلوچه.

مقدمه

طارم-هشتجین در کمربند ماگمایی البرز غربی (کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان)، در محل اتصال با کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، قرار دارد (افتخارنژاد، ۱۳۵۹؛ آقانباتی، ۱۳۸۳

کانه‌زایی گلوچه در شمال استان زنجان، در بخش میانی ایالت فلزآبی طارم-هشتجین قرار گرفته است. ایالت فلزآبی

* نویسنده مرتبط: majid4225@yahoo.com

و قربانی، ۱۳۸۶) (شکل ۱). چرخه ماگماتیسم البرز در ائوسن-الیگوسن منجر به تشکیل سنگ‌های آذرین نفوذی، نیمه‌نفوذی و آتشفشانی-رسوبی از قبیل گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی، توف و گرانیب تا گرانودیوریت در ایالت فلززایی طارم-هشتجین شده که باعث کانه‌زایی‌های متعددی در این پهنه شده است (قربانی، ۱۳۸۶ و حاج علیلو، ۱۳۷۸). رخداد توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی (حاج علیلو، ۱۳۷۸) و وجود پهنه‌های دگرسانی گسترده و متنوع (هادی‌زاده، ۱۳۸۳)، باعث شده تا ایالت فلززایی طارم-هشتجین از دیدگاه کانه‌زایی و زمین‌شناسی اقتصادی جزء مناطق مستعد برای اکتشاف رخدادهای معدنی مختلف باشد (Ghorbani, 2013). منطقه معدنی گلوچه در بخش مرکزی ایالت فلززایی طارم-هشتجین واقع شده و اخیراً به‌عنوان یکی از پتانسیل‌های معدنی مهم فلزات پایه و گرانبها معرفی شده است. محدوده اکتشافی فلزات پایه و گرانبهای گلوچه برای اولین بار براساس نتایج حاصل از اکتشافات ۱:۱۰۰۰۰۰ ژئوشیمیایی ناحیه‌ای برگه هشتجین توسط شرکت توسعه علوم زمین (۱۳۸۲) اکتشاف شد. تاکنون معدنکاری مدرنی (به صورت روباز و زیرزمینی) در کانسار گلوچه انجام نشده و تنها آثار شادادی قدیمی به صورت تونل و چاه مشاهده شده است. طی چندین فاز اکتشافی مدرن از سال ۱۳۸۲ تا ۱۳۸۸، رگه و رگچه‌های کانی‌سازی شده در سرتاسر ناحیه گلوچه اکتشاف شد. طی سال‌های ۱۳۸۲ و ۱۳۸۳، رگه‌های گلوچه شمالی و در سال ۱۳۸۵، رگه‌های گلوچه جنوبی اکتشاف شد. در گلوچه جنوبی تعداد شش ترانسه اکتشافی به متر اژ ۳۲۰ متر و در گلوچه شمالی تعداد ده ترانسه اکتشافی به متر اژ ۲۸۰ متر حفر شده است. در منطقه معدنی گلوچه جنوبی تعداد هشت گمانه حفر و حدود ۱۰۶۰ متر مغزه حفاری استخراج شده و در منطقه گلوچه شمالی تعداد نه گمانه اکتشافی حفر و حدود ۱۱۵۰ متر مغزه حفاری از آن استخراج شده است. میزان ذخیره تقریبی گلوچه، ۲/۲۷ میلیون تن با عیار متوسط ۳ درصد سرب، ۲/۲ درصد روی، ۱/۵ درصد مس، ۲/۸۸ گرم در تن طلا و ۳۵۰ گرم در تن نقره برآورد شده است. توجه به وجود منطقه‌بندی در کانسار گلوچه، تنوع و پیچیدگی مجموعه

و رخدادهای کانی‌سازی چند مرحله‌ای، کانی‌شناسی، مطالعات هاله‌های دگرسان و تعیین توزیع فلزات قیمتی (طلا و نقره) در رگه‌های کانه‌دار گلوچه و تعیین میزان آنها از اهداف این تحقیق است.

روش مطالعه

برای مطالعات مینرالوگرافی، ژئوشیمی و دگرسانی کانه‌ها، تعداد ۱۲۰ مقطع صیقلی، نازک صیقلی و نازک از نمونه‌های برداشت شده از مغزه‌های حفاری، ترانسه، رگه و رگچه‌ها و پهنه‌های دگرسانی در منطقه گلوچه تهیه شد. مطالعات میکروسکوپی در دانشگاه خوارزمی و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. مطالعات تکمیلی تر بر روی نقاط مشخص شده در مرحله مطالعه میکروسکوپی به روش SEM در دانشگاه لیدز انگلیس با دستگاه مدل (FEI Quanta 650 FEG-ESEM) انجام شد. نقاط مشخص شده در بررسی مطالعات SEM برای مطالعات EPMA در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به‌وسیله دستگاه مایکروپروب مدل CAMECA X 100 با شرایط ۲۰ کیلوولت و ۲۰ نانو آمپر و با یک قطر اشعه یک تا پنج میکرون بررسی شده‌اند. همچنین تعداد ۸۰ نمونه XRD از فازهای کانه‌زایی برای شناسایی کانه‌های فلزی و غیرفلزی در رگه‌ها و پهنه‌های دگرسان در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. برای مطالعات ژئوشیمی هاله‌های دگرسان تعداد ۲۶ نمونه از پهنه‌های دگرسان و غیر دگرسان به روش ICP-OES و XRF در دانشگاه خوارزمی مورد تجزیه قرار گرفت.

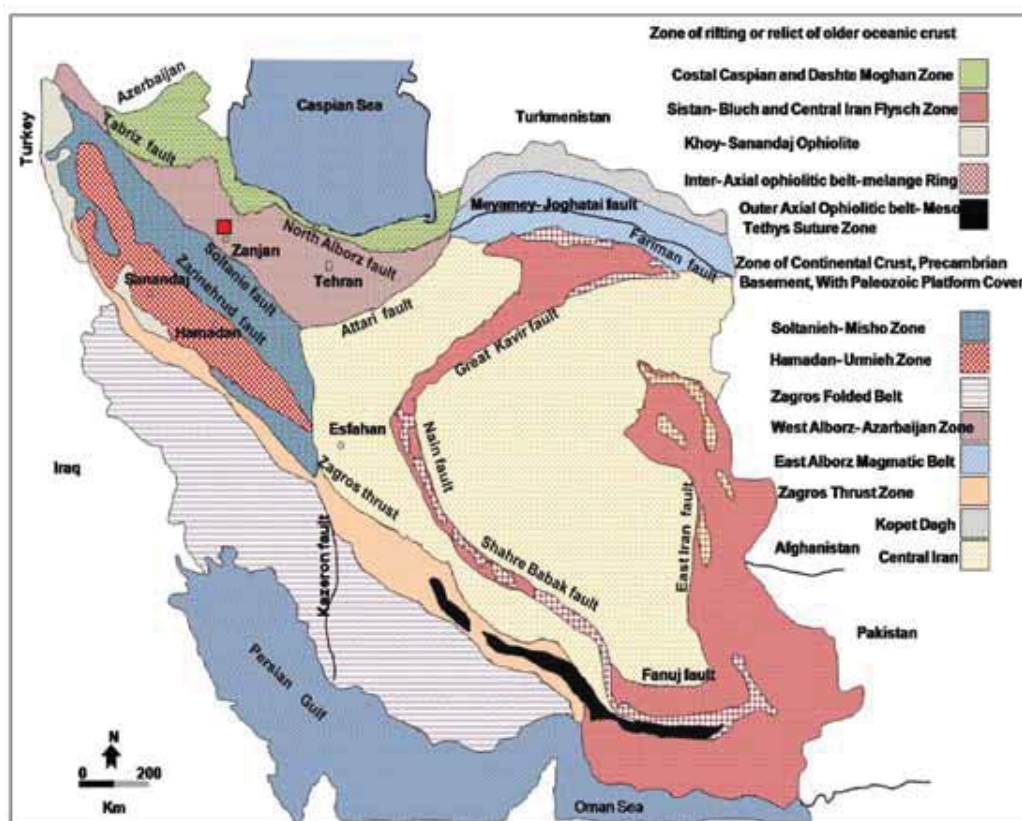
زمین‌شناسی

در ایالت فلززایی طارم-هشتجین سنگ‌هایی نفوذی و آتشفشانی-آذرآوری متعلق به سنوزوئیک با ترکیب حدواسط تا اسیدی گسترش دارند (فریدی و انوری، ۱۳۸۳). ایالت فلززایی طارم-هشتجین از چهار واحد چینه‌شناسی، سنگ بستر دگرگونی پرکامبرین، سنگ‌های دگرگونی کامبرین و پرمین، سنگ آهک و ماسه سنگ ژوراسیک تا کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی-نفوذی ائوسن تا الیگوسن تشکیل شده است (فریدی و انوری، ۱۳۸۳ و قربانی، ۱۳۸۶) (شکل ۲).

مجید قاسمی سیانی و همکاران

قرار گرفته است. واحد چینه‌شناسی مزوزوئیک، متشکل از ماسه‌سنگ، سنگ آهک و سیلتستون است که به صورت ناهمشیب بر روی واحد پرمین قرار گرفته است. بیشترین حجم ناحیه، متشکل از واحدهای آتشفشانی-نفوذی ائوسن-الیگوسن است که در سرتاسر ناحیه گسترش دارند.

سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین غیرقابل تفکیک هستند و از شیبست، فیلیت و سنگ‌های فلسیک تشکیل شده‌اند. واحد چینه‌شناسی کامبرین متشکل از دولومیت است که بر روی واحد پرکامبرین تشکیل شده است و خود در زیر واحد سنگی سنگ آهک و شیل دگرگونی درجه ضعیف پرمین



شکل ۱. تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی-ماگمایی ایران (افتخارنژاد، ۱۳۵۹)، موقعیت منطقه مورد مطالعه در کمان ماگمایی البرز غربی (پهنه البرز-آذربایجان) واقع شده است

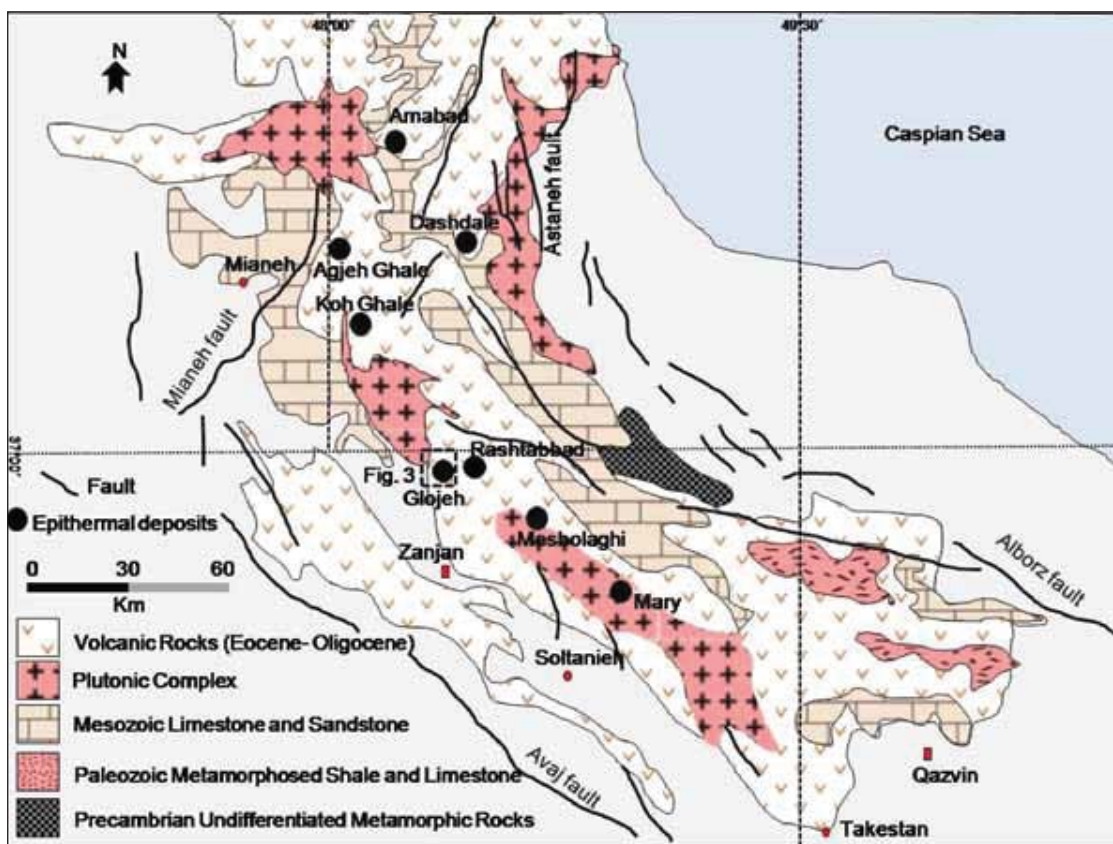
جنوبی هستند. آندزیت‌بازالت در گلوچه جنوبی با رنگ هوازده تیره در جنوب‌باختری منطقه دارای رخنمون است. درشت بلورها در آندزیت‌بازالت‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین است که در زمینه میکروکریستالین و شیشه‌ای با بافت پورفیری مشاهده می‌شوند. داسیت‌ها در بخش مرکزی و باختر منطقه دارای گسترش وسیعی می‌باشند (شکل ۳). پلاژیوکلاز از نوع آندزین-الیگوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به‌عنوان درشت بلور در این سنگ‌ها تبلور یافته است. بلورهای پلاژیوکلاز کائولینیتی شده‌اند و در مواردی دارای بافت گومروپورفیری هستند. کوارتز به مقدار خیلی کم به‌عنوان فنوکریست تبلور یافته و بخشی از خمیره سنگ

منطقه گلوچه متشکل از واحدهای آتشفشانی-تخریبی، توده‌نفوذی، چندین دایک دیابازی و رسوبات کواترنری است (شکل ۳). کانی‌سازی منطقه گلوچه در دو بخش مجزا رخ داده است (شکل ۳). رگه و رگچه‌های بخش شمالی منطقه به نام گلوچه شمالی و رگه و رگچه‌های جنوبی به نام گلوچه جنوبی در نظر گرفته شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی بازالت تا ریولیت و سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری است. توده‌های نفوذی هم شامل گرانودیوریت، گرانیت و کوارتز مونزونیت است. در این بخش تنها به شرح واحد داسیتی و آندزیت‌بازالت پرداخته می‌شود که میزبان کانه‌زایی گلوچه شمالی و گلوچه

کانه‌زایی

همان‌طور که در بخش قبلی توضیح داده شد، کانه‌زایی در گلوچه در دو بخش جداگانه و به صورت رگه و رگچه‌های شمالی (گلوچه شمالی) و رگه و رگچه‌های جنوبی (گلوچه جنوبی) رخ داده است (شکل ۳). کانه‌زایی در گلوچه شمالی از دو رگه اصلی شماره یک و شماره دو و چندین رگه و رگچه فرعی در کنار هم و به موازات هم با روند شرقی-غربی تشکیل شده است (شکل ۴-الف). مجموع طول رگه‌ها حداقل ۱۵۰۰ متر و ضخامت متوسط ۲/۵ متر است. شیب رگه‌های کانه‌دار قائم و کمی متمایل به شمال می‌باشد. کانه‌زایی در گلوچه جنوبی در دو رگه اصلی (A و B) و چندین رگه فرعی در مجاورت رگه‌های کانه‌دار اصلی رخ داده است (شکل ۴-ب). رگه A به طول ۴۸۰ متر و ضخامت متوسط ۲/۵ متر، با راستای شمال شرق-جنوب غرب و رگه B با طول حدود ۶۰۰ متر و ضخامت متوسط سه متر دارای راستای شمال غرب-جنوب شرق است.

را همراه با آلکالی فلدسپات به صورت بلورهای بی‌شکل در ابعاد کریپتوکریستالین- میکروکریستالین تشکیل می‌دهد. سنگ‌های نفوذی با ترکیب گرانیتی، کوارتز مونوزونیتی و گرانودیوریتی به رنگ خاکستری مایل به سبز و یا صورتی هستند. سنگ‌های گرانیتی شامل پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن با بافت پرتیتی، کوارتز و بیوتیت است. بافت آنتی راپاکیوی و گرافیکی در گرانیت مشاهده شده است. سنگ‌های کوارتز مونزونیت دارای بافت گرانولار-گرانولار مونزونیتی و در بخش‌هایی پوئی‌کلیتیکی می‌باشند. کانی‌های اصلی از نوع پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، کوارتز، بیوتیت، کلینوپیروکسن با تبدیل‌شدگی به آمفیبول و گاه هورنبلند است. گرانودیوریت‌ها متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت هستند. آلکالی فلدسپار و هورنبلند نیز در این سنگ‌ها تشکیل شده است. بین فلدسپار پتاسیک و کوارتز، بافت گرافیک ناشی از هم‌رشدی این دو کانی دیده می‌شود.



