

زمین‌شناسی اقتصادی



بسم الله الرحمن الرحيم

نشریه زمین‌شناسی اقتصادی
دانشگاه فردوسی مشهد

سال ۱۳۸۹، شماره ۱ (جلد ۲)

تاریخ انتشار این شماره

تابستان ۱۳۸۹

پروانه انتشار نشریه ۸۸/۷۹۳۱ - ۱۳۸۸/۹/۱۸

وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

بر اساس مجوز کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور طی شماره ۴۱۴۳ - ۸۹/۵/۹
این نشریه دارای اعتبار علمی - پژوهشی است.

زمین‌شناسی اقتصادی

سال ۱۳۸۹، شماره ۱ (جلد ۲)

با شماره پروانه ۸۸/۷۹۳۱ از معاونت امور مطبوعاتی و اطلاع رسانی وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد

مدیر مسئول و سردبیر: دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

اعضای هیأت تحریریه:

دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عبدالمجید یعقوب‌پور، استاد (دانشگاه تربیت معلم تهران)

دکتر محمدحسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، دانشیار (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، دانشیار (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید احمد مظاهری، دانشیار (دانشگاه فردوسی مشهد)

ناشر: گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

شمارگان: ۲۵۰ نسخه

امور فنی و چاپ: مؤسسه چاپ و انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

حق اشتراک سالانه مجله با احتساب هزینه پست برای اشخاص و مؤسسات دانشگاهی ۲۰۰۰۰۰ ریال و برای دانشجویان

۱۰۰۰۰۰ ریال است. لطفاً وجه اشتراک را به حساب جاری شماره ۴۲۵۰-۵۰۴۹۴ بانک تجارت شعبه دانشگاه فردوسی

مشهد به نام مجله زمین‌شناسی اقتصادی واریز فرمائید.

تلفن و نمابر دفتر مجله: ۰۵۱۱-۸۷۸۸۰۵۴

پست الکترونیک: econg@um.ac.ir

نشانی وب سایت: <https://jm.um.ac.ir/index.php/econg>

مشاوران علمی این شماره:

- دکتر علی امامعلی پور، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه ارومیه)
- دکتر بتول تقی پور، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شیراز)
- دکتر محمد رضا حیدریان شهری، دانشیار- ژئوفیزیک (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر ابراهیم راستاد، دانشیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت مدرس تهران)
- دکتر محمدحسین زرین کوب، استادیار- پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه بیرجند)
- دکتر سعید علیرضایی، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شهید بهشتی)
- دکتر مجید قادری، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت مدرس تهران)
- دکتر محمدحسن کریم پور، استاد- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر علی اصغر کلاگری، دانشیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تبریز)
- دکتر محمد لطفی، دانشیار- زمین شناسی اقتصادی (پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی تهران)
- دکتر فرید مر، استاد- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شیراز)
- دکتر عباس مرادیان، دانشیار- پترولوژی (دانشگاه شهید باهنر کرمان)
- دکتر علیرضا مظلومی، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه پیام نور مشهد)
- دکتر بهزاد مهرابی، دانشیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت معلم تهران)
- دکتر مجید هاشمی تنگستانی، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شیراز)
- دکتر عبدالمجید یعقوب پور، استاد- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت معلم تهران)

ویراستار متن فارسی: مهندس مصطفی کدکنی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن انگلیسی: دکتر مجید قادری (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

مدیر اجرایی: مهندس ملیحه قورچی (گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد)

نشانی: مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دفتر مجله زمین شناسی اقتصادی. کد پستی ۴۸۹۷۴-۹۱۷۷۹

سخن سردبیر

خدای بزرگ را سپاس می‌گوییم که توفیق عنایت فرمود تا با همکاری و هم‌قلمی محققان، استادان و دانشجویان محترم، مجله زمین‌شناسی اقتصادی را منتشر نماییم. "مجله زمین‌شناسی اقتصادی" با هدف نشر مقاله‌های علمی - پژوهشی به منظور گسترش پژوهش و ارتقای دانش زمین‌شناسی اقتصادی و اکتشافات معدنی، از استادان، پژوهشگران و دانشجویان گرامی برای ارسال مقاله در زمینه‌های زمین‌شناسی اقتصادی، پترولوژی-اقتصادی، اکتشافات ژئوشیمیایی، اکتشافات ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی زیست محیطی دعوت به عمل می‌آورد. این مجله توسط گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران (دانشگاه فردوسی مشهد)، با همکاری انجمن زمین‌شناسان اقتصادی ایران به دو زبان فارسی و انگلیسی و به صورت دو شماره در سال منتشر می‌گردد.

فهرست

- 1 کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار پلی‌متال چشمه حافظ، استان سمنان، ایران
بهزاد مهربانی و مجید قاسمی سیانی
- 21 کانی‌سازی و اکتشافات ژئوشیمیایی در کمر بند ولکانیکی - پلوتونیک هلاک‌آباد (جنوب سبزوار) با نگرشی بر
اکتشاف مس پورفیری
محدثه پناهی شهری، محمدحسن کریم‌پور و فاطمه شبانی
- 39 آشکارسازی کسر فراوانی و توزیع مکانی کانیه‌های رسی با استفاده از رده‌بندی زیر پیکسلی داده‌های استر؛
مطالعه موردی، معدن استقلال آباده
مجید هاشمی‌تنگستانی و مسلم عزیزی
- 51 جایگاه مدل‌سازی سه‌بعدی ذخایر معدنی در بررسی‌های زمین‌شناسی اقتصادی، تعیین ذخیره و ژنز آنها (با
بررسی موردی بر روی گروهی از ذخایر سنگ تزئینی استان آذربایجان غربی)
جعفر عبدالهی شریف، علی امامعلی‌پور، عارف علی‌پور و مجتبی مختاریان‌اصل
- 61 مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی منطقه نظام‌آباد، جنوب غرب شازند اراک
ربابه جعفری، موسی نقره‌نیا، محمد مکی‌زاده و قانع
- 77 زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و مطالعات مغناطیس‌سنجی در کانی‌سازی آهن منطقه کلاته‌شاهین،
استان خراسان رضوی
مریم جاویدی مقدم، محمدرضا حیدریان‌شهری و محمدحسن کریم‌پور
- 97 مراحل تشکیل و تکوین کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلای باریکا، خاور سردشت، شمال‌باختر پهنه
دگرگونه سندانج - سیرجان؛ براساس مطالعه ساخت، بافت و میکروترمومتری سیالات درگیر
حسینعلی تاج‌الدین، ابراهیم راستاد، عبدالمجید یعقوب‌پور و محمد محجل



کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار پلی‌متال چشمه حافظ، استان سمنان، ایران

بهزاد مهرابی^۱، مجید قاسمی سیانی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران

دریافت مقاله: ۱۳۸۸/۱۱/۲۰، نسخه نهایی: ۱۳۸۹/۰۲/۱۳

چکیده

کانسار پلی‌متال چشمه حافظ در بخشی از کمربند آتشفشانی تروند-چاه شیرین در جنوب شرق دامغان واقع شده است. در این ناحیه ولکانیسم‌های کالک آلکالن و کانی‌زایی‌های همراه عمدتاً در ارتباط با گسل‌های اصلی انجیلو و تروند (شمال شرقی- جنوب غربی) است. سنگ‌های دارای رخنمون در ناحیه مورد مطالعه از توالی آتشفشانی - تخریبی نظیر ماسه سنگ، توف‌ها و برش‌های آتشفشانی و به طور عمده گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالت در منطقه چشمه حافظ تشکیل شده‌است. دگرسانی‌ها در منطقه چشمه حافظ شامل پروپلیتیک، سرسیتی شدن، آرژیلیتی شدن و سیلیسی شدن است. کانی‌سازی در منطقه معدنی در سه مرحله شامل: مرحله اول) کوارتز، کلسیت با مقدار کمی پیریت و کالکوپیریت؛ مرحله دوم) مرحله اصلی کانی‌سازی سولفیدی است که شامل گالن خودشکل اولیه، سپس گالن، اسفالریت و کالکوپیریت و در نهایت گالن، کالکوپیریت، پیریت، تتراهدریت، بورنیت و دیژنیت و مرحله سوم) شامل رگه‌های کوارتز و کربنات فاقد آثار کانی‌سازی همراه با مقدار کم پیریت و کالکوپیریت است. با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی ۱۲ نمونه معرف از بخش‌های مختلف رگه‌ها، عیار میانگین عناصر به ترتیب عبارتند از ۰/۱۵ گرم در تن (ppm) طلا، ۳/۲۳ گرم در تن (ppm) نقره، ۴/۴۷ درصد وزنی سرب، ۱/۷۳ درصد وزنی روی، ۲/۶۴ درصد وزنی مس است. بر اساس مطالعات سیالات درگیر میانگین دمای همگن شدن و شوری در منطقه چشمه حافظ به ترتیب 300°C - 140°C و ۴/۷ تا ۱۸ درصد وزنی معادل نمک طعام است. نمودار دمای همگن شدگی و شوری سیال نشان می‌دهد که کانی‌سازی در منطقه چشمه حافظ بر اثر تزریق متناوب سیال با شوری بالا و اختلاط با سیال با شوری کمتر و رقیق‌شدگی آن تشکیل شده است. به منظور ارزیابی وضعیت کانی‌سازی در عمق از روش ژئوفیزیکی قطبش القایی و مقاومت سنجی استفاده شده است. نتایج ژئوفیزیک کانی‌سازی را در شمال غرب معدن (گردنه توتو) تایید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: چشمه حافظ، دگرسانی، سیالات درگیر، ژئوشیمی، ژئوفیزیک، ژنز، کانی‌سازی / اپی‌ترمال.

مقدمه

نوع کانسار سرب و روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی است. مطالعات این مقاله بر روی کانسار چشمه حافظ در فاصله ۴۰۰ کیلو متری شرق تهران با مختصات $34^{\circ} 34' 40''$ طول شرقی و $35^{\circ} 24' 35''$ عرض شمالی در ۲۵ کیلومتری شمال شرق روستای معلمان متمرکز است. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی، ژئوفیزیک، سیالات درگیر در کانسار چشمه حافظ مورد مطالعه قرار گرفته است. در این مطالعه

رشته کوه‌های تروند-چاه شیرین در بخشی از کمان آتشفشانی کلسیمی-قلیایی ترشیری در زون ساختاری سبزوار [۱،۲] واقع است. این ناحیه میزبان تعداد زیادی رخداد معدنی و معادن متروک، به ویژه رگه‌های فلزات پایه احتمالاً با منشأ اپی‌ترمال است [۳]. از بین این رخدادها می‌توان به کانسار گندی (Pb-Zn)، ابوالحسنی (Pb-Zn)، چشمه حافظ (Pb-Zn)، چاه موسی (Cu) و دارستان (Au-Cu) اشاره کرد (شکل ۱ ب). همچنین کانسار خانجار در غرب منطقه که از

در قسمت مرکزی و شرقی کمر بند ماگمایی البرز واقع است (شکل ۱الف). قسمت غربی این کمر بند به کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر متصل است که روندی موازی با زون زاگرس دارد (شکل ۱الف). رشته کوه ترود - چاه شیرین به طور عمده از سنگهای آذرین مزوزوئیک پسین تا ترشیری تشکیل شده است. اوج فعالیت ماگمایی از زمان ائوسن میانی تا پسین [۵] بوده است. واحدهای زمین‌شناسی منطقه شامل (۱) توف، خاکسترهای ریولیتی و به میان لایه‌های مارن و ماسه‌سنگ، (۲) گدازه و سنگهای آذر آواری با ترکیب آندزیتی و آندزیت-بازالتی، (۳) سنگهایی با ترکیب داسیتی و ریوداسیتی و توده‌های نفوذی نیمه ژرف است (شکل ۲). الگوی ساختاری این ناحیه توسط دو گسل امتداد لغز اصلی انجیلو در شمال و ترود در جنوب (امتداد شمال شرقی) کنترل می‌شود.

زمین‌شناسی کانسار

واحدهای زمین‌شناسی و پتروژنز کانسار

واحدهای دارای رخمون در محدوده معدنی شامل ماسه سنگهای نازک لایه و توفهای ماسه‌ای با سن ائوسن میانی و سنگهای بازالت، آندزیت، آندزیت - بازالت و تراکی آندزیت با سن ائوسن پسین است که این واحدها توسط گنبد‌های داسیتی تا ریوداسیتی به سن الیگوسن قطع شده است (شکل ۳).

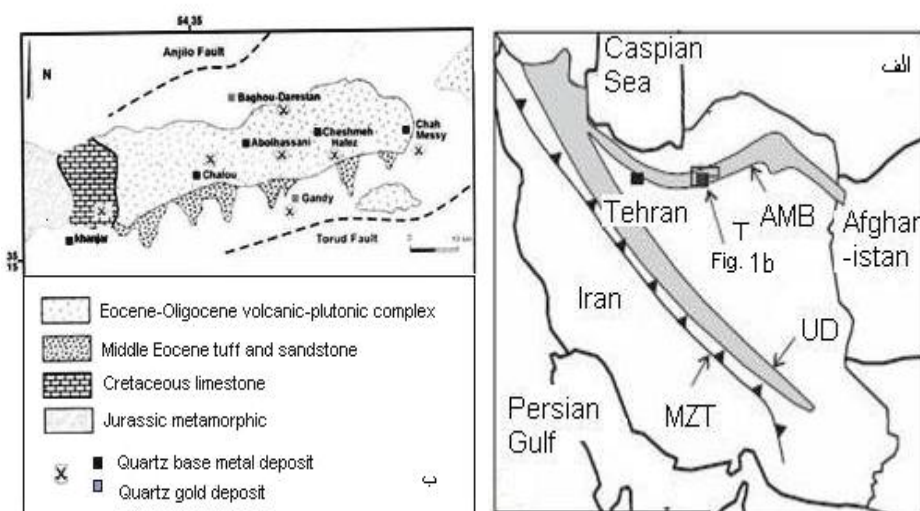
مدل کانی‌زایی کانسار چشمه حافظ تعیین شده که می‌توان از آن برای پی‌جویی و اکتشاف ذخایر مشابه در منطقه استفاده کرد.

نمونه‌برداری و روش مطالعه

به منظور برنامه اکتشافی در کانسار چشمه حافظ، تعداد ۲۸۰ نمونه از رگه‌ها و سنگهای دارای رخمون در منطقه و تعداد ۱۵۰ نمونه از حفاریهای انجام شده برای مطالعات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی برداشت شد. به منظور تجزیه عناصر اصلی و فرعی تعداد ۱۴ نمونه به روش ICP-MS در آزمایشگاه Acme کانادا، مورد تجزیه قرار گرفت. همچنین تعداد ۹۶ مقطع صیقلی و نازک صیقلی برای تعیین توالی پاراژنزی و دگرسانی از نمونه‌ها تهیه شد. تعدادی نمونه نیز به روشهای AAS, XRF, XRD, SEM مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور مطالعات سیالات درگیر تعداد ۱۰ نمونه دو بر صیقل با جهت برش مناسب از کوارتز تهیه و در دانشگاه تربیت معلم مطالعه شد که نتایج این مطالعات در ادامه شرح داده شده است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

کمر بند ماگمایی البرز در شمال ایران با جهت شرقی - غربی به سه قسمت قابل تقسیم است [۴]. رشته کوه ترود - چاه شیرین به صورت یک برآمدگی بین گسل‌های ترود و انجیلو



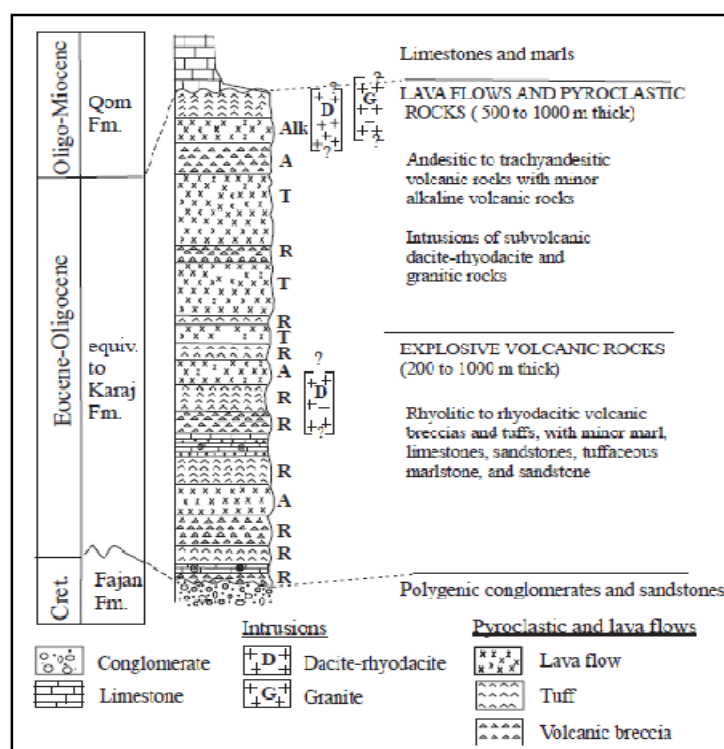
شکل ۱. الف. موقعیت زون ترود - چاه شیرین (T) در کمر بند ماگمایی البرز (AMB). کمر بند ارومیه دختر (UD) به موازات زون زاگرس (MZT) کشیده شده است. ب. موقعیت رخدادهای معدنی در زون ترود - چاه شیرین.

سنگ‌های آندزیت، آندزیت-بازالت و تراکی - آندزیت میزبان اصلی کانی‌سازی در منطقه هستند. به منظور شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی سنگ‌های آذرین منطقه معدنی چشمه حافظ تعداد ۲۰ نمونه از سنگ‌های رخنمون یافته منطقه معدنی برای تجزیه عناصر اصلی به روش XRF در آزمایشگاه XRF دانشگاه تربیت معلم تهران مورد تجزیه قرار گرفت. همچنین تعداد ۱۴ نمونه از سنگ‌های رخنمون یافته منطقه معدنی جهت تجزیه عناصر کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه Acme کانادا مورد تجزیه قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است.

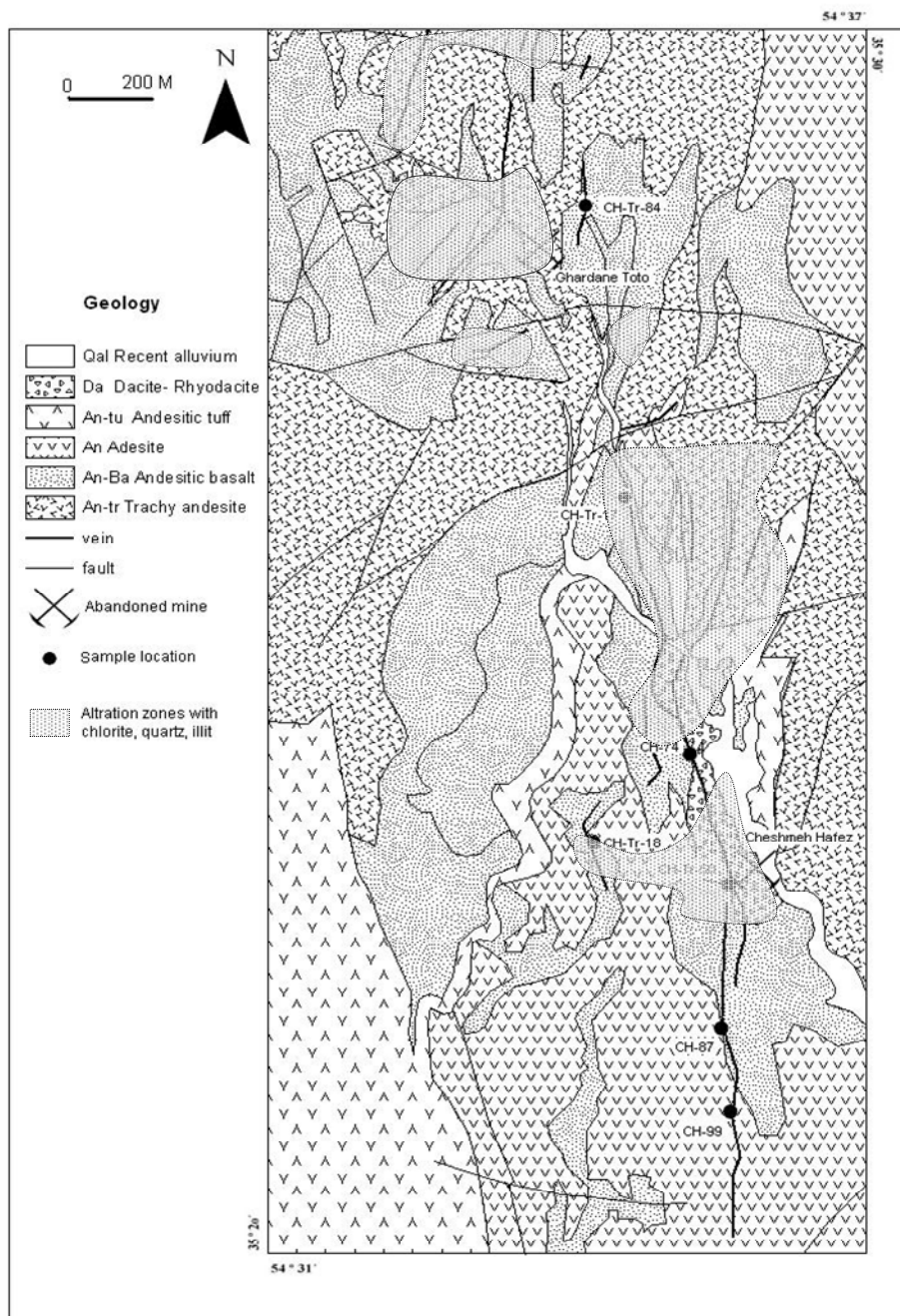
براساس نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۶]، سنگ‌های آتشفشانی منطقه چشمه حافظ از نوع کلسیمی-قلیایی (کالک الکالن) غنی از پتاسیم است (شکل ۴الف). براساس نمودار K_2O+Na_2O در برابر SiO_2 [۷،۹] سنگ‌های منطقه چشمه حافظ در محدوده آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت و داسیت قرار می‌گیرند که با نتایج سنگ‌نگاری مطابقت دارد (شکل ۴ب). تمرکز بالای CaO در سنگ‌ها نشان از اشتقاق مواد از گوشته بالایی دارد [۹،۱۳]. نمودار عنکبوتی رسم شده [۱۴] یک آنومالی منفی شدید در عناصر Zr و Nb ، Ti نشان می‌دهد که بیانگر ویژگی‌های زون فرورانش است (شکل ۴پ) [۱۵]. همچنین برای تعیین موقعیت تکتونیکی منطقه معدنی از نمودارهای مثلی [۱۶] استفاده شد که نشان می‌دهد سنگ‌های منطقه چشمه حافظ در موقعیت سنگ‌های مناطق فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۴ت) که با مطالعات دیگر بر روی کمر بند ماگمایی البرز مطابقت دارد [۱۷].

سنگ‌های آندزیت، آندزیت-بازالت و تراکی - آندزیت میزبان اصلی کانی‌سازی در منطقه هستند. به منظور شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی سنگ‌های آذرین منطقه معدنی چشمه حافظ تعداد ۲۰ نمونه از سنگ‌های رخنمون یافته منطقه معدنی برای تجزیه عناصر اصلی به روش XRF در آزمایشگاه XRF دانشگاه تربیت معلم تهران مورد تجزیه قرار گرفت. همچنین تعداد ۱۴ نمونه از سنگ‌های رخنمون یافته منطقه معدنی جهت تجزیه عناصر کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه Acme کانادا مورد تجزیه قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است.

براساس نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۶]، سنگ‌های آتشفشانی منطقه چشمه حافظ از نوع کلسیمی-قلیایی (کالک الکالن) غنی از پتاسیم است (شکل ۴الف). براساس نمودار



شکل ۲. توالی چینه‌شناسی در زون تروود-چاه شیرین [۵].



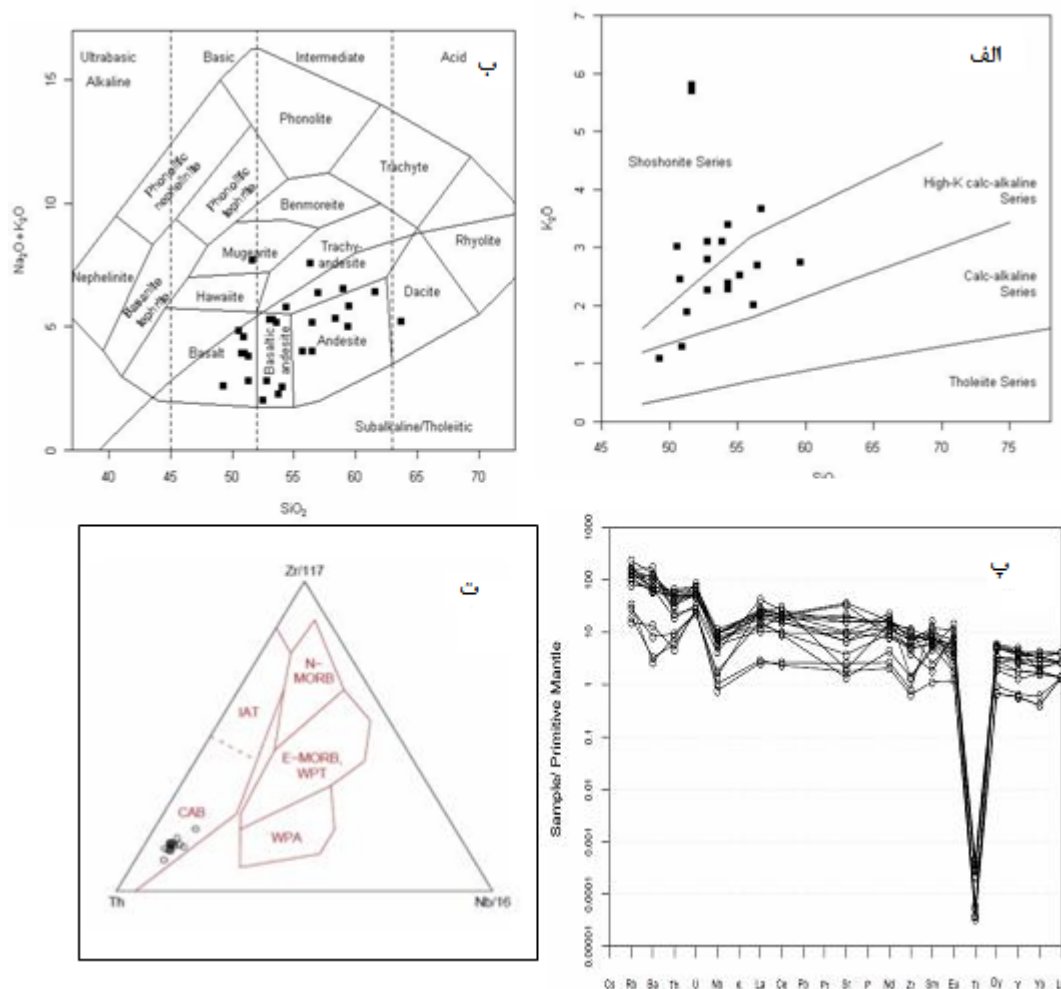
شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی کانسار چشمه حافظ .

جدول ۱. نمونه‌های تجزیه شده از سنگهای دارای رخنمون در منطقه معدنی (اکسیدهای اصلی به روش XRF در دانشگاه تربیت معلم و عناصر فرعی به روش ICP-MS در ACME Lab کانادا).

sample	87 CH-1 andesite	87 CH-2 basalt	87 CH-3 andesite	87 CH-4 andesite	87 CH-5 andesite	87 CH-6 andesite	87 CH-7 basalt	87 CH-8 basaltic- Andesite	87 CH-9 andesite	87 CH-10 basalt	87 CH-11 basaltic- Andesite	87 CH-12 trachy- andesite	87 CH-13 trachy- andesite	87 CH-14 basalt
SiO ₂ (wt%)	۵۰/۵۰	۴۹/۲۶	۵۱/۶۰	۵۱/۶۰	۵۶/۴۴	۵۴/۳۰	۵۰/۹۱	۵۰/۷۲	۵۰/۹۲	۵۱/۲۴	۵۰/۴۷	۵۳/۴۴	۵۴/۴۴	۴۷/۷۷
TiO ₂	۰/۹۰	۰/۷۸	۰/۸۰	۱/۱۰	۰/۷۷	۰/۶۰	۰/۸۰	۱۰/۷۰	۰/۸۰	۱/۵۹	۰/۹۰	۰/۷۲	۰/۷۰	۰/۶۰
Al ₂ O ₃	۱۶/۳۰	۱۵/۴۵	۱۶/۹۶	۱۶/۶۰	۱۴/۲۲	۱۳/۷۰	۱۶/۳۰	۱۳/۸۲	۱۴/۱۵	۱۱/۵۰	۱۴/۵۰	۱۴/۴۱	۱۵/۴۰	۱۱/۹۳
Fe ₂ O ₃ (tot)	۸/۰۰	۱۱/۴۰	۸/۱۰	۷/۹۰	۹/۲۹	۵/۷۰	۱۲/۰۰	۸/۴۵	۱۱/۲۷	۱۱/۵۹	۸/۳۰	۹/۰۹	۹/۰۰	۱۰/۷۳
MnO	۰/۷۰	۰/۲۰	۰/۴۰	۰/۳۰	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۲۴	۰/۱۴	۰/۲۶	۰/۲۰	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۹
MgO	۱۱/۲۰	۱۰/۱۰	۲/۱۰	۱/۳۰	۴/۰۰	۱/۱۰	۷/۰۴	۶/۱۱	۶/۷۳	۳/۷۵	۷/۶۰	۷/۸۰	۶/۲۰	۵/۳۹
CaO	۴/۳۲	۵/۰۰	۸/۱۰	۴/۵۰	۶/۰۰	۸/۱۰	۵/۱۰	۴/۸۸	۵/۸۷	۱۱/۱۸	۸/۳۰	۸/۱۸	۵/۸۰	۱۲/۱۰
Na ₂ O	۱/۸۰	۱/۵۰	۲/۰۰	۰/۴۰	۲/۵۰	۲/۴۰	۳/۵۰	۱/۴۶	۲/۶۵	۲/۶۱	۱/۹۰	۱/۳۳	۲/۱۰	۱/۰۷
K ₂ O	۳/۰۳	۱/۱۰	۵/۷۰	۵/۸۰	۲/۷۰	۳/۴۰	۱/۱۰	۲/۴۶	۱/۳۰	۰/۱۹	۱/۹۰	۱/۰۰	۱/۱۰	۰/۹۵
P ₂ O ₅	۰/۷۰	۰/۱۴	۰/۸۰	۰/۶۰	۰/۱۲	۰/۳۰	۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۳۰	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۲۴
LOI	۳/۵۰	۵/۲۰	۲/۲۰	۸/۵۰	۲/۹۶	۷/۸۰	۳/۷۷	۲/۲۵	۵/۶۰	۵/۶۰	۷/۳۰	۳/۲۲	۳/۵۰	۸/۴۰
Total	۱۰۰/۹۵	۱۰۰/۱۳	۹۸/۷۶	۹۸/۶۰	۹۹/۱۶	۱۰۰/۹	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۱۳	۹۷/۰۳	۹۹/۶۵	۹۸/۷۰	۹۹/۴۸	۹۸/۵۶	۹۹/۳۷
ppm														
Au	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰
Ag	۵۴۵۸/۰	۱۸۱۱/۰	۸۵/۰۰	۲۹۰۶/۰	۱۹/۵۰	۲۴/۴۰	۲۰/۸۰	۳۲/۰۰	۴۱۰/۰۰	۱۴/۲۰	۱۸/۰۰	۲۲/۲۰	۱۱/۴۰	۱۰/۱۰
As	۳/۴۰	۱۵/۱۰	۶/۴۰	۱۰۶/۶۰	۳/۱۰	۴/۰۰	۲۶/۷۰	۱۵/۲۰	۱۶/۹۰	۸/۲۰	۱۱/۸۰	۱۲/۷۰	۲/۷۰	۷۴/۲۰
Ba	۲/۷۱	۲۳/۰۰	۴۴۱/۰۰	۶۲۲/۰۰	۵۱۵/۰۰	۵۸/۰۰	۴۹۲/۰۰	۹۳۲/۰۰	۹۴/۰۰	۴۰۹/۰۰	۴۳۲/۰۰	۸۳۷/۰۰	۱۲۰۴/۰	۱۹/۰۰
Bi	۰/۳۳	۴/۲۳	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۴	۵/۶۸	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۴۱	۰/۱۸	۰/۰۱	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۳۷
Co	۱۸/۹۰	۱۰/۸۰	۱۴/۸۰	۲۶/۵۰	۲۹/۶۰	۱۸/۴۰	۲۰/۸۰	۲۰/۰۰	۱۶/۱۰	۲۰/۴۰	۲۲/۰۰	۱۵/۸۰	۶/۹۰	۲/۸۰
Cr	۳۱/۰۰	۱۴/۰۰	۴۴/۰۰	۴۴/۰۰	۴۵/۰۰	۱۴/۰۰	۲۹/۰۰	۲۷/۰۰	۱۴/۰۰	۳۹/۰۰	۲۸/۰۰	۲۷/۰۰	۱۷/۰۰	۱۱/۰۰
Ni	۱۲/۸۰	۹/۴۰	۱۵/۸۰	۱۹/۵۰	۲۴/۴۰	۲۰/۸۰	۳۲/۰۰	۱۴/۲۰	۸/۹۰	۱۸/۰۰	۲۲/۲۰	۱۱/۴۰	۱۰/۱۰	۵/۴۰
Nb	۴/۵۷	۰/۷۴	۷/۰۹	۵/۹۹	۶/۵۶	۱/۲۷	۴/۱۱	۴/۳۲	۰/۵۵	۷/۰۰	۶/۴۵	۶/۹۰	۲/۹۷	۱/۴۴
Rb	۶۹/۵۰	۱۲/۳۰	۹۰/۴۰	۱۰۰/۵۰	۵۰/۵۰	۱۸/۱۰	۱۰۸/۹۰	۱۴۸/۴۰	۹/۹۰	۷۱/۶۰	۶۲/۹۰	۸۱/۵۰	۱۰۲/۳۰	۲۱/۹۰
Sb	۱/۶۰	۱۶/۰۵	۰/۹۲	۶/۳۹	۰/۹۷	۳/۳۶	۴/۲۱	۱/۷۵	۱۵/۱۲	۱/۰۲	۰/۹۴	۱/۹۱	۱/۴۳	۰/۴۸
Sc	۱۳/۹۰	۲/۰۰	۱۹/۰۰	۱۴/۴۰	۲۵/۵۰	۶/۹۰	۱۳/۶۰	۱۴/۸۰	۱/۹۰	۱۷/۸۰	۱۰/۹۰	۱۱/۲۰	۱۳/۴۰	۴/۴۹
Sn	۰/۷۰	۰/۶۰	۱/۱۰	۱/۲۰	۱/۲۰	۰/۴۰	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۴۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۳۰	۰/۶۰	۰/۱۰

ادامه جدول ۱.

Sr	۱۴۲/۰۰	۳۸/۰۰	۳۳۴/۰۰	۸۰/۰۰	۷۶۶/۰۰	۲۹/۰۰	۲۰۲/۰۰	۲۰۴/۰۰	۵۵/۰۰	۴۰۶/۰۰	۴۴۸/۰۰	۱۴۳/۰۰	۳۳۴/۰۰	۲۱۵/۰۰
Th	۳/۸۰	۰/۵۰	۴/۲۰	۲/۲۶	۵/۰۰	۰/۸۰	۱/۶۰	۳/۳۰	۰/۴۰	۴/۸۰	۴/۱۰	۴/۳۰	۱/۹۰	۰/۷۰
U	۰/۱۰	۰/۵۰	۱/۰۰	۱/۸۰	۱/۵۰	۰/۵۰	۰/۷۰	۱/۱۰	۰/۶۰	۱/۳۰	۱/۱۰	۱/۲۰	۰/۶۰	۰/۵۰
Zn	۱۵۸/۶۰	۵۵۹/۸۰	۱۰۲/۵۰	> ۱۰۰۰۰	۹۰/۱۰	۱۹۵/۷۰	۴۴۱/۳۰	۱۹۷/۷۰	۶۵/۰۰	۱۰۷/۳۰	۱۳۴/۴۰	۱۸۰/۶۰	۱۶۹/۷۰	۱۶/۸۰
Pb	۳۶/۰۱	۷۳۲۰/۰	۱۸/۳۴	> ۱۰۰۰۰	۳۶/۷۱	۱۳/۷۵	۲۷۳/۰۰	۸۵/۹۰	۲۸۰/۷۰	۳۲/۴۴	۴۷/۶۷	۲۱/۰۹	۴۰/۸۶	۳۴/۳۴
V	۱۲۴/۰۰	۳۰/۰۰	۲۲۲/۰۰	۱۹۵/۰۰	۲۷۴/۰۰	۵۲/۰۰	۱۸۵/۰۰	۱۶۰/۰۰	۳۵/۰۰	۲۱۵/۰۰	۱۵۰/۰۰	۱۱۹/۰۰	۱۳۷/۰۰	۶۸/۰۰
Y	۲۰/۰۰	۲/۶۰	۱۶/۲۰	۵/۹۰	۱۸/۷۰	۳/۰۰	۸/۰۳	۱۲/۷۰	۲/۷۰	۱۸/۰۰	۱۴/۳۰	۱۱/۸۰	۱۳/۱۰	۲۲/۴۰
Cu	۴۵۰۴/۰	۲۴۹۶/۰	۱۰۲/۵۰	۷۴۶/۳۰	۳۹/۹۸	> ۱۰۰۰۰	۴۹/۸۶	۱۲۱/۶۰	۷۷۲/۱۰	۵۲۸/۰۰	۱۲/۵۸	۱۳۱۹/۰	۷۷/۲۲	۲۰۰/۷۰
Mn	۳۷۲۲/۰	۸۹۷/۰۰	۱۷۳۷/۰	۳۸۱/۰۰	۱۰۰/۱۰	۳۱۸/۰۰	۲۰۰۰/۰	۳۳۷۵/۰	۲۲۶۵/۰	۱۰۰۳/۰	۱۱۱۱/۰	۱۷۳۱/۰	۶۳۸۰/۰	۶۷۱۲/۰
Fe%	۵/۶۹	۲/۹۷	۴/۶۰	۴/۶۷	۵/۹۰	۸/۹۴	۵/۵۱	۵/۰۳	۴/۱۱	۴/۸۶	۴/۶۸	۵/۱۶	۳/۵۸	۴/۱۱
Mg%	۲/۷۱	۰/۰۵	۱/۱۳	۱/۰۱	۱/۸۹	۰/۵۳	۰/۵۵	۲/۲۴	۰/۰۵	۲/۳۷	۱/۱۰	۰/۸۹	۰/۷۳	۰/۲۰
REE														
La	۱۶/۰۰	۲/۰۰	۱۴/۰۷	۹/۰۶	۱۹/۳۰	۱۱/۱۰	۷/۴۰	۱۴/۲۰	۱/۸۰	۱۷/۵۰	۱۵/۷۰	۱۲/۱۰	۲۹/۳۰	۲۰/۰۰
Ce	۳۴/۳۰	۴/۱۶	۳۳/۷۶	۱۷/۵۷	۳۸/۵۲	۱۶/۱۴	۱۷/۴۱	۲۷/۱۹	۴/۶۸	۳۷/۴۰	۳۱/۳۷	۲۷/۸۶	۴۶/۷۵	۷۳/۳۳
Nd	۲۵/۵۰	۲/۸۰	۲۲/۰۰	۱۲/۸۰	۲۲/۵۰	۵/۹۰	۱۰/۸۰	۱۶/۵۰	۳/۶۰	۲۰/۵۰	۱۶/۳۰	۱۵/۳۰	۲۳/۰۰	۳۰/۶۰
Sm	۵/۵۰	۰/۵۰	۴/۴۰	۲/۶۰	۴/۴۰	۱/۱۰	۲/۴۰	۲/۸۰	۰/۸۰	۴/۱۰	۳/۰۱	۲/۹۰	۳/۷۰	۷/۳۰
Eu	۱/۸۰	۰/۲۰	۱/۲۰	۰/۵۰	۱/۳۰	۰/۳۰	۰/۶۰	۰/۸۰	۰/۳۰	۱/۰۰	۰/۸۰	۰/۷۰	۱/۶۰	۲/۴۰
Hf	۱/۹۵	۰/۲۸	۲/۴۵	۱/۴۸	۳/۱۵	۰/۳۸	۱/۵۱	۲/۰۸	۰/۱۱	۲/۷۰	۲/۹۸	۲/۳۶	۱/۱۲	۰/۱۱
Yb	۱/۶۰	۰/۲۰	۱/۷۰	۰/۸۰	۱/۹۰	۰/۳۰	۰/۹۰	۱/۴۰	۰/۲۰	۱/۶۰	۱/۴۰	۱/۱۰	۱/۰۰	۰/۹۰
Lu	۰/۲۰	۰/۰۱	۱/۲۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۰
Er	۱/۶۰	۰/۳۰	۱/۷۰	۰/۸۰	۲/۲۰	۰/۳۰	۱/۰۰	۱/۴۰	۰/۲۰	۱/۸۰	۱/۵۰	۱/۲۰	۱/۱۰	۱/۳۰

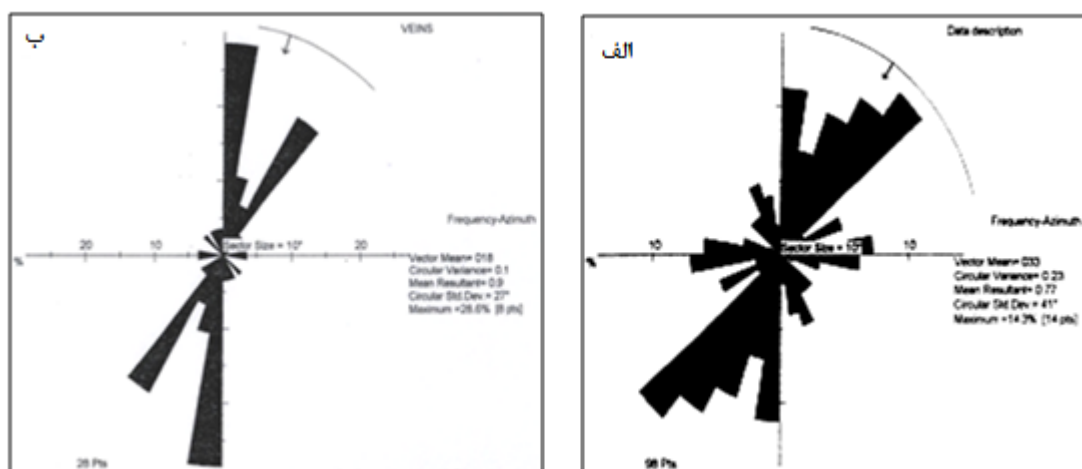


شکل ۴. الف- سنگهای منطقه معدنی چشمه حافظ در محدوده سنگهای کالک الکالن غنی از پتاسیم تا شوشونیتی قرار می‌گیرند [۶]. ب- نمودار رده‌بندی TAS و موقعیت سنگهای منطقه [۷، ۹]. پ- نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه معدنی [۱۴] و ت- نمودار موقعیت تکتونیکی رسم شده برای سنگهای منطقه معدنی [۱۶].

زمین ساخت منطقه معدنی

منطقه معدنی چشمه حافظ در کمربند ترود - چاه شیرین در اثر حرکت گسلهای اصلی انجیلو و ترود به شدت گسله شده که کانی‌زاییها در ارتباط با گسلها و شکستگیهای ایجاد شده در منطقه هستند. با توجه به نقشه زمین‌شناسی تهیه شده و نمودار گل‌سرخ، چهار سیستم گسلی در منطقه قابل تشخیص است (شکل ۵ الف). گسلهایی با روند شمالی - جنوبی و شمال شرقی - جنوب غربی گسلهایی هستند که بیشترین کانه‌زایی در امتداد آنها رخ داده است (شکل ۵ ب). فراوانترین

گسل ها با روند $N45^{\circ}E - N35^{\circ}E$ و $NV0^{\circ}E$ است که گسلهای با روند $NV0^{\circ}E$ موازی با گسل اصلی ناحیه (ترود) هستند که دارای دو مؤلفه افقی چپ‌گرا و عمودی است. رگه اصلی کانه دار چشمه حافظ در امتداد گسل چشمه حافظ (روند شمالی - جنوبی) تشکیل شده است. گسلهای با روند شمال غربی - جنوب شرقی در منطقه معدنی از اهمیت کمتری برخوردار هستند و سیستم گسلی با امتداد شرقی - غربی گسلهایی هستند که در امتداد آنها رگه‌های کربناتی سفید تا قهوه‌ای فاقد آثار کانه‌زایی تشکیل شده است.



شکل ۵. الف. نمودار گل‌سرخ‌ی فراوانی گسل‌ها در منطقه معدنی. ب- نمودار گل‌سرخ‌ی فراوانی رگه‌های کانهدار در منطقه معدنی.

دگرسانی

دگرسانی گرمابی در منطقه چشمه حافظ در نزدیکی رگه‌ها شدید بوده و پهنای هاله‌های دگرسانی از چند سانتی‌متر تا ۲ متر در اطراف رگه‌ها متغیر است و شامل دگرسانی‌های پروپیلیتیکی، سرسیتی، آرژیلیتی و سیلیسی شدن است. سرسیتی، آرژیلیتی و سیلیسی شدن رایج‌ترین دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی است که در اطراف رگه‌ها قابل تشخیص است. دگرسانی‌های موجود در منطقه معدنی چشمه حافظ دارای زون بندی مشخص هستند به طوری که در فاصله‌های دورتر از رگه‌ها تا ۳۰ متر در اطراف گسل‌ها به طور عمده شامل کوارتز-مسکویت - ایلیت و کربنات با مقادیر کمتری کوارتز - آنکريت مشاهده می‌شود. در فاصله‌های نزدیک‌تر دگرسانی شدیدتر است و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به طور جزئی و یا کامل به کربنات‌های ریز دانه و مسکویت تبدیل شده اند. در مجاورت بلافاصله رگه‌ها کوارتز - ایلیت گسترش بیشتری دارد و درشت بلورها به طور کامل توسط کربنات‌های ریزدانه و ایلیت جانشین شده‌اند. این مشاهدات نشان می‌دهد که سیال هیدروترمال در اثر عبور از گسل‌ها با کاهش دما مواجه شده و موسکویت در ابتدا تشکیل شده و بعداً به وسیله ایلیت جانشین شده است.

کانی‌سازی

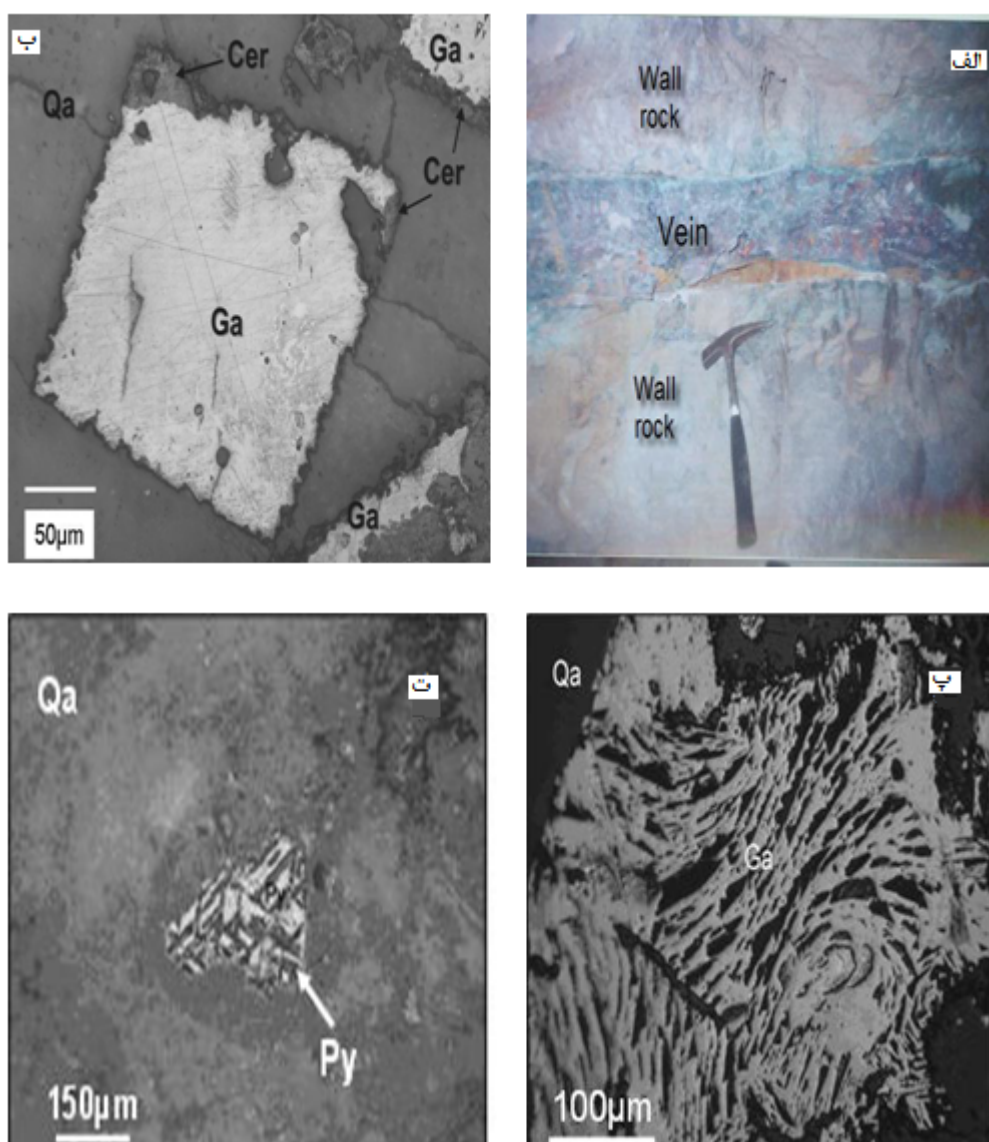
زون‌های کان‌زایی در منطقه چشمه حافظ در دو تونل قدیمی به نام چشمه حافظ و گردنه توتو مورد مطالعه قرار گرفته است. تونل چشمه حافظ که در اطراف معدن متروکه چشمه حافظ قرار دارد شامل رگه اصلی چشمه حافظ (شکل ۷ الف) با روند $20^{\circ}E - 110^{\circ}N$ و شیب $60^{\circ}SW - 50^{\circ}$ دارای ضخامت 0.3 تا 5 متر است. بیشترین کارهای معدنی کاری قدیمی در امتداد این رگه صورت گرفته است. ناحیه گردنه توتو در شمال غرب معدن متروکه چشمه حافظ واقع شده و دو رگه اصلی در این منطقه رخنمون دارد. رگه‌های معدنی گردنه توتو با روند $45^{\circ}E - 30^{\circ}N$ و شیب $40^{\circ}SW - 30^{\circ}$ دارای ضخامت 0.2 تا 2 متر هستند. مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهد که کانی‌شناسی در منطقه معدنی به دو صورت هیپوژن و سوپرژن است. از کان‌های هیپوژن می‌توان به گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، دیژنیت، بورنیت و تتراهدریت اشاره کرد و کان‌های سوپرژن شامل کولیت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن، کالکوسیت، سروریت و مالاکیت هستند. براساس مطالعات صحرایی، بررسی نمونه‌های دستی، مطالعات میکروسکوپی، میکروسکپ الکترونی روبشی SEM و بر مبنای روابط بافتی موجود بین کان‌ها و کانی‌ها در کانسار چشمه حافظ توالی پاراژنزی تهیه شد (شکل ۶) که بر اساس آن کان‌زایی هیپوژن به سه مرحله قابل تقسیم است که شامل:

مرحله اول) کوارتز، کلسیت با مقدار کمی پیریت و کالکوپیریت؛ مرحله دوم) مرحله اصلی کانی‌سازی سولفیدی است که شامل گالن خودشکل اولیه (شکل ۷ ب)، سپس گالن، اسفالریت و کالکوپیریت و در نهایت گالن، کالکوپیریت، پیریت، تتراهدریت، بورنیت و دیژنیت؛ مرحله سوم) شامل رگه‌های کوارتز و کربنات فاقد آثار کانی‌سازی همراه با مقدار

کم پیریت و کالکوپیریت است. در بعضی از بلورهای گالن تغییر شکلهایی در رخهای مثلثی شکل آنها دیده می‌شود (شکل ۷ پ) که معرف حوادث تکتونیکی بعد از کانه‌زایی است [۱۸]. بلورهای پیریت نیز تحت تأثیر حوادث تکتونیکی در منطقه شدیداً خرد شده هستند (شکل ۷ ت).

Mineral	Stage 1	Stage 2 (Main sulfide stage)			Stage 3	Post ore/ Supergen
		c	b	a		
Quartz	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Pyrite	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Chalcopyrite	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Galena	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Sphalerite	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Bornite	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Tetrahedrite- Tenantite	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Digenite	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Calcite	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Fe-oxy- hydroxides	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Covellite	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Chalcocite	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Malachite	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Cerussite	—————	—————	—————	—————	—————	—————

شکل ۶. توالی پاراژنزی در کانسار چشمه حافظ .



شکل ۷. الف- رگه کانه‌دار در تونل قربان. ب- بلورگالن که از اطراف به سروزیت تبدیل شده است. پ- تغییر شکل پیچشی در حفره‌های گالن در اثر حوادث تکتونیکی. ت- بلور پیریت که در اثر حوادث تکتونیکی خرد شده.

ژئوشیمی

با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی ۱۲ نمونه معرف (از تعداد ۲۴۹ تجزیه شیمیایی) از بخشهای مختلف رگه‌ها (جدول ۲)، عیار کمینه، میانگین و بیشینه عناصر به ترتیب عبارتند از ۰/۰۰۸۶، ۰/۱۵، ۰/۷۰ گرم در تن طلا، ۰/۲۳، ۳/۲۳، ۸/۵۰ گرم در تن نقره، ۰/۴۱، ۴/۴۷، ۱۳ درصد وزنی سرب، ۱۷/۱، ۴/۲، ۱/۰۷۳/۰۷۳ درصد وزنی روی، ۰/۱۶، ۲/۶۴، ۱۷/۱ درصد وزنی مس است. برای بررسی همبستگی و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در رخنمونهای سنگی و رگه‌های کانه دار نمودارهای خوشه‌ای و همبستگی ماتریس انطباقی رسم شد (شکل ۸).

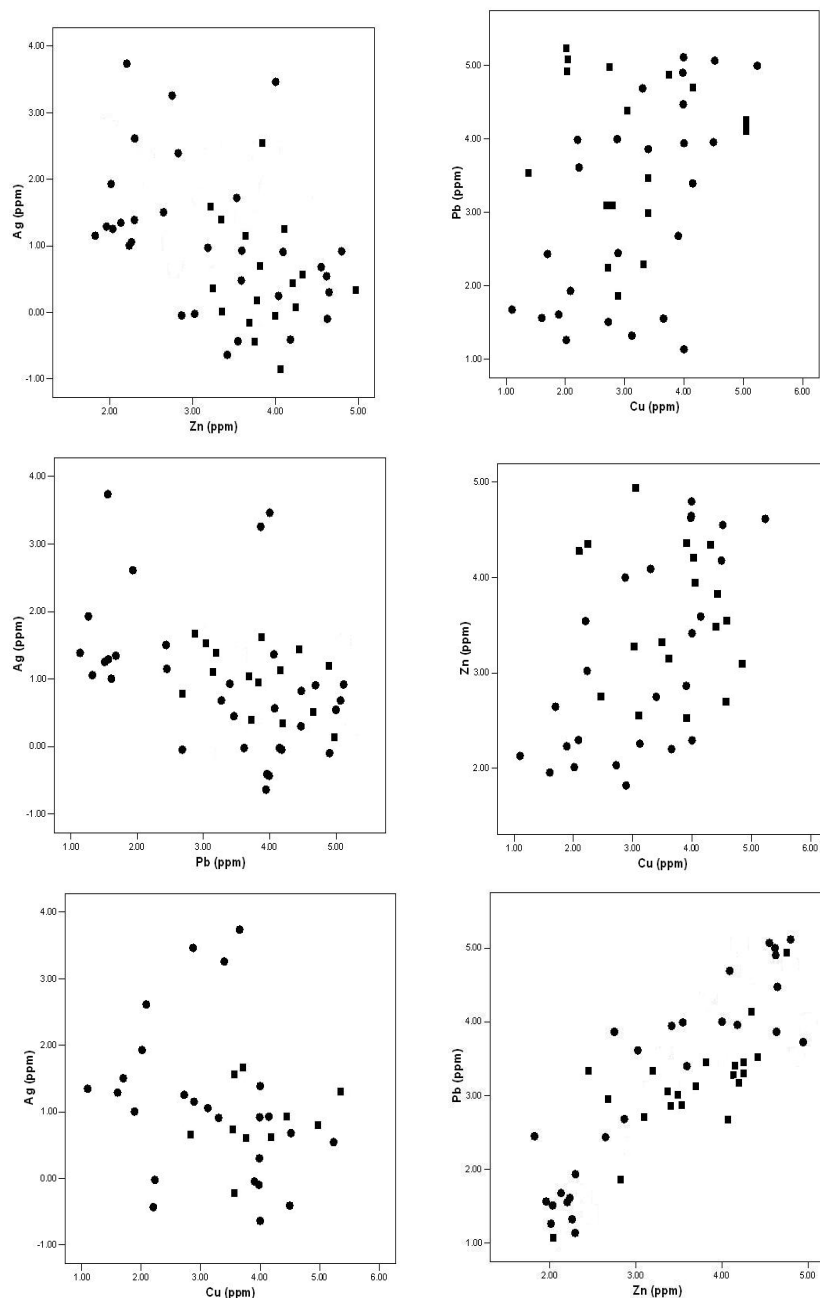
در میان فلزات پایه، سرب و روی همبستگی بسیار بالایی ($r = 0.94$) را نشان می‌دهند میزان همبستگی مس با دو فلز دیگر خیلی بالا نیست و مس همبستگی خوبی را با بیسموت نشان می‌دهد. از میان فلزات گران‌بها طلا همبستگی ضعیفی

را با عناصر فلزات پایه نشان می‌دهد و بالاترین همبستگی طلا با عناصر نقره و آنتیموان است.

کادمیم همبستگی بالایی را با عناصر فلزات پایه (مس $r = 0.78$ ، سرب $r = 0.88$ و روی $r = 0.75$) نشان می‌دهد. آرسنیک نیز دارای همبستگی بالایی با سرب و روی است. بیسموت با اکثر عناصر دارای ضریب همبستگی ضعیفی است و تنها با مس همبستگی خوبی را نشان می‌دهد. در امتداد رگه‌های معدنی چشمه حافظ و گردنه توتو یک زون‌بندی ژئوشیمیایی مشاهده می‌شود. بالاترین عیار سرب و روی در شمال منطقه معدنی در رگه‌های گردنه توتو به ثبت رسیده است و بالاترین عیار مس، طلا و نقره در جنوب منطقه معدنی در اطراف معدن متروکه چشمه حافظ اندازه‌گیری شده است. زون‌بندی ژئوشیمیایی منطبق بر همبستگی بین عناصر است و همبستگی ژئوشیمیایی بین عناصر را تأیید می‌کند.

جدول ۲. نتایج تجزیه ۱۲ نمونه معرف (از تعداد ۲۴۹ نمونه) در امتداد رگه‌های معدنی به روش AAS در شرکت زرکاوان ایران.