شکل ۲. نمایی کلی از ایالت فلزایی طارم-هشتجین و نمایش واحدهای زمین‌شناسی و کانسارهای اپی‌ترمال در این پهنه (با تغییرات از قربانی، ۱۳۸۶)

دگرسانی

کوارتز، پیریت، کلریت و سریسیت می‌باشد (شکل ۶-و). دگرسانی آرژیلیکی در منطقه گلوچه به دو زیر پهنه قابل تقسیم است به طوری که در بخش‌های داخلی تر کانی‌های کوارتز، کائولینیت، آلونیت و پیریت تشکیل شده که مطابق با دگرسانی آرژیلیک پیشرفته است (شکل ۶-ز)، و در بخش‌های بیرونی تر، پهنه آرژیلیک با کانی‌های مونت مورونیت، سریسیت، کلسیت و ایلیت و به خصوص کلریت مشخص است که منطبق بر دگرسانی آرژیلیک حدواسط است (شکل ۶-و). بخش‌هایی از پهنه دگرسانی آرژیلیک (مرز زون آرژیلی و پروپلیتی) مقدار کلریت افزایش می‌یابد و منطبق بر کانه‌زایی سرب و روی است (شکل ۶-ح).

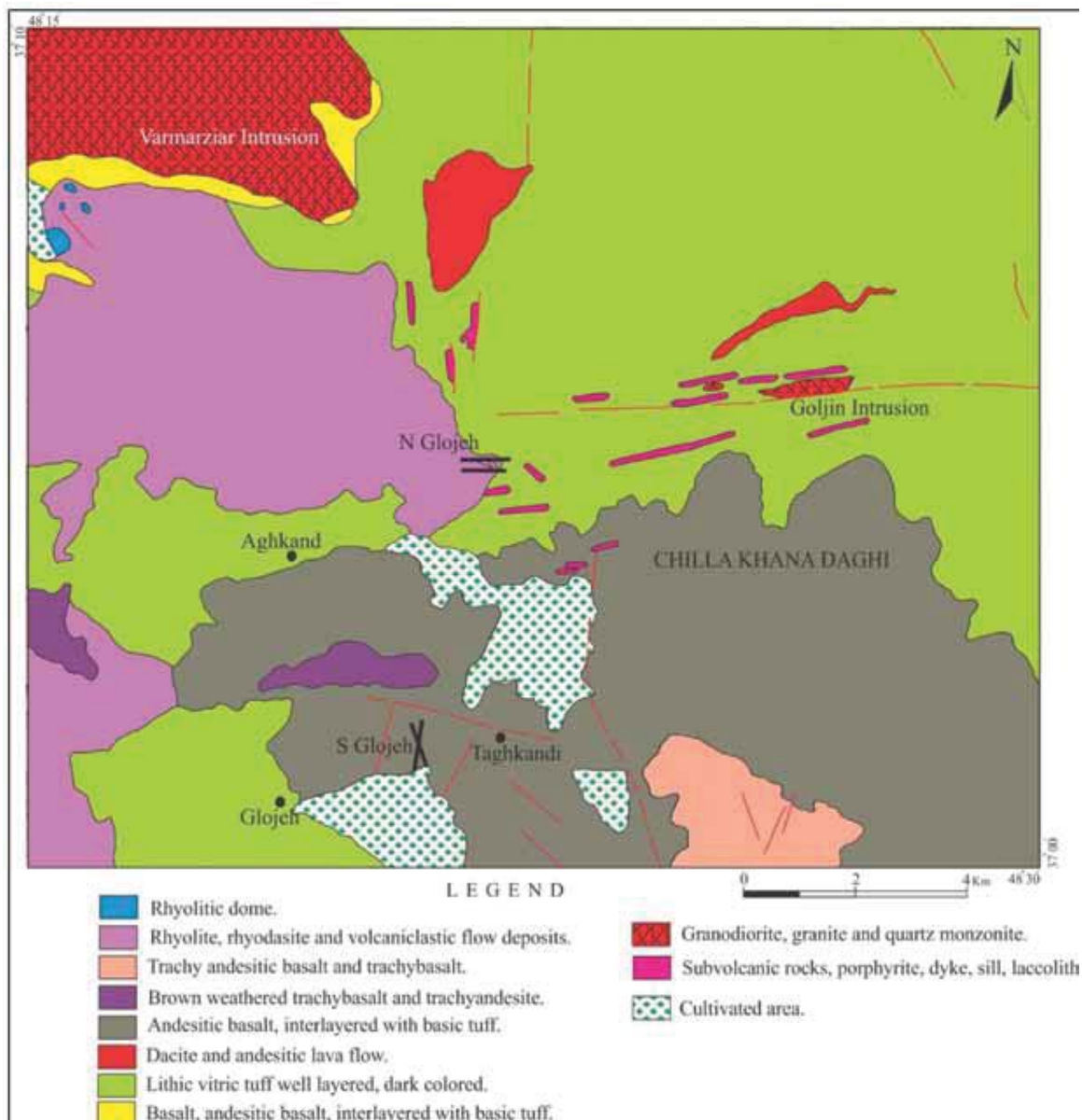
دگرسانی پروپلیتیک در منطقه معدنی گلوچه گسترش بیشتری دارد و اغلب سنگ‌های رخنمون یافته متحمل دگرسانی پروپلیتیک شده‌اند. دگرسانی پروپلیتیک در سنگ‌های حدواسط و مافیک نسبت به سنگ‌های اسیدی گسترش بیشتری دارد (Gemmell, 2004, 2006). بنابراین دگرسانی پروپلیتیک در گلوچه جنوبی دارای گسترش بسیار وسیعی است و به رنگ سبز روشن تا تیره دیده می‌شود (شکل ۶-ط). دگرسانی پروپلیتیک در بخش بیرونی تر نسبت به رگه‌های معدنی تشکیل شده است. تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتی در واحدهای رخنمون یافته، پلاژیوکلازها به کانی‌های ثانویه از جمله کربنات، اپیدوت، سریسیت و کمی کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. کانی‌های مافیک نیز اغلب به کلریت، کربنات و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. پهنه‌های دگرسان در اطراف رگه‌های معدنی گلوچه یک پهنه‌بندی مشخصی را نشان می‌دهند. در نزدیک‌ترین فاصله به رگه‌های معدنی، پهنه دگرسان سیلیسی دیده شده و پهنه سریسیتی در بین پهنه سیلیسی و پهنه آرژیلیکی قرار دارد (شکل ۵-الف). این منطقه‌بندی و نوع دگرسانی‌ها قبلاً در کانسارهای اپی‌ترمال نیز گزارش شده است (Camprubi and Albinson, 2007; Buchanan, 1981). شکل ۷-الف به طور شماتیک (فاقد مقیاس) رگه‌های کانه‌زایی شده و منطقه‌بندی پهنه‌های دگرسان در اطراف رگه‌های گلوچه شمالی را نشان می‌دهد. پهنه‌های دگرسانی

یکی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال گسترش وسیع پهنه‌های دگرسانی در اطراف رگه‌های کانه‌زا است (Cooke and Simmons, 2000). در اطراف رگه‌های گلوچه نیز پهنه‌های دگرسان تا ۳۰ متر اطراف رگه‌ها در سنگ میزبان گسترش دارند (شکل ۵-الف و ج). پهنه‌های دگرسان در گلوچه شامل سیلیسی شدن، آرژیلیکی شدن، سریسیتی شدن و پروپلیتی شدن است. در سنگ میزبان نیز پهنه‌های دگرسانی گسترش زیادی را نشان می‌دهند (شکل ۵-ب و د). سیلیسی شدن از متداول‌ترین انواع دگرسانی‌های گرمایی است که با افزایش مقدار درصد کوارتز و یا اکسیدهای سیلیس (چرت، اپال و کلسدوئن) در سنگ همراه است (Pirajno, 1992). پهنه دگرسانی سیلیسی، نزدیک‌ترین پهنه به رگه‌های کانه‌زایی است (شکل ۵-الف). سیلیسی شدن در اطراف رگه‌های گلوچه شمالی گسترش بیشتری دارد به طوری که در اثر تشکیل سیلیس در متن توفها، این سنگ‌ها به طور کامل سیلیسی شده و شبیه توف‌های ریولیتی شده‌اند. پهنه سیلیسی همراه با رگه است و به صورت توده‌ای و سخت می‌باشد (شکل ۶-الف). کانی اصلی این دگرسانی کوارتز است (شکل ۶-ب) و کانی‌های دیگر مثل کالسدون، پیریت و آاناتاز به مقدار کمتر در این پهنه تشکیل شده‌اند. پهنه سیلیسی یا از طریق اضافه شدن سیلیس از محلول‌های هیدروترمالی تشکیل می‌شود و یا با تبدیل کانی‌هایی مثل پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالین به کانی‌های رسی، مقدار زیادی سیلیس در متن سنگ آزاد می‌شود.

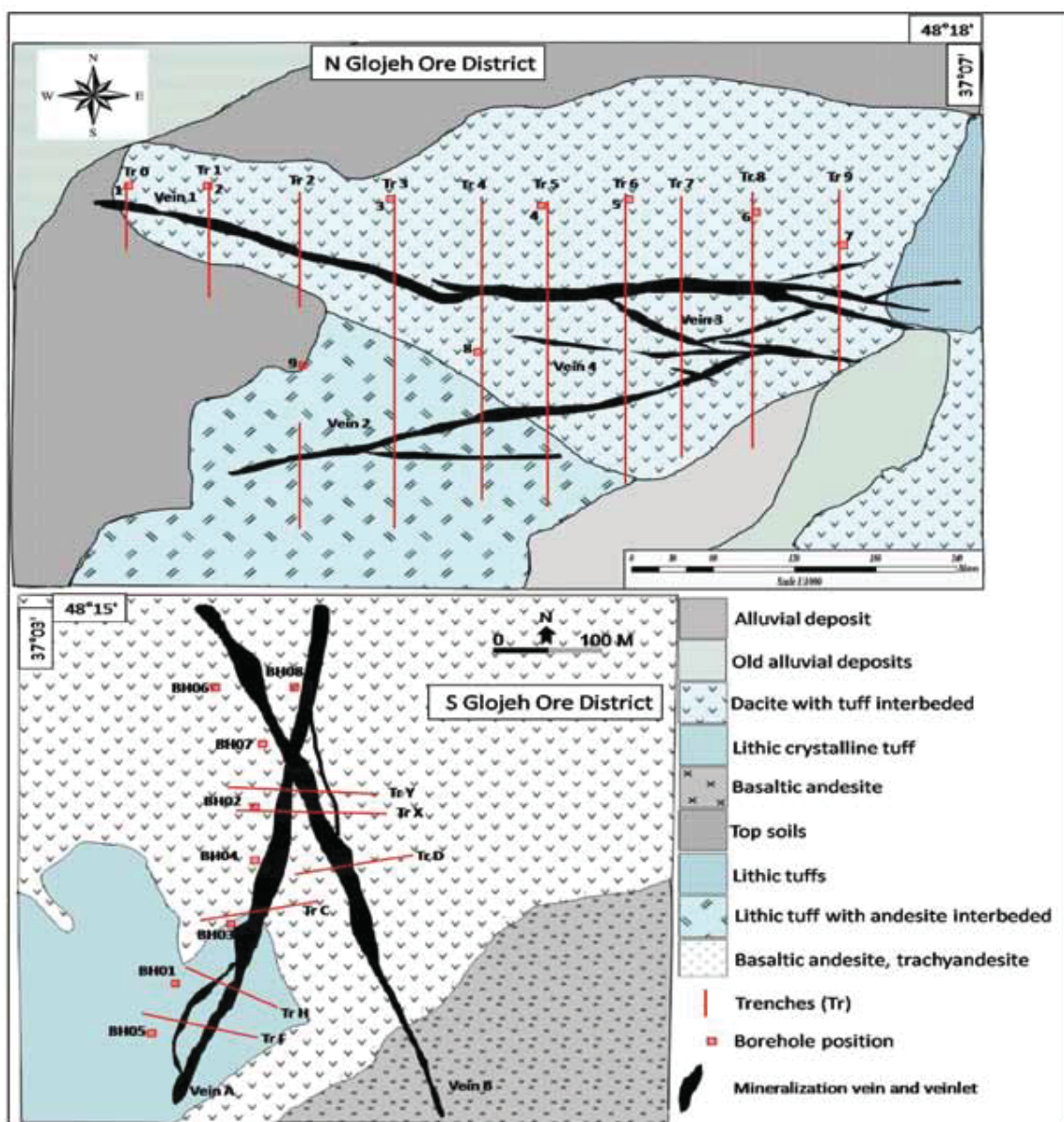
پهنه سریسیتی در زیر و اطراف پهنه آرژیلیکی گسترده شده و گسترش قابل توجهی به خصوص در اعماق دارد (شکل ۵-د). پهنه سریسیتی به رنگ نخودی و به همراه پهنه آرژیلیکی میزبان کانه‌زایی مس در گلوچه است (شکل ۶-ج) کانی‌های شاخص پهنه سریسیتی شامل سریسیت ریز دانه (موسکوویت)، پیریت و کوارتز و به مقدار کمتر کلسیت هستند (شکل ۶-د). رخداد دگرسانی آرژیلیکی در منطقه گلوچه به رنگ سفید تا کرم روشن (آرژیلی حدواسط) تا قرمز رنگ (آرژیلی پیشرفته) (شکل ۶-ه) است و متشکل از کانی‌های کائولینیت، ایلیت، مونت‌مورونیت، آلونیت،

بیان کردند که در مناطقی با توپوگرافی مسطح گسترش سیالات دگرسانی در اطراف رگه‌های کانه‌دار تدریجی است و پهنه‌های دگرسان دارای تقارن و از گسترش بیشتری برخوردار هستند. در منطقه گلوچه، گلوچه جنوبی دارای توپوگرافی مسطح است و گلوچه شمالی شیب توپوگرافی شدید دارد. بنابراین در گلوچه جنوبی، پهنه‌های دگرسان تقارن و گستردگی بیشتری نسبت به گلوچه شمالی دارند.