Samples	Ch-tr-17	Ch-tr-18	Ch-tr-84	Ch-74	Ch-tr-10	Ch-87-po	Ch-87	Ch-88	Ch-tr-50	Ch-tr-80	Ch-tu-95	Ch-99
Pb (%)	۱۳/۰۰	۴/۹۱	۱۰/۰۰	۰/۹۱	۸/۰۰	۱۱/۷۰	۲/۹۷	۰/۰۴	۰/۴۱	۰/۹۸	۰/۸۸	۰/۲۵
Cu (%)	۰/۹۸	۲/۰۰	۱۷/۱۶	۳/۱۳	۰/۹۵	۳/۳۰	۰/۹۷	۰/۸۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۱/۰۰	۱/۴۰
Zn (%)	۰/۶۲	۱/۲۳	۴/۱۰	۱/۵۱	۴/۲۲	۳/۵۶	۴/۴۲	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۳۵	۰/۲۶	۰/۳۹
Au (ppm)	۰/۰۶	۰/۳۳	۰/۷۰	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۲۸
Ag (ppm)	۸/۳۰	۸/۱۰	۳/۵۰	۰/۳۹	۰/۸۰	۴/۸۰	۲/۰۰	۰/۹۰	۰/۹۵	۰/۳۷	۰/۲۳	۸/۵۰
Mo (ppm)	۲۰/۷۰	۱۴/۳۰	۱۴/۹۰	۱۷/۸۰	۰/۵۰	۱/۰۰	۸/۸۹	۱/۴۰	۲/۸۰	۱۴/۹۰	۰/۸۶	۱۹/۰۰
Cd (ppm)	۱۵۳/۰۰	۱۷/۰۰	۱۶/۵۰	۳/۶۰	۱/۹۰	۵/۰۰	۶۴/۰۰	۵/۰۰	۲/۴۰	۲/۲۰	۱۲/۰۰	۱۳/۵۰

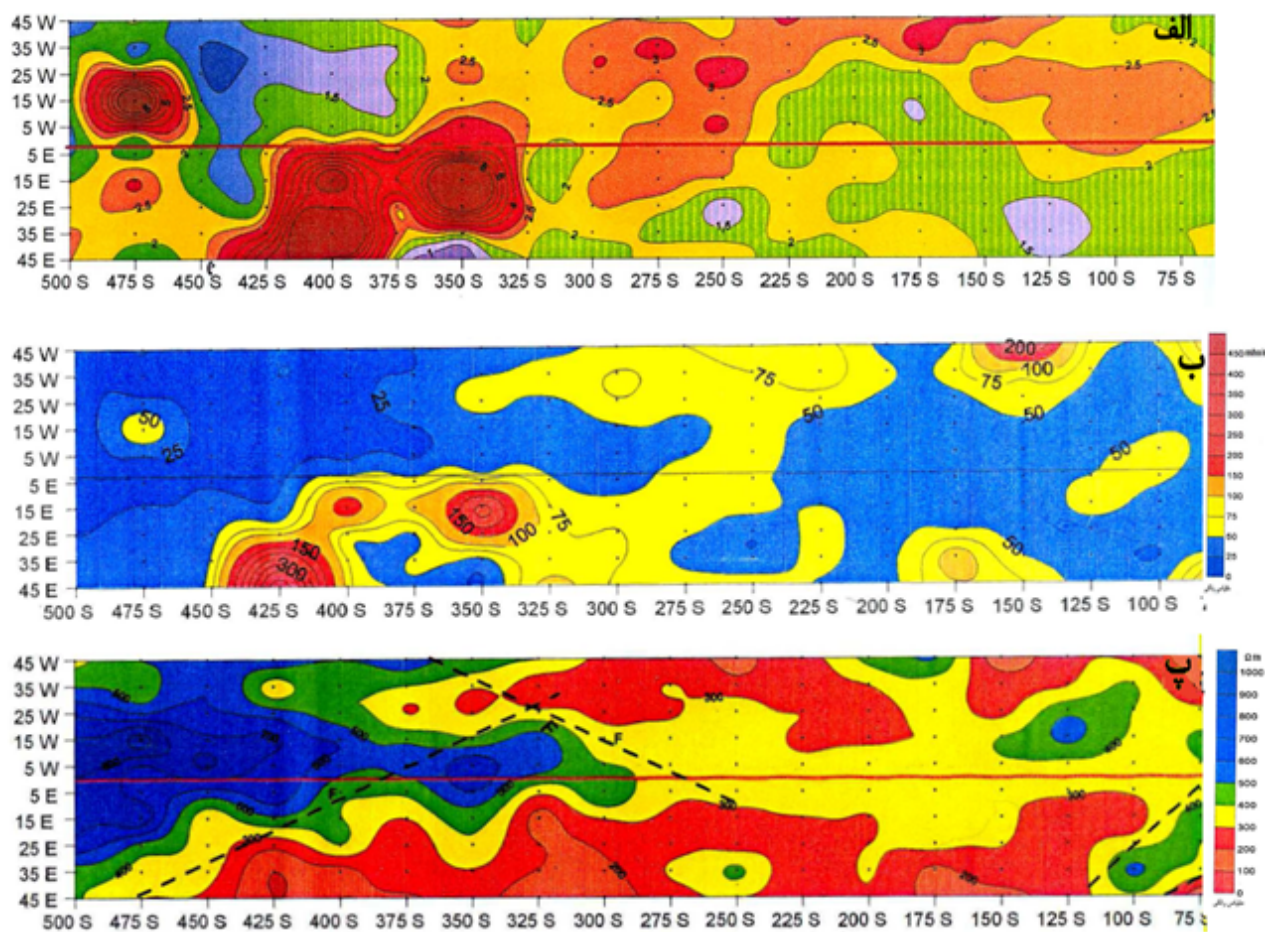


شکل ۸. نمودار ضریب همبستگی رتبه‌ای پیرسون بین عناصر $Pb-Zn$, $Zn-Cu$, $Pb-Cu$, $Ag-Cu$, $Ag-Pb$, $Ag-Zn$ در کانسار چشمه حافظ (دایره، داده‌های سنگ میزبان و مربع، داده‌های رگه‌های کانهدار).

ژئوفیزیک

سطح زمین قرار دارد و تا عمق ۴۵ متری با شیب متمایل به غرب ادامه دارد. با توجه به نقشه درصد اثر فرکانس مشاهده می‌شود که زون با شارژبیلیته ۲ تا ۴ درصد با روند شمالی - جنوبی منطبق بر رگه قرار گرفته است. این آنومالی در نقشه MF (نقشه عامل فلزی) و نقشه مقاومت ظاهری مشخص است. لازم به ذکر است بر پایه شواهد صحرایی و کانی‌شناسی وجود اکسید آهن به ویژه هماتیت، مگنتیت و گوتیت، رگه‌ها و دگرسانیه‌های اطراف رگه‌ها عامل اصلی در تعیین آنومالی‌های ژئوفیزیکی است.

با در نظر گرفتن امتداد و شیب رگه‌ها، محدوده معدنی گردنه توتو با دو آرایه مستطیلی با مشخصات $AB = 500$ و $MN = 100$ متر در محدوده‌ای به وسعت ۰/۵ کیلومتر مربع مطالعه شد. براساس این نتایج بیشترین آنومالی‌ها در پروفیل‌های ۲۵ جنوبی، ۱۰۰ جنوبی و ۲۲۵ جنوبی شناسایی شد که منطبق بر رگه اصلی گردنه توتو و زون کانهدار است (شکل ۹). این آنومالی‌ها توسط سه آرایه دو قطبی با مشخصات $AB=MN=100$ متر مطالعه شد [۱۹]. عمق سطح بالایی این آنومالی‌ها در ۱۰ متری



شکل ۹. نقشه درصد اثر فرکانس (الف)، نقشه عامل فلزی MF (ب) و نقشه مقاومت ظاهری RS (پ).

سیالات درگیر

مورفولوژی و پتروگرافی سیالات درگیر

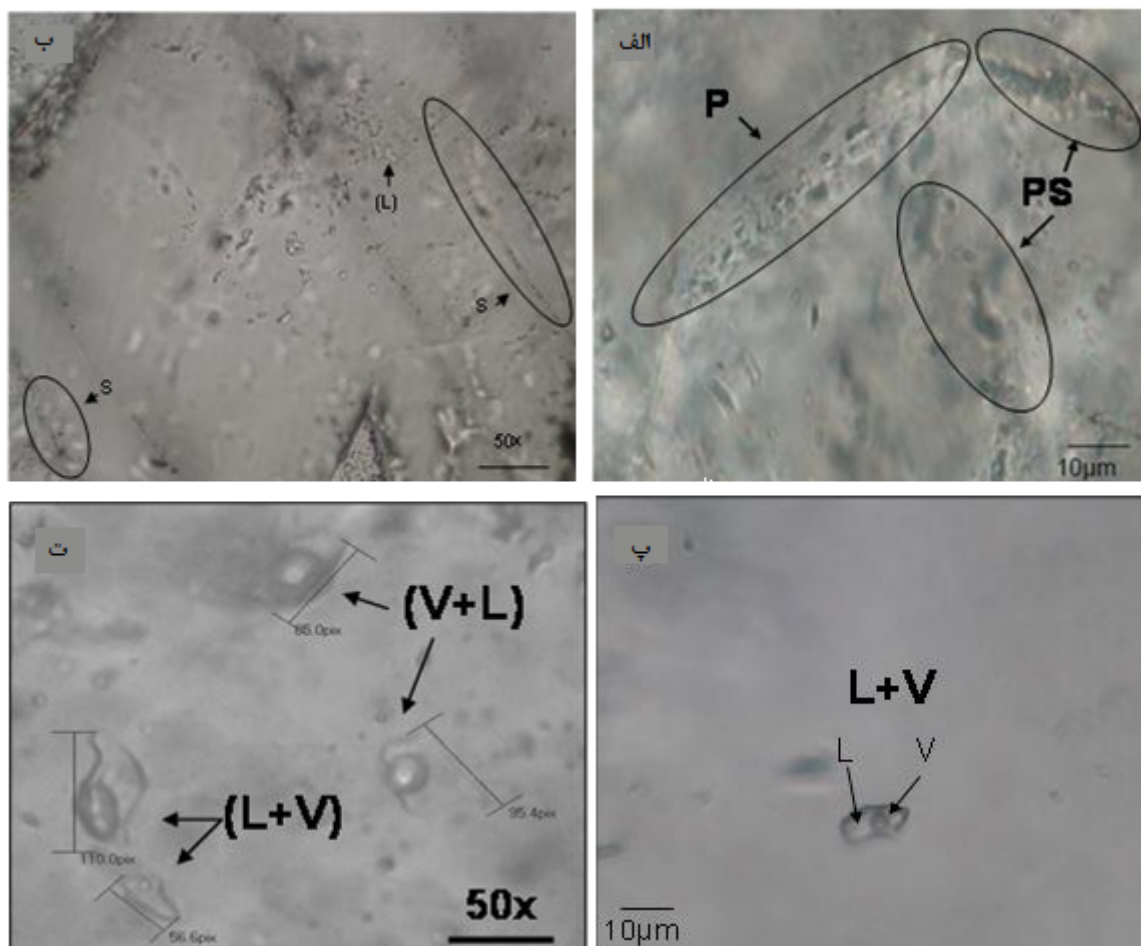
برای مطالعات سیالات درگیر از ۳ نمونه برداشته شده از رگه کوارتزی در منطقه معدنی تعداد ۱۰ مقطع دو بر صیقل مناسب با جهت برش متفاوت تهیه شد. مطالعات سیالات درگیر بر روی تعداد ۷۰ سیال درگیر (جدول ۳) در دانشگاه تربیت معلم تهران با استفاده از دستگاه میکروسکپ (Zeiss) با عدسی شیئی LWD50X و دستگاه Linkam مدل THM600 انجام شده است. با مطالعات میکروسکوپی انجام شده مشخص شده که بلورهای اسفالریت دارای سیالات درگیر بسیار ریز بوده که برای مطالعات سیالات درگیر مناسب نیست. لذا سیالات درگیر درشت و مناسب در بلورهای کوارتز شناسایی شد و مطالعات بر روی این سیالات

صورت گرفت که نتایج مطالعات در ادامه ارائه شده است.

بر اساس تقسیم‌بندی Shepherd et.al و Roedder [۲۱، ۲۰] سیالات درگیر در بلورهای کوارتز رگه‌های چشمه حافظ در دمای اتاق به انواع اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب شناسایی شد (شکل ۱۰ الف و ب). سیالات درگیر به صورت تک فاز مایع (L) و دو فاز (L+V) هستند که اندازه آن‌ها ۲۵ - ۵ میکرومتر است. اشکال سیالات درگیر در نمونه‌های سیالات چشمه حافظ شامل کروی، عدسی، میله‌ای و نامنظم است (شکل ۱۰ پ و ت).

جدول ۳. داده‌های میکروترمومتری سیالات درگیر کانسار پلی متال چشمه حافظ .

میزان شوری معادل درصد نمک طعام	دمای ذوب نهایی یخ درجه سانتیگراد	دمای اوتتیک دمای اوتتیک	دمای همگن شدن درجه سانتیگراد	نوع سیال درگیر	کانی	شماره نمونه
۷/۸ تا ۱۷/۵	-۵ تا -۱۳/۲	-۱۹/۶ تا -۲۰/۵	۱۵۰-۲۳۵ تعداد=۱۳	اولیه	کوارتز	87-Ch-68
۴/۷ تا ۱۲	-۲/۹ تا -۸/۲	-۱۹/۸ تا -۲۱/۶	۱۶۰-۲۶۰ تعداد=۲۲	اولیه	کوارتز	87-Ch- Tu
۶/۲ تا ۱۷/۹	-۴ تا -۱۴/۲	-۱۸/۸ تا -۲۱/۱	۱۵۷-۲۵۵ تعداد=۲۶	اولیه	کوارتز	87-Ch-23
اندازه گیری نشد	اندازه گیری نشد	اندازه گیری نشد	۱۴۰-۱۹۰ تعداد=۱۰	ثانویه	کوارتز	87-Ch-3S

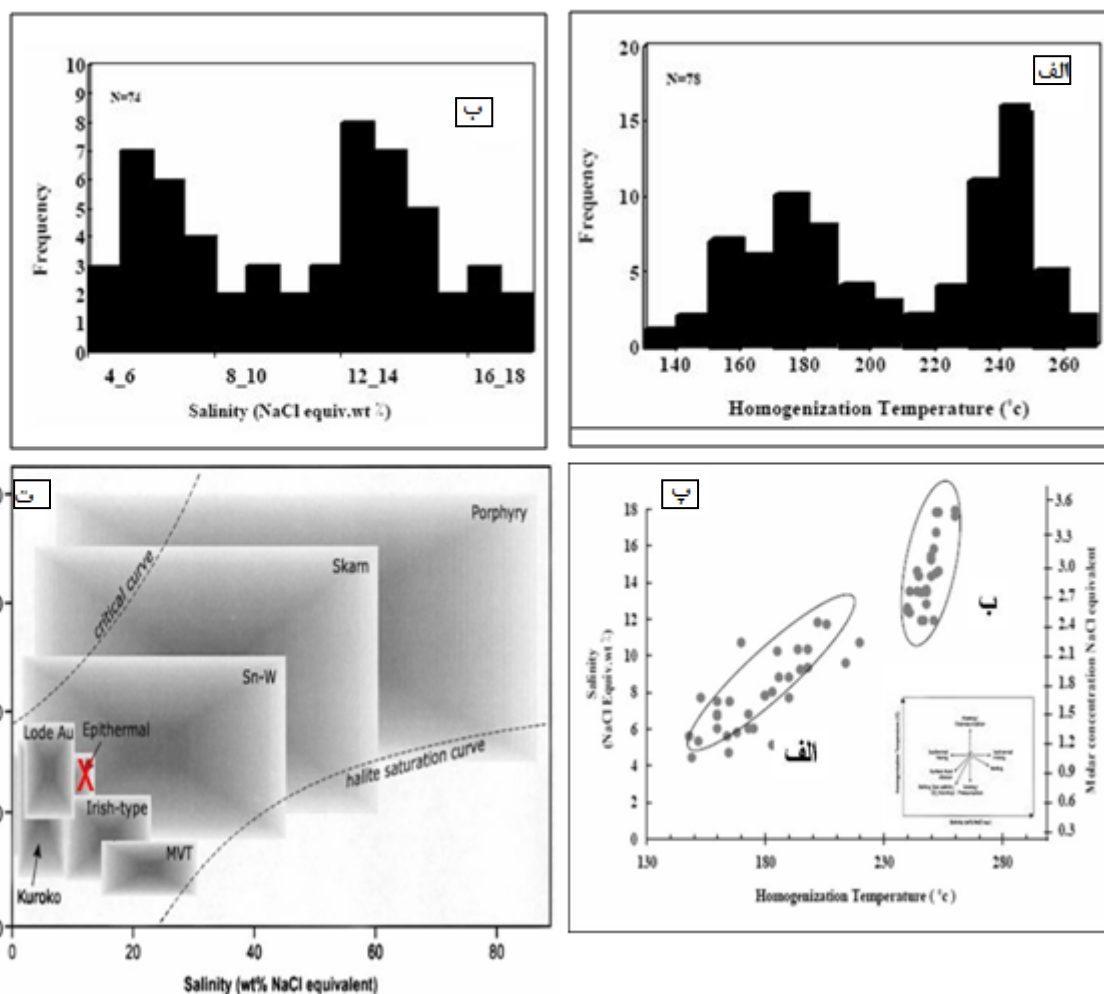


شکل ۱۰. الف و ب- نمایی از سیالات درگیر اولیه (P) و سیالات درگیر ثانویه کاذب (PS) و سیالات درگیر ثانویه (S). پ و ت- سیالات تک فازی غنی از مایع (L) و دو فازی (L+V) و (V+L) با نسبتهای مختلف بخار به مایع و اشکال کروی بیضی و نامنظم.

نتایج و تفسیر سیالات درگیر

میانگین دمای همگن شدن در مجموعه سیالات درگیر از ۱۴۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌دست آمد که در دو محدوده دمایی ۱۸۰ و ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد پیک‌های مشخصی دیده شده است (شکل ۱۱ الف). دمای اوتکتیک به‌دست آمده از بیشتر سیالات درگیر بین ۱۸/۸- و ۲۱/۶- درجه سانتی‌گراد است که نشان می‌دهد سیال دارای ترکیب $H_2O-NaCl$ است. دمای ذوب آخرین قطعه یخ سیالات درگیر از ۱۴- تا ۲/۸- درجه سانتی‌گراد است که شوری محاسبه شده [۲۲، ۲۳] ۴/۷ تا ۱۸ درصد وزنی معادل $NaCl$ تغییر می‌کند (شکل ۱۱ ب). براساس نمودار شوری - دمای همگن شدن، دو نوع سیال کانه ساز تشخیص داده شده است. ۱) سیال با شوری متوسط ۴/۷ تا ۸ درصد وزنی معادل $NaCl$ (الف و ۲) سیال با شوری

بالاتر ۱۰ تا ۱۸ درصد وزنی معادل $NaCl$ (ب) است (شکل ۱۱ پ). در نمودار دمای همگن شدن نیز ۲ محدوده دمایی ۱۸۰ و ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد نشان‌دهنده این ۲ سیال متفاوت است. احتمالاً سیال با شوری و دمای کمتر مربوط به آبهای جوی و سیال با شوری و دمای بالاتر مربوط به سیال ماگمایی است [۲۴]. نمودار شوری - دمای همگن شدن دامنه تغییرات را در امتداد یک روند خطی نشان می‌دهد که با توجه به نمودار [۲۵] بیانگر اختلاط و رقیق‌شدگی دو سیال را است. مقایسه نتایج حاصل از مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر در کانسار چشمه حافظ با ویژگیهای سایر ذخایر نشان می‌دهد که داده‌های سیالات درگیر در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال واقع شده است [۲۵] (شکل ۱۱ ت).



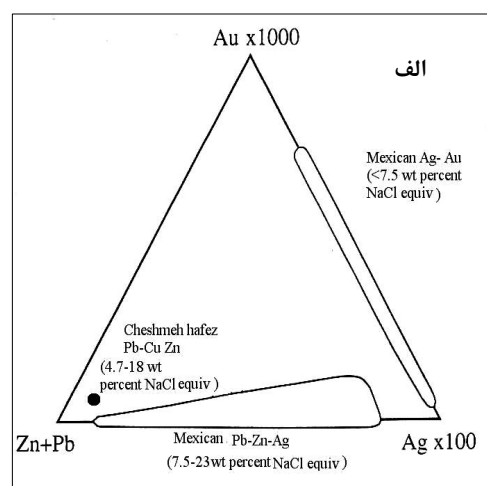
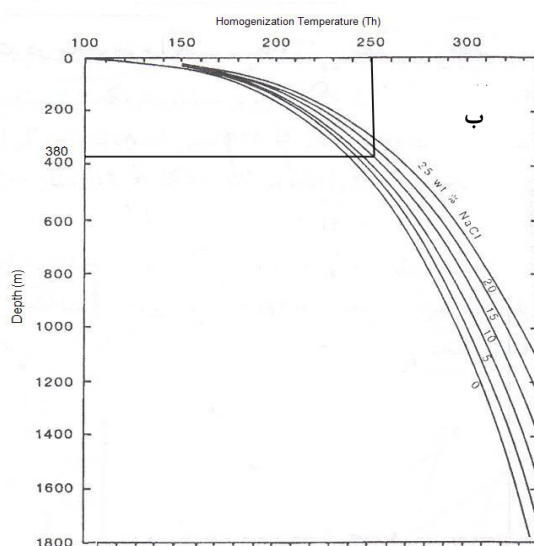
شکل ۱۱. الف- هیستوگرام دمای همگن شدن سیالات درگیر کانسار پلی‌متال چشمه حافظ. ب- هیستوگرام میزان شوری به‌دست آمده از سیالات درگیر کانسار پلی‌متال چشمه حافظ. پ- نمودار همگن شدن - شوری سیالات درگیر در منطقه یک روند اختلاط و رقیق‌شدگی را نشان می‌دهد. ت- نمودار دمای همگن شدن - شوری سیالات درگیر نشان می‌دهد که کانسار چشمه حافظ در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرد [۲۵]..

بحث

ترکیب سیال کانه‌ساز و عمق تشکیل کانسار

کانسارهای پلی‌متال اپی‌ترمال از لحاظ میزان طلا به شوری سیال کانه‌ساز بستگی دارند. انواع غنی از طلا با سیال با شوری کم (۱-۲ درصد وزنی نمک طعام) و نوع فلزات پایه و نقره با سیال با شوری بالاتر همراه هستند [۲۶] برای مثال در کانسار فرزینلو مکزیک [۲۷-۲۸] و دیگر کانسارهای مکزیک [۲۹] شوری بین ۵ تا ۲۰ درصد وزنی معادل نمک طعام ثبت شده است. شوری اندازه‌گیری شده در سیالات چشمه حافظ بین ۴/۵ تا ۱۸ درصد وزنی معادل نمک طعام است که جایگاه آن در (شکل ۱۲ الف) در مقایسه با کانسارهای مکزیک نشان داده شده است. عیار فلزات در کانسار چشمه حافظ شامل میانگین نسبت Ag/Au تقریباً ۲۸ و میانگین $Pb+Zn$ برابر ۶/۸٪ است که متناسب با شوری بالا در کانسار است (ماکزیمم شوری ۱۸ درصد وزنی معادل نمک طعام). به این ترتیب، سیال گرمابی در منطقه چشمه حافظ با شوری بالا مشخص می‌شود که باعث کانی‌سازی فلزات پایه و نقره در این منطقه شده و حضور کمپکس‌های طلا در این سیال به حدی نبوده که باعث تشکیل طلا به صورت دانه‌های طلای آزاد شود. ارتباط میان کانی‌سازی نقره و فلزات پایه با سیالهای با شوری

نسبتاً بالاتر و کانی‌سازی طلا و نقره با سیال‌های با شوری پایین‌تر، قبلاً نیز پیشنهاد شده است [۳۰]. ایالت‌های فلزایی مکزیک میزبان تعداد زیادی کانسار اپی‌ترمال فلزهای پایه و گرانبه‌است [۲۹] و در منابع علمی به عنوان کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیدی شدن پایین تا حد وسط معرفی شده‌اند [۳۱-۳۳]. کانسار چشمه حافظ با کانسار فرزینلو مکزیک قابل مقایسه است که برخی ویژگیهای کانسار چشمه حافظ با کانسار فرزینلو مکزیک در جدول ۴ ارائه شده است. اگر چه در مطالعه سیالات درگیر شواهدی از جوشش به دست نیامد ولی حضور مسکوویت ریز دانه و ایلیت در نزدیکی رگه‌ها نشان می‌دهد که احتمالاً جوشش محدودی در منطقه معدنی رخ داده است. با این حال برای محاسبه عمق کانی‌سازی از نمودار [۳۴] استفاده شد. برای اندازه‌گیری عمق کانی‌سازی از دمای میانگین ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۵ درصد وزنی معادل $NaCl$ استفاده شد که عمق به‌دست آمده ۳۸۰ متر زیر سطح آبهای زیر زمینی قدیمی تخمین زده شد (شکل ۱۲ ب).



شکل ۱۲. الف نمودار مثلثی ارتباط عناصر قیمتی و فلزات پایه در کانسار پلی‌متال چشمه حافظ برای مقایسه کانسارهای اپی‌ترمال مکزیک نشان داده شده است [۲۹]. ب- نمودار به‌دست آوردن حداقل عمق کانی‌سازی در منطقه معدنی چشمه حافظ (از دمای میانگین ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد با شوری ۱۵ درصد وزنی معادل نمک طعام استفاده شد) [۳۴].

جدول ۴. مقایسه برخی خصوصیات کانسار چشمه حافظ با کانسار فرزینلو مکزیک.

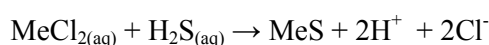
خصوصیات	کانسار فرزینلو	کانسار چشمه حافظ
سنگ میزبان	آندزیت	آندزیت - آندزیت- بازالت و تراکی آندزیت
سن (میلیون سال)	۲۸-۳۳	الیگوسن?
عیار	طلا ۰/۵۶ (گرم در تن) نقره ۷۸۰ (گرم در تن) روی ۰/۷۷ درصد وزنی سرب ۰/۳۵ درصد وزنی مس ۰/۰۲ درصد وزنی	طلا ۰/۱۵ (گرم در تن) نقره ۳/۲۳ (گرم در تن) روی ۴/۴۷ درصد وزنی سرب ۱/۷۳ درصد وزنی مس ۲/۶۴ درصد وزنی
کانی شناسی	پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، سولفوسالت نقره، کوارتز و کلسیت	پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، تتراهدريت، کوارتز و کلسیت
دمای همگن شدن (درجه سانتیگراد)	۱۷۳-۲۶۵	۱۴۰-۳۰۰
شوری (درصد وزنی معادل نمک طعام)	۰/۱۰-۱۲	۴/۷-۱۸
منبع	[۲۵]	این مقاله

مدل و عوامل مؤثر بر تشکیل کانسار

به منظور تعیین مدل کانسار، ویژگیهای کانسار چشمه حافظ با انواع کانسارهای اپی‌ترمال مقایسه شد. از مشخصات کانسار چشمه حافظ می‌توان به: (۱) کانه‌زایی پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، تتراهدريت، بورنیت و دیژنیت؛ (۲) کانسار از نوع غنی از فلزات پایه و با نسبت Ag/Au تقریباً ۲۸؛ (۳) متوسط عمق کانی‌سازی ۳۸۰ متر؛ (۴) نوع آلتراسیون؛ (۵) حضور کوارتز با نواربندی پوسته‌ای؛ (۶) حجم بالای سولفید در کانسار چشمه حافظ (۲۵٪) اشاره کرد. حضور کانی انارژیت [۳۵]، دگرسانی‌های کوارتز - آلونیت، کوارتز - پیروفلیت و کوارتز- دایکیت [۳۶] و حضور کانی کالکوسیت و کوولیت اولیه از ویژگیهای کانسارهای با سولفیداسیون بالاست که در کانسار چشمه حافظ مشاهده نشده است.

کانی ارسنوپیریت و دگرسانی ادولاریا - اسمکتیت [۳۵] شاخص کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین است که نبود کانی ارسنوپیریت و دگرسانی مسکوویت و ایلیت به جای ادولاریا نشان می‌دهد که کانسار چشمه حافظ در این رده قرار نمی‌گیرد. با مقایسه ویژگیهای کانسار چشمه حافظ با ویژگیهای ذکر شده برای کانسارهای اپی‌ترمال با

سولفیداسیون متوسط [۳۴،۳۷] می‌توان کانسار چشمه حافظ در رده کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون متوسط قرار داد. در سیستم‌های اپی‌ترمال، نقره و فلزات پایه توسط کمپلکس‌های کلروری حمل می‌شوند [۳۸،۳۹] و طلا توسط کمپکس بی‌سولفیدی $Au(HS)_2$ حمل می‌شود [۴۰]. از عواملی که باعث ته‌نشین کمپکس‌های کلروری می‌شود شامل: (۱) افزایش PH که در اثر واکنش سیالات با فلدسپارها و تبدیل آن به سرسیت که نتیجه آن آزاد کردن فلزات قلیایی و قلیایی خاکی به درون سیالات می‌شود و باعث افزایش PH از طریق مصرف H^+ می‌شود. افزایش PH باعث بی‌ثباتی کمپلکس‌های کلروری و ته‌نشین فلزات پایه و نقره می‌شود. (۲) در اثر رقیق شدگی توسط آبهای جوی و اضافه شدن Ca^{2+} به سیال است که Ca^{2+} با Cl واکنش داده و واکنش زیر را به سمت راست می‌برد و سولفید فلزات ته‌نشین می‌شوند.



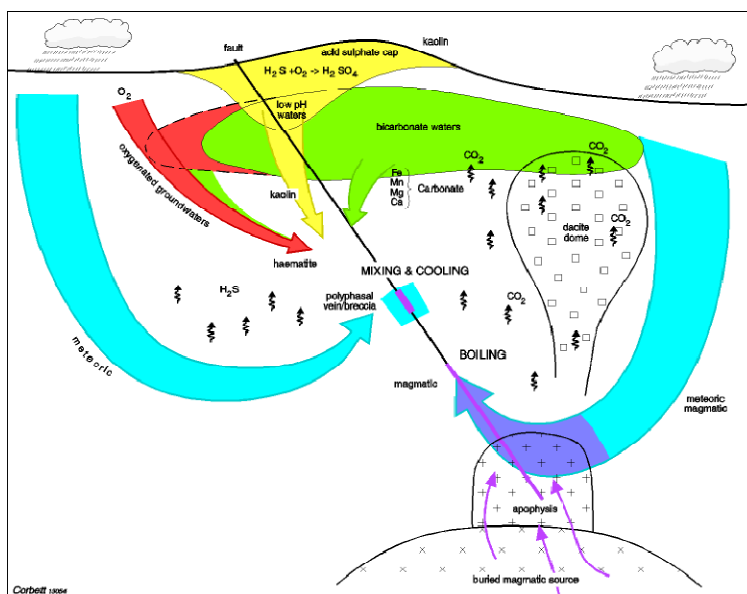
عواملی مثل جوشش و کاهش دما باعث ته‌نشینی فلزات از کمپلکس‌های بی‌سولفیدی می‌شود.

نشده است. پدیده‌های سریسیتی شدن (افزایش فشار) و رقیق‌شدگی و در پی آن کاهش دما عوامل مؤثر در ته‌نشست فلزات در کانسار اپی‌ترمال چشمه حافظ هستند.

کانی‌سازی اولیه در منطقه چشمه حافظ در سه مرحله رخ داده است. مرحله اول شامل کوارتز، کلسیت با مقدار کمی پیریت و کالکوپیریت و مرحله دوم که مرحله اصلی کانی‌سازی سولفیدی است شامل گالن خودشکل اولیه، سپس گالن، اسفالریت و کالکوپیریت و در نهایت گالن، کالکوپیریت، پیریت، تتراهدريت، بورنیت و دیژنیت است که با رگه‌های کوارتز و کربنات فاقد آثار کانی‌سازی با مقدار کم پیریت و کالکوپیریت همراه است. کانی‌سازی سوپرژن در منطقه شامل کانه‌های کوولیت، مالاکیت، دیژنیت، کالکوسیت، سروزیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن است. رگه‌ها به سمت شمال منطقه معدنی (گردنه توتو) از لحاظ عیار عنصر روی و سرب افزایش دارند و در قسمت جنوب منطقه در محل معدن متروکه چشمه حافظ عیار عناصر مس، طلا و نقره بالاست. نمودار شوری - دمای همگن شدن در منطقه چشمه حافظ نشان می‌دهد که یک سیال با شوری بالا به طور متناوب در سامانه چشمه حافظ تزریق شده است.