در گلوچه شمالی و جنوبی از لحاظ وسعت و گستردگی دارای تفاوت‌هایی هستند. از مهم‌ترین این تفاوت‌ها منطقه‌بندی مشخص پهنه‌های دگرسان در گلوچه جنوبی نسبت به گلوچه شمالی است. به طوری که پهنه‌های دگرسان در گلوچه جنوبی در سطح دارای رخنمون وسیع هستند و با چشم و با توجه به تغییر رنگ می‌توان مرز پهنه‌های دگرسان را تشخیص داد (شکل ۵-الف و ج). (White and Hedenquist (1995



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده شده گلوچه با تغییرات بر اساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰ هشتجین (فریدی و انوری، ۱۳۸۳). رگه و رگچه‌های گلوچه شمالی (N Glojeh) و رگه و رگچه‌های گلوچه شمالی (S Glojeh) بر روی نقشه مشخص شده است



شکل ۴. واحدهای زمین‌شناسی و موقعیت رگه‌های کانه‌زایی در گلوچه شمالی (N Glojeh) و گلوچه جنوبی (S Glojeh)

حرارت‌سنجی و هاله‌های دگرسان

$(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Al)_6((Si, Al)_4 O_{10})(OH)_8$ است. اساس این روش بر این مطلب استوار است که جانشینی آلومینیوم در موقعیت تتراهدردی (Al^{IV}) با سیلیسیم تابع تغییرات دما است. بنابراین قطب غنی از آلومینیوم در محلول جامد کلریت می‌تواند به‌عنوان یک حرارت‌سنج استفاده شود. (Chathelina, 1988; Chathelina and Nieva, 1985). به همین منظور ابتدا کلریت و سریسیت توسط میکروپروپ

برای مطالعات حرارت‌سنجی، پس از مطالعات پتروگرافی، دو نمونه کلریت و یک نمونه سریسیت از پهنه‌های دگرسان به‌وسیله دستگاه الکترون مایکروپروپ در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت. برای به دست آوردن درجه حرارت تشکیل کلریت از نمودار تصحیح شده (Chathelina 1988) استفاده شده است. فرمول کلی کلریت به صورت

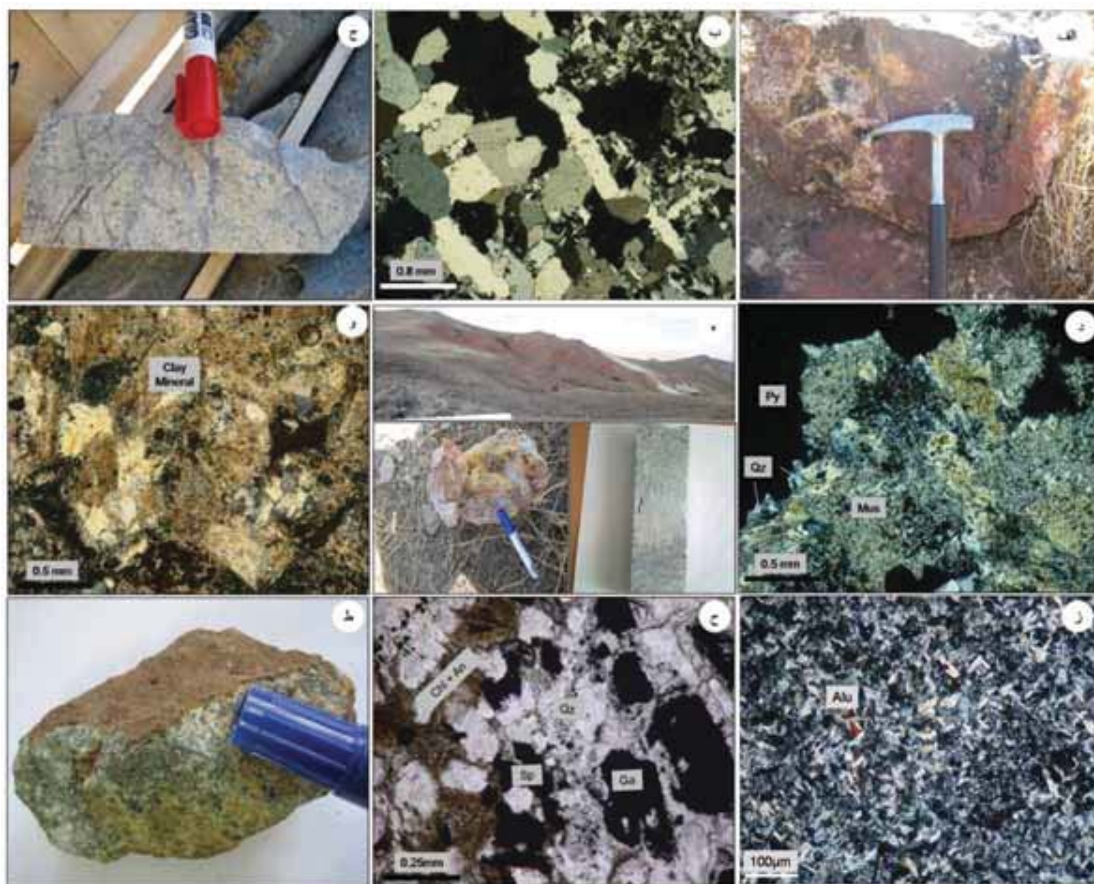


شکل ۵. تصاویر صحرایی از منطقه‌بندی پهنه‌های دگرسانی در اطراف رگه‌های معدنی گلوچه که از داخل به خارج شامل پهنه سیلیسی، پهنه سربستی، پهنه آرژیلیک و پهنه پروپیلیتی است. الف و ج) تغییر رنگ در هر یک از پهنه‌های دگرسانی مشخص است، ب) پهنه گسترده دگرسانی آرژیلیک و د) پهنه دگرسانی سربست را نشان داده است

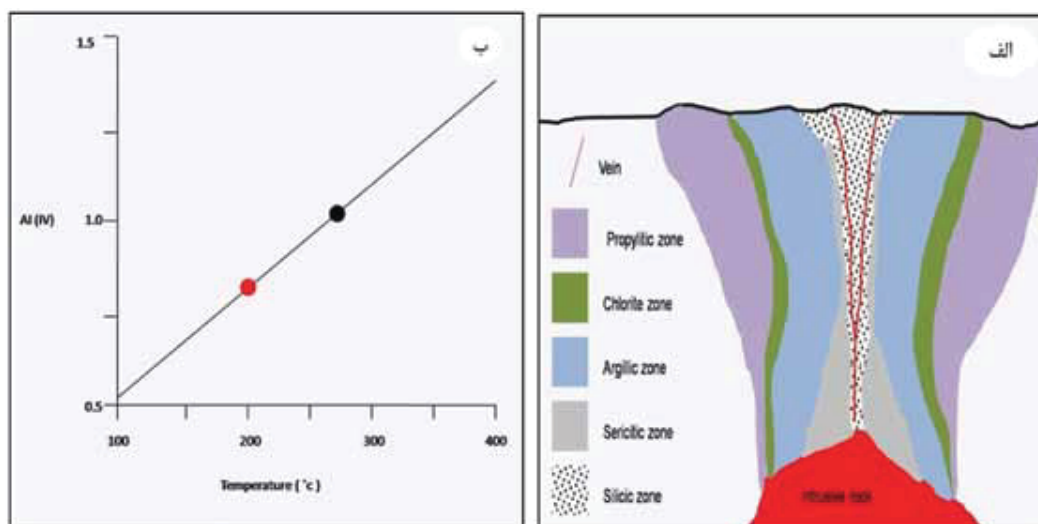
تشکیل کلریت به دست می‌آید (شکل ۷-ب). با توجه به شکل ۷-ب درجه حرارت تشکیل پهنه کلریتی (مرز بین پهنه آرژیلیک حدواسط و پروپیلیتیک) به‌طور میانگین ۲۷۵ درجه سانتی‌گراد (۲۶۵ تا ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد) و پهنه پروپیلیتیک ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد (۱۹۰ تا ۲۰۵ درجه سانتی‌گراد) به دست آمد. مقدار آهن و پتاسیم سربست نیز با افزایش دما رابطه مستقیم و مقدار منیزیم رابطه عکس دارد (Chathelina and Nieva, 1985). با استفاده از این مقادیر دمای تشکیل سربست در رگه‌های منطقه گلوچه (گلوچه شمالی) ۲۹۵ درجه سانتی‌گراد به دست آمد.

تجزیه نقطه‌ای شد و پس از مشخص شدن درصد اکسیدهای اصلی با استفاده از نرم‌افزارهای پترولوژی فرمول ایده‌آل کلریت ساخته شد و مازاد آلومینیوم مصرف شده در فرمول کلریت به صورت آلومینیوم تتراهدری (Al^{IV}) در نظر گرفته شد (جدول ۱). سپس از نمودارهای الگو ارائه شده توسط (Chathelina, 1988) استفاده شد.

ابتدا محل نمونه‌ها با توجه به مقادیر Al^{IV} در محور قائم این نمودار مشخص می‌شود؛ سپس این نقاط با خطوط افقی به خطی که در نمودار ارائه شده به‌وسیله (Chathelina, 1988) رسم شده، وصل می‌شود و دمای



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی و نمونه دستی از دگرسانی‌های اطراف رگه‌های منطقه معدنی گلوچه، الف) رگه سیلسی شده همراه با آغستگی‌های اکسید و هیدرواکسید آهن، ب) کوارتزهای قشری مهم‌ترین کانی در دگرسانی سیلسی هستند، ج) نمونه دستی از دگرسانی نخودی رنگ سرسیت را نشان داده است، د) دگرسانی سرسیتی متشکل از مووسکویت (MS)، کوارتز (QZ)، پیریت (PY)، ه) پهنه دگرسانی آرژیلیک را نشان داده است که از رنگ سفید تا گرم روشن (آرژیلی حدواسط) تا قرمز رنگ (آرژیلی پیشرفته) متغیر است، و) کانی‌های رسی (به‌خصوص کائولینیت) مهم‌ترین کانی‌های دگرسانی آرژیلیک حدواسط هستند، ز) آلونیت در زون آرژیلیک پیشرفته، ح) کانه‌زایی سرب و روی همراه با دگرسانی کلریتی و ط) نمونه دستی از دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز را نشان داده است



شکل ۷. الف) مدل شماتیک از منطقه‌بندی پهنه‌های دگرسانی در اطراف رگه‌های گلوچه (گلوچه شمالی) (فاقد مقیاس)، ب) موقعیت کلریت پهنه پروپیلیتیک (دایره قرمز) و کلریت پهنه کلریتی (دایره سیاه) و دماهای به‌دست‌آمده در نمودار ارائه شده توسط (Chathelina, 1988) که به ترتیب دمای میانگین ۲۰۰ و ۲۷۵ درجه سانتی‌گراد را دارند

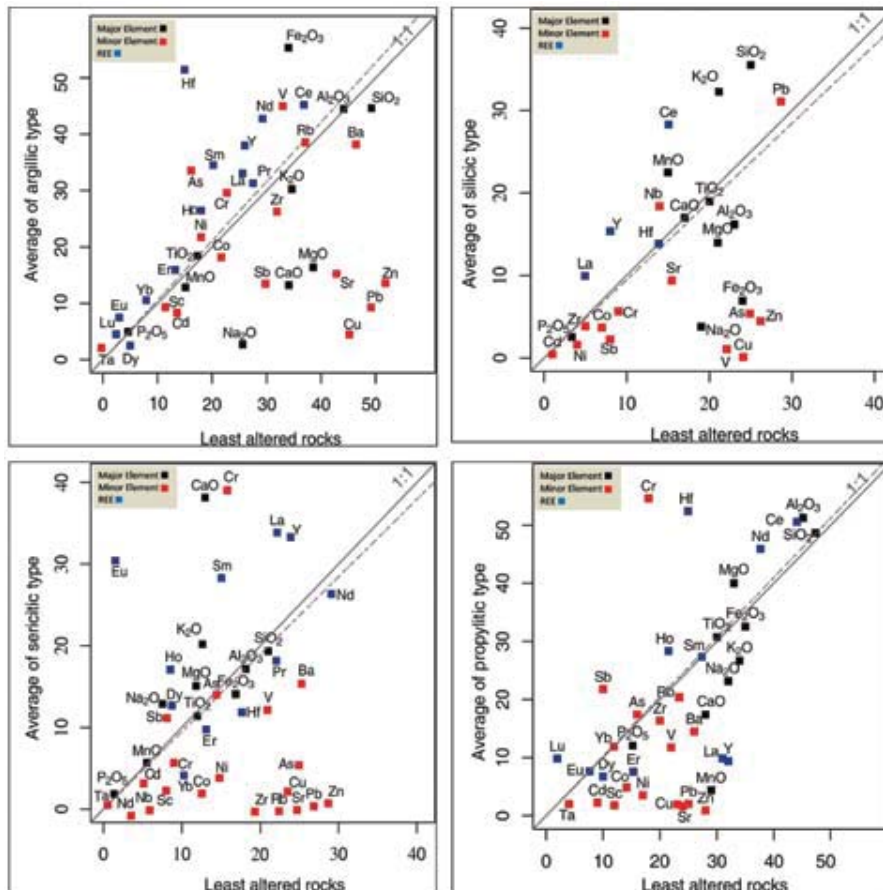
جدول ۱. محاسبه آلومینیم تتراهدری (AlIV) با استفاده از نتایج مایکروپروب در کلریت و سریسیت (کلریت یک از پهنه کلریتی و کلریت دو از پهنه پروپیلیتیک است)

| نمونه | Si (IV) | Al (VI) | Al (IV) | Fe ²⁺ | Fe ³⁺ |
|----------|---------|---------|---------|------------------|------------------|
| کلریت یک | ۲/۹۷ | ۱/۱۶ | ۱/۰۳ | ۱/۴۹ | ۳/۲۷ |
| کلریت دو | ۳/۱۱ | ۱/۳۸ | ۰/۸۹ | ۱/۱۴ | ۳/۲۳ |
| سریسیت | ۳/۱۲ | ۱/۷۹ | ۰/۸۷ | ۰/۱۶ | ۰/۰۸ |

کوارتز مهم‌ترین کانی است و در نتیجه مقدار سیلیس در این پهنه غنی‌شدگی نشان داده است. وجود موسکویت ریزبلور همراه با این پهنه باعث شده که اکسیدپتاسیم هم غنی‌شدگی نشان دهد. علی‌رغم وجود کانی‌آناز، مقدار اکسید تیتانیوم نزدیک خط یک قرار گرفته است. در دگرسانی سیلیسی، سرب غنی‌شدگی دارد، درحالی‌که مس و روی تهی‌شدگی پیدا کرده‌اند که این احتمالاً به دلیل بالا بودن مقدار سرب در سنگ میزبان کانی‌سازی است. عناصر نادر خاکی سبک در دگرسانی سیلیسی غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

ژئوشیمی هاله‌های دگرسان

برای مطالعات ژئوشیمی هاله‌های دگرسان تغییرات عناصر را در سنگ‌های دگرسان شده نسبت به سنگ‌های غیردگرسان در هر پهنه بررسی کرده و غنی‌شدگی^۱ یا تهی‌شدگی^۲ عناصر مورد بررسی قرار گرفته است (جدول ۲ و شکل ۸). ترکیب سنگ دگرسان با هم ارز غیردگرسان آن با تغییرات شدید جرم و حجم ممکن خواهد بود که مقایسه مستقیم آنها توسط محققان مختلفی به‌ویژه Grant (1986) مورد بررسی قرار گرفته است. در دگرسانی سیلیسی، کانی



شکل ۸. نمودار مقایسه ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی در میانگین سنگ‌های دگرسان شده در مقابل سنگ دگرسان نشده (دگرسانی ناچیز) در پهنه‌های دگرسان منطقه گلوچه

1. Gain
2. Loss

مجید قاسمی سیانی و همکاران

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های دگرسان و سنگ‌های آذرین گلوچه به روش ICP-OES و اکسیدهای اصلی به روش XRF در آزمایشگاه دانشگاه خوارزمی