جوشش و آمیختگی دو فرآیند مهم ته‌نشینی فلزات در سیستم‌های اپی‌ترمال است [۴۱]. جوشش در طی حرکت رو به بالای سیال در درون سیستم با نفوذپذیری بالا رخ می‌دهد، در حالی که نیم‌رخ‌های گرمایی خطی که به دلیل آمیختگی یا نفوذپذیری کم ایجاد می‌شوند در حاشیه‌های سیستم عمومیت دارد [۴۳]. ارتباط بین داده‌های Th و Tm_{ice} در منطقه چشمه حافظ روند رقیق‌شدگی را برای سیال نشان می‌دهد که دلالت بر آمیختگی یک سیال داغ و شور با یک سیال سردتر و رقیق‌تر دارد. با در نظر گرفتن توالی پاراژنزی کانی‌سازی و تغییرات سیستماتیک Th و Tm_{ice} در بلورهای کوارتز، به نظر می‌رسد که سیال با شوری بالاتر به طور متناوب در سیستم اپی‌ترمال تزریق شده و با سیال با شوری پایین‌تر آمیخته شده است (شکل ۱۳). احتمالاً سیال داغ با شوری بالاتر منبع ماگمایی و سیال سردتر منبع جوی دارند. سیال شور و غنی از فلزهای پایه، توان تشکیل دانه‌های آزاد طلا را نداشته و تنها باعث کانی‌سازی فلزهای پایه و نقره در این منطقه شده است. بنابر این می‌توان نتیجه گرفت که به دلایل (۱) شوری بالای سیال کانه‌زا، (۲) مقدار عیار کم طلا در سنگهای رخنمون یافته در منطقه معدنی چشمه حافظ و (۳) فقدان جوشش زیاد، در منطقه چشمه حافظ کانی‌سازی طلا به طور اقتصادی تشکیل



شکل ۱۳. سیالات هیدروترمالی منشأ گرفته از توده نفوذی و تزریق پی در پی آن در گسل‌های منطقه و اختلاط با آبهای جوی و ته‌نشین شدن ماده معدنی [۴۲].

نتیجه‌گیری

کانی‌سازی در چشمه حافظ از نوع فلزات پایه اپی‌ترمال با سولفیداسیون متوسط است که رقیق‌شدگی عامل اصلی نهشت کانسنگ چشمه حافظ بوده است.

مقدار شوری بالا در سیال گرمابی چشمه حافظ باعث کانی‌سازی فلزهای پایه و نقره شده است و حضور کمپلکس‌های طلا دار به حدی نیست که دانه‌های طلای آزاد تشکیل شود. در مقاطع صیقلی نیز دانه‌های طلا به صورت آزاد مشاهده نشد.

سپاس‌گزاری

بدین‌وسیله از جناب آقای مهندس هدایتی، مدیر عامل محترم شرکت تحقیقات و کاربرد مواد معدنی ایران و مهندس اقبالی که حمایت‌های مادی و معنوی فراوانی را در انجام این پژوهش پذیرا شدند، تشکر و قدردانی می‌شود.

مراجع

- [1] Aghanabati, A., "Geology of Iran", Geol, Surv, Iran, (2003) 123-147.
- [2] Alavi, M., "Tectonic map of the Middle East", Geol, Surv, Iran, (1991).
- [۳] برنا، ب.، و عشق آبادی، م.، "گزارش ارزیابی و اکتشافی کانسارها و اندیس‌های سرب وروی استان سمنان"، اداره کل معادن و فلزات استان سمنان، (۱۳۷۶) ۲۲۶ صفحه.
- [4] Azizi, H., Jahangiri, A., "Cretaceous subduction-related volcanism in the Northern Sanandaj Sirjan zone, Iran", J.Geodyn 45, (2008) 178-190.
- [۵] هوشمندزاده، ع.، و همکاران، "تحول پدیده‌های زمین شناسی تروود (پرکامبرین تا عهد حاضر)"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۵۷).
- [6] Le Maiter, R.W., "A classifications of igneous rocks and glossary of terms", Black well scientific publications, (1986) 191 p.
- [7] Cox, K.G., Bell, J. D., Pankhurst, R.J., "The interpretation of igneous rocks", George Allen and Unwin, London, (1979).
- [8] pearce, J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", In, Thorpe, R.S. Andesites, Wiley, New York, (1982) 525-548.
- [9] Muller, D., Rock, N.M.S. Groves, D.I., "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings", A pilot study, Mineral, (1992) Petrol., 46, 259-289.
- [10] Kennedy, A.K., Grove, T.L. Johnson, R.W., "Experimental and major element constraints on the evolution of lavas from Lihir Island", New Guinea, Contrib. Mineral. Petrol., (1990) 104, 722-734.
- [11] Schmidt, G., Palme, H. Kratz, K.L. Kurat, G., "Are highly siderophile elements ZPGE, Re and Au", fractionated in the upper mantle of the earth, new results on peridotites from Zabargad, Chemical Geology, 163 (2000) 167-188.
- [12] Pearce, J.A. and Can, J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis", Earth planet. (1973) 290-30.
- [13] Muller, D., Leander, F., Peter, M., and Stev, H., "Potassic igneous rocks from the vicinity of epithermal gold mineralization", Lihir Island, Papua New Guinea, Lithos, 57 (2001) 163-185.
- [14] McDonough, W.F., and Sun, S.-S., "The composition of the earth", Chemical Geology, 120 (1995) 223-253.
- [15] Pearse, J.A., Peate, D.W., "Tectonic implications of the composition of the volcanic arc magmas", Annual Review of Earth and Planetary Science, (1995) v. 23, 251-285.
- [16] Wood, D.A., Joron, J. L., and Treuil, M., "A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series in different tectonic setting", Earth Planet. Sci. letter, 45 (1980) 326-336.
- [17] Hassanzadeh, J., Ghazi, A.V. Axen, G. and Guest, B., "Oligomiocene mafic-alkaline magmatism in north and northwest of Iran: Evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc", Geological Society of America Abstracts with Program, 34 (2002) no. 6, 331p.
- [18] Downes, P.M., "Yerranderie a Late Devonian Silver-Gold-Lead intermediate sulfidation epithermal district", Eastern Lachlan Orogen, New South Wales, Australia, Resource Geology, 57 (2006) 1-23.
- [۱۹] شرکت تحقیقات و کاربرد مواد معدنی ایران، "اکتشافات ژئوفیزیکی در منطقه گردنه توتو" (۱۳۸۵) ۳۰۰ صفحه.

- [32] White, N. C., Hedenquist, J. W., "Epithermal gold deposits: Styles, Characteristic and exploration", Society of Economic Geology Newsletter, 23 (1995) 9-13.
- [33] Hedenquist, J.W., Arribas R., A. Gonzalez-Urien, E., "Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology", 13 (2000) 245-277.
- [34] Hass, j. l., "The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure", Econ Geol, 66 (1971) 940-946.
- [35] Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. Inan, E.E., "Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems": Transitions from porphyry to epithermal environments. Soc. Economic Geology Spec. Pub., 10 (2003) 285-313.
- [36] Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., "Linkages between volcano-tectonic settings, Ore-fluid compositions and epithermal precious metal deposits", Society of Economic Geologists Spec. No., 10 (2003) 315 - 343.
- [37] Gemmell, J.B., "Low, and intermediate-sulfidation epithermal deposits", ARC-AMIRAP, Australia, (2004) 57- 63.
- [38] Seward, T.M., Barnes, H.L. "Metal transport by hydrothermal ore fluids", in Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, New York, John Wiley and Sons, (1997) 435-486.
- [39] Palyanaova, G., "Physicochemistry modeling of the coupled behavior of gold and silver in hydrothermal processes, gold fineness, Au/Ag ratios and their possible implications", Chemical Geology, 255 (2008) 399-413.
- [40] Benning, L.G., Seward, T.M. "Hydrosulfide complexing of Au in hydrothermal solutions from 150 to 400 °C and 500 to 1500 bars", Geochimica, et. Cosmochimica Acta, 60 (1996) 1849-1871.
- [41] Giggenbach, W.F., "The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems", in Barnes, H.L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd ed.; New York, Wiley Interscience, (1997) 737-796.
- [42] Corbett, g., "Controls to low sulphidation epithermal Au/Ag mineralization", NSW Australia (2002). [43] Hedenquist, J. W., Lowenstern, J. B., "The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits", Nature, 370 (1994) 519-527
- [20] Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., "A practical guides to fluid inclusion studies", Blackie press, (1985) 239 p.
- [21] Roedder, E., "Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy", 12 (1984) 644 p.
- [22] Bodnar, R.J., "Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions", Geochimica et Cosmochimica Acta, 57 (1993) 683-684.
- [23] Hall, D.I. and Bodnar, R.J., "Freezing point depression of NaCl - KCl - H₂O", Econ, Geol., 65 (1988) p123.
- [24] Camprubi, A., Chomiak, B.A., Canals, A., Norman, D.I., "Fluid sources for the La Guitarra epithermal deposit (Temascaltepec district, Mexico): Volatile and helium isotope analyses in fluid inclusions", Chemical Geology, 231 (2006) 252-284.
- [25] Wilkinson, J.J. "Fluid Inclusion in hydrothermal ore deposit", Lithos, 55 (2001) 229-272.
- [26] Brathwaite, R.L., Faure, K., "The Waihi epithermal gold-silver-basemetal sulfide-quartz vein system, New Zealand: temperature and salinity controls on electrum and sulfide deposition", Econ. Geol, 97 (2002) 269-290.
- [27] Simmons, S.F., Gemmell, B. Sawkins, F.J., "The Santo Nino silver-lead-zinc vein, Fresnillo district, Zacatecas", Mexico: Part II. Physical and chemical nature of ore-forming solutions: Economic Geology, 83 (1988) 1619-1641.
- [28] Simmons, S.F. "Hydrothermal implications of alteration and fluid inclusion studies in the Fresnillo district", Mexico: Evidence for a brine reservoir and a descending water table during the formation of hydrothermal Ag-Pb-Zn ore bodies: Economic Geology, 86 (1991) 1579-1601.
- [29] Albinson, T., Norman, D.I. Cole, D. and Chomiak, B., "Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico": Constrains from fluid inclusion and stable isotope data: Society of Economic Geologists, Sp. Publ. 8 (2001) 1-32.
- [30] Henley, R. W., "The geological framework of epithermal deposits, In Berger. P.M (Ede), Geology and geochemistry of epithermal system", Soc Econ. Geol, (1986) p 1-24.
- [31] White, D. E., "Diverse origins of hydrothermal ore fluids", Econ. Geol. 69 (1974) 954-973.



کانی سازی و اکتشافات ژئوشیمیایی در کمر بند ولکانیکی - پلوتونیک هلاک آباد (جنوب سبزوار) با نگرشی بر اکتشاف مس پورفیری

محدثه پناهی شهری^۱، محمد حسن کریم پور، فاطمه شبانی

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

دریافت مقاله: ۱۳۸۸/۱۰/۵ نسخه نهایی: ۱۳۸۹/۱/۱۸

چکیده

منطقه مورد مطالعه در ۳۰ کیلومتری جنوب سبزوار و محدوده روستای هلاک آباد واقع شده است. کانی سازی به دو صورت فلزی و غیرفلزی (کائولین) صورت گرفته است. کانی سازی پیریت به صورت بافت افشان و رگچه ای و مرتبط با آلتراسیون نوع آرژیلیک در محل توده های نفوذی مونزونیتی تشکیل شده است. کالکوپیریت نیز به طور محدود در محل رگچه ها همراه با پیریت دیده می شود. اکسیداسیون کانیهای سولفیدی اولیه سبب تشکیل مقادیر زیادی از کانیهای اکسید- سولفات آهن مانند هماتیت، لیمونیت و ژاروسیت در بخشهای سطحی شده است. اکتشافات ژئوشیمیایی بر مبنای رسوبات رودخانه ای و سنگی مورد بررسی قرار گرفت. نتایج آنالیز رسوبات رودخانه ای و سنگی، بی هنجاری مس و روی را در قسمتهایی از منطقه نشان می دهد. بی هنجاری مس و روی به ترتیب در بخش غربی معدن هلاک آباد به بیش از ۵۰۰ ppm و ۹۰۰ می رسد. در بخش شرقی منطقه با وجود افزایش میزان کانی سازی سولفیدی (پیریت) مقادیر عناصر مس و روی کاهش نشان می دهد. این پدیده به دلیل هوازگی و اکسید شدن کانیهای سولفیدی در سطح و انحلال این عناصر است. وجود سیستم آلتراسیونی مناسب، توده های نیمه عمیق مونزونیتی و الگوی کلی زمین شناختی در منطقه مؤید پتانسیل اکتشافی برای سیستم مس پورفیری در منطقه هلاک آباد است.

واژه های کلیدی: ایران، هلاک آباد، مس پورفیری، کانی سازی، ژئوشیمی.

مقدمه

مظلوم [۲]، شبانی [۳]، پناهی [۴] و حسینی نژاد [۵] مطالعه شده و بر مبنای کانی شناسی، آلتراسیون، کانی سازی و ژئوشیمی در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ ارائه گردیده است. برپایه اطلاعات پردازش داده های ماهواره ای، مشاهدات صحرایی و شواهد آلتراسیونی، منطقه مورد مطالعه جهت بررسی پتانسیل کانی سازی مس پورفیری معرفی و مطالعه شد. محیط های تکتونیک فشارشی، پوسته های قاره ای ضخیم شده و فعالیتهای بالآمدگی و فرسایش با تشکیل تعداد زیادی از این گونه کناسرها در ارتباط است [۶].

منطقه مطالعاتی در ۳۰ کیلومتری جنوب سبزوار و اطراف روستای هلاک آباد واقع شده و به صورت کمر بندی به درازای ۷ کیلومتر و پهنای ۰/۵ کیلومتر با روند شمال غرب- جنوب شرق گسترده شده است. از سال ۱۳۷۷ تا کنون پروژه های مختلف زمین شناسی و ژئوشیمی توسط شرکت های خارجی، سازمان زمین شناسی و مرکز تحقیقات ذخایر معدنی شرق ایران بر روی این کمر بند صورت پذیرفته است. این مطالعات در مقیاس برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ ششتم انجام شده [۱] و در مقیاس محلی تا کنون بررسی دقیق سنگ شناسی و ژئوشیمی صورت نگرفته است. قسمتهای مختلف کمر بند توسط

^۱مسئول مکاتبات arsheconomic85@yahoo.com

د) اندازه‌گیری میزان پذیرفتاری مغناطیسی در تعدادی از واحدهای سنگی منطقه.

زمین‌شناسی

از دیدگاه زمین‌شناسی عمومی، منطقه مورد مطالعه در زون ایران میانی و به طور جزئی در بخشی از زون سبزوار قرار می‌گیرد. رخدادهای ماگماتیک عمدتاً به دوران سنوزوئیک مربوط بوده [1] و قدیمی‌ترین واحد موجود به نئوکومین نسبت داده شده است [14]. سن واحدهای نفوذی (الیگوموسن؟) جوان‌تر از واحدهای آتشفشانی تعیین شده است.

براساس مطالعات مظلوم [2]، شبانی [3]، پناهی [4] و حسینی‌نژاد [5] که در مقیاس 1:10000 بر روی منطقه صورت پذیرفته است عمده توده‌های آذرین حدواسط تا آتشفشانی شناسایی شده‌اند. توده‌های حدواسط به ترتیب وسعت شامل کوارتز مونزونیت پورفیری، کوارتز مونزودیوریت پورفیری، هورنبلند کوارتز مونزودیوریت پورفیری، مونزودیوریت پورفیری، کوارتز دیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری می‌باشند. واحدهای آتشفشانی را عمده آندزیت تشکیل می‌دهد و در قسمتهایی داسیت و بازالت نیز وجود دارد. نقشه زمین‌شناسی منطقه با مقیاس 1:10000 در شکل (1) ارائه شده است.

دگرسانی

به دلیل گسترش فعالیت‌های هیدروترمالی در منطقه زون‌های آلتراسیون گسترده‌گی قابل ملاحظه‌ای یافته‌اند. از آنجایی که فرآیند آلتراسیون در ارتباط تنگاتنگ با کانی‌سازی می‌باشد لازم دیده شد تغییرات اتفاق افتاده در سنگهای منطقه در غالب نقشه زون‌بندی آلتراسیون در شکل (2) ارائه گردد.

این آلتراسیون‌ها بدون تفکیک زیر مجموعه‌های آنها شامل آلتراسیون پروپلیتیک، آرژیلیک، سیلیسی و سرسیتی می‌باشند. محلولهای مرتبط با کانی‌سازی و محلولهای غیرمرتبط با کانی‌سازی در فرآیند آلتراسیون منطقه مؤثر بوده‌اند. این محلولها به ترتیب مسؤول ایجاد آلتراسیون‌های غالب آرژیلیک-سرسیتی و پروپلیتیک-سیلیسی می‌باشند.

در کشور ما اغلب کانسارهای مس پورفیری شناخته شده در کمربند کوه‌زایی سهند- بزمان (ارومیه‌دختر) مربوط به سن سنوزوئیک اتفاق افتاده است. این کمربند به وسیله فرورانش صفحه عربی به زیر ایران مرکزی در طی کوه‌زایی آلپی تشکیل شده است [7، 8، 9 و 10]. همچنین فرورانش و زون برخورد مربوط به پالئوسن تا الیگوسن، سبب فعالیت‌های آذرین نفوذی آتشفشانی آلکالن و کالک‌آلکالن شدید و گسترده گردیده است [11، 12 و 13].

هدف از این پژوهش بررسی کانی‌سازی‌های صورت گرفته در منطقه به همراه تفسیر مطالعات ژئوشیمیایی و ارتباط آن با سیستم‌های مس پورفیری می‌باشد.

روش مطالعه

الف) پردازش داده‌های ماهواره Aster و Landsat به منظور شناسایی کانیهای خاص معرف زون‌های آلتراسیونی در منطقه، ب) ترسیم نقشه‌های زمین‌شناسی و آلتراسیون در مقیاس 1:10000 از منطقه‌ای به وسعت حدود 10 کیلومترمربع،

پ) برداشت بیش از 180 نمونه جهت مطالعه دقیق پتروگرافی و آلتراسیون برای تفکیک توده‌های نفوذی موجود و تشخیص زون‌بندی آلتراسیون‌ها

ت) برداشت 50 نمونه جهت تهیه بلوک‌های صیقلی و مقاطع نازک صیقلی برای مطالعات کانه‌نگاری

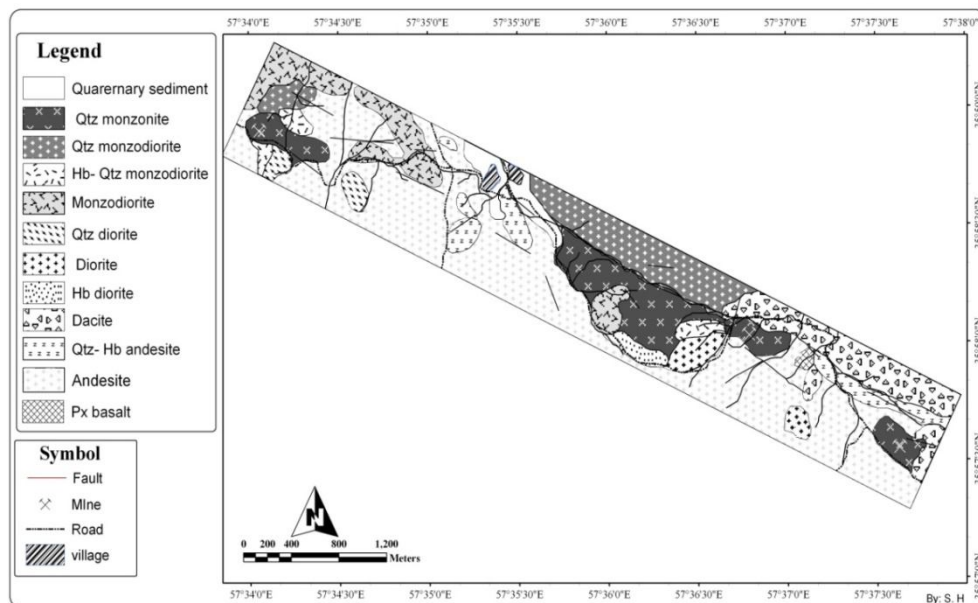
ث) برداشت تعدادی نمونه سنگی از زون‌های با حداقل آلتراسیون برای آنالیز عناصر اصلی و جزئی

ج) تهیه مقاطع نازک (200 عدد)، نازک- صیقلی (23 عدد) و صیقلی (15 عدد)، مطالعات کانه‌نگاری و بافت‌شناسی

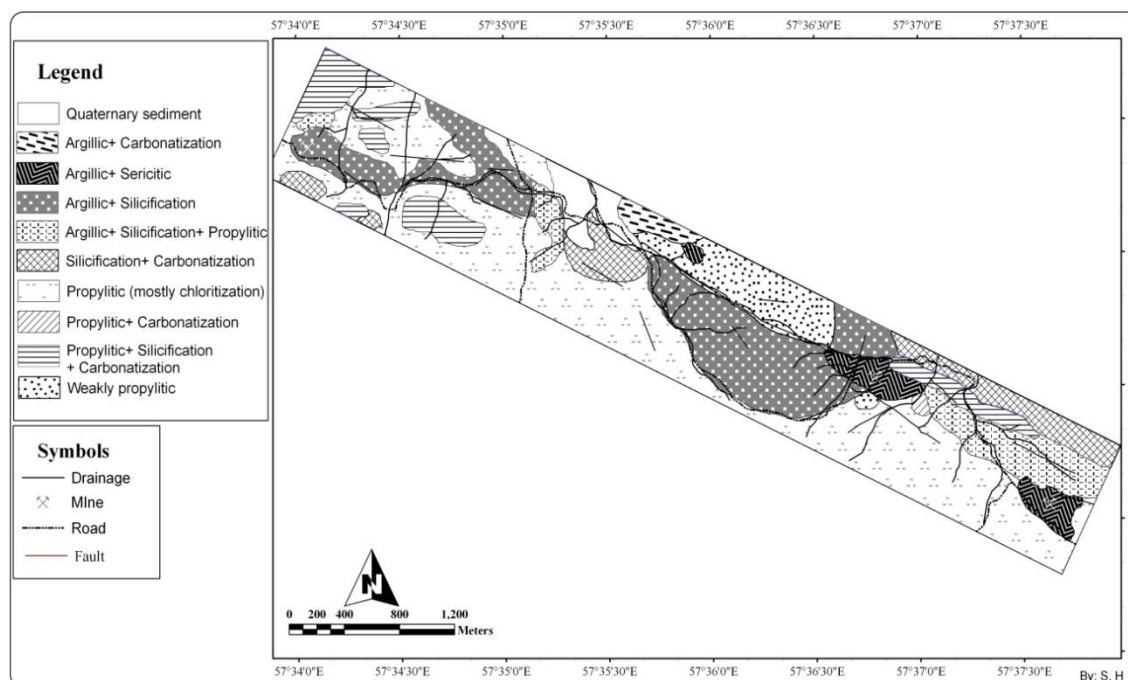
چ) برداشت حدود 40 نمونه رسوب رودخانه

ح) برداشت 70 نمونه خرده سنگی و تجزیه به روش جذب اتم برای عناصر Cu, Zn, Pb, Ag, Sb, Mo در گروه شیمی دانشگاه فردوسی مشهد و ترسیم نقشه‌های مربوطه

خ) آنالیز نمونه‌های با بالاترین میزان مس برای عنصر Au در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور به روش جذب اتمی + کوره گرافیتی



شکل 1. نقشه زمین‌شناسی منطقه.



شکل 2. نقشه آتراسیون منطقه.

کانی‌سازی

در محدوده مورد مطالعه کانی‌سازی به دو صورت فلزی و غیر فلزی صورت گرفته است. عمده گستردگی کانی‌سازی فلزی در شرق بوده و به سمت غرب از شدت آن کاسته می‌شود. در کانسارهای پورفیری، کانی‌سازی مستقیماً با کانی‌شناسی آن در ارتباط است. [15]. بنابراین بررسی کانی‌سازیهایی صورت گرفته گام مؤثری در شناخت بهتر نوع کانسار می‌باشد. کانی‌سازی غیرفلزی عمدتاً از نوع کائولن و محدود به زون آلتراسیونی آرژیلیک است. روند گسترش آن شرقی-غربی بوده و با ظهور بیش از 6 معدن فعال کائولن در طول کمربند مشخص می‌شود. کانی سولفیدی همراه عمدتاً پیریت است و درصد آن از غرب به شرق افزایش قابل ملاحظه‌ای می‌یابد.

بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی، کانی‌سازی فلزی در منطقه به صورت سین‌ژنتیک عمدتاً در زون آرژیلیک رخ داده است. وجود توده‌های نفوذی به عنوان منشأ سیالات گرمایی، سبب آلتراسیون سنگها شده است. هم‌زمان با این فرایند، کانی‌سازی فلزی اولیه نیز از جمله پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوزین، اسفالریت و مگنتیت (؟) به وجود آمده است. کانیهای ثانویه از قبیل اکسیدهای آهن به فراوانی به خصوص در بخشهای سطحی دیده می‌شود. از جمله این کانیها ژاروسیت، همتایت، گوتیت و لیمونیت است. کوپریت و کالکوزین، دو اکسید و سولفید مس هستند که در منطقه با فراوانی کمتر دیده شدند. آثار کانی‌سازی ترکیبات کربنات مس شامل آزوریت و ملاکیت به میزان کم در زون آلتراسیون پروپلیتیک در بخش‌های غربی نمود یافته است.

فرایند کانی‌سازی به دو صورت تأخیری (رگه‌ای) و هم‌زمان (پراکنده) به وقوع پیوسته است. کانی‌سازی هم‌زمان به صورت افشان در متن سنگهای مونزونیتی رخ داده و عمدتاً شامل پیریت است. نسل دوم کانی‌سازی بیشتر به صورت رگه‌ای در زون‌های گسل‌خورده دیده می‌شود. این رگه‌ها عمدتاً شامل پیریت، کالکوپیریت و کوارتز است که در بخشهای سطحی به همتایت و ژاروسیت تبدیل شده است.

زون‌بندی کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به صورت زیر بیان کرد:

1- زون آلتراسیونی اکسیدی؛ شامل اکسی‌هیدروکسیدها (هماتیت و گوتیت)، کربنات‌ها (کلسیت و سیدریت) و

سولفات‌های آهن و آلومینیوم (ژاروسیت و آلونیت).

2- زون سولفات- سولفید؛ شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و ژپس است. این زون در اثر فعالیتهای معدن‌کاری در منطقه قابل دسترسی است.

3- زون سولفیدی؛ شامل پیریت، کالکوپیریت، کوارتز و آلونیت است.

دست‌کم دو نسل از پیریت را می‌توان تفکیک نمود: نسل اول؛ پیریت به صورت کاملاً شکل‌دار و با بافت افشان در زمینه سنگهای آرژیلیتیزه (شکل 3 الف). نسل دوم؛ بی‌شکل همراه با پاراژنز کانیهای کالکوپیریت، اسفالریت و بعضاً کالکوزین در محل رگه‌ها (شکل 3 ب).

پیریت بیشترین گسترش را در بین کانیهای فلزی در مرحله اولیه کانی‌سازی دارد و اولین کانی سولفیدی تشکیل شده در این مرحله است. گسترش اصلی آن در منطقه به صورت بلوری ریزدانه (حدود 2-3 mm) و متوسط دانه (0/5 cm)، عمدتاً به صورت شکل‌دار با فراوانی متوسط 10% است. این نوع پیریت‌ها دارای بافت پراکنده در زمینه سنگهای مونزونیتی هستند. درشت بلورهای پیریت با فراوانی کمتر دیده می‌شوند. در شرق محدوده، پیریت مرتبط با آلتراسیون‌های آرژیلیک و به ویژه فیلیک و در غرب بیشتر با آلتراسیون پروپلیتیک همراه است. همراهی این کانی بیشتر با واحدهای سنگی مونزونیت، داسیت و لاتیت در شرق و آندزیت‌ها در مرکز و غرب منطقه می‌باشد. اکسیداسیون پیریت در مناطق سطحی سبب تشکیل اکسیدهای آهن در منطقه شده است (شکل 3 ث).

کانه اصلی مس در منطقه کالکوپیریت است که گسترش کمتری نسبت به پیریت دارد. کالکوپیریت به صورت رگه‌ای در محل‌های گسل‌خورده و تکتونیزه همراه با پیریت و کوارتز دیده می‌شود (شکل 3 ب). تشکیل این کانی را می‌توان مربوط به نسل دوم کانی‌سازی دانست. کالکوپیریت معمولاً همراه با پیریت در بخشهایی که توسط فعالیتهای معدن‌کاری حفاری تا بخشهای عمیق‌تر انجام شده، دیده می‌شود (شکل 3 ت). در مطالعه مقاطع صیقلی اسفالریت در حاشیه شکستگیهای کالکوپیریت مشاهده می‌شود (شکل 3 پ). نسبتهای کانی‌سازی پیریت- کالکوپیریت در سیستم‌های پورفیری به نوع سنگ و زون‌های آلتراسیونی که آن را احاطه می‌کند وابسته هستند [16].

کوچکی از غرب و در زون آلتراسیون پروپلیتیک مشاهده می‌شود.