| sample | G1 Gls-Ts- 26c | G2 Gls-Ts- 105 | G3 Gls-Ts- 25b | G4 Gls-Ts- Bb3-30 | G5 Gls-Ts- Bb2 | G6 G6-R- 03 | G7 G6-R- 02 | G8 G6-R- 01 | G9 G6-Ts- 01 | G10 G6-Ts- 02 | G11 G6-Ts- 05 | G12 D-Rs- 21 | G13 Gls-Ts- A | G14 Gls-Ts- H11 |
|--------------------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|-------------------------|----------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--------------------|---------------------|---------------------|--------------------|---------------------|-----------------------|
| | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks | Altered rocks |
| SiO ₂ (wt%) | ۶۰/۴۲ | ۵۵/۲۵ | ۶۸/۹۰ | ۵۰/۴۰ | ۵۸/۵۲ | ۶۰/۳۰ | ۶۰/۳۱ | ۶۲/۲۲ | ۶۰/۴۹ | ۶۰/۵۹ | ۶۷/۶۷ | ۶۲/۰۴ | ۸۰/۴۴ | ۵۱/۷۷ |
| TiO ₂ | ۰/۵۲ | ۰/۷۵ | ۰/۸۵ | ۰/۹۵ | ۰/۹۳ | ۰/۷۴ | ۰/۹۲ | ۰/۷۳ | ۰/۵۲ | ۰/۰۳ | ۰/۸۰ | ۰/۰۲ | ۰/۲۸ | ۱/۸۰ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۳/۶۰ | ۱۹/۵۰ | ۱۲/۴۵ | ۱۰/۲۵ | ۱۰/۵۰ | ۱۰/۵۰ | ۱۲/۲۰ | ۱۲/۶۰ | ۱۱/۹۰ | ۲۰/۴۷ | ۵/۴۲ | ۱۶/۶۷ | ۷/۵۰ | ۱۴/۸۰ |
| Fe ₂ O ₃ (tot) | ۷/۱۵ | ۷/۹۰ | ۴/۲۹ | ۴/۳۰ | ۱۵/۰۰ | ۷/۴۰ | ۴/۳۰ | ۱۰/۰۰ | ۷/۴۰ | ۲/۵۰ | ۵/۰۰ | ۹/۱۵ | ۴/۲۰ | ۹/۱۵ |
| MnO | ۰/۵۵ | ۰/۷۵ | ۰/۵۵ | ۰/۱۲ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۵ | ۰/۲۵ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۱/۶۰ | ۰/۱۵ | ۰/۲۰ |
| MgO | ۴/۶۰ | ۴/۶۰ | ۱/۵۰ | ۱/۰۰ | ۰/۶۰ | ۰/۵۰ | ۰/۴۰ | ۰/۸۰ | ۴/۵۰ | ۴/۶۰ | ۱/۵۰ | ۱/۵۰ | ۰/۴۰ | ۵/۳۹ |
| CaO | ۲/۶۰ | ۰/۵۰ | ۰/۲۸ | ۰/۲۰ | ۱/۲۴ | ۰/۲۸ | ۰/۵۴ | ۰/۶۰ | ۰/۵۴ | ۰/۲۴ | ۱/۰۰ | ۱/۵۰ | ۰/۲۸ | ۴/۵۰ |
| Na ₂ O | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ |
| K ₂ O | ۱/۴۱ | ۱/۴۰ | ۲/۶۰ | ۲/۸۰ | ۲/۶۰ | ۲/۰۰ | ۱/۲۵ | ۱/۸۲ | ۱/۴۰ | ۱/۵۰ | ۲/۸۰ | ۲/۶۰ | ۰/۲۲ | ۴/۶۰ |
| P ₂ O ₅ | ۰/۲۲ | ۰/۶۸ | ۰/۰۷ | ۰/۲۷ | ۰/۵۰ | ۰/۲۰ | ۰/۴۴ | ۰/۶۷ | ۰/۲۵ | ۰/۰۲ | ۰/۲۲ | ۰/۶۰ | ۰/۰۵ | ۰/۶۰ |
| LOI | ۸/۵۰ | ۴/۰۰ | ۸/۲۰ | ۹/۵۴ | ۵/۰۰ | ۱۱/۸۰ | ۱۰/۶۵ | ۱۰/۲۵ | ۸/۴۰ | ۱۰/۴۰ | ۵/۲۰ | ۵/۲۲ | ۲/۵۰ | ۵/۲۵ |
| Total | ۹۹/۴۹ | ۱۰۰/۴۵ | ۹۹/۷۹ | ۹۷/۵۰ | ۱۰۰/۴۹ | ۹۵/۶۹ | ۹۹/۰۹ | ۹۹/۸۸ | ۹۹/۹۳ | ۹۷/۳۴ | ۱۰۰/۳۱ | ۹۹/۲۳ | ۱۰۰/۵۸ | ۱۰۰/۴۷ |
| Ppm | | | | | | | | | | | | | | |
| Ag | ۱> | ۱۲ | ۷ | ۳ | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۴ | ۱> | ۱۱ | ۱> | ۱> |
| As | ۷۸ | ۲۸ | ۹۱۰ | ۲۶ | ۳۷ | ۳۹ | ۵ | ۳۳۶ | ۲۹ | ۲۴ | ۵۴ | ۱۱۴ | ۲۷ | ۳۰ |
| Ba | ۵> | ۵> | ۶ | ۱۲ | ۵> | ۵> | ۱۲ | ۵> | ۵> | ۵ | ۸ | ۱۰ | ۵> | ۴ |
| Bc | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۴ | ۲ | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۲ |
| Bi | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۱۹ | ۵> | ۵> |
| Cr | ۵۸ | ۸۱ | ۴۲ | ۸۱ | ۷۲ | ۴۰ | ۸۱ | ۸۴ | ۴۵ | ۸۵ | ۵۴ | ۱۰۳ | ۴۲ | ۴۲ |
| Co | ۲۴ | ۲۰ | ۱۱ | ۱۴ | ۸۴ | ۲۲ | ۱۳ | ۱۱ | ۲۸ | ۴ | ۱۰ | ۱۵ | ۸ | ۴۱ |
| Ni | ۲۸ | ۲۲ | ۵> | ۵> | ۱۱۷ | ۱۰ | ۵> | ۵ | ۱۴ | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۱۹ |
| Sb | ۱۸ | ۱۴ | ۴۹ | ۲۴ | ۴۰ | ۲۵ | ۱۰ | ۲۵ | ۱۲ | ۲۴ | ۷۴ | ۱۰۹ | ۵> | ۵> |
| Sc | ۲۲ | ۱۵ | ۱۲ | ۴ | ۱۵ | ۵ | ۷ | ۱۱ | ۱۹ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۱۹ |
| Se | ۲۱ | ۸ | ۲۳۴ | ۴۴ | ۸۱ | ۱۵۰ | ۷۱۱ | ۲۳۸ | ۲۳۲ | ۲۲ | ۱۰۴۴ | ۲ | ۵۵ | ۴۱۱ |
| Zn | ۱۵۴۸ | ۴۹۵۴ | ۸۳ | ۵۸۳ | ۵۹ | ۱۷ | ۱۰> | ۳۲۰ | ۱۱۱۴ | ۱۸۰ | ۱۰> | ۴۲۱ | ۲۵۰ | ۱۱۷ |
| Pb | ۲۵۷ | ۸۱۱ | ۳۵۲ | ۸۰ | ۱۴ | ۱۰> | ۱۰> | ۲۵۹ | ۱۰> | ۸۱ | ۲۲ | ۴۵۵ | ۳۵۷ | ۱۰> |
| Cd | ۴ | ۲ | ۸ | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۳ | ۱> | ۱> | ۱> | ۳ | ۱> | ۱> |
| V | ۱۴۹ | ۱۵۹ | ۱۴۱ | ۲۴۴ | ۲۰۹ | ۱۳۵ | ۲۴۵ | ۲۳۲ | ۱۵۸ | ۹۴ | ۱۲۹ | ۱۸ | ۲۵ | ۱۸۸ |
| Y | ۱۴ | ۹ | ۱۰ | ۵> | ۱۵ | ۵> | ۵> | ۵> | ۱۴ | ۵> | ۵> | ۵> | ۱۱ | ۱۹ |
| Cu | ۱۲ | ۵ | ۱۰۲ | ۵ | ۱۰۸ | ۵> | ۵> | ۸۰۸ | ۵> | ۱۵ | ۵> | ۴۱۴ | ۱۸ | ۲۱ |
| Mn | ۴۲۴۵ | ۵۸۷۱ | ۳۵۴ | ۹۴۵ | ۱۳۴ | ۲۷ | ۲۳ | ۳۵۴ | ۱۴۴۹ | ۷۵ | ۱۰> | ۱۰۹ | ۱۹۹ | ۱۹۸۱ |
| Mo | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۲ | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۳ | ۱> | ۱> |
| Li | ۶۴ | ۷۱ | ۲۲ | ۲۸ | ۲۴ | ۸۹ | ۵۰ | ۴۷ | ۴۷ | ۳۲ | ۱۸ | ۵۱ | ۲۹ | ۵۷ |
| La | ۱۹ | ۹ | ۲۱ | ۵ | ۱۹ | ۷ | ۱۹ | ۲ | ۲۳ | ۵ | ۹ | ۵ | ۱۴ | ۴۷ |
| Ce | ۴۱ | ۲۷ | ۵۴ | ۱۸ | ۴۴ | ۲۰ | ۴۹ | ۲۱ | ۴۷ | ۱۱ | ۲۴ | ۱۱ | ۳۳ | ۴۵ |
| Sm | ۵ | ۱> | ۴ | ۲ | ۴ | ۱ | ۲ | ۲ | ۵> | ۴ | ۳ | ۲ | ۳ | ۷ |
| Eu | ۱ | ۱> | ۱ | ۱> | ۱ | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱ | ۱> | ۱> | ۱ | ۲ |
| Hf | ۱۴ | ۱۳ | ۱۰ | ۸ | ۸ | ۷ | ۹ | ۸ | ۱۰ | ۴ | ۴ | ۴ | ۸ | ۱۲ |
| SiO ₂ (wt%) | ۵۷/۰۰ | ۵۶/۴۲ | ۶۰/۶۲ | ۷۱/۰۰ | ۵۶/۲۴ | ۵۶/۰۰ | ۶۶/۰۰ | ۷۰/۰۰ | ۷۱/۰۰ | ۶۹/۲۵ | ۷۱/۴۸ | ۵۵/۴۵ | | |
| TiO ₂ | ۰/۴۷ | ۰/۵۸ | ۰/۸۸ | ۰/۲۲ | ۰/۸۰ | ۰/۸۰ | ۰/۶۳ | ۰/۵۵ | ۰/۵۰ | ۰/۵۳ | ۰/۵۰ | ۰/۶۰ | | |
| Al ₂ O ₃ | ۱۱/۰۰ | ۱۵/۴۵ | ۱۴/۸۰ | ۹/۲۰ | ۱۴/۸۰ | ۱۴/۰۰ | ۱۴/۰۰ | ۱۴/۱۰ | ۱۴/۲۰ | ۱۴/۰۰ | ۱۴/۰۰ | ۱۰/۱۲ | | |
| Fe ₂ O ₃ (tot) | ۴/۳۰ | ۱۴/۵۰ | ۷/۱۵ | ۴/۳۰ | ۷/۴۰ | ۱۰/۰۰ | ۴/۳۳ | ۴/۳۰ | ۴/۳۰ | ۴/۳۰ | ۷/۱۵ | ۲/۹۰ | ۴/۵۰ | |
| MnO | ۰/۰۴ | ۰/۶۰ | ۰/۵۴ | ۰/۶۰ | ۰/۴۲ | ۰/۳۰ | ۰/۶۷ | ۰/۶۰ | ۰/۰۴ | ۰/۵۴ | ۰/۰۵ | ۰/۵۳ | | |
| MgO | ۰/۸۰ | ۰/۶۰ | ۲/۵۰ | ۰/۵۰ | ۴/۳۰ | ۵/۵۰ | ۱/۵۰ | ۱/۰۰ | ۱/۴۰ | ۲/۴۰ | ۲/۶۰ | ۲/۶۰ | | |
| CaO | ۰/۵۴ | ۰/۲۸ | ۷/۵۰ | ۴/۵۰ | ۲/۰۰ | ۹/۶۰ | ۲/۶۰ | ۲/۸۸ | ۲/۸۷ | ۲/۶۸ | ۲/۳۰ | ۴/۲۱ | | |
| Na ₂ O | ۰/۸۰ | ۰/۵۰ | ۰/۲۰ | ۱/۴۰ | ۰/۵۵ | ۰/۴۰ | ۲/۵۰ | ۲/۴۰ | ۲/۴۵ | ۲/۵۱ | ۲/۸۰ | ۲/۶۰ | | |
| K ₂ O | ۵/۲۰ | ۲/۰۰ | ۲/۴۰ | ۴/۶۰ | ۷/۰۰ | ۲/۸۰ | ۲/۸۰ | ۲/۵۰ | ۲/۶۰ | ۲/۶۰ | ۲/۶۰ | ۲/۳۰ | | |
| P ₂ O ₅ | ۰/۶۵ | ۰/۶۴ | ۲/۲۰ | ۰/۶۰ | ۰/۲۰ | ۰/۲۸ | ۰/۶۸ | ۰/۶۲ | ۰/۶۲ | ۰/۶۲ | ۰/۶۰ | ۰/۲۰ | | |
| LOI | ۲/۵۰ | ۲/۸۰ | ۴/۲۰ | ۴/۵۰ | ۲/۶۴ | ۱/۶۰ | ۲/۵۰ | ۱/۰۰ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۲۰ | ۰/۲۰ | | |
| Total | ۱۰۰/۹۵ | ۱۰۰/۴۹ | ۱۰۰/۴۴ | ۹۹/۹۷ | ۹۸/۰۴ | ۹۹/۵۸ | ۹۶/۴۴ | ۱۰۰/۶۵ | ۱۰۰/۵۸ | ۱۰۰/۴۲ | ۱۰۰/۵۳ | ۹۹/۴۵ | | |

ادامه جدول ۲

| Sample | G15 G11-Hr-14 | G16 G4-04 | G17 G2-02 | G18 G11-HR-09 | G19 G4-01 | G20 Gls-Ts-H15 | G21 Go-Dy-08 | G22 Go-gr-12 | G23 Va-gr-19 | G24 Go-gr-12 | G25 Va-gr-19 | G26 Gls-Ts-24A |
|--------|------------------|----------------|--------------|------------------|--------------|-------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-------------------|
| | Alterf rock | Alterf mass | Andesit | Dioritoid | Andesit | Andesit | Felsy andesit | Granit | Granodiorit | Granodiorit | Granodiorit | Alterf rock |
| Ppm | | | | | | | | | | | | |
| Ag | ۱> | ۱> | ۱> | ۱۱ | ۸ | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۲ | ۱> |
| As | ۱۸ | ۱۵۰ | ۱۰۴ | ۲۸ | ۲۳ | ۵۲ | ۲۴ | ۵ | ۵ | ۸۳ | ۱۳ | ۳۳۱ |
| Ba | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۱۰ | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۸ |
| Be | ۱> | ۱> | ۱> | ۴ | ۱> | ۱> | ۱> | ۴ | ۴ | ۱ | ۱> | ۱> |
| Bi | ۵> | ۵> | ۵> | ۷ | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> | ۵> |
| Cr | ۵۳ | ۶۷ | ۱۱۴ | ۱۷ | ۳۰ | ۶۶ | ۲۸ | ۵۱ | ۲۸ | ۵۷ | ۳۸ | ۱۰۴ |
| Co | ۱۱ | ۱۵ | ۳۴ | ۱۷ | ۲۴ | ۳۴ | ۱۴ | ۱۲ | ۱۲ | ۲۴ | ۱۲ | ۲۳ |
| Ni | ۵> | ۱۲ | ۲۵ | ۵> | ۲۰ | ۳۲ | ۵> | ۵> | ۵> | ۱۸ | ۵ | ۱۳۳ |
| Sb | ۱۲ | ۱۸ | ۳۱ | ۵۳ | ۱۵ | ۱۲ | ۵> | ۵> | ۵> | ۲۵ | ۵> | ۱۴۵۳۳۲ |
| Sc | ۸ | ۱۲ | ۱۸ | ۴ | ۱۵ | ۱۸ | ۵ | ۵ | ۵ | ۲۰ | ۵ | ۷ |
| Sr | ۹۰ | ۱۳ | ۵۸ | ۱۵ | ۳۳۳ | ۱۱۲ | ۲۳۹ | ۱۱۴ | ۲۳۷ | ۲۹ | ۱۸۴ | ۸۱۷ |
| Zn | ۲۰۴ | ۲۸۱۴ | ۱۱۷ | ۴۱۳۲ | ۵۷۰۳ | ۲۱۸ | ۱۲۵ | ۴۴ | ۳۴ | ۱۵۱۱ | ۳۵ | ۵۹ |
| Pb | ۱۷۴ | ۴۴۳ | ۱۵ | ۱۳۸۴ | ۹۸۴ | ۱۷۸ | ۱۰> | ۲۱ | ۱۹ | ۲۴۸ | ۲۰ | ۲۷ |
| Cd | ۱> | ۲ | ۱> | ۱> | ۴ | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۴ | ۱> | ۲ |
| V | ۶۲ | ۲۲۲ | ۲۵۸ | ۲۳ | ۱۷۲ | ۲۱۰ | ۷۴ | ۲۷ | ۳۷ | ۱۶۹ | ۲۶ | ۲۷ |
| Y | ۱۷ | ۵> | ۱۹ | ۵> | ۱۴ | ۱۱ | ۸ | ۸ | ۱۲ | ۱۳ | ۵> | ۵> |
| Cu | ۱۳ | ۴۳۱ | ۲۳۷ | ۲۸۸ | ۱۴۵ | ۱۴ | ۵> | ۲۱ | ۵> | ۵> | ۵> | ۲۳ |
| Mn | ۳۱۰ | ۵۵۷ | ۴۰۸۲ | ۵۴۴ | ۴۸۰۵ | ۳۳۰۹ | ۱۷۷۹ | ۴۰۷ | ۳۷۳ | ۲۳۳۸ | ۳۴۲ | ۱۳۳ |
| Mo | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> |
| Li | ۳۳ | ۴۴ | ۲۷ | ۵۹ | ۴۱ | ۴۳ | ۵۴ | ۲۳ | ۲۳ | ۱۵ | ۹ | ۲۲ |
| La | ۲۲ | ۵ | ۲۵ | ۲۰ | ۲۱ | ۲۲ | ۱۳ | ۱۳ | ۲۳ | ۱۵ | ۹ | ۸ |
| Ce | ۵۲ | ۱۴ | ۲۵ | ۳۵ | ۴۹ | ۳۲ | ۳۸ | ۳۲ | ۴۹ | ۳۹ | ۲۴ | ۲۱ |
| Sm | ۵ | ۱> | ۴ | ۲ | ۴ | ۱ | ۲ | ۲ | ۱> | ۴ | ۳ | ۲ |
| Eu | ۱ | ۱> | ۱ | ۱> | ۱ | ۱> | ۱> | ۱> | ۱> | ۱ | ۱> | ۱> |
| Hf | ۹ | ۹ | ۱۱ | ۷ | ۱۲ | ۱۰ | ۱۰ | ۴ | ۷ | ۱۱ | ۴ | ۴ |

ژئوشیمیایی روبیدیم با عنصر پتاسیم است. افزایش روبیدیم در دگرسانی سریسیتی نیز به دلیل افزایش پتاسیم رخ داده است. در دگرسانی پروپلیتی، اکسیدهای منیزیم و آهن به دلیل افزایش کانی کلریت غنی‌شدگی داشته و اکسید سدیم و پتاسیم به دلیل وجود جاروسیت و ناتروجاروسیت غنی‌شدگی نشان داده است. تهی‌شدگی اکسید منگنز در پهنه پروپلیتیک رخ داده است. مقادیر عناصر استرانسیم و باریم در اغلب دگرسانی‌ها کاهش نشان می‌دهد که به دلیل خارج شدن این دو عنصر توسط محلول‌های گرمایی از شبکه کانی‌ها است. کاهش استرانسیم در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به عنصر باریم بیشتر است.

کانه‌زایی

کانه‌زایی در گلوچه به صورت کانه‌زایی سرب، روی، مس، طلا، نقره و مقادیر قابل توجهی بیسموت و کادمیم است. کانه‌زایی در گلوچه جنوبی شامل دو رگه اصلی A و B است

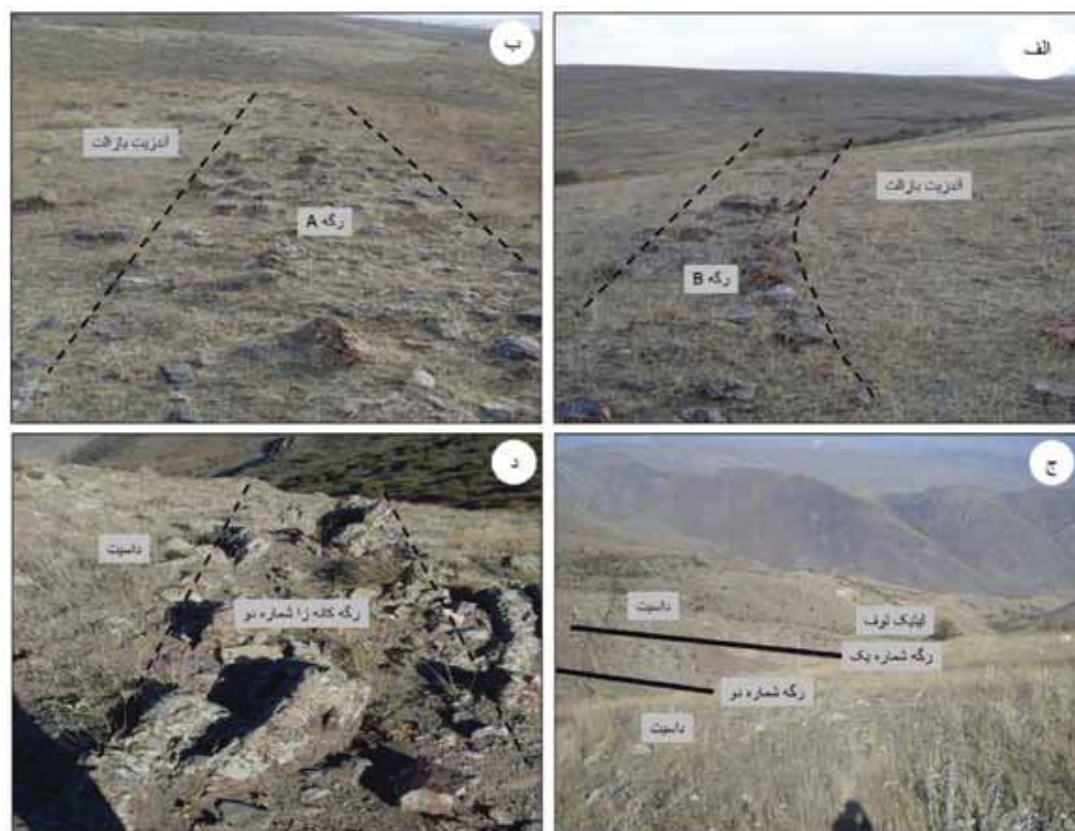
در دگرسانی آرژیلیکی، اکسیدهای کلسیم، سدیم، فسفر و منگنز بر اثر فروروشست این عناصر، کاهش شدیدی نشان می‌دهند. در دگرسانی آرژیلیک پیشرفته به دلیل وجود کانی آلونیت و کوارتز، مقدار اکسیدهای سیلیسیوم، پتاسیم و آلومینیوم غنی‌شدگی نشان داده است. غنی‌شدگی اکسید آهن در این پهنه احتمالاً به دلیل وجود کانی کلریت در دگرسانی آرژیلیک است. در دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، عناصر نادرخاکی سبک تهی‌شدگی و عناصر نادر خاکی سنگین، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر فلزی مانند سرب، مس و روی در دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و حدواسط تهی‌شدگی نشان می‌دهند که علت آن تجمع عناصر مذکور در رگه‌های کانی‌سازی و تهی‌شدگی آنها در سنگ دگرسان شده می‌باشد. در دگرسانی سریسیتی، مقدار اکسید پتاسیم به دلیل تشکیل سریسیت و سریسیتی‌شدن پلاژیوکلاز افزایش نشان می‌دهد. تغییرات روبیدیم با اکسید پتاسیم رابطه مستقیم دارد و این مساله نشانگر تشابه خصوصیات

مجید قاسمی سیانی و همکاران

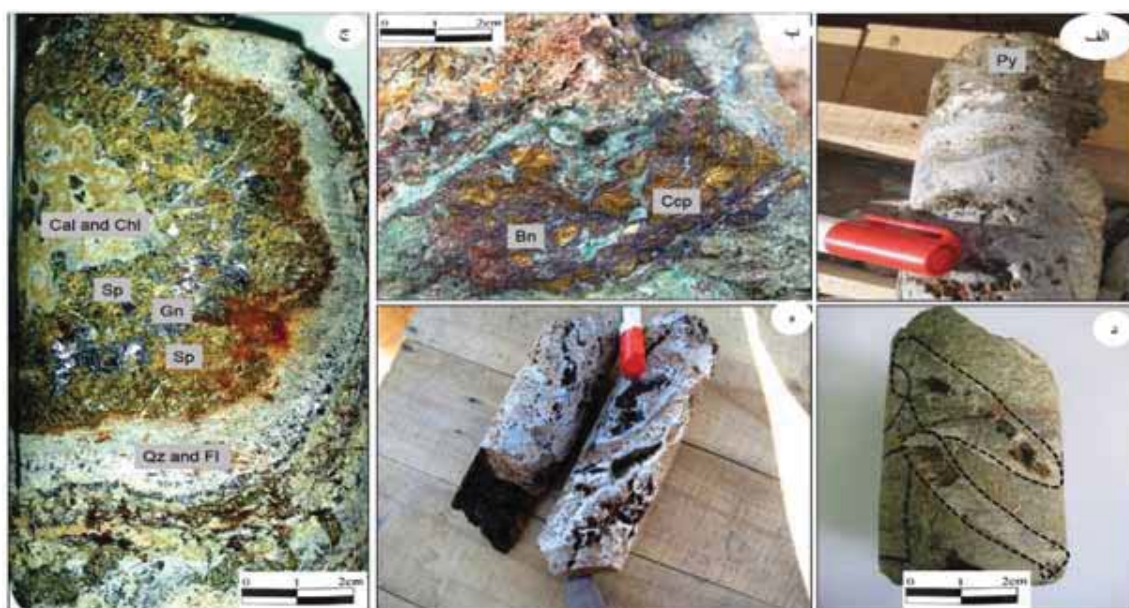
بیشتر کوارتز، کلسیت، فلوریت و سیلیکات‌ها و کربنات‌های منگن‌دار می‌باشند. رگه‌های گلوچه شمالی و جنوبی در ۴۰ متر بالایی خود متحمل پدیده‌های سوپرژن و هوازدگی شده‌اند که کانی‌های سوپرژن در آنها تشکیل شده است. عیار میانگین طلا و نقره برابر ۲/۱۰ و ۴۲۰ گرم در تن در گلوچه شمالی و ۲/۹۰ و ۷۳ گرم در تن در گلوچه جنوبی است. بر اساس روابط بین رگه‌ها و کانی‌ها نسبت به یکدیگر، توالی پاراژنزی کانسار گلوچه رسم شده است. توالی پاراژنزی در کانسار گلوچه به سه مرحله تقسیم می‌شود (شکل ۱۲).

مرحله اول: مرحله اول به دو زیرمرحله تقسیم شده است. زیرمرحله 1A با ته‌نشینی کوارتز به صورت توده‌ای و ووگی شروع می‌شود. پیریت نیز به صورت توده‌ای و خودشکل همراه با مگنتیت در این مرحله تشکیل شده است (شکل ۱۳-الف). بلورهای پیریت خردشده و کانه‌های سولفیدی مرحله بعد (اسفالریت-کالکوپیریت-گالن) در شکستگی‌های پیریت جانشین شده است.

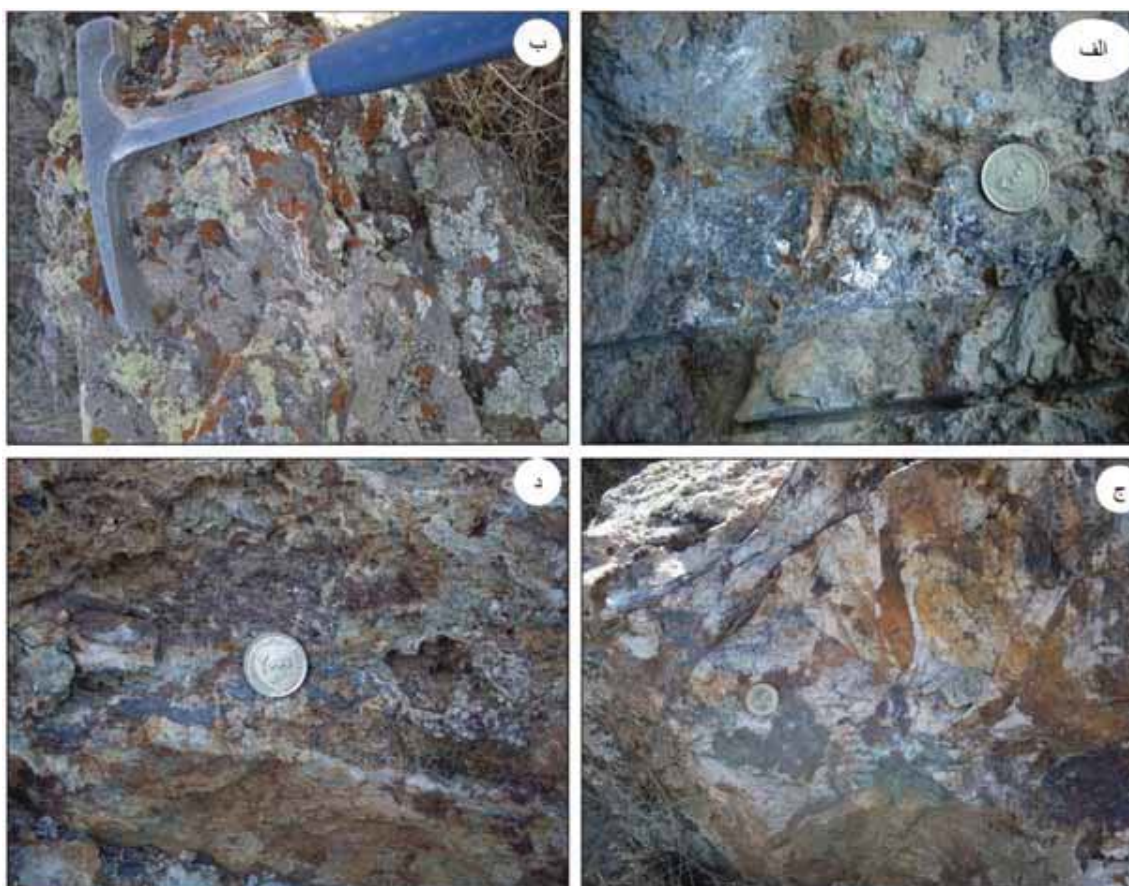
که جهت این دو رگه با هم متفاوت است (شکل ۹-الف و ب). رگه A با امتداد شمال شرق-جنوب غرب (تقریباً شمالی-جنوبی) و رگه B دارای امتداد شمال غرب-جنوب شرق است. گلوچه شمالی از دو رگه اصلی تقریباً موازی و چندین رگه فرعی در راستای غربی-شرقی دارد (شکل ۹-ج و د). کانه‌زایی در گلوچه جنوبی نیز از فلزات پایه و گرانبها تشکیل شده و نسبت به گلوچه شمالی مقادیر کمتری نقره تشکیل شده است. کانه‌زایی در گلوچه به صورت توده‌ای (بیش از ۴۰ درصد) (شکل ۱۰-الف)، برشی (شکل ۱۰-ب)، باندهای قشری تقریباً متقارن (شکل ۱۰-ج)، رگه و رگچه (شکل ۱۰-د) و پرکننده فضای خالی (شکل ۱۰ ه) است. بافت‌های کلوفرم، جاننشینی، استوک ورک و لایه‌ای نیز به مقدار کمتر در رگه‌ها دیده شده است (شکل ۱۱). کانه‌های اصلی در گلوچه شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، بورنیت، بورنویت، کالکوسیت، کولیت، کانی‌های سولفوسالتی، انارژیت، فاماتینیت، تتراهدریت، گرینوکیت، تانتیت، کانه‌های بیسموت‌دار و کانه‌های فلزات گرانبها است. کانی‌های باطله



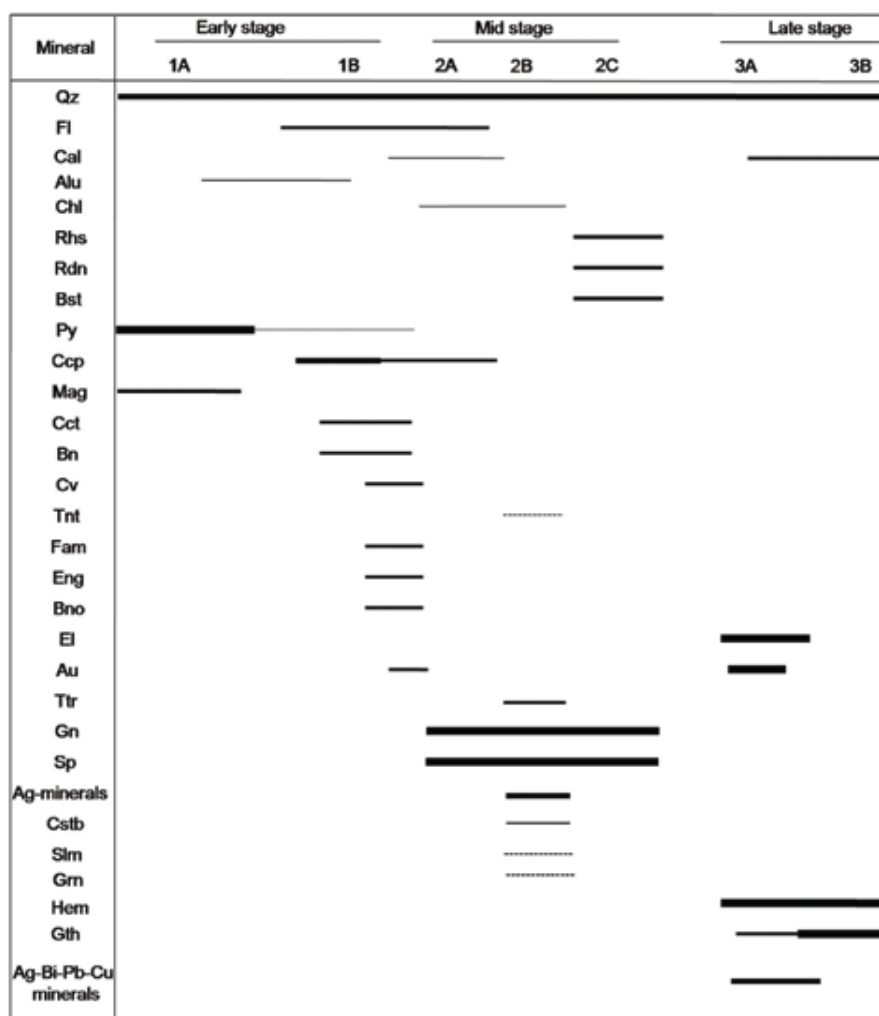
شکل ۹. تصاویر صحرایی از رگه‌های کانه‌زا، الف و ب (گلوچه جنوبی، ج و د) گلوچه شمالی