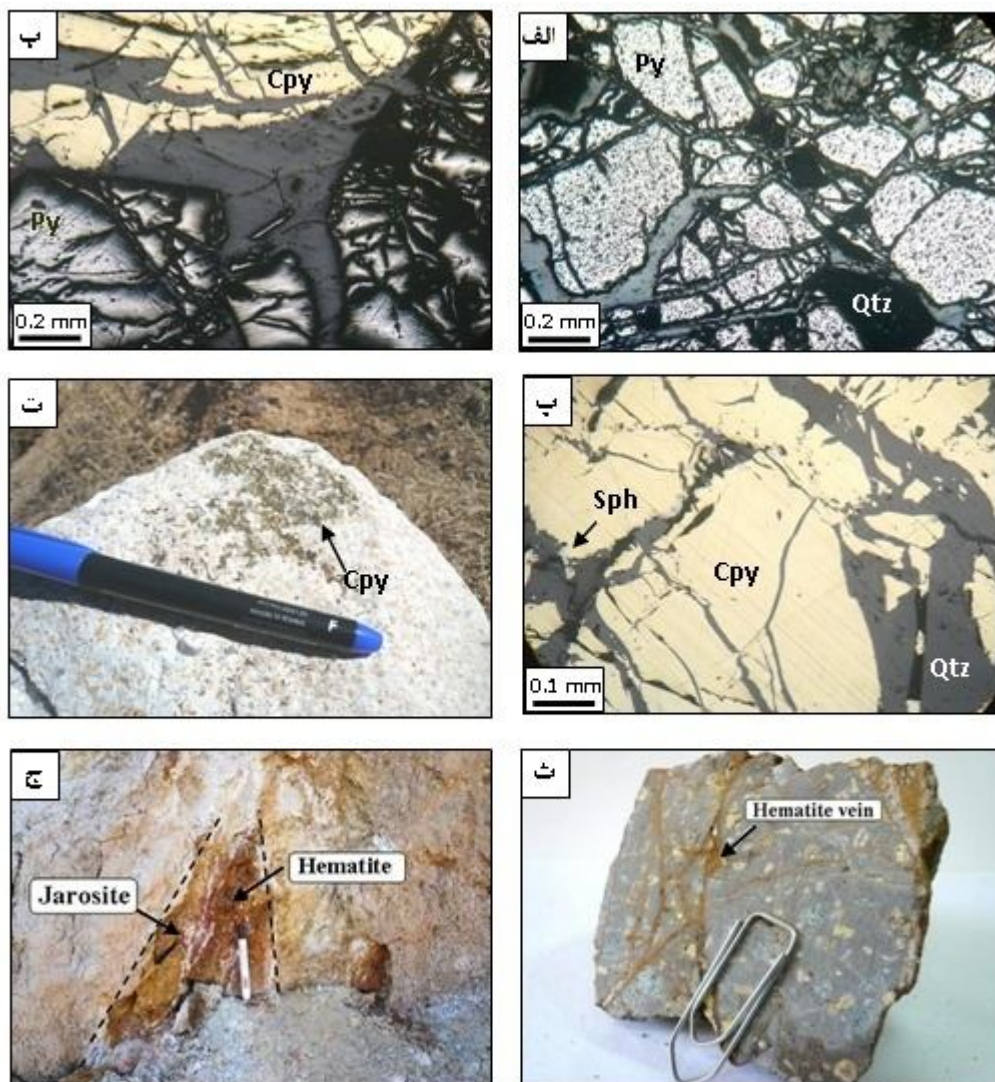
نقشه زون‌بندی کانی‌سازی منطقه در (شکل 4) ارائه شده است. به‌طور کلی توالی پاراژنزی در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به دو گروه کانیه‌های هیدروترمالی و اکسیدان تقسیم نمود. کانیه‌های هیدروترمالی شامل پیریت، کالکوپیریت و کمی هماتیت بوده و کانیه‌های اکسیدی از جمله هماتیت، گوتیت، ملاکیت و آزوریت است.

کانی‌سازی هیدروترمالی منطقه با بافت پراکنده و نیز به صورت رگچه مشاهده می‌گردد. فراوانترین کانی این گروه پیریت است که عمدتاً به همراه زون آرژیلیک و به حالت پراکنده مشاهده می‌گردد. کالکوپیریت در درجه دوم با فراوانی کمتر و به‌طور عمده در زون آلتراسیونی آرژیلیک-سیلیسی با بافت پراکنده قابل مشاهده است. شواهد صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهد که به احتمال زیاد تشکیل این کانی بعد از پیریت بوده است. کمی قبل از پایان یافتن مرحله کانی‌سازی اولیه، کانیه‌های فلزی تشکیل شده تحت تأثیر عوامل اکسیداسیون قرار گرفته و در نتیجه کانی‌های اکسیدان را به وجود می‌آورند. اولین کانی که در زون اکسیدان از اکسیداسیون کانیه‌های سولفیدی حاصل شده هماتیت و کانی فلزی بعدی گوتیت است. لیمونیت و ژاروسیت نیز به صورت خاکهای زرد و نارنجی رنگ در سطح رخنمون داشته و در ارتباط با مرحله اکسیداسیون می‌باشند. پراکندگی کانیه‌های کربناته مس از جمله آزوریت و ملاکیت بسیار ناچیز و به صورت سطحی در ارتباط با زون آلتراسیون پروپلیتیک در غرب منطقه است.

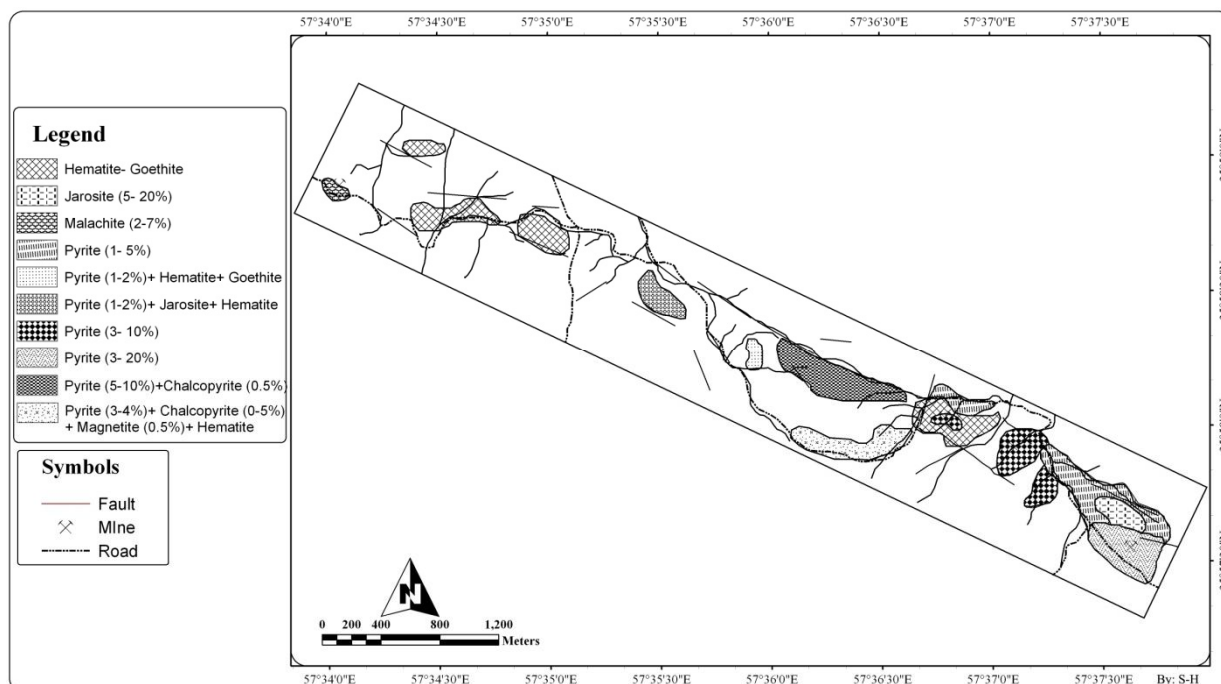
توالی تشکیل کانیه‌ها در منطقه مورد مطالعه در (شکل 5) نشان داده شده است.

کانی کوپریت در زیر زون گوسان منطقه در محل سینه‌کار معدن دریند به صورت لایه خاکستری رنگ در زون آرژیلیک دیده می‌شود. این لایه در بخشهایی به وسیله زون آرژیلیک قطع شده است. جنس این لایه در مطالعات XRD کوارتز و کوپریت تشخیص داده شد. با توجه به شواهد موجود می‌توان استنباط کرد که این لایه به صورت اولیه در زون احیایی (سوپرژن) تشکیل شده است. جنس اولیه این لایه می‌تواند کالکوزین و یا دیگر ترکیبات مس در محیط احیایی باشد. به نظر می‌رسد فرآیندهای تکتونیکی سبب انتقال این لایه به سطح شده، اکسیداسیون و شست‌وشوی سولفید موجود، کانی کوپریت را ایجاد نموده است. فراوانی این کانی در بخشهای سطحی بیشتر دیده می‌شود و حاصل تبدیل کانیه‌های سولفیدی مانند پیریت در اثر فرآیندهای اکسیداسیون است. ژاروسیت در زون آرژیلیک سبب ایجاد رنگ زرد کهربایی در سطح کائولن شده است (شکل 3 ج). هماتیت از کانیه‌های رایج در منطقه است. این کانی به همراه لیمونیت، گوتیت و ژاروسیت در زون اکسیدان یافت می‌شود. هماتیت حاصل از هوازدگی سبب تغییر رنگ کلی سنگهای منطقه به ویژه در زون آرژیلیک شده است. در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی، هماتیت با دیگر اکسیدهای آهن به صورت رگچه‌ای مشاهده می‌شود (شکل 3 ج). علاوه بر هماتیت حاصل از اکسیداسیون، این کانی در معدودی از سنگهای اسیدی منطقه به صورت اولیه با هابیت اسپیکولاریت دیده شد. طبیعتاً این هماتیت محصول یک سیال هیدروترمالی با شرایط کاملاً اکسیدان است. مجموعه اکسیدهای (ژاروسیت، هماتیت و به مقدار کم گوتیت) به همراه لیمونیت در بالای سیستم‌های غنی از پیریت با حدود 4 تا 5 درصد کل سولفیدها گسترش می‌یابند [17].

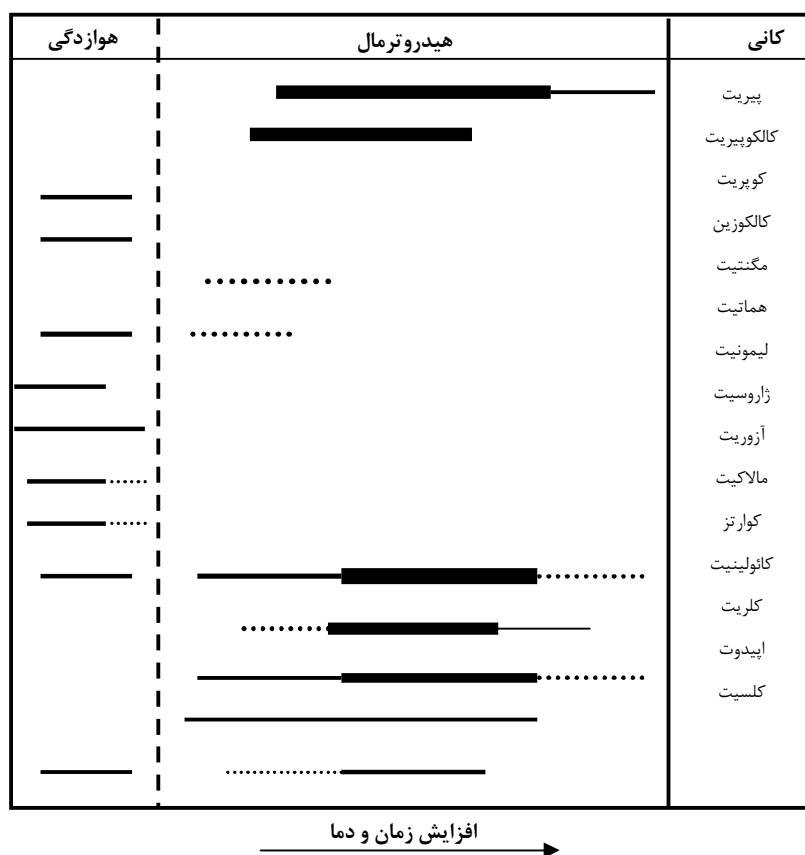
دو کانی ملاکیت و آزوریت به صورت سطحی تنها در بخش



شکل 3. نمایی از انواع و نحوه کانی‌سازی در منطقه، کانی‌سازی پیریت در شکستگی‌های سنگ (الف)، کانی‌سازی پیریت با بافت کاتاکلاستیک و کالکوپیریت (ب)، کانی کالکوپیریت از حاشیه به کانی اسفالریت تبدیل شده است (پ)، کانی‌سازی کالکوپیریت به صورت افشان (ت)، رگه‌های کانی‌سازی هماتیت (حاصل اکسیداسیون پیریت) در نمونه داسیتی (ث)، یک رگه کانی‌سازی ژاروسیتی - هماتیتی در زون آلتراسیون آرژیلیک (ج).



شکل 4. نقشه کانی‌سازی منطقه.



شکل 5. توالی پاراژنزی کانیه‌ها.

ژئوشیمی

یکی از اهداف اکتشاف ژئوشیمیایی دستیابی به تمرکز غیرعادی عناصری است که در ارتباط با کانی‌سازی باشند. در عملیات صحرایی به منظور تجزیه شیمیایی و در اختیار داشتن تمرکز درستی از پراکندگی عناصر خاص در هاله‌های ژئوشیمیایی ثانویه و اولیه، دو سری نمونه‌برداری از رسوبات رودخانه‌ای و نمونه‌برداری سنگی انجام شده است. نمونه‌های برداشت‌شده پس از فرآیندهای خردایش، نرمایش و آماده‌سازی به روش اسپکترومتری جذب اتمی در دانشگاه فردوسی مشهد آنالیز شدند. این آنالیز برای عناصر مس، سرب، روی، نقره، آنتیموان و در تعدادی از نمونه‌ها برای مولیبدن صورت گرفت. مقادیر مولیبدن اندازه‌گیری شده همگی کمتر از 1ppm نشان می‌دهد که بسیار ناچیز است.

متوسط عیار عنصر مس در سنگهای حد واسط که غالب منطقه را تشکیل می‌دهند معادل 40ppm و فراوانی حد زمینه عنصر روی در این سنگها معادل 75ppm معرفی شده است [18]. البته این عناصر در رسوبات رودخانه‌ای به دلیل شست‌وشو از بالادست، مقادیر بالاتری از حد زمینه خواهند داشت.

نقاط مناسب برای برداشت نمونه‌های رسوب آب‌راهه در منطقه مورد مطالعه براساس مطالعات زمین‌شناسی، آلتراسیون، توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای پردازش‌شده انتخاب گردید. نمونه‌برداری از این رسوبات به منظور تعیین هاله‌های ژئوشیمیایی ثانویه می‌باشد. تعداد 31 نمونه رسوب آب‌راهه در بخش مطالعات ژئوشیمیایی رسوبی مورد بررسی قرار گرفت. موقعیت برداشت نمونه‌های رسوبی و مقادیر عناصر مهم در شکل (6) نشان داده شده‌است. طبق نتایج آنالیز، از بین این عناصر در رسوبات رودخانه منطقه، تنها دو عنصر مس و روی دارای آنومالی بوده و عناصر Ag، Sb و Mo دارای مقادیر ناچیزی هستند (جدول 1). بیشترین میزان فراوانی عنصر مس و روی در قسمت‌های مرکزی و به سمت غرب محدوده مطالعاتی متمرکز شده است. در این مناطق فراوانی مس از 133ppm تا 208ppm و فراوانی روی از 100ppm تا 420ppm در غرب متغیر می‌باشد (شکل 6).

اکتشافات براساس رسوبات آب‌راهه‌ای در مراحل اولیه

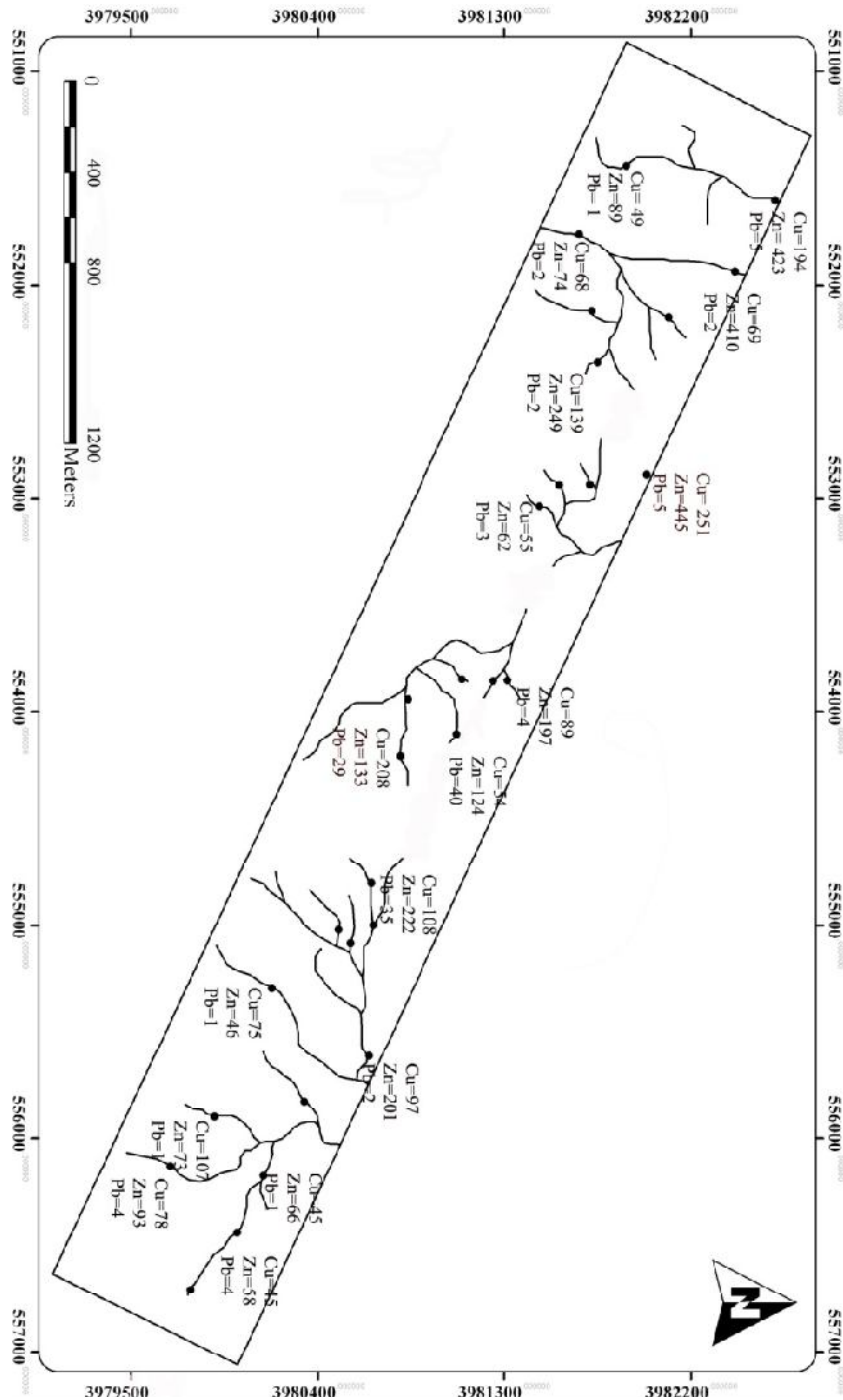
شناسائی صورت می‌گیرد. بررسیهای لیتوژئوشیمیایی در راستای تائید آنومالی‌های حاصل از رسوبات انجام می‌پذیرد. نمونه‌های سنگی به منظور مطالعات ژئوشیمیایی (68 نمونه) از زون‌های کانی‌سازی و آلتراسیونی مرتبط با آن به روش chip composite برداشت شدند. فراوانی مس بین 100ppm در شرق تا 595ppm در مرکز منطقه متغیر است. فراوانی عنصر روی در نمونه‌های سنگی بین 100 تا بیش از 900ppm می‌باشد (جدول 2). به منظور تفکیک دقیق محل فراوانیهای عناصر مس و روی در منطقه سعی شده است تا از نقشه‌های کانتوربندی شده و تصاویر سه‌بعدی استفاده شود. این تصاویر فراوانی مقادیر مس و روی را عمده‌تاً در مرکز و بخشی از شمال محدوده نشان می‌دهند (شکل‌های 7 و 8 الف و ب).

ناهنجاریهای مس و دیگر عناصر با نقشه زمین‌شناسی تطبیق داده شدند. در این بررسی ارتباط توده‌های نفوذی مونزونیتی و کوارتزمونزونیتی با کانی‌سازی و نقاط ناهنجاری روشن است. در برخی نقاط هم‌پوشانی ناهنجاری مس و روی مشهود است. پس از مشاهده نتایج آنالیز، نمونه‌هایی که بیشترین میزان عنصر مس را دارا بودند برای تعیین مقدار طلا مورد آنالیز قرار گرفت (جدول 3). نقشه توزیع ژئوشیمیایی عنصر طلا نشان می‌دهد که بیشترین میزان آن در قسمت‌های مرکزی محدوده مطالعاتی متمرکز شده است (شکل 9). به نظر می‌رسد که این فراوانی ارتباط خاصی با پراکندگی مس در بخش مرکزی منطقه نشان می‌دهد و نیاز به بررسیهای تفصیلی‌تری در زمینه مطالعات تحت‌الارضی دارد.

در مقایسه نتایج آنالیز عناصر مس و روی در نمونه‌های رسوب و خرده‌سنگی ارتباط قابل ملاحظه‌ای بین این عناصر به خصوص در رسوبات رودخانه‌ای قابل مشاهده است (شکل 10 الف و ب). همبستگی خطی معمولاً رابطه ژنتیکی و کانی‌زایی دو عنصر را نسبت به هم نشان می‌دهند. وجود همبستگی بیشتر بین این عناصر در رسوبات شاید به دلیل شست‌وشوی همزمان این عناصر با یکدیگر و ته‌نشست توسط آب‌راهه‌ها در محیط‌های مناسب رسوب‌گذاری باشد در صورتی که در رخنمونهای سنگی عمل جابه‌جایی عناصر به کندی صورت می‌گیرد.

جدول 1. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی رسوبات رودخانه‌ای.

Sampel No	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Ag (ppm)	Sb (ppm)
S1	68	74	2	1	3
S2	49	89	1	1	3
S3	50	57	2	1	4
S4	139	249	2	1	3
S5	99	186	2	0	4
S6	69	410	2	1	4
S7	194	423	5	1	4
S8	251	445/9	4/9	0/2	2/5
S9	34/7	50/9	550/1	0/4	2/5
S10	48/8	55/3	3/8	0/8	1/8
S11	55/8	62	3/2	1/2	1/7
S12	89/2	197	4/5	0/2	4/1
S13	91	184	10	1	0
S14	133	139	40	0	0
S15	54	124	40	0	0
S16	208	133	29	0	0
S17	207/6	132/6	29/2	<1	---
S18	99/4	65/6	25/4	<1	---
S19	108/2	222/6	35/9	<1	---
S20	101/1	263/7	33/7	<1	---
S21	167	171/4	24/4	<1	---
S22	75/1	192/8	35/2	<1	---
S23	45/1	58/7	3/7	0/5	1/69
S24	37/4	64	1/1	0/7	1/5
S25	78/4	93/8	4	0/6	1/7
S27	97/5	201/3	1/5	0/2	1/7
S28	44/9	90/6	0/7	0/9	1/6
S29	45/6	66/8	0/9	0/8	2
S30	75	46/9	0/7	0/3	1/9
S31	107/6	73	1	0/2	1/4



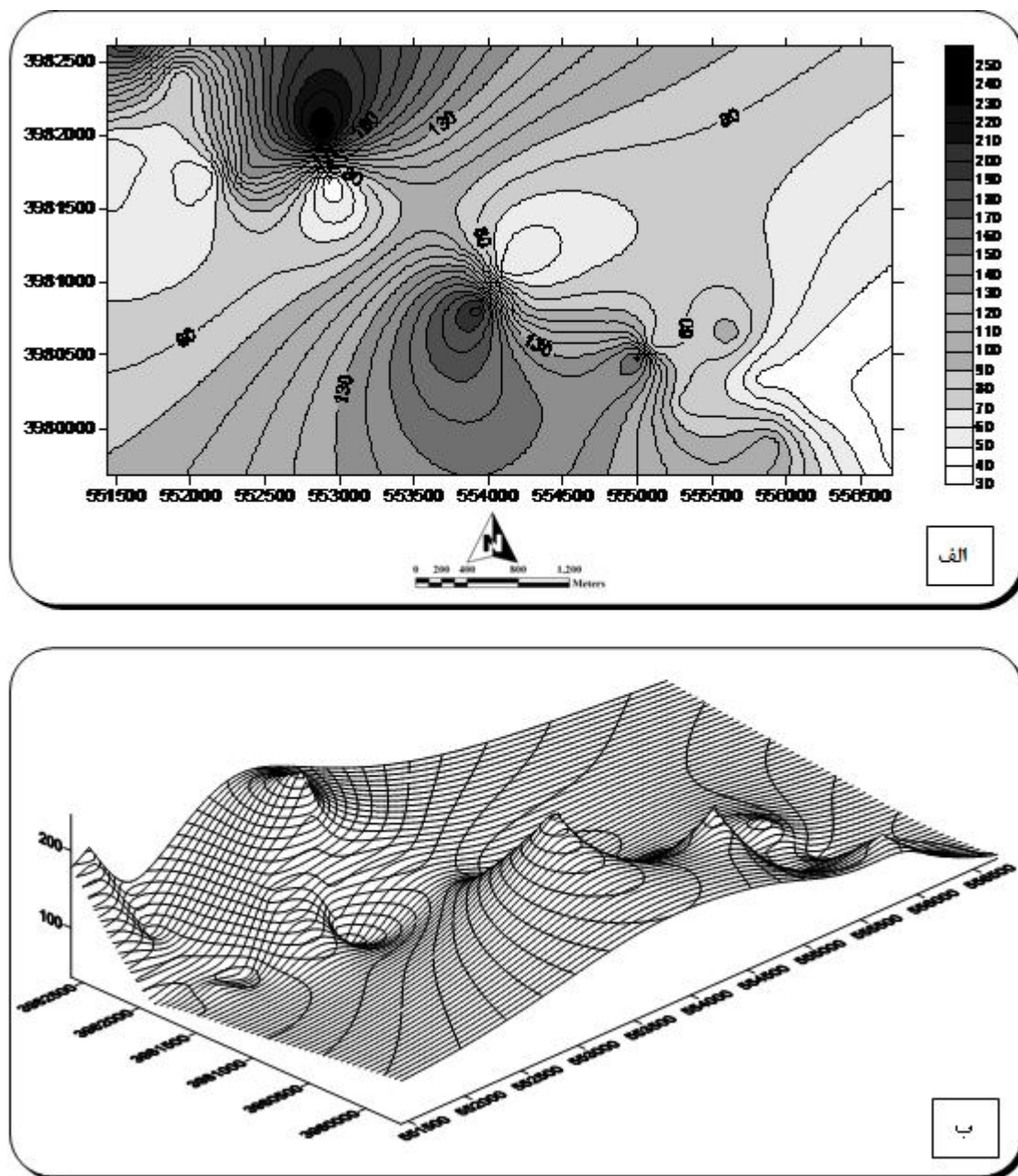
شکل 6. موقعیت رسوبات رودخانه‌ای و میزان فراوانی عناصر مس، روی و سرب در هر نقطه بر حسب ppm.

جدول 2. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگی.

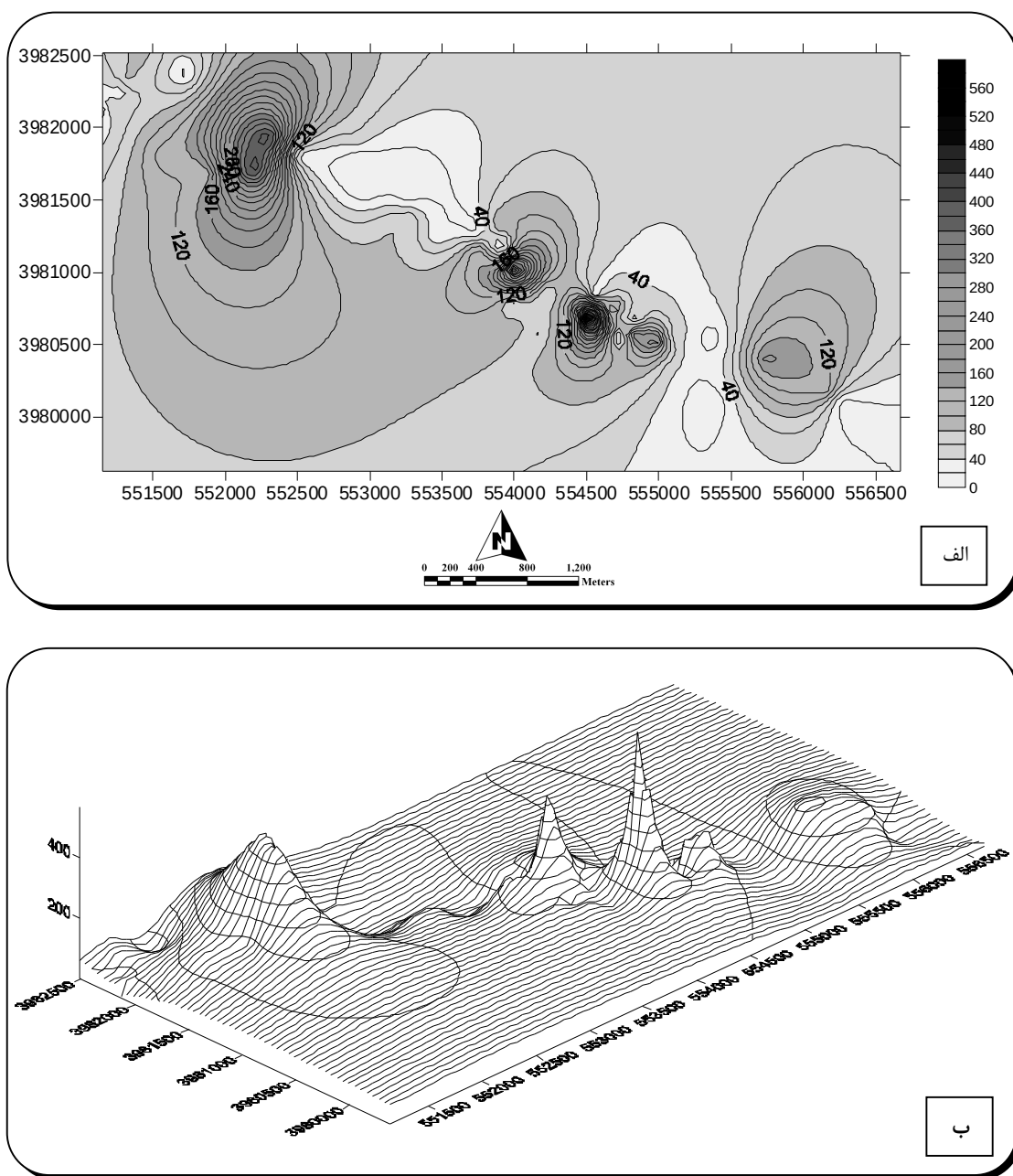
Sample No.	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Ag (ppm)	Sb (ppm)
R5	0	123	1	0	3
R6	201	404	1	0	4
R7	25	25	1	1	2
R8	50	84	1	1	7
R9	267	87	1	0	6
R10	1	9	0	0	3
R11	220	400	2	1	9
R12	155	267	1	0	7
R13	2	27	0	0	5
R14	15/4	52/9	2/9	0/4	2/5
R15	7/1	5/6	1/4	0/5	1/8
R16	2/5	5/8	1/7	0/1	1/7
R17	175/9	78/2	3/9	0/8	4/1
R18	7/8	75	2/2	0/7	3/2
R19	18/4	75	1/5	0/4	2/2
R20	25	9/4	2/2	0/6	1/8
R21	59/5	11/9	1/7	0/6	1/2
R22	24/9	102/4	1/9	0/5	1/9
R23	6/4	85	2/1	0/4	2/1
R24	23/5	24/6	41/8	6	0
R25	58/4	30/3	10	6	0
R26	45/5	14/7	10	1	0
R27	14/4	140/6	66/8	4	0
R28	19/5	418/8	57/1	4	0
R29	39/8	74/9	10	4	0
R30	84/1	5/8	10	1	0
R31	2	26/9	0	4/7	0/3
R32	109/3	54	10	1	0
R33	595/9	55	63/9	1	0
R34	37/5	186/8	10	1	0
R35	122/9	618	10	5	0
R36	73/2	94/3	10	5	0
R37	100/5	56/2	10	5	0
R38	38/6	92/9	10	1	0
R39	19/9	22/8	10	5	0
R40	97/6	960	719/7	13	0

جدول 2 ادامه. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگی.