شکل ۱۰. انواع ساخت و بافت‌های کانه‌زایی در رگه‌های گلوچه، الف) توده‌ای، ب) برشی و جان‌شینی، ج) باندی کراستیفرم تقریباً متقارن، د) رگه و رگچه‌ای و) پرکننده‌ی فضای خالی در کوارتزهای حفره‌ای. برای علایم اختصاری کانی‌ها به شکل ۱۲ مراجعه کنید



شکل ۱۱. تصاویر صحرایی از انواع ساخت در منطقه گلوچه، الف) ساخت توده‌ای سرب و روی، ب) کلوفرم، ج) ساخت جان‌شینی کانی‌های حاوی مس و د) ساخت لایه‌ای گالن



شکل ۱۲. توالی پاراژنزی در کانسار گلوچه. برای علامت اختصاری کوارتز (Qz)، فلوئوریت (Fl)، کلسیت (Cal)، آلونیت (Alu)، کلریت (Chl)، رودوکروزیت (Rhs)، رودونیت (Rdn)، بوستامیت (Bst)، پیریت (Py)، کالکوپیریت (Ccp)، مگنتیت (Mag)، کالکوسیت (Cct)، بورنیت (Bn)، کولین (Cv)، تنانتیت (Tnt)، فاماتینیت (Fam)، انارژیت (Eng)، بورنویت (Bno)، الکتروم (El)، طلا (Au)، تتراهدريت (Ttr)، گالن (Gn)، اسفالریت (Sp)، کالکواستینیت (Cstb)، سلیگمانیت (Slm) گرینوکیٹ (Grm)، هماتیت (Hem) و گوتیت (Gth). لازم به ذکر است که علائم اختصاری بر اساس مقاله (Whitney and Evans, 2010) است

از کانی‌های شاخص کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیدی شدن بالا، در این زیرمرحله تشکیل شده است. پلی‌مورف دمای پایین انارژیت، یعنی لوزونیت، تشکیل نشده است. کانه‌زایی طلا به صورت ادخال در هماتیت (اسپیکولاریت) تشکیل شده است (شکل ۱۳-د).

مرحله دوم (مرحله میانی): بر اساس روابط بافتی کانی‌ها، می‌توان این مرحله را به سه زیرمرحله تقسیم کرد. زیرمرحله 2A که از نوارهای متقارن می‌باشد، تشکیل شده است (شکل ۱۰-ج). ارتباط کانه‌ها به صورتی است که نمی‌توان تقدم و تأخر را در تشکیل آنها مشخص کرد و کانی‌ها به صورت همزمان در این

زیرمرحله 1B با تجمع کانی‌های سولفیدی مس، آرسنیک، طلا، آنتیموان و آهن شناخته می‌شود. در این زیرمرحله ابتدا کالکوپیریت به صورت عدسی‌های برشی (شکل ۱۰-ب) و توده‌ای تشکیل شده و در ادامه بورنیت و کالکوسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳-ب). کانی‌های فاماتینیت، بورنویت و انارژیت به همراه کالکوسیت و کولیت در اطراف کانی کالکوپیریت تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳-ج). کوارتز و فلوریت مهم‌ترین گانگ در این زیرمرحله است. پیریت نیز در این زیرمرحله تشکیل شده است اما نسبت به زیرمرحله 1A از حجم کمتری برخوردار بوده است. انارژیت

مجید قاسمی سیانی و همکاران

مرحله شامل ماتیلدیت، گالانو بیسموتینیت، بیسموتینیت، نقره طبیعی، الکتروم، طلائی طبیعی، منگینیت، پلی بازیت، ماریت و ایکنیت است. زیر مرحله 3B حاوی کانی سازی هیدروکسیدهای آهن، هماتیت و گوتیت می باشد که فاقد کانی های فلزات گرانبها می باشند (شکل ۱۳-ل).

شیمی کانه ها

کانی سازی گالن در مرحله دوم رخ داده است. از ویژگی های بارز آن تفاوت ترکیب گالن با عمق کانی سازی در هر مرحله است. به طوری که گالن در زیر مرحله 2A در نواحی عمیق تر مقدار آرسنیک بالاتری دارد (۰/۵-۱/۲ درصد) در حالی که با کاهش عمق از مقدار آرسنیک آن کاسته می شود (۰/۱ < درصد). محتوای کادمیم در گالن های سطحی (۰/۳ درصد)، بیشتر از نسبت آن در گالن عمیق (۰/۱ درصد) است (جدول ۳). از ویژگی های گالن مرحله 2B وجود ادخال های کانی های سولفوسالت در گالن است. از مهم ترین کانی های سولفوسالتی مشاهده شده در گالن می توان به تتراهدریت، تنانتیت، سلیگمانیت، تتراهدریت روی دار (شکل ۱۴-و)، تتراهدریت نقره دار (شکل ۱۴-الف)، آرزانتیت، نقره خالص (شکل ۱۴-ج)، کالکواستینیت (شکل ۱۴-ه) و گرینوکیت (شکل ۱۴-ب) اشاره کرد. گالن در زیر مرحله 2C نسبت به مرحله 2A آرسنیک و کادمیم کمتری دارد (جدول ۳). اسفالریت در گلوچه در مرحله دوم کانی سازی تشکیل شده است. از ویژگی های بارز ترکیب اسفالریت درصد کم آهن در ترکیب آن است. اسفالریت در عمق های بیشتر دارای میانگین مقدار آهن (۰/۷۵ درصد) و در عمق کمتر (۰/۱ درصد) است. همچنین اسفالریت های زیر مرحله 2C دارای آهن کمتر از ۰/۱ درصد هستند (جدول ۳). این ترکیب نشان می دهد که در طی توالی پاراژنزی و همچنین با کاهش عمق مقدار آهن، در ترکیب اسفالریت کاهش پیدا می کند. (Vaughan and Craig, 1997) نشان داده اند که مقدار آهن در اسفالریت به فوگاسیته گوگرد ارتباط مستقیم دارد و ادخال های کالکوپیریت و پیروتیت در اسفالریت با افزایش آهن در طی افزایش فوگاسیته گوگرد افزایش پیدا می کنند. در منطقه گلوچه نیز در زیر مرحله 2A

زیر مرحله تشکیل شده اند. کالکوپیریت هم به صورت ادخال داخل گالن و هم داخل اسفالریت دیده شده است (شکل ۱۳-ه). وجود ادخال کالکوپیریت داخل اسفالریت به نام بیماری کالکوپیریت نامیده می شود (Barton and Bethke, 1977; Barton, et. al., 1987; Bente and Doring, 1993, 1995).

گالن نیز هم به صورت ادخال در کالکوپیریت و اسفالریت تشکیل شده، و همچنین اسفالریت به صورت ادخال در کالکوپیریت و گالن تشکیل شده است (شکل ۱۳-و).

زیر مرحله 2B نیز با تشکیل رگه و رگچه های گالن و کوارتز شکل می گیرد که این رگه و رگچه های کانی های سولفیدی زیر مرحله 2A را قطع کرده است (شکل ۱۰-ه). از مشخصات بارز این مرحله وجود سولفوسالت های متنوع به صورت ادخال در گالن است (شکل ۱۳-ز). کانی های سولفوسالتی نقره دار در این زیر مرحله شامل تتراهدریت، تتراهدریت نقره دار، تتراهدریت روی دار و آرزانتیت می باشند. همچنین نقره طبیعی در بررسی های الکترون مایکروپروب در داخل آرزانتیت یافت شد. کانی سازی نقره بیشتر در این زیر مرحله رخ داده است. همچنین در عمق های بیشتر سلیگمانیت و تنانتیت به صورت ادخال در گالن و یا در شکستگی های ریز داخل کوارتز تشکیل شده است. کانی سولفوسالتی کادمیم دار در گلوچه گرینوکیت است (شکل ۱۳-ح). زیر مرحله 2C به وسیله کانی سازی رگچه های نازک گالن و اسفالریت با اکسیدها و کربنات های حاوی منگنز شناخته شده است. در این مرحله، سولفوسالتی در داخل گالن و اسفالریت مشاهده نشده و از لحاظ کانی سازی از نقره تهی شده است. سلیکات های منگنزدار، رودونیت و بوستامیت و کربنات منگنزدار نیز رودوکروزیت است (شکل ۱۳-ط).

مرحله سوم (مرحله نهایی): مرحله سوم به دو زیر مرحله تقسیم می شود. زیر مرحله 3A با کانی سازی هماتیت و گوتیت که میزبان کانی های فلزات گرانبها هستند شناخته می شوند. بیشتر فلزات گرانبها و کانی های بیسموت و نقره دار به صورت ادخال در هماتیت و کوارتز خاکستری (شکل ۱۳-ی و ک) مشاهده شده اند. یک توالی پاراژنتیکی پیچیده در بین کانی های این زیر مرحله شکل گرفته است و تقدم و تأخر آنها قابل تشخیص نبود اما به نسبت فراوانی کانی های این

1. Chalcopyrite Disease (DIS-CCP)

محیط نسبتاً احیایی دارد. آرژانتیت دیگر کانی نقره‌دار در گالن است. در طی مطالعات میکروپروب، نقره خالص نیز در آرژانتیت شناسایی شد. الکتروم به صورت ادخال در هماتیت مرحله سوم تشکیل شده است (شکل ۱۴-ز). اندازه ذرات الکتروم از ۱۰ تا ۶۰ میکرون و مقدار نقره آن از ۱۰ تا ۳۰ درصد متغیر است. طلای طبیعی با ابعاد ۱۵ میکرون نیز به همراه الکتروم در مرحله چهارم تشکیل شده که دارای مقدار ۶/۴ تا ۸/۲ درصد نقره است (شکل ۱۴-د). کانه‌های بیسموت‌دار در گلوچه شامل ماتیلدیت، بیسموتینیت، گالنوبیسموتینیت و آیکینیت هستند (شکل ۱۴-ح و ط). محتوی بیسموت در ماتیلدیت ۵۴/۰۲ درصد است و مقادیر بالایی سرب هم دارد (دو درصد). مقدار نقره در گالنوبیسموتینیت تا ۵/۵ درصد هم می‌رسد. پلی‌بازیت یک کانی نقره‌دار با محتوای تا ۳۰/۳ درصد نقره است که مقدار آنتیموان آن نیز به ۳۰ درصد می‌رسد و همچنین مقدار مس بالایی دارد (۲۰ درصد). براساس نظر (Bindi et al., 2007a and b) در صورتی محتوی مس در کانه‌های گروه پیرسیت-پلی‌بازیت بالا است که سلنیم و تلور در ترکیب آنها وجود نداشته باشد. ماریت-منگینیت و کالکواستینیت نیز در طی مطالعات مایکروپروب شناسایی و تجزیه شده‌اند.

در عمق، اسفالریت دارای انکلوزیون کالکوپیریت با مقدار آهن تا ۳/۱ درصد مشاهده می‌شود (شکل ۱۳-و). محتوی کادمیم در اسفالریت هم در محدوده بین ۰/۱ تا ۰/۹ درصد است، اگرچه مقدار ۲/۴ درصد هم در یک نمونه گزارش شده است. محتوی کادمیم با کاهش عمق در اسفالریت افزایش نشان می‌دهد. کانه‌زایی پیریت به صورت توده‌ای در مرحله اول و به صورت پراکنده در مرحله دوم رخ داده است. در ابتدا تصور شد که میزبان طلا در گلوچه پیریت است در صورتی که نتایج آنالیزها نشان داد که مقدار طلا در پیریت ناچیز بوده و درصد پیریت با ترکیب پایدار NFeS برابر ۴۷/۲ تا ۴۷/۶ درصد است. ترکیب انارژیت شبیه به ترکیب استکیومتری آن است. انارژیت تجزیه شده دارای ۰/۱ تا ۰/۸ درصد آنتیموان در ساختار خود است. تنانتیت غنی از مس (میانگین ۴۱/۸۲ درصد) بوده و مقادیری نقره (۱ درصد) نیز در آن وجود دارد. کانی‌سازی تتراهدريت به سه فرم تتراهدريت، تتراهدريت نقره‌دار و تتراهدريت روی‌دار تشکیل شده است. تتراهدريت تتراهدريت نقره‌دار و تتراهدريت روی‌دار به ترتیب دارای میانگین ۵/۲۰-۱۵-۴/۰۶ درصد نقره هستند. مقدار سلنیم در این کانی و سولفوسالت‌های دیگر نقره کم است که از نظر (Simon et al., 1997) مقدار کم سلنیم نشان از یک

جدول ۳. نتایج آنالیز مایکروپروب کانی‌های اویاک کانسار گلوچه، اعداد داخل پرانتز: تعداد آنالیزها، ND: زیر حد تشخیص، (۱) اسفالریت کم‌عمق 2A، (۲) اسفالریت عمیق 2A، (۳) گالن عمیق 2A، (۴) گالن کم‌عمق 2A، (۵) گالن 2B، (۶) اسفالریت 2B، (۷) کالکوپیریت 1B، (۸) کالکوسیت، (۹) کوولین، (۱۰) انارژیت، (۱۱) فامانتیت، (۱۲) تتراهدريت روی‌دار، (۱۳) تتراهدريت نقره‌دار، (۱۴) تتراهدريت، (۱۵) آرژانتیت، (۱۶) سلیگمانیت، (۱۷) کالکوپیریت 2A، (۱۸) تنانتیت، (۱۹) گرینوکیت، (۲۰) منگینیت، (۲۱) بیسموتینیت، (۲۲) الکتروم، (۲۳) طلای خالص، (۲۴) پیریت 1A، (۲۵) پلی‌بازیت، (۲۶) پیریت 1B، (۲۷) ماتیلدیت، (۲۸) گالنوبیسموتینیت، (۲۹) ماریت، (۳۰) آیکینیت

| | ۱(۱۰) | ۲(۱۰) | ۳(۱۰) | ۴(۱۰) | ۵(۴) | ۶(۵) | ۷(۵) | ۸(۲) | ۹(۲) | ۱۰(۶) | ۱۱(۲) | ۱۲(۳) | ۱۳(۴) | ۱۴(۳) | ۱۵(۲) |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | ۳۳/۳۷ | ۳۳/۳۰ | ۱۰/۵۵ | ۱۰/۸۷ | ۱۰/۷۰ | ۳۳/۳۲ | ۳۳/۴۵ | ۲۱/۲۰ | ۳۱/۳۰ | ۲۸/۷۰ | ۲۸/۶۰ | ۲۴/۰۰ | ۲۳/۰۰ | ۲۴/۲۰ | ۱۲/۰۰ |
| Fe | ۰/۱۰ | ۰/۷۵ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۸ | ۳۱/۷۱ | ۰/۱۰ | ۰/۱۰ | ۰/۱۶ | ۰/۲۵ | ۰/۱۴ | ۰/۸۰ | ۱/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Cu | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۳ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۳۲/۷۵ | ۷۷/۸۰ | ۶۶/۸۰ | ۵۲/۰۰ | ۴۳/۲۶ | ۱۹/۲۵ | ۲۶/۳۰ | ۲۹/۲۰ | |
| Zn | ۶۴/۲۰ | ۶۵/۸۰ | ۰/۱۰ | ۰/۱۲ | ۰/۱۰ | ۶۳/۲۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۱/۲۰ | ۰/۰۱ | ۹/۸۰ | ۲/۰۰ | ۲/۳۰ | |
| As | ۰/۲۰ | ۰/۰۰ | ۰/۷۵ | ۰/۰۴ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۴۶ | ۰/۲۰ | ۰/۲۰ | ۱۶/۴۰ | ۰/۵۴ | ۰/۸۰ | ۰/۵۰ | ۰/۴۰ | ۰/۰۱ |
| Se | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۱۰ |
| Ag | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۱ | ۰/۲۰ | ۰/۳۰ | ۰/۲۰ | ۴/۰۶ | ۱۵/۰۰ | ۵/۲۰ | ۸۴/۰۰ |
| Cd | ۰/۸۰ | ۰/۲۵ | ۰/۰۱ | ۰/۳۰ | ۰/۰۱ | ۰/۱۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰ | ۰/۸۱ | | | |
| Au | | | | | | | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | | | | ۰/۱۰ |
| Pb | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۸۸/۶۰ | ۸۶/۹۰ | ۸۹/۹۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | | | | | | | | |

مجید قاسمی سیانی و همکاران

| | ۱(۱۰) | ۲(۱۰) | ۳(۱۰) | ۴(۱۰) | ۵(۴) | ۶(۵) | ۷(۵) | ۸(۲) | ۹(۲) | ۱۰(۶) | ۱۱(۲) | ۱۲(۳) | ۱۳(۴) | ۱۴(۳) | ۱۵(۲) |
|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|
| Sb | ۰/۰۱ | ۰/۰۳ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | | | ۰/۵۰ | ۲۸/۲۰ | ۲۹/۳۴ | ۲۷/۰۰ | ۲۶/۴۰ | |
| W | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | | ۰/۰۲ | | | | | | | | |
| Te | ۰/۰۰ | ۰/۰۴ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Bi | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | | ۰/۰۰ | | | ۰/۰۰ | | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | | ۰/۰۰ |
| Sn | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | | ۰/۰۰ | | | ۰/۸۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | | | ۰/۰۰ |
| Total | ۹۸/۷۰ | ۱۰۰/۲۱ | ۱۰۰/۰۸ | ۹۸/۳۲ | ۱۰۰/۷۴ | ۹۹/۷۱ | ۹۹/۴۵ | ۹۹/۳۶ | ۹۸/۶۲ | ۹۸/۷۹ | ۱۰۱/۰۷ | ۸۸/۲۰ | ۹۴/۶۲ | ۸۸/۷۱ | ۹۶/۲۱ |
| | ۱۶(۲) | ۱۷(۳) | ۱۸(۵) | ۱۹(۵) | ۲۰(۲) | ۲۱(۲) | ۲۲(۱۵) | ۲۳(۳) | ۲۴(۱۵) | ۲۵(۲) | ۲۶(۵) | ۲۷(۶) | ۲۸(۳) | ۲۹(۲) | ۳۰(۲) |
| S | ۱۴/۵۰ | ۳۴/۲۰ | ۲۶/۴۰ | ۲۲/۲۰ | ۱۷/۸۰ | ۲۴/۳۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۵۳/۰۰ | ۱۸/۰۰ | ۵۳/۵۰ | ۱۸/۱۰ | ۲۲/۰۰ | ۱۶/۰۰ | ۱۷/۱۰ |
| Fe | ۰/۰۰ | ۳۱/۷۸ | ۴/۸۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | | ۰/۰۰ | ۰/۱۳ | ۴۷/۴۰ | ۰/۰۰ | ۴۷/۲۶ | ۰/۳۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| Cu | ۱۶/۵۰ | ۳۲/۵۰ | ۴۱/۸۲ | ۰/۰۰ | ۱۵/۸۰ | ۱/۴۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۲۰/۰۰ | ۰/۱۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۱۰ | ۹/۸۰ |
| Zn | | ۰/۳۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | | | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | |
| As | ۱۱/۵۰ | ۰/۶۰ | ۱۲/۳۰ | ۰/۰۲ | | ۰/۰۱ | | | ۰/۱۰ | ۰/۱۰ | ۱/۰۰ | ۴/۱۰ | ۰/۳۰ | ۱۲/۲۰ | ۰/۱۰ |
| Se | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Ag | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۱/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۱۰ | ۰/۰۰ | ۲۵/۰۰ | ۷/۵۰ | ۰/۰۱ | ۳۰/۳۰ | ۰/۰۱ | ۲۵/۲۱ | ۵/۵۰ | ۳۶/۲۱ | ۰/۰۰ |
| Cd | ۰/۱۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۷۵/۵۰ | | | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | | ۰/۸۰ | | | | | ۰/۰۰ |
| Au | ۰/۰۸ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | | | ۷۲/۵۰ | ۹۲/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Pb | ۶۰/۹۰ | ۰/۰۰ | | ۰/۲۰ | ۳۵/۵۰ | ۱/۰۳ | | | | ۰/۰۰ | | ۲/۰۰ | ۳۲/۲۰ | ۳۳/۲۸ | ۳۱/۱۲ |
| Sb | ۰/۰۰ | ۰/۰۸ | ۱۳/۴۱ | ۰/۰۰ | ۲۰/۶۰ | ۰/۰۰ | | | ۰/۰۰ | ۳۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| W | | | | ۰/۰۰ | | | | | ۰/۰۱ | | ۰/۰۰ | | | | |
| Te | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | | | | |
| Bi | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | | ۰/۰۰ | ۰/۱۰ | ۷۳/۱۲ | | ۰/۱۶ | | ۰/۰۰ | | ۵۴/۲۰ | ۳۴/۸۰ | ۰/۰۰ | ۳۳/۳۰ |
| Sn | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | | ۰/۰۰ | | ۰/۰۰ | | | | | | | | | |
| Total | ۱۰۳/۶۰ | ۹۹/۵۱ | ۹۹/۷۴ | ۹۷/۹۶ | ۸۹/۹۲ | ۹۹/۸۶ | ۹۷/۵۳ | ۹۹/۸۴ | ۱۰۲/۰۰ | ۹۹/۲۰ | ۱۰۱/۹۲ | ۱۰۳/۹۲ | ۹۴/۰۴ | ۹۷/۸۰ | ۹۱/۴۳ |

ادامه جدول ۳. محاسبه مقادیر عنصری در واحد فرمول شیمیایی کانی^۱ در ترکیب کانی‌های سولفیدی اصلی و کمیاب با استفاده از مقادیر عنصری میانگین

| | 1(10) | 2(10) | 3(10) | 4(10) | 5(4) | 6(5) | 7(5) | 8(2) | 9(2) | 10(6) | 11(2) | 12(3) | 13(4) | 14(3) | 15(2) |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | 0.512 | 0.504 | 0.428 | 0.443 | 0.434 | 0.517 | 0.485 | 0.350 | 0.480 | 0.461 | 0.491 | 0.499 | 0.465 | 0.491 | 0.324 |
| Fe | 0.001 | 0.007 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.272 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.009 | 0.012 | 0.000 |
| Cu | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.240 | 0.648 | 0.517 | 0.406 | 0.374 | 0.202 | 0.268 | 0.299 | 0.000 |
| Zn | 0.483 | 0.488 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.481 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.009 | 0.000 | 0.100 | 0.020 | 0.023 | 0.000 |
| As | 0.001 | 0.000 | 0.013 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.001 | 0.001 | 0.113 | 0.004 | 0.007 | 0.004 | 0.003 | 0.000 |
| Se | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Ag | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.025 | 0.090 | 0.031 | 0.674 |
| Cd | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Au | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Pb | 0.000 | 0.000 | 0.556 | 0.549 | 0.564 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Sb | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.127 | 0.161 | 0.144 | 0.141 | 0.000 |
| W | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Te | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Bi | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Sn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Total | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |

1. apfu

ادامه جدول ۳

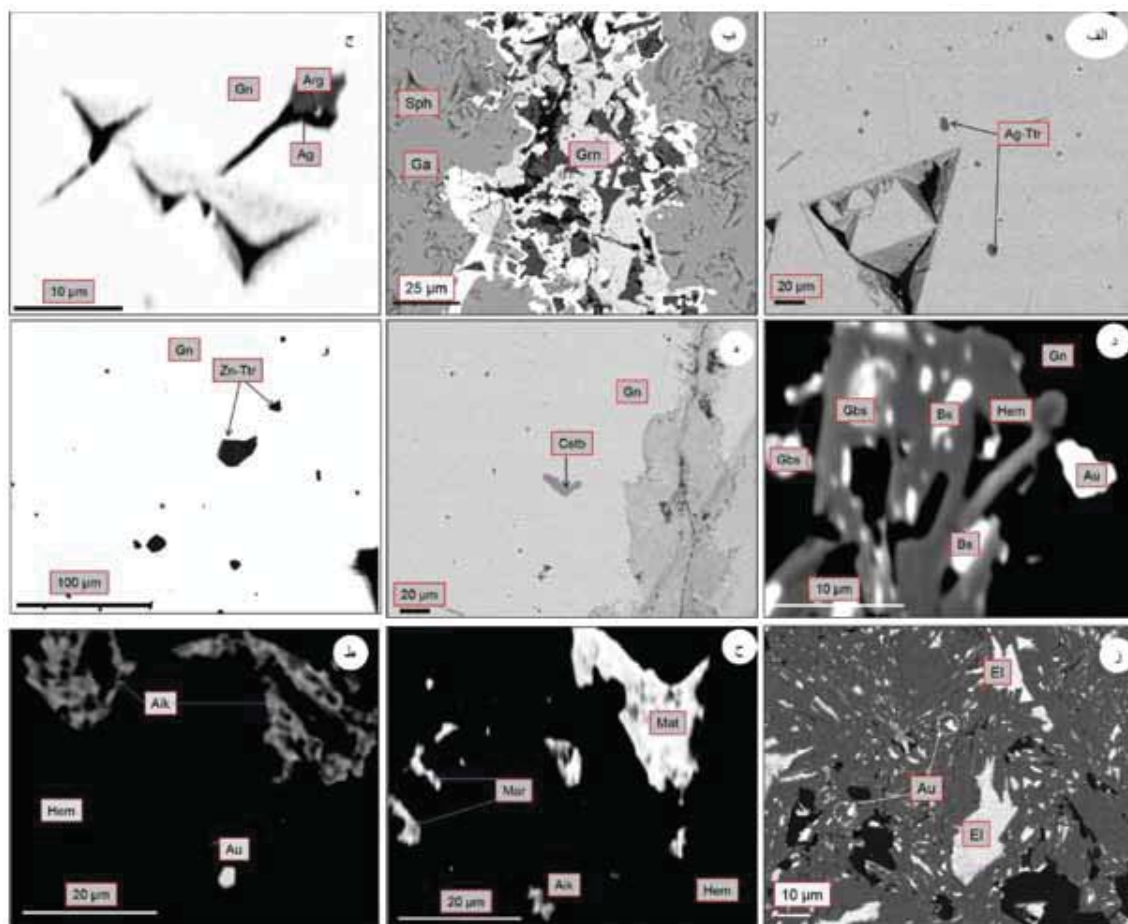
| | 16(2) | 17(3) | 18(5) | 19(15) | 20(2) | 21(2) | 22(15) | 23(3) | 24(15) | 25(2) | 26(5) | 27(6) | 28(3) | 29(2) | 30(2) |
|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | 0.390 | 0.494 | 0.445 | 0.507 | 0.484 | 0.668 | 0.000 | 0.000 | 0.660 | 0.398 | 0.660 | 0.501 | 0.625 | 0.430 | 0.534 |
| Fe | 0.000 | 0.263 | 0.046 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.339 | 0.000 | 0.334 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cu | 0.224 | 0.237 | 0.355 | 0.000 | 0.217 | 0.019 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.223 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.154 |
| Zn | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| As | 0.132 | 0.004 | 0.089 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.005 | 0.049 | 0.004 | 0.140 | 0.001 |
| Se | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ag | 0.000 | 0.000 | 0.005 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.386 | 0.129 | 0.000 | 0.199 | 0.000 | 0.207 | 0.051 | 0.289 | 0.000 |
| Cd | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.492 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Au | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.613 | 0.864 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Pb | 0.253 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.150 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.009 | 0.154 | 0.138 | 0.150 |
| Sb | 0.000 | 0.000 | 0.059 | 0.000 | 0.148 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.175 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| W | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Te | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Bi | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.308 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.230 | 0.165 | 0.000 | 0.160 |
| Sn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Total | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |

1. $Zn_{0.98}S_{1.02}$
2. $Zn_{0.98}S_{1.00}$
3. $Pb_{1.08}As_{0.03}S_{0.85}$
4. $Pb_{1.08}S_{0.88}$
5. $Pb_{1.12}S_{0.86}$
6. $Zn_{0.96}S_{1.03}$
7. $Cu_{0.96}Fe_{1.08}S_{1.92}$
8. $Cu_{1.95}S_{1.05}$
9. $Cu_{1.03}S_{0.97}$
10. $Cu_{3.2}As_{0.9}Zn_{0.08}S_{3.68}$
11. $Cu_{2.96}Sb_{1.01}S_{3.92}$
12. $(Cu_{7.34}Fe_{0.06}Ag_{0.9}Zn_{3.7})_{12}(Sb_{3.84}As_{0.08}S_{4.13})_{12}$
13. $(Cu_{8.31}Fe_{0.27}Ag_{2.8}Zn_{0.64})_{12}(Sb_{3.9}As_{0.1}S_{4.11})_{9.6}$
14. $(Cu_{9.8}Fe_{0.41}Ag_{1.0}Zn_{0.7})_{12}Sb_4S_{12.74}$
15. $Ag_{2.01}S_{0.96}$
16. $Pb_{1.5}Cu_{1.32}As_{0.78}S_{2.4}$
17. $Cu_{10.92}Fe_{1.08}S_2$
18. $(Cu_{10.6}Fe_{1.2}Ag_{0.15})_{12}(Sb_{1.6}As_{2.4}S_{11.44})_{12}$
19. $Cd_{0.98}S_{1.02}$
20. $Pb_{4.05}Sb_{3.78}Cu_{5.67}S_{12.96}$
21. $Cu_{0.06}Bi_{1.5}S_{3.3}$
22. $Ag_{0.77}Au_{1.23}$
23. $Au_{1.72}Ag_{0.26}$
24. $Fe_{1.02}S_{1.98}$
25. $Ag_{4.76}Sb_{5.6}Cu_{9.2}S_{11.2}$
26. $Fe_{0.99}S_{1.98}$
27. $Bi_{0.92}Ag_{0.83}As_{0.2}S_2$
28. $Bi_{1.12}Pb_{1.05}Ag_{0.35}S_{4.34}$
29. $Pb_{1.82}As_{1.96}Ag_{3.92}S_{6.02}$
30. $Cu_{0.9}Pb_{0.9}Bi_{0.96}S_{3.18}$

با توجه به نمودار نسبت‌های عنصری $As/(Sb+As)$ و $Zn/(Fe+Zn)$ ، تتراهدریت و تنانتیت را می‌توان از هم تفکیک کرد (شکل ۱۵-ب). از نمودار سه‌تایی درصد مولار عناصر تشکیل دهنده برای شناسایی و تفکیک کانه‌های بیسموت‌دار استفاده شد. با استفاده از محاسبه درصد مولار عناصر گوگرد، بیسموت و مجموع عناصر فلزی مس، آهن و سرب در تجزیه‌های نقطه‌ای بدست آمده از کانه‌های گروه بیسموت، نمودار سه‌تایی این کانه‌ها رسم شد که در آن کانه‌های بیسموتینیت، گالنوبیسموتینیت و ماتیلدیت از یکدیگر قابل تشخیص است (شکل ۱۵-ج).