Sample No.	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Ag (ppm)	Sb (ppm)
R41	19/3	40/9	42/8	1	0
R42	53/1	155/6	91/1	28/2	0
R43	14/6	5/3	68/4	10	0
R44	17/5	5/7	70/5	10	0
R45	35/7	72/6	10	1	0
R46	432/4	179/9	10	1	0
R47	40/3	25/7	10	1	0
R48	23/8	101	40/7	1	0
R49	35/5	30/1	10	1	0
R50	16/1	53/1	10	1	0
R51	105/4	60	10	1	0
R52	150/9	166/8	10	1	0
R53	383/7	216/9	10	1	0
R54	58/4	48/6	71/6	5	0
R55	2	48/8	2	1	2/1
R56	2	9/5	2/5	1	2/1
R57	20/1	29/1	3/2	1	2/6
R58	68/6	38/8	3/2	1	2/4
R59	2	3/8	2	1	2/9
R60	29/2	167/6	25	1	2/1
R61	119/3	27/9	3/2	1	2/3
R62	2	8/5	2/5	1	2/3
R63	2	10/1	3	1	2
R64	2	7/2	2/8	1	2/5
R65	2	30/6	3/2	1	2/8
R66	2	12/4	4	1	2/1
R67	2	8	4	1	0/5
R68	32/2	127/7	3/2	1	0/5
R1	1	3	1	1	2
R2	1	57	2	1	4
R3	66	62	1	0	4
R4	103	132	2	0	4



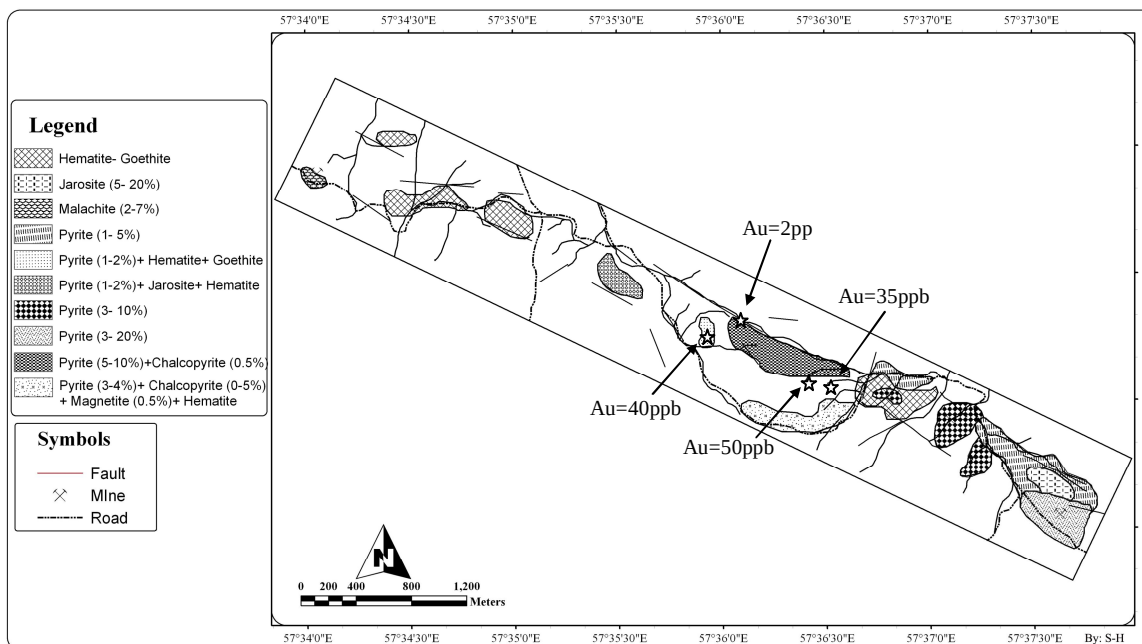
شکل 7. نقشه کانتوری پراکندگی مس در نمونه‌های خرده‌سنگی (الف)، نقشه سه بعدی پراکندگی مس در نمونه‌های خرده‌سنگی (ب).



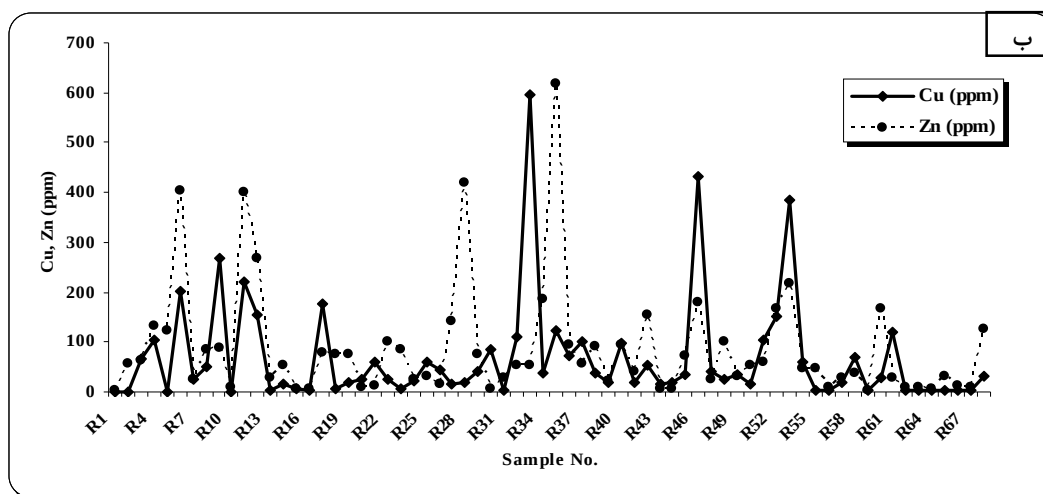
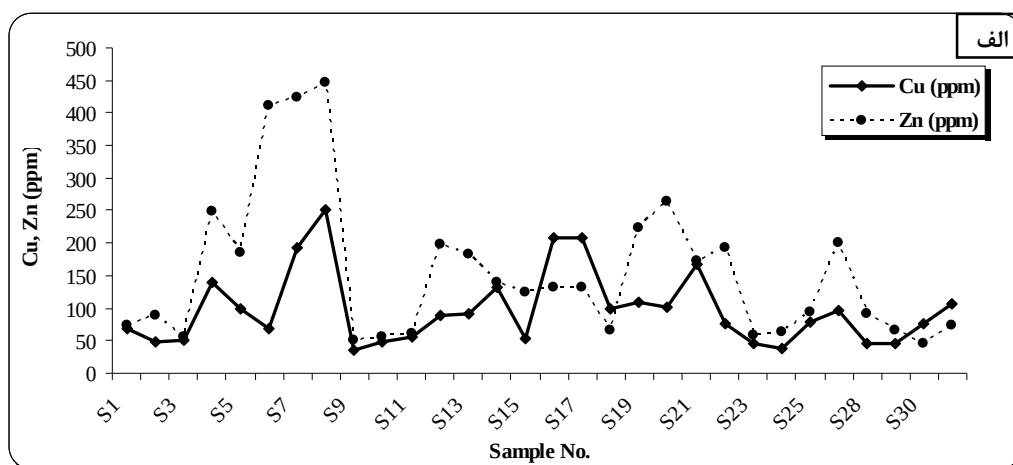
شکل 8. نقشه کانتوری پراکندگی روی در نمونه‌های خرده‌سنگی (الف)، نقشه سه بعدی پراکندگی روی در نمونه‌های خرده‌سنگی (ب).

جدول 3. نتایج آنالیز طلا در نمونه‌های با بیشترین میزان آنومالی مس.

Sample No.	Au (ppb)
R ₃₃	2
R ₄₆	50
R ₅₃	35
S ₁₇	40



شکل 9. نقشه توزیع عنصر طلا در نمونه‌های آنالیز شده.



شکل 10. رابطه مستقیم Cu- Zn در نمونه‌های رسوب آب‌راهه‌ای منطقه (الف)، رابطه نسبتاً مستقیم Cu- Zn در نمونه‌های سنگی منطقه (ب).

بحث و برداشت

بر اساس مطالعات صحرایی و کانه‌نگاری، دست‌کم دو نسل کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه تفکیک گردید. کانی‌سازی به صورت فلزی و غیر فلزی (کائولن) صورت گرفته است. وجود کانی‌سازی فلزی اولیه و اکسیدان در منطقه از شاخصه‌های زون‌بندی کانی‌سازی محسوب می‌شود. کانی‌سازی فلزی اولیه از جمله پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوزین، اسفالریت و مگنتیت (۴) بوده و به همراه آن کانیهای ثانویه از قبیل اکسیدهای فراوان آهن به خصوص در بخشهای سطحی دیده می‌شود. از جمله این کانیها ژاروسیت، همتایت، گوتیت و لیمونیت است. ترکیب سنگ منشأ کانی‌سازی‌های اخیر در محدوده مونزونیت تا کوارتزمونزونیت قرار می‌گیرد.

با توجه به پاراژنز کانیهای موجود و فراوانی کانیهای سولفیدی به خصوص پیریت در منطقه می‌توان دریافت که ترکیب سیال هیدروترمالی سولفیدی و اکسیدان بوده است.

مطالعات ژئوشیمی صورت‌گرفته بر روی رسوبات آب‌راه‌ای و نمونه‌های سنگی مؤید بی‌هنجاری عناصر مس و روی در بخش میانی منطقه و به ویژه غرب معدن هلاک‌آباد است. علاوه بر این دو عنصر آنومالی طلا نیز در بخشهای مرکزی تشخیص داده شد. مقایسه الگوی کانی‌سازی و آلتراسیون در منطقه و همچنین بررسی هاله‌های ژئوشیمی اولیه و ثانویه، شباهتهای زیادی را با سیستم‌های کانی‌سازی پورفیری نوع Cu-Au نشان می‌دهد.

مراجع

- [4] پناهی م. "زمین‌شناسی، پتروگرافی، آلتراسیون و ژئوشیمی بخش شرقی کائولن همدی هلاک‌آباد (جنوب‌غرب سبزوار) با نگرش اکتشاف مس پورفیری و بررسی کانی‌شناسی، ژئوشیمی و اطلاعات دقیق مغناطیس‌سنجی در شرق معدن سنگ آهن ابودر نیشابور (شمال‌شرق سبزوار)". پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، (1387) 411 صفحه.
- [5] حسینی‌نژاد س. "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی کائولن و ژئوشیمی محدوده معادن کائولن هلاک‌آباد، دربند و بهارستان با نگرش اکتشاف مس پورفیری". پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، (1387) 202 صفحه.
- [6] Cooke et al., "Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls", *Economic Geology*, (2005); 100: 801-818.
- [7] Berberian M., King G.C., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, (1981), p. 210-265.
- [8] Hezarkhani A., "Hydrothermal evolutions at the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: evidence from fluid inclusions", *Journal of Asian Earth Sciences*, England 28 (2006a), p. 408-422.
- [9] Hezarkhani A., "Alteration/mineralization and controls of chalcopryrite dissolution/deposition in the Raigan porphyry system, Bam-Kerman, Iran", *Journal of International Geology Review*, USA 48, (2006b), P. 561-572.
- [10] Hezarkhani A., "Petrography of intrusive rocks within the sungun porphyry copper deposit, Azarbaijan, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, England 73, (2006c), p. 326-340.
- [11] Berberian M., "The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust", *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, (1983) p. 163-183.
- [12] Etminan H., "Fluid inclusion studies of the porphyry copper ore bodies at Sar-Cheshmeh, Darreh Zar and Mieduk (Kerman region, southeastern Iran) and porphyry copper discoveries at Sar-Cheshmeh, Gozan, and Kighal, Azarbaijan region (northwestern Iran)", *International Association, Genesis of ore deposits Fifth Symposium, Snowbird, Utah, Abstract*, (1978) No. 88.
- [13] Shahabpour J., "Aspects of Alteration and Mineralization at the Sar-Cheshmeh Copper
- [1] جعفریان م.ب، جلالی ع. "نقشه زمین‌شناسی 1/100000 ششتمد"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران (1377).
- [2] مظلوم م.، "بررسی و مطالعه پتروگرافی، دگرسانی و ژئوشیمی در غرب معدن کائولن هلاک‌آباد سبزوار با رویکرد اکتشاف مس پورفیری"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد (1386).
- [3] شبانی ف.، "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی محدوده معدن کائولن همدی هلاک‌آباد سبزوار با نگرش اکتشاف مس پورفیری"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، (1387) 187 صفحه.

- [17] Anderson J.A., "Characteristics of leached capping and techniques of appraisal, in Titley, S. R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America: Tucson*", University of Arizona Press, (1982) 275-296.
- [18] Rose A.W., Burt D.M., "Hydrothermal alteration in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposit*", 3rd edition: New York, USA, John Wiley and sons, (1979) 173-235.
- Molybdenum Deposit", Kerman, Iran. PhD Thesis (1982).
- [14] سید امامی ک، "کرتاسه پایینی در ایران"، شماره 21، نشر دانشکده فنی تهران، دور دوم (1350) صص 60-81.
- [15] Simon G., Kesler S. E., Essene E. J., "Gold in porphyry copper deposits: Experimental determination of the distribution of gold in the Cu-Fe-S system at 400°C to 700 °C", *Economic Geology*, v. 95, (2000) 259-270.
- [16] Waterman G.C., Hamilton R.L., "The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit", *Economic Geology*, v.70,no.3, (1975) 568-576.



آشکارسازی کسر فراوانی و توزیع مکانی کانیه‌های رسی با استفاده از رده‌بندی

زیر پیکسلی داده‌های استر؛ مطالعه موردی، معدن استقلال آباده

مجید هاشمی تنگستانی¹، مسلم عزیزی²

1- بخش علوم زمین و مرکز دورسنجی و GIS، دانشگاه شیراز

2- بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز

دریافت مقاله: 1388/12/14، نسخه نهایی: 1389/9/26

چکیده

معدن خاک نسوز استقلال آباده با ترکیب اصلی کائولینیت و پیروفیلیت و تولیدی بالغ بر یک میلیون تن در سال، یکی از بزرگترین کانسارهای رسوبی در ایران است. فرآیندهای ناآمیختگی طیفی خطی و پالایش تطبیقی تنظیم شده آمیخته برای شناسایی کسر فراوانی و توزیع مکانی کانیه‌های رسی موجود در این معدن بر روی دسته داده‌های مرئی - فروسرخ نزدیک و فروسرخ موج کوتاه (VNIR+SWIR) سنجنده استر اعمال شد. ارزیابی فراوانی زیرپیکسلی داده استر نشان داد که پیکسل‌های با فراوانی نسبی بالا از دو کانی کائولینیت و پیروفیلیت در دو محدوده متفاوت رخمون پیدا کرده‌اند. بررسی دو روش ناآمیختگی طیفی، نشان‌دهنده قابلیت بهتر روش پالایش تطبیقی تنظیم شده آمیخته نسبت به الگوریتم ناآمیختگی طیفی خطی برای تعیین کسر نسبی کانیه‌های رسی در ناحیه مورد مطالعه است.

واژه‌های کلیدی: رده بندی زیرپیکسلی، استر، ناآمیختگی طیفی خطی، پالایش تطبیقی تنظیم شده آمیخته.

مقدمه

داده‌های خام سنجنده استر می‌باشند پس از تصحیح رادیومتریک و هندسی به دسته داده L1B تبدیل شده و برای کاربریهای مختلف آماده می‌شود.

به طور معمول هر پیکسل تصویر چند طیفی، حاوی چند نوع پوشش و در نتیجه شامل ترکیبی از چند نشان طیفی مختلف است. از این رو این پیکسل‌ها را (برخلاف پیکسل‌های خالص که دارای نشان طیفی واحد هستند) به عنوان پیکسل‌های آمیخته می‌شناسند. پیکسل‌های آمیخته به دو دلیل وجود دارند: اول این که توان تفکیک مکانی سنجنده‌های چند طیفی در مقیاس چندین متر می‌باشد که در نتیجه آن پوشش مکانی هر پیکسل می‌تواند در بردارنده چند سیمای مختلف با نشان طیفی متفاوت باشد و دوم این که صرف نظر از توان تفکیک مکانی، سیمای مجزا (مانند کانیه‌ها) می‌توانند به صورت آمیختگیهای همگن یافت شوند که خود می‌تواند باعث ابهام در تشخیص آنها شود.

سنجنده استر همراه با چهار سنجنده دیگر سوار بر ماهواره ترا، از سال 1999 به فضا پرتاب شده و داده‌های آن از سال 2000 در اختیار کاربران قرار گرفته است. از آنجا که این سنجنده دارای توان تفکیک مکانی، طیفی و رادیومتریک نسبتاً بالایی است، از همان ابتدا به طور گسترده توسط زمین شناسان مورد استفاده قرار گرفته است. رفتار طیفی گروههای مهم کانیه‌ها، به‌ویژه کانیه‌های دگرسانی در زیرسیستم‌های مرئی - فروسرخ نزدیک (VNIR) استر با سه باند طیفی در محدوده 0/52 تا 0/86 میکرومتر، زیرسیستم فروسرخ موج کوتاه (SWIR) با شش باند طیفی در محدوده 1/60 تا 2/43 میکرومتر و زیرسیستم فروسرخ گرمایی (TIR) آن با پنج باند طیفی در محدوده 8/125 تا 11/65 میکرومتر به کاربرد وسیع این دسته داده‌ها در شناسایی و اکتشاف منابع معدنی منجر شده است [1]. این سیستم‌ها به ترتیب دارای توان تفکیک مکانی 30، 15 و 90 متر هستند. تصاویر دسته داده L1A که

²مسئول مکاتبات : moslemazizi82@yahoo.com

زون سسندج سیرجان و صفحه ایران مرکزی واقع شده است. براساس گزارش گروه تحقیقاتی ایرانی- ژاپنی [4] ستون چینه‌شناسی ناحیه آواده با سنگهای آذرین پرکامبرین شروع می‌شود که توسط شیل و ماسه سنگ پالئوزوئیک زیرین پوشیده شده است. رسهای دونین، ماسه سنگهای پالئوزوئیک زیرین را می‌پوشانند و در زیر ماسه سنگ و آهک کربونیفر قرار دارند. همچنین سنگهای پرمین، تریاس و کرتاسه به خوبی در ناحیه آواده به صورت توالی آهک با مارن نازک دیده می‌شوند که توسط توالیهای آهک و مارن ائوسن، الیگوسن و میوسن پوشیده شده اند (شکل 2).

معدن استقلال در محدوده ای به وسعت 15 کیلومتر مربع در فاصله تقریبی 10 کیلومتری شمال شرق آواده و 265 کیلومتری شیراز (شکل 1) قرار دارد و با ذخیره کلی حدود 85 میلیون تن یکی از بزرگترین کانسارهای رسوبی است که مواد معدنی در آن به صورت روباز و پلکانی استخراج می‌شود. گستره ماده مفید معدنی نزدیک به 1000 متر درازا و 800 متر پهنا داشته و ضخامت نهشته‌های رسی در حدود 200 متر است. براساس سن کنودنت‌ها، میان لایه‌های نازک آهکی در نهشته‌های رس، متعلق به آشکوب فامنین میانی می‌باشند [6]. بنابراین سن نهشته‌های رس پایین، کمتر از آشکوب فراسنین بالایی و نهشته‌های بالا، به سن فامنین بالایی (دونین) می‌باشند. از نظر کانی‌شناسی، ماده معدنی کانسار استقلال عمدتاً دارای کانیهای کائولینیت، پیروفیلیت و به شکل فرعی ایلیت، کلریت، کوارتز، آناتاز و اکسیدهای آهن است [7] که کنکرسین‌های آهنی در میان لایه‌های مواد معدنی وجود دارند. در محدوده کانسار استقلال سنگهای دونین، کربونیفر زیرین، پرمین، تریاس و سرانجام نهشته‌های کواترنرگسترش دارند. بر روی ماسه سنگ، شیل و رسهای دونین، سنگ آهک و ماسه سنگ کربونیفر با ضخامت نزدیک به 300 متر قرار دارد که آنها نیز به وسیله آهک و دولومیت‌های پرمین پوشیده می‌شوند.

سنگ آهک خاکستری تیره تریاس، عمدتاً در قسمت جنوبی و شرقی کانسار گسترش دارد. دایک‌های دیابازی و توده‌های دیوریتی و گرانودیوریتی به سن تقریبی پرمین تا اوایل تریاس سنگهای آذرین را تشکیل می‌دهد.

با توجه به این‌که هر پیکسل می‌تواند به عنوان آمیختگی بالقوه‌ای از نشان طیفی هدف با سایر سیمها تلقی شود و نشان طیفی آمیخته نیز نماینده همه مواد موجود در پیکسل تصویر خواهد بود، ضروری است که برای حل مسأله آمیختگی طیفی، خصوصیات طیفی کلیه عضوهای انتهایی موجود و مشخصات طیفی کانیهای مورد مطالعه تعیین شوند.

به دلیل پدیده آمیختگی طیفی، پیکسل‌های چند طیفی در مدلی به همین نام مورد ارزیابی قرار می‌گیرند. مدل آمیختگی طیفی خطی بر مبنای این فرضیه استوار است که پاسخ طیفی برای یک پیکسل، ترکیب خطی شار تابشی هر مؤلفه پوشش زمینی در داخل آن پیکسل است [2]. روشهای ناآمیختگی طیفی خطی¹ و پالایش تطبیقی تنظیم شده آمیخته² دو نمونه از این مدل‌ها هستند. LSU کسر مؤلفه‌های موجود در آمیختگی را تعیین کرده و MTMF فراوانی عضوهای انتهایی³ را با استفاده از رویکرد ناآمیختگی بخشی مورد ارزیابی قرار می‌دهد [3].

با توجه به قابلیت داده‌های استر در بارزسازی و ارزیابی فراوانی کانیهای رسی، همچنین وفور و گسترش دو کانی کائولینیت و پیروفیلیت و اهمیت آنها به عنوان ماده استخراجی اصلی در محدوده معدنی استقلال؛ در این تحقیق، این دو کانی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. مقادیر بالای کانی پیروفیلیت نسبت به کائولینیت مرغوبیت ماده اولیه خاک نسوز را برای استفاده در صنایع مختلف بالا می‌برد و تعیین تقریبی پراکندگی این کانیها در محیطهای معدنی خاک نسوز، برای هدفمند کردن عملیات بهره برداری مناسب خواهد بود.

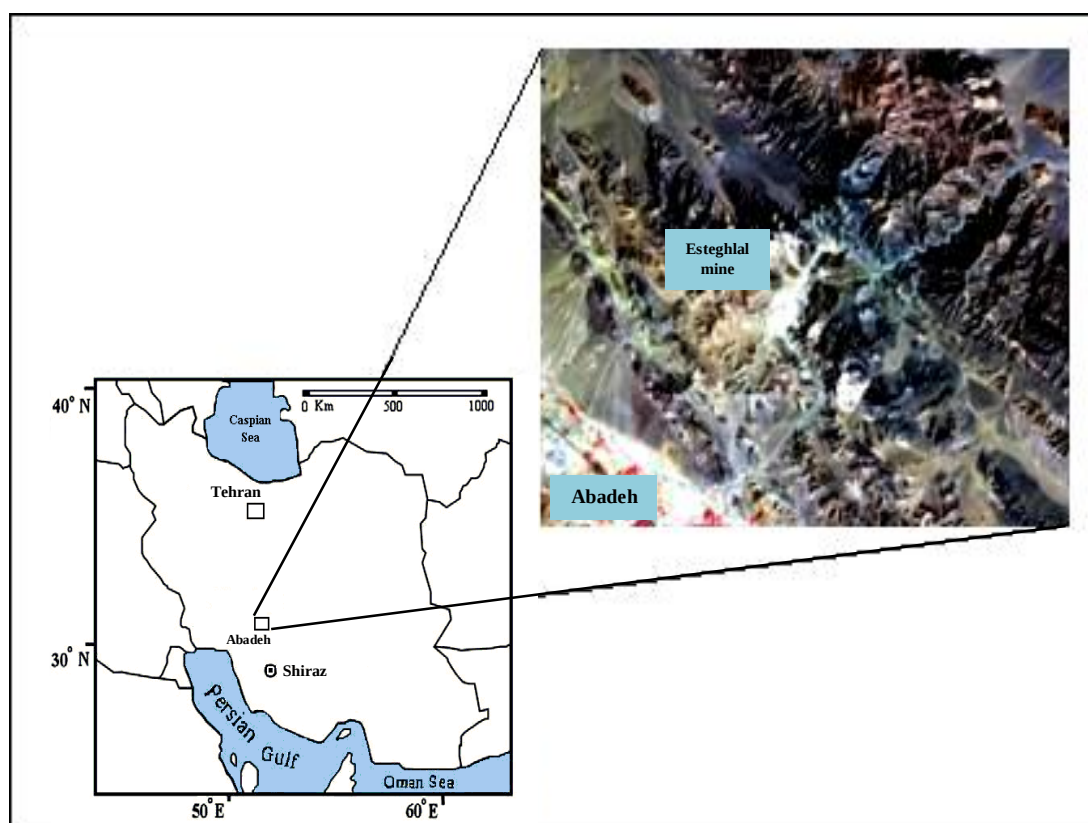
هدف از این مطالعه بارزسازی و ارزیابی زیرپیکسلی فراوانی کانیهای رسی (کائولینیت، پیروفیلیت) معدن خاک نسوز استقلال و توزیع مکانی آنها با استفاده از طیف تصویر داده‌های سنجنده استر و مقایسه قابلیت‌های دو مدل LSU و MTMF در این ارتباط است.

زمین‌شناسی

منطقه مطالعاتی (شکل 1) در شمال آواده (عرض جغرافیایی 31°6 تا 31°21 و طول جغرافیایی 52°33 تا 52°50) در بین

¹ از این پس به اختصار با LSU نشان داده می‌شود.

² از این پس به اختصار با MTMF نشان داده می‌شود



شکل 1. موقعیت محدوده مورد مطالعه.

هندسی نیز بر روی این داده‌ها انجام شد. این تصحیح با استفاده از مختصات 48 نقطه از نقاط کنترل زمینی که از نقشه توپوگرافی 1:25000 منطقه استخراج شده‌اند، صورت گرفت.

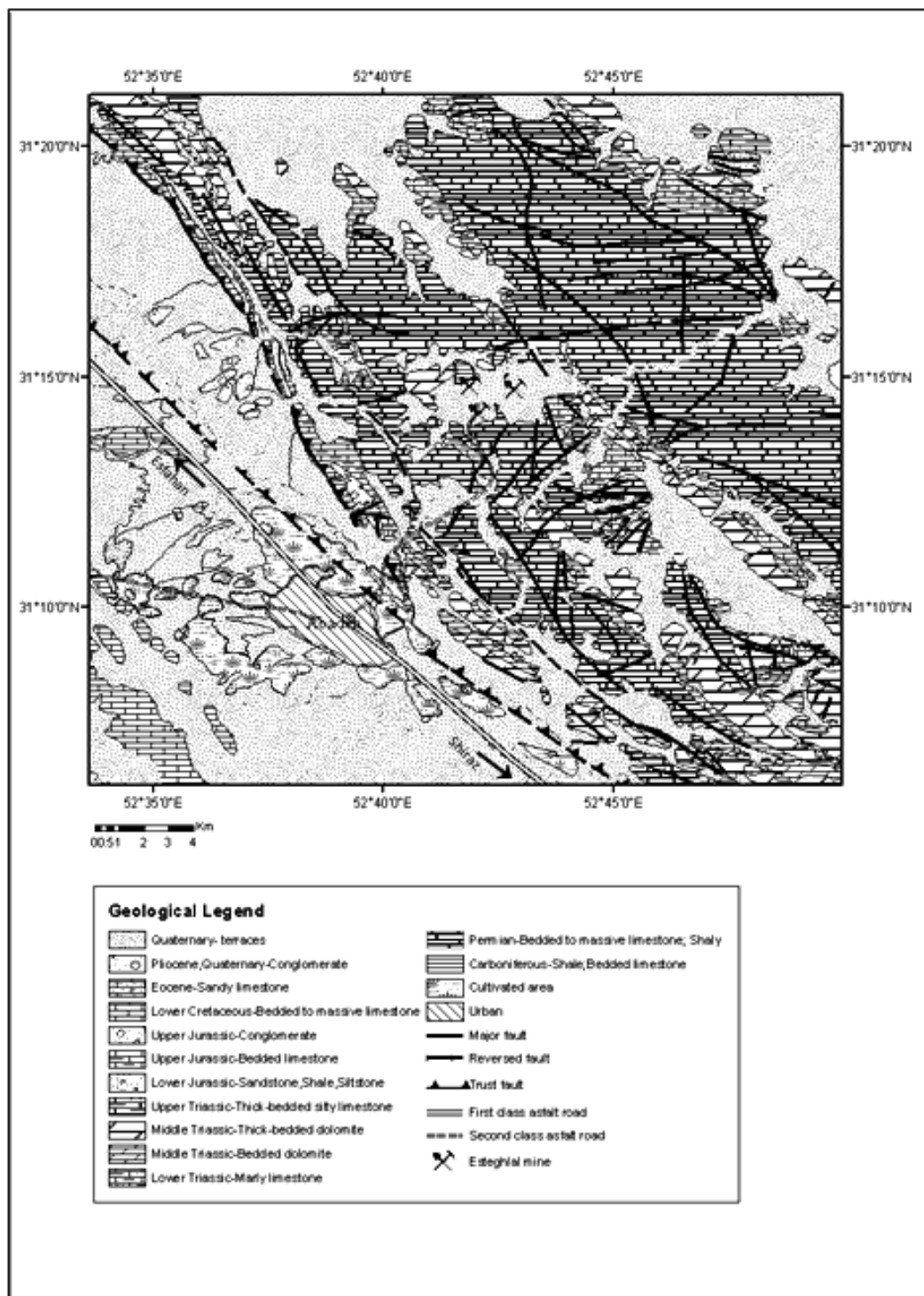
از آن‌جا که برهم‌کنش امواج الکترومغناطیسی با جو زمین سبب افزایش یا کاهش بازتابهای واقعی از سطح زمین می‌شود ضروری است تا در مراحل اولیه تحلیل تصاویر ماهواره‌ای، تصحیح جوی نیز بر روی آنها صورت گیرد. روش به‌کار رفته در این پژوهش کالیبراسیون بازتاب نسبی متوسط داخلی¹ است که برای تصحیح داده‌های سنجنده‌های تصویری به خصوص در نواحی خشک و نیمه خشک و در صورت عدم دسترسی به داده‌های میدانی کافی، برای کالیبراسیون بسیار مفید است [9]. کارایی این روش برای مناطق نیمه‌خشک ایران پیشتر توسط تنگستانی و همکاران نشان داده شده‌است [10].