کانه‌زایی تتراهدریت-تنانتیت در زیرمرحله 2B و کانه‌های بیسموت‌دار در زیرمرحله 3A رخ داده است. این کانه‌ها را می‌توان توسط نمودارهای دوتایی و سه‌تایی عنصری از یکدیگر تفکیک کرد. از جمله این نمودارها، استفاده از نمودارهای دوتایی نسبت‌های عنصری $Sb/(Sb+As)$ و $Zn/(Fe+Zn)$ در مقابل مقادیر Ag در فرمول کانی ارائه شده توسط (Cook, 1998) است که با توجه به آنها کانه‌های سولفوسالتی تنانتیت، تتراهدریت و فریبرجیت که دارای ترکیبات مشابهی هستند قابل تفکیک است (شکل ۱۵-الف). همچنین (Hackbarth and Petersen, 2002; Sack, 1992; Sack et al., 1984) بیان کردند

1. Ag atoms pfu
2. Mole %

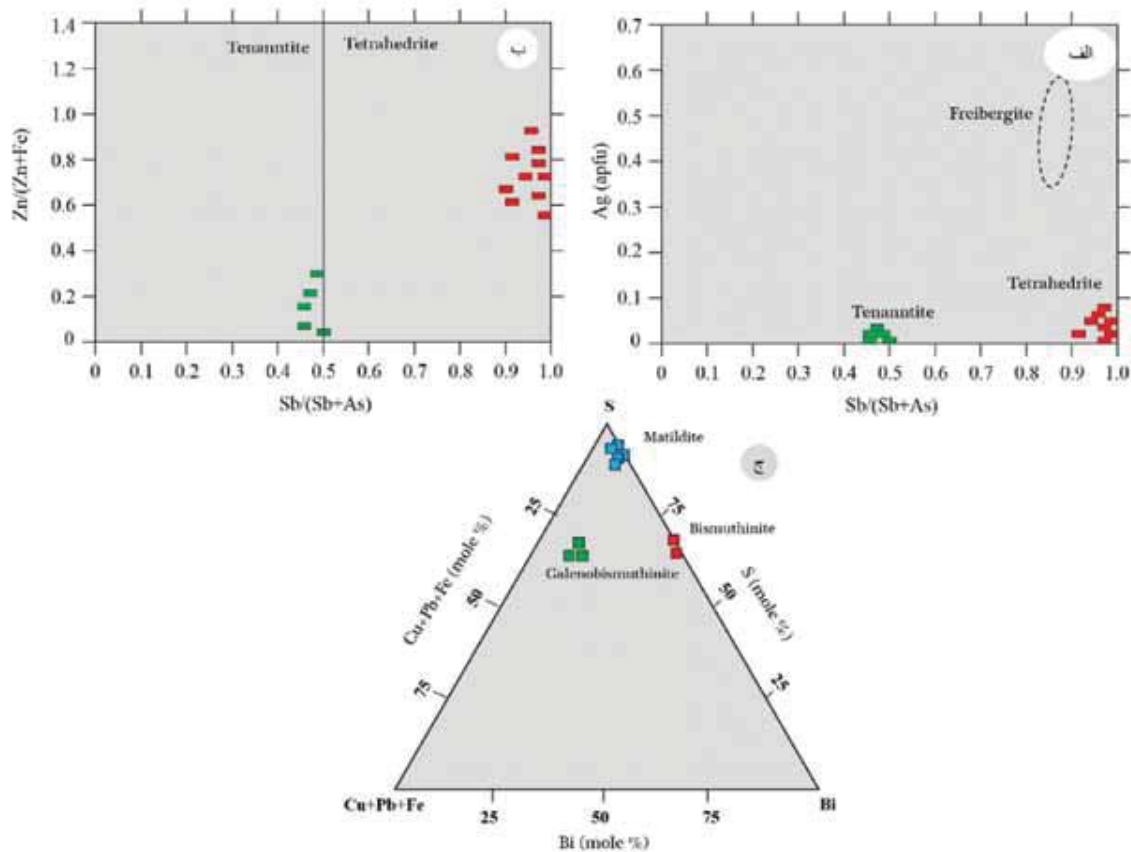


شکل ۱۴. تصاویر میکروسکوپی الکترونی SEM و EPMA از مراحل کانه‌زایی، (الف) ادخال تتراهدریت نقره‌دار در گالن در زیرمرحله 2A، (ب) کانی‌سازی گرینوکیت همراه با گالن و اسفالریت در زیرمرحله 2A، (ج) نقره طبیعی در آرژنتیت در مرحله 2A، (د) کانه‌زایی فلزات گرانبها و کانی‌های حاوی گالن و بیسموت به صورت ادخال در هماتیت زیرمرحله 3A، ه و و) به ترتیب ادخال کالکواستینیت و تتراهدریت روی‌دار، در گالن در زیرمرحله 2A، و ز تا ط) الکتروم، طلا و کانی‌های دیگر ادخال در هماتیت زیرمرحله 3A. برای علائم اختصاری به شکل ۱۲ مراجعه شود. دیگر علائم اختصاری شامل گالنوبیسموئینیت (Gbs)، بیسموتینیت (Bs)، آپکینیت (Aik)، ماتیلدیت (Mat) و ماریت (Mar)

نتیجه‌گیری

جنوب غربی (شمالی-جنوبی) تشکیل شده است. کانه‌زایی در گلوچه به صورت کانه‌زایی سرب، روی، مس، طلا، نقره و مقادیر فرعی بیسموت و کادمیم است. کانه‌زایی در گلوچه عمدتاً به صورت توده‌ای، باندهای قشری تقریباً متقارن، پرکننده فضای خالی، رگه و رگچه و برشی است. کانه‌های اصلی در گلوچه شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، بورنیت، بورنونیت، کالکوسیت، کولیت، کانه‌های سولفوسالتی، انارژیت، فاماتینیت، گرینوکیت، تتراهدریت، تنانتیت، کانه‌های بیسموت‌دار و کانه‌های فلزات گرانبها و کانی‌های باطله بیشتر کوارتز،

ایالت فلززایی طارم-هشتجین واقع شده در البرز غربی (بهنه البرز-آذربایجان)، میزبان نشانه‌ها و آثار معدنی متعددی است و کنسار گلوچه در میزبان سنگ‌های آتشفشانی ترشیری، به صورت رگه و رگچه‌ای سیلیسی-برشی، در مرکز ایالت فلززایی طارم-هشتجین قرار دارد. کانه‌زایی در منطقه گلوچه در دو محدوده گلوچه شمالی و گلوچه جنوبی تشکیل شده است. کانه‌زایی در گلوچه شمالی از دو رگه اصلی و چندین رگه فرعی با امتداد شرقی-غربی و کانه‌زایی در گلوچه جنوبی نیز از دو رگه اصلی و چندین رگه فرعی با امتداد شمال غرب-جنوب شرقی و شمال شرقی-



شکل ۱۵. الف) نمودار دوتایی نسبت عنصری Sb/(Sb+As) در مقابل مقادیر Ag در فرمول کانی (Cook, 1998). ب) نمودار دوتایی نسبت عنصری Sb/(Sb+As) در مقابل مقادیر Zn/(Zn+Fe) (ج) نمودار سه‌تایی درصد مولار عناصر گوگرد، بیسموت و مجموع عناصر آهن-سرب-مس در کانی‌های بیسموت‌دار منطقه که بر اساس آن می‌توان کانی‌های گروه بیسموت را از یکدیگر تفکیک کرد

منطقه به‌خصوص آرتزلیکی است. بر مبنای شواهد پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ کل و نسبت مولار در سنگ‌های دگرسان منطقه گلوچه می‌توان گفت که بیشترین سهم در کانه‌زایی در ارتباط با دگرسانی آرتزلیکی و سریسیتیک است. بافت‌های شانه‌ای و قشرگون مربوط به عمق متوسط تا زیاد (بیش از ۵۰۰ متر)، بافت پرکننده فضای خالی، نشان‌دهنده عمق متوسط و بافت قشرگون-کلورمی مربوط به محیط‌های کم‌عمق برای تشکیل کانسارهای اپی‌ترمال است. شکل ذخیره در کانسار گلوچه به صورت رگه و رگچه‌ای با بافت پرکننده فضای خالی، برشی، شکافه پرکن، دانه پراکنده و جان‌شینی است، لذا کانه‌زایی این کانسار احتمالاً در عمق متوسط صورت گرفته است. بافت‌های کلورم نیز در سطح تشخیص داده شده است. از لحاظ کانی‌شناسی نیز کانی‌های سولفیدی شدن بالا مثل کوولیت، کالکوسیت و

کلسیت، فلوریت و سیلیکات‌ها و کربنات‌های منگنز است. مهم‌ترین دگرسانی‌ها در کانسارهای سولفیدی شدن بالا، دگرسانی آلونیت-پروفیلیت و برای سولفیدی شدن پایین دگرسانی آدولاریا-سریسیت است. در کانه‌زایی گلوچه مهم‌ترین دگرسانی‌ها سیلیسی شدن، آرتزلیکی (آرتزلیکی حدواسط و آرتزلیکی پیشرفته)، دگرسانی سریسیتی و پروپیلیتی است. کانی آلونیت که شاخص سولفیدی شدن بالا است نیز در گلوچه مشاهده شده است. براساس مطالعه نسبت‌های عنصری مولار در دگرسانی، بیشترین نسبت $(2Ca+Na+K)/Al$ متعلق به سنگ میزبان (داسیت و آندزیت بازالت) دگرسان شده است. همبستگی منفی میان غلظت عناصر کانه‌ساز در مقابل نسبت عنصری مولار $K/(2Ca+Na+K)$ گویای غنی‌شدگی این عناصر در رگه‌ها و افق‌های کانه‌ساز و ارتباط ژئوشیمیایی با دگرسانی‌های

مجید قاسمی سیانی و همکاران

- حضور بافت قشری متقارن و شکافه پرکن که شاخص کانسارهای سولفیدی شدن متوسط می‌باشند
- مرحله سوم کانه‌زایی به‌عنوان مرحله اصلی فلزات کانه‌زایی گرانبها در نظر گرفته شده است. در مرحله سوم خصوصیات مهمی مثل کانه‌زایی فلزات گرانبها، سیال کانه‌زایی با دما و شوری بسیار کمتر نسبت به مراحل قبل، حضور بافت کلوفرم و نقش سیالات جوی در کانه‌زایی به چشم می‌خورد که نشان می‌دهد احتمالاً مرحله سوم از نوع کانی‌سازی سوپرژن است. هرچند که این مرحله با کانسارهای سولفیدی شدن پایین نیز قابل قیاس است.

منابع

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از لحاظ وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، ۸۲، ۱۹-۲۸.
- آقانباتی، س.، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۴۵.
- حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۷۸. متالوژی ترشیری البرز غربی-آذربایجان (میانه سیه‌رود) با نگرشی بر منطقه هشتجین. چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۳۲۳-۳۳۱.
- فریدی، م. و.، و انوری، ا.، ۱۳۸۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور، ۵۶۶۴.
- قاسمی سیانی، م.، ۱۳۹۳. زمان و منشأ رگه‌های اپی‌ترمال و زون‌بندی ژئوشیمیایی در کانسار گلوچه (شمال زنجان)، ایران، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، ۲۰۰.
- قربانی، م.، ۱۳۸۶. زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران. انتشارات آریز زمین، ۵۱۵.
- هادی‌زاده، ج.، ۱۳۸۳. اکتشافات ژئوشیمیایی از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی در محدوده برکه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ برندق (از ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ ماسوله)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ۱۷۸.
- Barton, P.B. and Bethke, P.M., 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: Pathology and epidemiology. *American Mineralogist*, 72, 451-467.
- Barton, P.B., Bethke, P.M. and Roedder, E., 1987. Environment of ore deposition in

- انارژیت تا کانی‌های سولفیدی شدن متوسط گالن، اسفالریت و کالکوپیریت در گلوچه تشکیل شده است.
- به‌طور کلی با توجه به مطالعات کانی‌شناسی و دگرسانی (این تحقیق) و همچنین مطالعات سیالات درگیر، ایزوتوپی و ژئوشیمی می‌توان نتیجه گرفت که کانه‌زایی در گلوچه از نوع سولفیدی شدن بالا تا متوسط است. به‌طوری‌که کانه‌زایی مرحله اول از نوع سولفیدی شدن بالا است به دلیل:
- وجود کانی‌های مرحله سولفیدی شدن بالا شامل کولیت، کالکوسیت و انارژیت
- نقش عمده سیال ماگمایی در کانه‌زایی (سیال شور و داغ و اکسیدان) و تایید ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد بر نقش سیال ماگمایی در کانه‌زایی
- حضور دگرسانی‌های سربستی و آرژیلیکی پیشرفته (حضور کانی آلونیت)
- کانه‌زایی مس، آرسنیک، آنتیموان و طلا
- حضور بافت جانشینی (کوارتز برجای مانده، توده‌ای و برشی) که شاخص نوع سولفیدی شدن بالا است
- کانه‌زایی در مرحله دوم به دلایل زیر از نوع کانه‌زایی سولفیدی شدن متوسط است.
- کانه‌زایی غنی از فلزات پایه (کانی‌های سولفیدی شدن متوسط گالن و اسفالریت) و به‌خصوص غنی بودن از کانی‌های حاوی نقره
- فوگاسیته گوگرد (محاسبه شده بر اساس محتوی آهن در اسفالریت) در نوع سولفیدی شدن متوسط (۱۰-۱۰ تا ۱۰/۵-۱۰ بار)
- وجود سیلیکات و کربنات‌های منگنز (رودونیت، رودوکروزیت و بوستامیت) که خاص کانسارهای سولفیدی شدن متوسط است
- دمای همگن شدن و شوری سیالات درگیر (دما و شوری کمتر به نسبت مرحله اول)
- اسفالریت با مقدار آهن کم
- کانه‌زایی گالن، اسفالریت، تتراهدریت و تنانتیت
- وجود سولفوسالت‌های متنوع
- نقش سیالات ماگمایی و جوی در کانه‌زایی و اختلاط دو سیال در عمق‌های کمتر

- the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: Part III. Progress toward interpretation of the chemistry of the ore-forming environment. *Economic Geology*, 72, 1-24.
- Bente, K. and Doring, T., 1995. Experimental studies on the solid state diffusion of Cu and In in ZnS and on "disease", DIS (Diffusion Induced Segregations), in sphalerite and their geological applications. *Mineralogy and Petrology*, 53, 285-305.
 - Bente, K. and Doring, T., 1993. Solid-state diffusion in sphalerites: an experimental verification of the "chalco-pyrite disease". *European Journal of Mineralogy*, 5, 465-478.
 - Bindi, L., Evain, M. and Menchetti, S., 2007a. Selenopolybasite, $[(Ag, Cu)_6(Sb, As)_2(S, Se)_7][Ag_9Cu(S, Se)_2Se_2]$, a new member of the pearceite-polybasite group from the De Lamar mine, Owyhee county, Idaho, USA. *Canadian Mineralogist*, 45, 1525-1528.
 - Bindi, L., Evain, M., Spry, P.G. and Menchetti, S., 2007b. The pearceite-polybasite group of minerals: Crystal chemistry and new nomenclature rules. *American Mineralogist*, 92, 918-925.
 - Buchanan, L.J., 1981. Precious Metal Deposits Associated with Volcanic Environments in the Southwest: In Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera. Eds. Dickson, W.R. and Payne, W.D., Geological Society of Arizona, Digest, 14, 237-262.
 - Camprubí, A. and Albinson, T., 2007. Epithermal deposits in Mexico: Update of current knowledge, and an empirical reclassification. Geological Society of America, Special Paper, 422, 377-415.
 - Chathelina, M., 1988. Cation state occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.
 - Chathelina, M. and Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometry, the los Azufrez geothermal system (Mexico). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 91, 235-244.
 - Cook, N.J., 1998. Bismuth sulfphosalts from hydrothermal vein deposits of Neogene age, N.W. Romania, *Mitt. Österr. Miner Ges.*, 143, 19 - 39.
 - Cooke, D.R. and Simmons S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. 13, 221-244.
 - Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran, Mineral Deposits and Natural Resources, Chapter 2: A Summary of Geology of Iran. Springer, 572.
 - Gemmell, B., 2004. Low and intermediate-sulfidation epithermal deposits. *ARC- AMIRAP, Australia*, 57- 63.
 - Gemmell, B., 2006. Exploration implication of hydrothermal alteration associated with epithermal Au-Ag deposits. *ARC- AMIRAP*, 588, 1-5.
 - Grant, J.A., 1986. The isocon diagram-a simple solution to Gresensequeation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, 1976-1982.
 - Hackbarth, C.J. and Petersen, U., 1984. A fractional crystallization model for the deposition of argentinian tetrahedrite. *Economic Geology*, 79, 448-460.
 - Pirajno, F., 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits, Principle and Fundamental Concept for the Exploration Geologist*, Springer, 1250.
 - Sack, R.O., 1992. Thermochemistry of tetrahedrite-tennantite fahlores. In: Price GD, and Ross, N.L., (eds) Chapman and Hall, London.
 - Sack, R.O., Kuehner, S.M. and Hardy, L.S., 2002. Retrograde Ag-enrichment in fahlo-

- res from the Coeur d'Alene mining district, Idaho, USA. *Mineralogy Magazine*, 66, 215-229.
- Simon, G., Kesler, S.E. and Essene, E.J., 1997. Phase relations among selenides, sulfides, tellurides, and oxides: II. Applications to selenide-bearing ore deposits. *Economic Geology*, 92, 468-484.
 - Vaughan, D.J., and Craig, J.R., 1997. Sulfide Ore Mineral Stabilities, Morphologies, and Intergrowth Textures: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 3rd. ed., Edited by Hubert L. Barnes, 367 - 434.
 - White, N.C. and Hedenquist, J.W., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. Published in *SEG Newsletter*, 23, 9-13.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.V., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.