کانی کائولینیت از هوازدگی سنگهای اولیه گرانیت - ریولیت در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب تشکیل شده و سپس طی فرآیند حمل و نقل به محیط فعلی منتقل شده‌اند. در ادامه به دلیل حضور کائولینیت، کوارتز و دمای تامین شده از توده‌های نفوذی منطقه، کانی‌زایی پیروفیلیت نیز صورت گرفته است. به عبارتی می‌توان گفت که کانی کائولینیت به صورت نابرجا و کانی پیروفیلیت به صورت برجا بوده است. به همین دلیل کائولینیت در بخشهای سطحی معدن گسترش داشته و پیروفیلیت با افزایش عمق نمایان می‌شود [8].

روش مطالعه

در این مطالعه ابتدا دسته داده‌های VNIR و SWIR از تراز L1B استر براساس توان تفکیک مکانی دسته اول مورد بازنویسی قرار گرفت تا تمام پیکسل‌های 9 بانده دارای ابعاد 15 × 15 متر باشند. به منظور کنترل نتایج پردازش‌ها بر مبنای محدوده متناظر زمینی پیکسل‌های تصویر، تصحیح

1. Internal Average Relative Reflectance (IARR)



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که براساس نقشه 1:100000 آباده (سازمان زمین‌شناسی کشور، 1381) تعمیم یافته است [5].

باشد در این صورت باید محدودیتهای مثبت بودن⁴ یا حاصل جمع تا یک یا کمتر⁵ را انتخاب کرد. این الگوریتم بر روی داده‌های کالیبره شده استر اعمال شد و در ادامه با احتساب محدودیت مثبت بودن برای داده بازتابی IARR تعداد 30 عضو انتهایی به دست آمد که به علت تنوع در پوشش گیاهی، نوع کانیه‌ها و میزان حضور آنها در هر محدوده پیکسلی این 30 عضو انتهایی دارای سیمای طیفی متنوع می‌باشند. تنوع در پوشش زمین به طور معمول به تولید عضوهای انتهایی با رفتار طیفی متفاوت نسبت به عضوهای انتهایی مورد نظر این تحقیق می‌انجامد که طبقاً نمی‌تواند در الگوریتم‌های طیف پایه مورد استفاده قرار گیرد، به همین دلیل از آن دسته از منحنیهای طیفی که دارای بیشترین شباهت با سیمای کانولینیت و پیروفیلیت بودند استفاده شد. همچنین بیشترین تعداد عضوهای انتهایی قابل بررسی در ناآمیختگی طیفی خطی برابر تعداد باندها، منهای یک می‌باشد [13]. با توجه به ویژگیهای سنگ شناختی و کانی شناختی منطقه از یک سو و باتوجه به این که در محدوده مورد مطالعه تعداد کانیه‌های موجود کمتر از 10 عددند، به منظور کاهش عضوهای انتهایی اولیه استخراجی از روش SMACC، از گزینه تکراری فرآیند LSU استفاده شد. در نتیجه، با حذف عضوهای انتهایی منفی‌تر در هر تکرار (به دلیل حضور کمتر آن عضو انتهایی نسبت به مجموعه عضوهای انتهایی دیگر در پیکسل‌ها) [14]، تعداد 8 عضو انتهایی برای اجرای دو الگوریتم ناآمیختگی طیفی انتخاب شدند (شکل 3). با توجه به شکل 3، منحنیهای 3، 17 و 28 به نوعی نمایانگر کانیه‌های کربناته (مانند کلسیت) می‌باشند، منحنیهای 7 و 24 نیز نشان دهنده باندهای جذبی حاصل از تأثیر ترکیبات آهن‌دار (مانند هماتیت، گوتیت و ژاروسیت) هستند و منحنیهای 6 و 12 نمایانگر کانی پیروفیلیت می‌باشند. همچنین نمودار 21 طیف کانی کانولینیت را نشان می‌دهد.

بر مبنای فرضیه آمیختگی طیفی خطی هرچه عمق باند جذبی در سیمای طیفی بیشتر باشد نشان‌دهنده فراوانی بیشتر آن عضو انتهایی در باند طیفی مورد نظر خواهد بود. به عبارت دیگر، میزان عمق جذب طیف عضو انتهایی فراوانی آن عضو را در محدوده جذب نشان می‌دهد. با توجه به شرایط زمین‌شناسی

در ادامه از روش مخروط محدب بیشترین زاویه متوالی¹ برای انتخاب عضوهای انتهایی و از دو الگوریتم LSU و MTMF برای آنالیز آمیختگی طیفی استفاده شد. در پایان نتایج این دو الگوریتم با یکدیگر و با مشاهدات میدانی مقایسه و کنترل شدند.

انتخاب عضوهای انتهایی

انتخاب و شناسایی عضوهای انتهایی یک تصویر، کلیدی برای موفقیت در روش ناآمیختگی طیفی خطی است [11]. عضوهای انتهایی مواد مشخصی هستند که به صورت کامل یا جزئی بخشهای مختلف پیکسل‌های تصویر ماهواره ای را تشکیل داده و به طور معمول دارای مشخصه طیفی ویژه می‌باشند. سیمای طیفی مجموعه عضوهای انتهایی موجود در یک پیکسل خاص، طیف آن پیکسل را می‌سازد. به طور ایده‌آل هر عضو انتهایی می‌تواند یک ماده خالص طیفی است اما پیکسل‌های خالص هر عضو انتهایی الزاماً نمی‌تواند در تصویر وجود داشته باشد.

در انتخاب عضوهای انتهایی تصاویر سنجنده‌های چندطیفی روشهای مختلفی مورد استفاده قرار گرفته که از جمله آنها می‌توان به روش شاخص خلوص پیکسل² و الگوریتم طیفی مخروط محدب بیشترین زاویه متوالی³ اشاره کرد. در این تحقیق روش SMACC برای انتخاب عضوهای انتهایی از دسته داده‌های VNIR+SWIR به کار گرفته شد. الگوریتم طیفی مخروط محدب بیشترین زاویه متوالی عضوهای انتهایی داده‌های چند طیفی‌ای را که پیشتر کالیبره شده‌اند به صورت خودکار پیدا می‌کند [12]. SMACC ابتدا روشن ترین پیکسل را در تصویر تعیین کرده و سپس پیکسلی را که نسبت به پیکسل اول متمایز می‌باشد انتخاب می‌کند. این فرآیند تا اکتساب تعداد ویژه ای از عضوهای انتهایی تصویر تکرار خواهد شد. طیف استخراجی از یک پیکسل تصویر می‌تواند نشان‌دهنده سایر سیمایهای موجود در تصویر نیز باشد. SMACC مدل مخروط محدب را به همراه محدودیتهایی برای شناسایی طیف عضو انتهایی مورد استفاده قرار می‌دهد. به عنوان مثال اگر داده اولیه دسته داده بازتابی کالیبره شده

1. Sequential Maximum Angle Convex Cone (SMACC)

2. Pixel Purity Index (PPI)

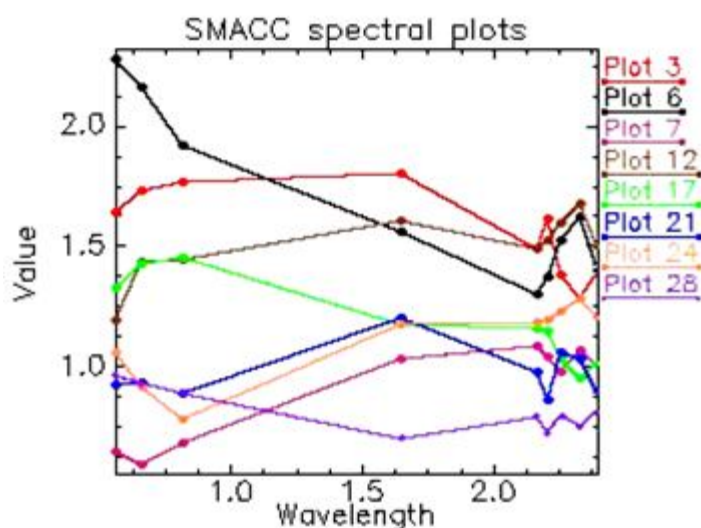
۳. از این پس به اختصار با SMACC نشان داده می‌شود.

4. Positivity

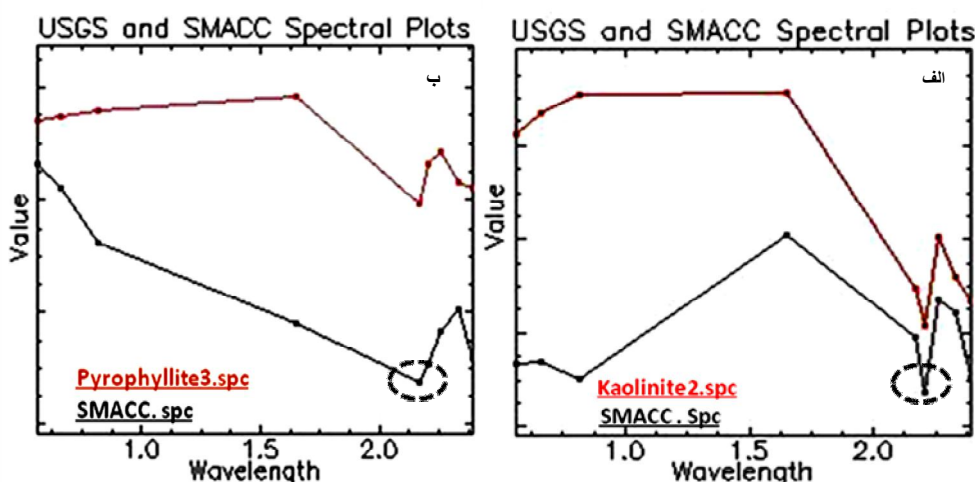
5. Sum-to-unity or less

همچنین انطباق محدوده جذبی باند 5 طیف پیروفیلیت کتابخانه USGS با طیف خروجی SMACC (شکل 4 ب) نمایانگر طیف عمومی پیروفیلیت برای این عضو انتهایی خروجی می‌باشد. لازم به ذکر است که در شکل‌های 4-الف و ب باند جذبی ضعیفی در نزدیکی طول موج 0/80 میکرومتر در طیف SMACC نیز دیده می‌شود که مربوط به انتقال الکترونی در اکسیدهای آهن است. وجود این اکسیدها در معدن استقلال به شکل کانی فرعی پیشتر گزارش شده است [7].

منطقه مورد مطالعه تمام کانیها (عضوهای انتهایی) در یکدیگر مخلوط بوده و به ندرت تنها مشاهده می‌شوند. باتوجه به هدف مقاله برای بارسازی کانیهای کائولینیت و پیروفیلیت، دو عضو انتهایی مشابه با رفتار طیفی این دو کانی (شکل 4) از میان 8 عضو انتهایی انتخاب شدند. ویژگی طیفهای خروجی SMACC با کتابخانه طیفی USGS پس از بازنویسی آنها به 9 باند بازتابی استر مورد بررسی قرار گرفت. انطباق محدوده جذبی باند 6 طیف خروجی SMACC با طیف خالص کائولینیت کتابخانه طیفی USGS، بیانگر سازگاری طیف SMACC با طیف کائولینیت است (شکل 4 الف).



شکل 3. طیفهای SMACC حاصل از فرآیند تکراری مدل نامیختگی طیفی.

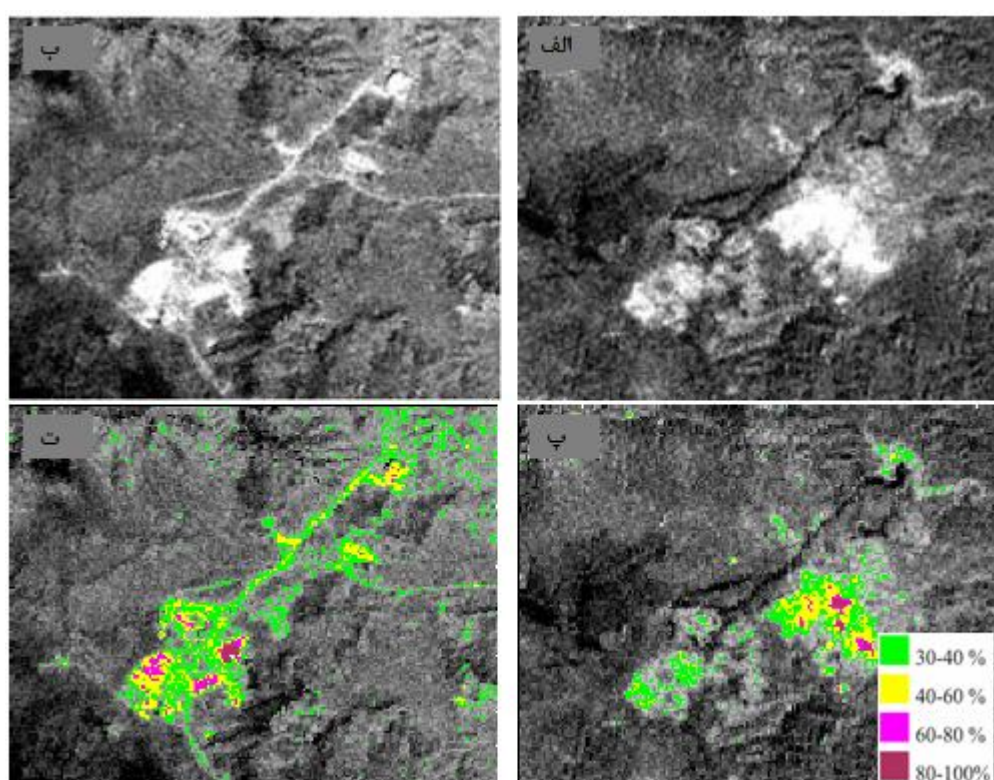


شکل 4. الف) مقایسه طیف کائولینیت حاصل از روش SMACC با طیف کائولینیت کتابخانه طیفی USGS. ب) مقایسه طیف پیروفیلیت حاصل از روش SMACC با طیف پیروفیلیت کتابخانه طیفی USGS.

نآمیختگی طیفی خطی (LSU)

مدل LSU فراوانی مواد حاضر در پیکسل تصویر را طی ارزیابی بازتاب پیکسل در هر باند تعیین می‌کند که با ترکیب خطی بازتابهای مواد موجود در داخل پیکسل برابری می‌کند. نآمیختگی خطی، طیف پیکسل و طیف عضو انتهای را دریافت کرده و فراوانی هر پیکسل را از نظر کمی و کیفی ارزیابی می‌کند. در این مدل بیشترین تعداد عضو انتهای قابل بررسی برابر تعداد باندها، منهای یک بوده و نتایج نآمیختگی طیفی به میزان زیادی وابسته به تعداد و نوع عضوهای انتهای ورودی است. خروجی LSU علاوه بر تصویر خطای ریشه دوم میانگین، به صورت تصاویر خاکستری به ازای هر عضو انتهای خواهد بود. تصویر خطا صحت و اعتبار طیف عضو انتهای را

نسبت به طیف پیکسل‌های تصویر بررسی می‌کند. همچنین کسر فراوانی هر عضو انتهای باید بین صفر و یک باشد [14]. 8 عضو انتهای به دست آمده از گزینه تکراری فرآیند LSU به عنوان طیفهای مرجع برای اجرای نآمیختگی طیفی خطی به این الگوریتم معرفی شدند، اما با توجه به به اهمیت و فراوانی دو عضو انتهای کائولینیت و پیروفیلیت در منطقه مورد مطالعه، تنها طیف این دو کانی مورد بررسی قرار گرفته است. لازم به ذکر است تصویر خروجی منحنی شماره 12 به دلیل خطای بالای این منحنی نسبت به طیف خالص کانی پیروفیلیت و منحنی خروجی SMACC مورد بررسی قرار نگرفت. شکل 5 فراوانی و توزیع مکانی دو عضو انتهای کائولینیت و پیروفیلیت را نشان می‌دهد.



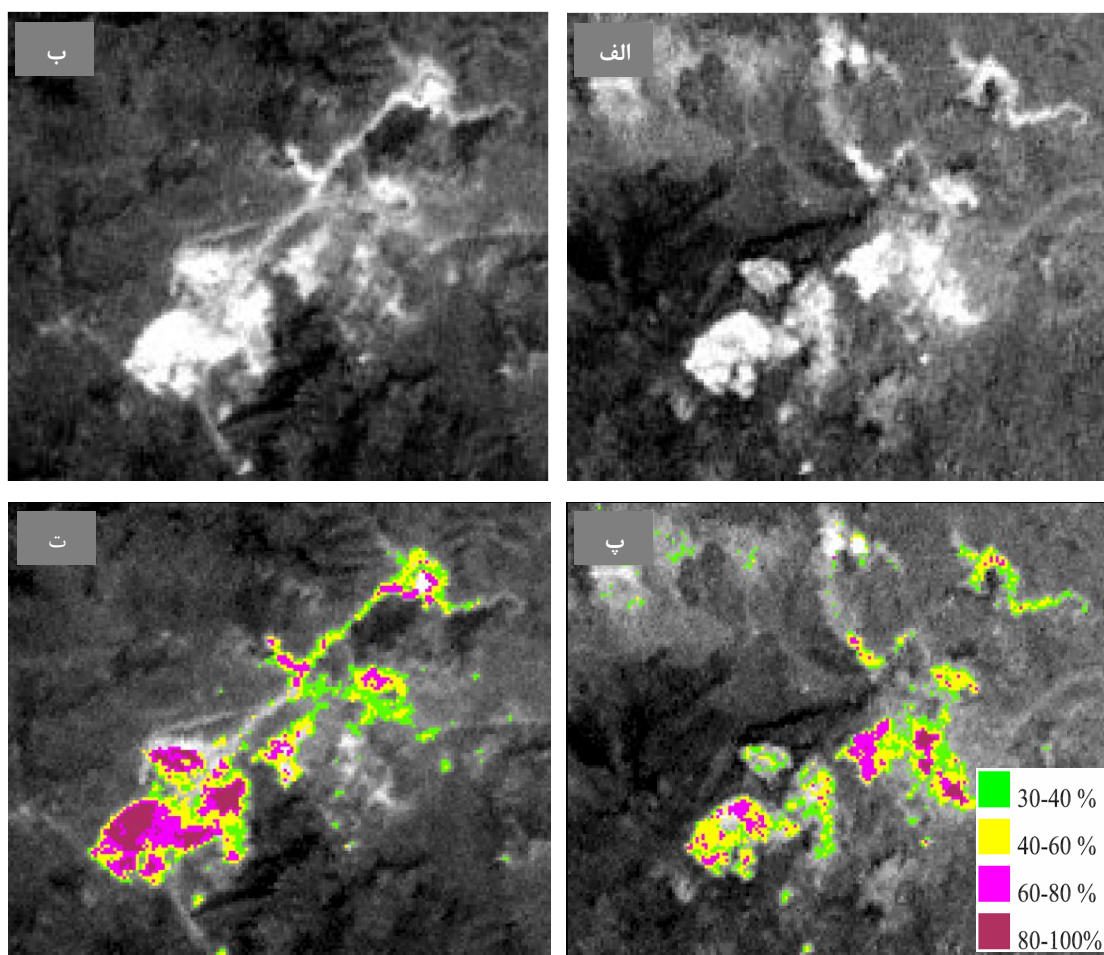
شکل 5. توزیع مکانی و درصد فراوانی کانیهای رسی براساس نتایج الگوریتم LSU؛ الف و ب) تصاویر خروجی LSU پیش از رده بندی، پ) توزیع مکانی و درصد فراوانی عضو انتهای کائولینیت به همراه راهنمای درصد فراوانی کانیهای (لازم به ذکر است که راهنمای درصد فراوانی کانیها برای هر دو شکل پ و ت صادق است، ت) توزیع مکانی و درصد فراوانی عضو انتهای پیروفیلیت.

پالایش تطبیقی تنظیم شده آمیخته (MTMF)

پالایش تطبیقی تنظیم شده آمیخته فراوانی عضوهای انتهایی را با استفاده از نگرش ناآمیختگی بخشی ارزیابی می‌کند. مهمترین مزیت این روش نسبت به الگوریتم LSU، اجرای آن توسط حتی یک عضو انتهایی است، بدین معنا که در این روش نیازی به حضور همه عضوهای انتهایی موجود در تصویر نیست. خروجیهای MTMF شامل تصاویر پالایش تطبیقی یافته (MF) و تصاویر با ارزشهای امکان ناپذیری به ازای هر عضوانهایی است. مقدار MF از کمینه صفر شروع شده و پیکسل‌های با ارزش بزرگتر از صفر کسری از مولفه هدف را نشان می‌دهد. ارزشهای امکان ناپذیری حاصل از MTMF در

کاهش موقعیتهای نادرست و افزایش دقت پالایه آمیخته مفید است.

الگوریتم MTMF با استفاده از 8 عضوانهایی به‌دست آمده از روش SMACC بر روی دسته داده IARR سیستم استر اعمال و با استفاده از نمودار پراکنش دو بعدی، پیکسل‌های با ارزش امکان ناپذیری پایین تر از حد آستانه 5 و ارزش‌های بین 0-1 از خروجی پالایش تطبیقی یافته جدا شدند. کسر فراوانی و توزیع مکانی دو عضو انتهایی کائولینیت و پیروفیلیت در تصویر خروجی الگوریتم MTMF در شکل 6 نشان داده شده است.



شکل 6. توزیع مکانی و درصد فراوانی کانیهای رسی براساس نتایج الگوریتم MTMF؛ الف و ب) تصاویر خروجی MTMF پیش از رده بندی پ) توزیع مکانی و درصد فراوانی عضوانهایی کائولینیت به همراه راهنمای درصد فراوانی کانیهای (لازم به ذکر است که راهنمای درصد فراوانی کانیها برای هر دو شکل پ و ت صادق است.) ت) توزیع مکانی و درصد فراوانی عضو انتهایی پیروفیلیت.

بحث و بررسی

خاک نسوز استقلال از نظر کانی شناسی به طور عمده دارای کائولینیت و پیروفیلیت است که به همراه کانیهای ایلیت، کوارتز، همتایت، آناز و کلریت در محیط رسوبی با یکدیگر مخلوط شده‌اند؛ از این رو عضوهای انتهایی حاصل از اجرای الگوریتم SMACC بر روی دسته داده IARR استر، نمایانگر طیفهای آمیخته کائولینیت، پیروفیلیت و دیگر کانیهای فرعی می‌باشند (شکل 4).

بررسی مشخصات و قابلیت‌های الگوریتم MTMF نشان می‌دهد که این مدل پاسخ طیفی هدف را از میان زمینه ناشناخته آشکار ساخته و فراوانی نسبی هر عضو انتهایی را در تصویری خاکستری نشان می‌دهد. باتوجه به این که کسرهای نسبی پایین‌تر از 30 درصد به ارزشهای زمینه ناشناخته نزدیکتر و دارای دقت پایین می‌باشند، کسر فراوانی خروجیها در هر دو الگوریتم MTMF و LSU بالاتر از 30 درصد انتخاب شد تا خروجیهای دو الگوریتم صحت لازم را نسبت به هر یک از طیفهای هدف داشته باشند. از آنجایی که کانی پیروفیلیت به صورت برجسته از کائولینیت نابرجا در عمق بیشتری تشکیل شده است، بهره‌برداریهایی روباز معدن منجر به رخنمون کانی پیروفیلیت شده‌است. در همین ارتباط تصویر خروجی الگوریتم LSU (شکل 5)، توزیع مکانی پیکسل‌های دارای فراوانی 40-100 درصد از عضو انتهایی پیروفیلیت را به طور عمده در بخشهای مرکزی محدوده معدن کاری و در عمق بیشتر و پراکندگی پیکسل‌های دارای فراوانی 30-100 درصد از عضو انتهایی کائولینیت را در حاشیه معدن کاری نشان می‌دهد. نتایج حاصل از اجرای الگوریتم MTMF در مقایسه با خروجی مدل LSU، پراکندگی و غنی‌شدگی بیشتر دوکانی کائولینیت و پیروفیلیت را نشان می‌دهد (شکل 6)، مقایسه تصویر (پ) شکل‌های 5 و 6 نشان می‌دهد که پیکسل‌های حاصل از خروجی الگوریتم MTMF پتانسیل بیشتری برای بررسیهای دقیق‌تر اکتشافی دارند. همچنین در شکل 6-ت پیکسل‌های با فراوانی بالاتر از 60 درصد از کانی پیروفیلیت دارای گسترش و غنی‌شدگی بیشتری نسبت به خروجی الگوریتم LSU بوده که خود تأیید کننده حضور پیروفیلیت در عمق بیشتر است. شکل‌های 7 و 8، طیف یکی از پیکسل‌های با فراوانی بیش از 80 درصد از خروجیهای LSU و MTMF را نشان می‌دهد که زمین شناسی اقتصادی دانشگاه شیراز نیز به دلیل کمکیهای

در هر دو شکل، انطباق طیفی و عمق باند جذبی طیف کانیهای کائولینیت و پیروفیلیت در خروجی مدل MTMF نسبت به طیف همین کانیها در SMACC دارای شباهت بیشتری است.

لازم به ذکر است که نتایج آزمایشهای طیف سنجی نمونه‌های ارسالی به شرکت IGARSS استرالیا و همچنین نتایج XRD به‌دست آمده در مطالعات گذشته [8 و 15]، پراکندگی و فراوانی کانی کائولینیت را در خارج از محدوده معدن کاری و همچنین رخداد و فراوانی بیشتر کانی پیروفیلیت را در محدوده معدن کاری به اثبات رسانیده است.

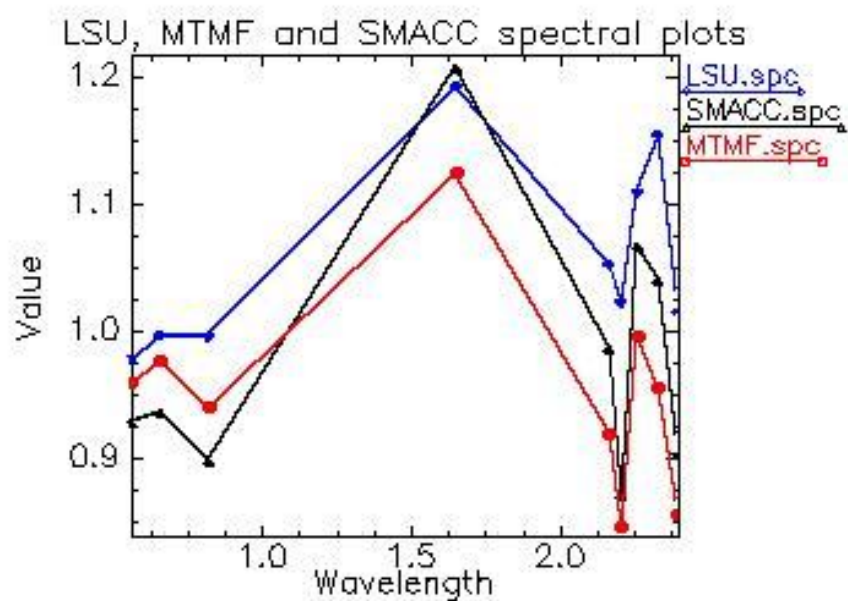
برداشت

با توجه به نتایج حاصل از شکل‌های 7 و 8، از آنجا که طیف تصویر مدل MTMF عمق جذب بیشتری نسبت به طیف تصویر خروجی مدل LSU دارد، همچنین براساس مشاهدات میدانی، نتایج طیف سنجی و XRD نمونه‌ها و منطبق بودن خروجی MTMF با ژئومورفولوژی مناطق بهره‌برداری که نشان‌دهنده رخنمون کانی پیروفیلیت در مناطق عمیق‌تر و رخنمونهای سطحی‌تر کائولینیت است، می‌توان نتیجه گرفت که الگوریتم MTMF نسبت به الگوریتم LSU دارای دقت بیشتری است.

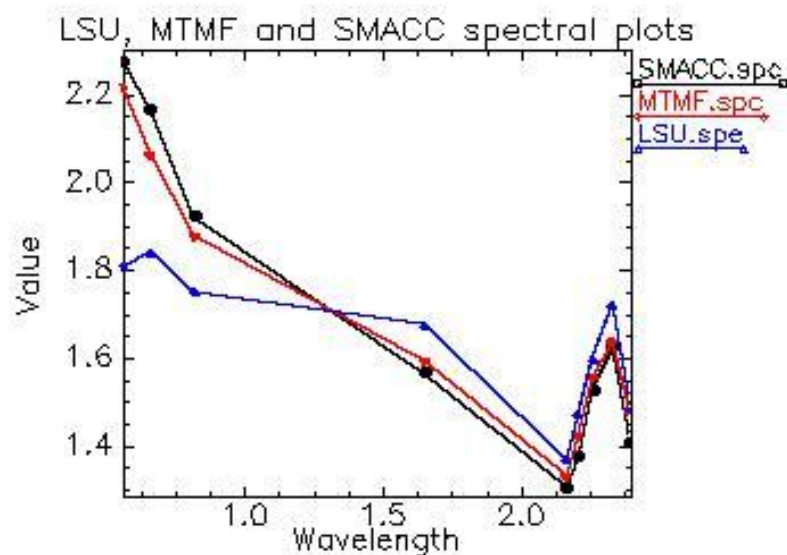
نتایج این مطالعه همچنین نشان داد که داده‌های استر و مدل آمیختگی طیفی برای اکتشاف کانیهای رسی و تعیین غنی‌شدگی نسبی آنها در مناطق معدنی خاک نسوز، پیش از نمونه گیری، انجام آنالیزهای آزمایشگاهی و کانی شناختی و عملیات گمانه زنی دارای پتانسیل بالایی بوده که خود می‌تواند به کاهش هزینه‌ها و بالا بردن کارایی برنامه‌های اکتشافی و تسهیل در امر اکتشاف منجر شود.

قدردانی

از مرکز LPDAA در سازمان زمین شناسی ایالات متحده (USGS) آمریکا برای ارائه داده‌های ASTER و از آقای دکتر باب آگار مدیر شرکت IGARSS استرالیا برای طیف سنجی نمونه‌ها تشکر می‌شود. از معاونت پژوهشی دانشگاه شیراز برای فراهم آوردن بخشی از امکانات این تحقیق و از آقای محمد حسن طیبی و خانم مهدیه حسینجانی دانشجویان دکتری بی‌دریغشان در پردازش داده‌ها سپاس‌گزاری می‌نمایم.



شکل 7. مقایسه طیف تصویر حاصل از خروجیهای با فراوانی بیش از 80 درصد در الگوریتم‌های LSU و MTMF نسبت به طیف کائولینیت حاصل از الگوریتم SMACC.



شکل 8. مقایسه طیف تصویر حاصل از خروجیهای با فراوانی بیش از 80 درصد در الگوریتم‌های LSU و MTMF نسبت به طیف پیروفیلیت حاصل از الگوریتم SMACC.

مراجع

برای کاربرد بهینه آنها"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شیراز (1383).

[9] Kruse F.A., "Use of airborne imaging spectrometer data to map minerals associated with hydrothermally altered rocks in the Northern Grapevine Mountains, Nevada, and California", Remote Sens. Environ. 24 (1988) 31-51.

[10] Tangestani M.H., Mazhari N., Agar B Moore F., "Evaluating Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data for alteration zone enhancement in a semiarid area, northern Shahr-e-Babak, SE Iran", International Journal of Remote Sensing 29-10 (2008) 2833-2850.

[11] Dennison P.E., Roberts D.A., "Endmember selection for multiple endmember spectral mixture analysis using endmember average RMSE", Remote Sensing of Environment 87 (2003) 123-135.

[12] Gruninger J, A. J. Ratkowski M. L. Hoke., "The Sequential Maximum Angle Convex Cone (SMACC) Endmember Model", Proceedings SPIE, Algorithms for Multispectral and Hyper-spectral and Ultraspectral Imagery 5425-1(2004) Orlando FL.

[13] Gross H.N., "Application of spectral Mixture Analysis and Image Fusion techniques for Image sharpening: Remote sensing and Environment", 63 (1998) 85-94.

[14] Van Der Meer F and Dejong S.M., "Remote sensing and digital image processing", imaging spectroscopy Kluwer Academic publited in the Netherlands 4 (2001) p. 306.

[15] آل سعدی ح، "ژئوشیمی و کانی شناسی کانی های رسی کانسار استقلال آباده"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شیراز (1378).

[1] Yamaguchi Y., Kahle A.B., Tsu H., Kawakami T., and Pniel M., "Overview of advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER)". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 36-4 (1998) 1062-1071.

[2] Shimabukuro Y. E Smith A. J., "The least-squares mixing models to generate fraction images derived from remote sensing multispectral data", IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing 29-1 (1991) 16-20.

[3] Harsanyi J. C, Chang C., "Hyperspectral image classification and dimensionality reduction": an orthogonal subspace projection approach, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 32 (1994) 779-785.

[4] Iranian-Japanese Research Group., "The Permian and Lower Triassic System in Abadeh Region, Central Iran", Memoir of Faculty of Science, Kyoto University 47 (1981) 61-133.

[5] خلقی م.ج، "نقشه زمین شناسی 1:100000 آباده"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (1381).

[6] Mawson R., Yazdi M., Meysamim A., Mannani M Bakhshaei H.M., "New chronological framework based on recovery of Famennian conodont species in the Esteghlal refractory mine, Abadeh area, south central Iran", International Geological Correlation Program (IGCP 421), North Gondwanan Mid-Palaeozoic Bioevent/Biogeography Patterns in Relation to Crustal Dynamics (1998) p. 43.

[7] اعتمادی ب، آل سعدی ح، "شناسایی کانیهای رسی معدن خاک نسوز استقلال - آباده با تاکید بر روش پراش اشعه ایکس (X.R.D)", سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران 1378، ص 64 - 70.

[8] نصراله زاده ع، "بررسی کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسارهای خاک نسوز کویر آباده فارس و ارائه پیشنهاداتی



جایگاه مدل سازی سه بعدی ذخایر معدنی در بررسی های زمین شناسی اقتصادی، تعیین ذخیره و ژنز آنها (با بررسی موردی بر روی گروهی از ذخایر سنگ تزئینی استان آذربایجان غربی)

جعفر عبدالهی شریف¹، علی امامعلی پور¹، عارف علی پور²، مجتبی مختاریان اصل²

1- گروه مهندسی معدن، دانشگاه ارومیه

2- گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی ارومیه

دریافت مقاله: 1388/11/28، نسخه نهایی: 1389/1/27

چکیده

در حال حاضر در کشورهای پیشرفته کامپیوتر از ضروری ترین ابزار کار برای پژوهشگران علوم وابسته به زمین بشمار می رود و به گونه ای گسترده در مدل سازی سه بعدی ذخایر معدنی و ذخایر سنگ تزئینی مورد استفاده قرار می گیرد. با استفاده از مدلسازی سه بعدی ذخایر معدنی و جزئیات خیره کننده ای که توسط این مدلها در اختیار تیم های پژوهشی و اکتشافی قرار می گیرد، جنبه های نا پیدا و جالبی از ساختار ژنتیکی و سرگذشت زمین شناسی این ذخایر هویدا می شود. در نوشتار حاضر که حاصل پژوهش انجام شده بر روی گروهی از نهشته های آراگونیتی استان آذربایجان غربی است، مدلسازی نهشته های تحت بررسی و رهیافتهای ژنتیکی حاصل از مطالعه مدل منجر به اکتشاف ذخایر دیگری از این تیپ کانسنگ که در بازار سنگ تزئینی ایران از مقبولیت بالایی برخوردار هستند، شده است. در جریان مدلسازی این ذخایر که محصول فعالیت چشمه های آب گرم هستند توسط مدل تهیه شده مظهر چشمه های آهک ساز و راستای قرار گیری آنها بر روی یکی از شکستگیهای پنهان منطقه تعیین و محل تقریبی ذخایر جدید جهت اکتشاف های بعدی تعیین شد. در محلهای تعیین شده هم اکنون ذخایر جدیدی در حال اکتشاف و بهره برداری هستند.

واژه های کلیدی: مدل سازی ذخایر معدنی، ساختار ژنتیکی، چشمه های آب گرم، سنگ تزئینی.

مقدمه

کشور باستانی ایران جزو پنج کشور برتر تولید کننده سنگ تزئینی در دنیاست. علی رغم جایگاه مناسب کشورمان در میان سایر کشورهای تولید کننده و تنوع خیره کننده ذخایر سنگ تزئینی در این گستره پهناور، سهم کشورمان از صادرات جهانی سنگ بسیار ناچیز و رقم مایوس کننده زیر یک درصد است. این در حالی است که حدود 11/5 درصد از تولید جهانی سنگ به ایران اختصاص دارد [1]. در گستره استان آذربایجان غربی ذخایر بسیار با ارزشی از نهشته های کربناتی آراگونیتی که محصول فعالیت چشمه های آب گرم هستند در اطراف شهرستان های مهاباد، میاندوآب و شوط شناسایی شده اند که در مواردی ذخایر منحصراً به فردی را تشکیل می دهند (شکل

شماره 1). این ذخایر عموماً دارای ارزش اقتصادی بسیار بالایی بوده و در بازار سنگ ایران تحت عنوان مرمرهای رنگی شناخته شده اند. کیفیت کانسنگ تولیدی از این معادن چنان است که تمام یا بخش عمده ای از تولیدات آنها به خارج از کشور صادر شده اند.

واضح است در ارتباط با چنین ذخایر باارزشی هر گونه بی توجهی و عدم دقت در انتخاب شیوه اکتشاف و استخراج آنها، موجب افت ماده معدنی و افزایش ضایعات استخراجی شده و خسارات جبران ناپذیری در گام نخست بر اقتصاد معدن و در گامهای بعدی بر سرمایه های ملی خواهد زد. از این قبیل ذخایر تاکنون معادن قشلاق¹ و 2 (مرمر سبز، سفید و قرمز) و معدن

¹ مسؤول مکاتبات a_imamalipour@yahoo.com



شکل 1. موقعیت ذخایر تحت بررسی.

قیز ممسی (مرمر صورتی) استخراج شده است. با توجه به اهمیت اقتصادی و ارزش بسیار بالای این مواد معدنی و با مطالعه ویژگیهای ژنتیکی و نیز جمع‌آوری اطلاعات اکتشافی و اطلاعات استخراجی محدوده‌های مجاور این ذخایر، بر آن شدیم تا به‌منظور جلوگیری از افت استخراجی و عدم انباشته شدن حجم زیاد لاشه در کنار معادن جدیدی که از این گروه راه‌اندازی خواهند شد، ضمن بررسی امکان مدل‌سازی این ذخایر با روشهای نوین رایانه‌ای، یافته‌های حاصل از مطالعات اکتشافی و نیز استخراجی ذخایر این مناطق را با هم تلفیق نموده و روش جدیدی را برای پی‌جویی، معرفی مناطق امید بخش، مدل‌سازی و برنامه‌ریزی تولید آنها ارائه دهیم.

مروری بر پژوهشهای انجام‌شده قبلی

معدن‌کاری ذخایر سنگ تزئینی که به‌منظور استخراج سنگهای نما انجام می‌گیرد از دیر باز مورد توجه محققان مختلف بوده است. معدن‌کاری این قبیل ذخایر شامل شناسایی و برنامه‌ریزی برای استخراج بلوکهایی از سنگهای گرانیتی، گنیس، گابرو، دیاباز، مرمر، سنگ آهک، ماسه سنگ

و اسلیت است. [2]. این سنگها حاوی ویژگیهای جذاب و منحصر به‌فردی در رنگ، بافت ساب و غیره هستند [3]. در زمینه استخراج این سنگها و استفاده از سیم برش و تاثیر ابعاد سیم و نیروی کشش آن پژوهشهای متعددی انجام‌شده است. در سال 2005 [4] به نقش نگاشته‌های الماسی بر روی سیم و کشش کافی آن در افزایش بازدهی اشاره می‌کنند. در پژوهش دیگری در همین سال [5] به تأثیر بافت و کانی‌شناسی و نیز شکستگیهای موجود در سنگهای گرانیتی در بازدهی برش سنگها اشاره دارد. گرچه استفاده از مدل‌سازی بر روی ذخایر معدنی مختلف در بین پژوهشگران عرصه علوم زمین در دهه هشتاد آغاز شده بود، پژوهشهای کاربردی بر روی ذخایر سنگ تزئینی با کمی تاخیر و عملاً در اواخر دهه 90 و اوایل هزاره سوم انجام شده است. نخستین گامها در تهیه مدلهای سه بعدی از این گونه ذخایر با استفاده از برنامه‌های سه بعدی CAD برداشته شد. در سال 1999 [7] از روش چند متغیره در مدل‌سازی این ذخایر بر اساس بررسیها و مشاهدات خود بهره جسته است. در سال 2000 [8] در خلال یک پژوهش کاربردی، فرآیند

تکراری را که برای مدل سازی زمین شناسی سنگهای تزئینی مورد نیاز است را بدقت مورد بررسی و تدوین قرار دادند. در سال 2000 [9] کار مشابهی را بر روی ذخایر آندزیتی انجام داده و با استفاده از روش کریجینگ پیش بینی هایی را بر روی کیفیت بلوک های معدنی سنگ تزئینی انجام دادند. در پژوهش های تکمیلی متخصصین به دنبال تهیه مدل هایی نه تنها برای ارائه ویژگی های زمین شناسی بلکه معرفی ویژگی های اقتصادی سنگ تزئینی بودند. در این خصوص در سال 2004 [10] بر روی یک ذخیره اسلیتی مدل توام زمین شناسی و اقتصادی را تهیه کردند. به تدریج مدل های تهیه شده از ذخایر سنگ تزئینی توسعه و گسترش یافت و کم کم حاوی قابلیت های اجرایی بیشتری شدند در سال 2006 نرم افزاری را برای تجزیه و تحلیل و کاربردی کردن نتایج حاصل از مدل سازی زمین شناسی و اقتصادی برای برنامه ریزی تولید ذخایر سنگ تزئینی ارائه نمودند [11]. نخستین گامها در استفاده از مدل های رایانه ای برای پیش بینی منشأ ذخایر معدنی توسط محققان روسی برداشته شد. در سال 2005 [12] با استفاده از یافته های حاصل از مدل سازی سه بعدی ذخایر معدنی مدل ژئوشیمیایی نهشته های ماسیوسولفاید منطقه آلتای روسیه را ارائه و با پژوهش خود افق جدیدی را برای اکتشاف ذخایر بعدی در این منطقه باز کردند. با افزایش کارایی های مدل های رایانه ای با استفاده از این مدل ها در عرصه سنگهای ساختمانی [13] در سال 2009 الگوریتم هوشمندی را برای برنامه ریزی تولید این ذخایر تدوین و ارائه نمودند ولی تاکنون پژوهشی برای استفاده ژنتیکی از این مدل ها بر روی ذخایر سنگ تزئینی منتشر نشده است.

مدل سازی ذخایر تحت بررسی

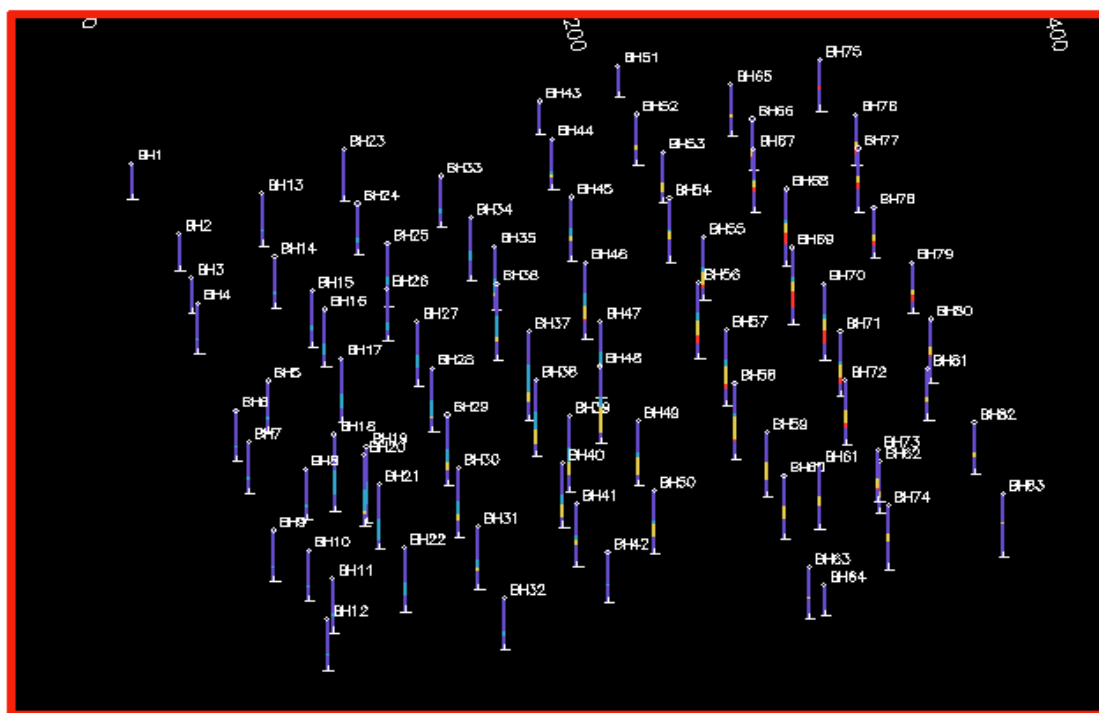
نوع و حجم داده های اکتشافی و استخراجی

با بررسی پیشینه مطالعات اکتشافی و استخراجی انجام شده در گستره ذخایر قشلاق 1 و 2 و قیز ممسی که موقعیت آنها در شکل شماره 1 نشان داده شده است، داده های اکتشافی با ارزشی که با استناد به آنها بتوان مدل سازی ذخایر تحت بررسی را انجام داد یافت نشد. فعالیت های اکتشافی انجام گرفته در برخی از این ذخایر بسیار محدود و سطحی بود. یگانه ذخیره معدنی که تا حدودی به علت مدیریت صحیح،

یافته های با ارزشی از گسترش های سطحی و عمقی و نیز تغییر کیفیت و ساخت و بافت کانسنگ در آن قابل دسترس بود، معدن قشلاق شماره 1 واقع در کیلومتر 80 جاده مهاباد است. به منظور سامان دادن به اطلاعات پراکنده موجود و نیز برداشت و جمع آوری داده های جدید، انجام یک مرحله پیمایش صحرایی از ذخایر تحت مطالعه برنامه ریزی و به مرحله اجرا درآمد. در این فاز مطالعاتی ضمن پیمایش پروفیل هایی به فواصل 30 تا 40 متر و تطبیق داده های موجود با شواهد محلی در نهایت 117 نقطه اطلاعاتی انتخاب و مختصات دقیق آنها با GPS برداشت گردید. داده های اکتشافی موجود شامل: ضخامت باطله رویی، ساخت و بافت، رنگ و نیز ضخامت ماده معدنی بود. بخش عمده اطلاعات بازسازی شده مربوط به ذخیره معدنی قشلاق شماره 1 است. چنانچه پیشتر نیز اشاره گردید این ذخیره با ملاحظات فنی و توسط تیم کارشناسی قوی مورد بهره برداری قرار گرفته و داده های با ارزشی از اکتشافات در حین استخراج از این معدن در دسترس است.

پس از جمع آوری داده های اولیه و پردازش آنها فایل های رایانه ای مورد نیاز، جهت تهیه مدل های بلوکی و زمین شناسی تهیه شدند. شاید مهمترین فایل ساخته شده از میان چهار فایل کلیدی در این پژوهش فایل مربوط به لاگ زمین شناسی این ذخایر بود. برای تهیه این فایل ها علاوه بر مختصات نقطه آغاز و پایان کانسنگ معدنی، مرز تغییرات ساختی و بافتی و رنگ که در اغلب آنها وجود داشت با دقت تعیین گردید.

در نهایت با تلفیق تمامی اطلاعات حاصل از چاهک های حفر شده، چال هایی که برای تعیین ضخامت ماده معدنی حفر شده بود، برداشتهای صحرایی جدید، بررسی شواهد استخراجی به جا مانده در گستره معادن و تعداد نقاط داده ای اولیه به 83 نقطه اطلاعاتی تقلیل داده شد و فایل های مورد نیاز جهت ادامه فرآیند مدل سازی تهیه گردید. پس از تدقیق و تلفیق داده ها در نهایت شبکه اکتشافی مستطیلی با ابعاد تقریبی 30x40 متر حاصل شد. با توجه به گسترش ذخایر معدنی محور طولی شبکه اکتشافی در راستای N42W قرار گرفت و در نهایت توزیع نقاط اطلاعاتی و گسترش های عمقی آنها به شرح شکل شماره 2 حاصل شد.



شکل 2. موقعیت مکانی نقاط اکتشافی و گسترش طولی آنها (Z-X).

مدل زمین‌شناسی ذخایر تحت بررسی

پس از تهیه فایل‌های اولیه، شامل کنتور فایل‌ها و استرینگ فایل‌ها، مدل زمین‌شناسی ذخایر تحت بررسی ساخته شد. در این مدل بدنه ماده معدنی که کانسنگ مرمر را تشکیل می‌داد متناسب با ویژگی‌های ساختی و بافتی و به‌خصوص رنگ به سه زیر مدل تقسیم و طول گسترش هر کدام از آنها توسط مدل‌های ساخته شده تعیین گردید.

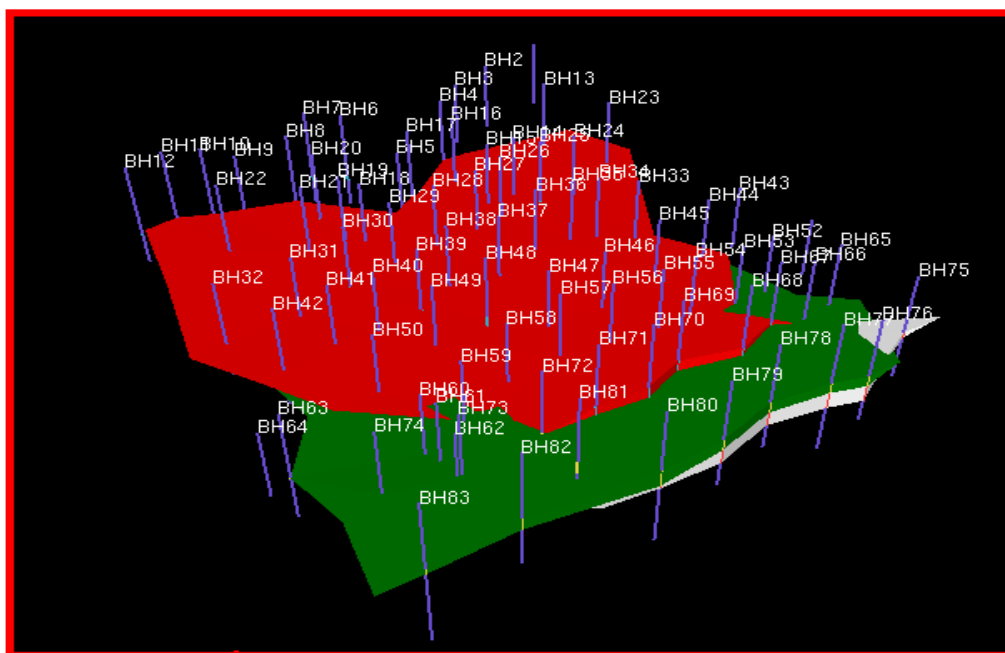
در شکل شماره 3 مدل سه بعدی ساخته شده از ذخایر تحت بررسی ارائه شده است. به‌طوری‌که در شکل نیز مشهود است سطح فوقانی ذخیره معدنی را باطله تشکیل می‌دهد. که ضخامت متوسط آن حدود 3 متر بوده و به‌طور عمده از آلوویم و آبرفتهای رسی تشکیل شده است. طبقات رنگی مرمری که به یکدیگر جوش خورده‌اند بلافاصله در زیر این افق باطله قرار می‌گیرد. ضخامت لایه مرمر از 10 سانتی‌متر تا 2/5 متر متغیر است. در بخشهایی که ذخیره معدنی ضخامت کمی دارد به‌طور معمول تغییر رنگ و یا ساخت و بافت مشاهده نمی‌شود ولی در بخشهای ضخیم گاهی سه نمونه مرمر سبز، سفید و قرمز

مشاهده می‌شود که با یک زون تغییر تدریجی به ضخامت حدود 20 سانتی متر از یکدیگر به طور کامل قابل تفکیک هستند.

عدم شناخت از مرز تغییر رنگ کانسنگ معدنی منجر به استخراج کوپهایی با رنگهای متفاوت می‌شود که در بازار از محبوبیت کمتری برخوردار است. یکی از اهداف جنبی این مدل‌سازی ارائه اطلاعاتی به بهره‌برداران برای بهینه‌سازی فرآیند استخراج و عرضه کوپهایی با ساخت و بافت یکسان و یکنواخت است.

مدل بلوکی ذخایر مورد بررسی

در فرآیند بلوک‌بندی، پیکره ماده معدنی به قطعات کوچکی تقسیم می‌شوند. اندازه این قطعات که اصطلاحاً بلوک نامیده می‌شود متغیر بوده ولی ابعاد مرسوم که در بیشتر پروژه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد بلوکهای مکعبی با ابعاد $10 \times 10 \times 10$ متر است [12]. واضح است که ابعاد بلوک‌ها شدیداً متأثر از هندسه کانسار است و به‌عنوان مثال برای ذخیره قشلاق که ضخامت



شکل 3. مدل سه بعدی ساخته شده از ذخایر تحت بررسی (Z×Y×X).

روشهای تهیه مدل بلوکی ذخایر سنگ تزئینی

دو رهیافت اصلی برای بلوک بندی ذخایر معدنی وجود دارد. این رهیافتهای تحت عنوان «روش فاکتور» و «روش ریز بلوکها» نام گذاری شده اند. در ادامه ویژگیها و محدودیتهای کاربردی هر روش مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

روش فاکتور

در این روش متناسب با گستردگی ماده معدنی و باطله در بلوکهای اکتشافی، فاکتور یا شناسه ای بین عدد صفر و یک به آن نسبت داده می شود. به این ترتیب به بلوکهایی که در ماده معدنی قرار می گیرند عدد یک و به بلوکهایی که در باطله قرار گیرند عدد صفر و به بلوکهای حاشیه ای که در مرز ماده معدنی قرار دارند شناسه بین صفر و یک نسبت داده می شود.

روش ریز بلوکها

در این روش، بلوکهای اکتشافی به خصوص بلوکهای حاشیه ای متناسب با پیچیدگیهای ساختاری و شکل توده معدنی به ریز بلوکهایی تقسیم می شوند. در حالت اخیر برای هر ریز بلوک نوع سنگ مرمر موجود در آن تعیین و سپس حجم و ذخیره ماده معدنی موجود در آن محاسبه می شود. شایان ذکر

متوسط آن حدود 0/5 متر است، بلوکهایی با ابعاد پیش گفته می توانند مورد استفاده قرار گیرند.

ابعاد بلوکها را شاخصه های زمین آماری و شاخصه های استخراجی کنترل می کنند. بر اساس شاخصه های زمین آماری ابعاد بلوکها باید برابر نصف میانگین فاصله برشهای اکتشافی باشد. برای مثال در کانسار فشلاق که گمانه های اکتشافی در شبکه ای منظم با ابعاد 30×40 متر حفر شده اند ابعاد بلوکها باید برابر 15 متر انتخاب شود، از سوی دیگر ابعاد بلوکها شدیداً متأثر از شاخصه های استخراجی نظیر ارتفاع پله های استخراجی، هندسه کانسار، محدودیتهای تکنولوژیکی، برنامه تولید روزانه، تعداد سینه کار و... است [13].

با توجه به تجارب نگارنده در پروژه های متعدد اجرا شده، افزون بر موارد فوق بهتر است ابعاد بلوکها به گونه ای انتخاب شود تا حجم هر بلوک از 25 درصد ظرفیت استخراجی روزانه معدن فراتر نرود. تهیه مدل بلوکی برای ذخایر سنگ تزئینی اختلاف زیادی با تهیه مدل برای سایر ذخایر معدنی دارد. در ادامه ضمن بیان این اختلافها رهیافتهای حاصله به منظور تهیه مدل بلوکی بهینه ذخایر مرمری تحت مطالعه، بررسی می شود.

است در صورت استفاده از این روش به علت انطباق نتایج با واقعیت‌های ژنتیکی کانسار، نتایج دقیق‌تری حاصل می‌شود.

تعیین ابعاد بلوکها

در پژوهش حاضر با توجه به ضخامت متوسط ماده معدنی (حدود 0/5 متر) ابعاد بلوکهای معدنی 0/5×0/5×0/5 متر انتخاب شد و برای تعیین دقیق مرز تیپ‌های مختلف مرمر با یکدیگر و باطله همراه، ابعاد ریز بلوکها متناسب با نتایج داده‌های اکتشافی 10 سانتی‌متر انتخاب گردید.

به‌طوری‌که در ادامه اشاره خواهد شد استخراج کوپهایی که ضخامت آن 10 سانتی متر باشد به هیچ وجه توجیه اقتصادی نخواهد داشت، به‌همین علت تهیه مدل بلوکی ذخایر سنگ تزئینی در دو مرحله انجام می‌گیرد. در مرحله نخست به منظور تعیین دقیق مرز ماده معدنی و باطله و نیز مرز تیپ‌های مختلف کانسنگ (مرمر با رنگهای مختلف) از روش ریز بلوک استفاده خواهد شد و در مرحله بعد مدل بلوکی تهیه‌شده با توجه به ضخامت حد که تقریباً تعریفی مشابه عیار حد (cut off grade) دارد اصلاح خواهد شد. در مراحل بعد این مدل اصلاح شده مبنای برنامه‌ریزی تولید و استخراج قرار خواهد گرفت.

ارزش‌گذاری بلوکها

برای اطلاع از موقعیت و گستردگی زونهای تغییر تدریجی رنگ در مرمرها، فرآیند ارزش‌گذاری بلوکها به‌شرح زیر تدوین شد.

- برای بلوکهای واقع در گستره مرمر قرمز ارزش 5 انتخاب شد.

- برای بلوکهای واقع در گستره مرمر سبز ارزش 10 انتخاب شد.

- برای بلوکهای واقع در گستره مرمر سفید ارزش 15 انتخاب شد.

با شیوه انتخاب شده، بلوکهایی که در مدل بلوکی ارزش آنها در حد فاصل 5 و 10 و نیز 10 و 15 قرار خواهند داشت بلوکهای واقع در زون تغییر تدریجی و یا به عبارت دیگر زون باطله ماده معدنی را تشکیل می‌دهند. شایان ذکر است چنانچه در گستره مدل زمین‌شناسی بخشهای حاوی مرمر قرمز و سفید شناسایی می‌شد، روش ارزش‌گذاری فوق قابل استفاده نبود.

در مدل تهیه شده بلوکهای با ارزش 7/5 و 12/5 به‌طور کامل در باطله قرار می‌گیرند. به‌منظور کاهش گستره زون تغییر تدریجی رنگ در ذخایر مورد بحث، بلوکهایی که ارزش آنها در حد فاصل 11/5 تا 13/5 و نیز 6/5 تا 8/5 قرار دارند به‌عنوان بلوکهای باطله منظور شدند. با این سازوکار بیشینه ضخامت زون باطله که سطوح برش را تشکیل می‌دهند، از 20 سانتی‌متر فراتر نخواهد رفت. این زون انطباق خوبی با مبانی استخراجی و بهره‌برداری از این ذخایر دارد. یادآوری می‌شود که می‌توان با کوچک کردن بازه ارزش‌گذاری و تبدیل آن به 13 تا 14 و 7 تا 8، مرز دقیق‌تری برای باطله انتخاب نمود. ولی در حالت اخیر برش مرز تعیین شده که حداکثر ضخامتی معادل 10 سانتی‌متر خواهد داشت، بسیار مشکل و نیازمند بهره‌گیری از روشهای مدرن استخراجی است.

اصلاح مدل بلوکی و برنامه‌ریزی تولید ذخایر سنگ تزئینی

پس از تهیه مدل بلوکی و تعیین موقعیت قرارگیری بلوکهای واقع در زون تغییر تدریجی رنگ، موقعیت مرزهای برش کانسار تعیین می‌شوند. در مرحله بعد با توجه به موقعیت قرارگیری این مرزها زونهای قابل برداشت و گستردگی آنها تعیین می‌گردند.

در این مرحله مدل بلوکی قبلی اصلاح و ضمن تجمیع ریز بلوکها، بلوکهای بزرگ ماده معدنی که در بازار سنگ از ارزش اقتصادی بالاتری برخوردار هستند ساخته و مبنای برنامه‌ریزی تولید قرار می‌گیرند. در اصلاح مدل با توجه به کمترین ضخامت قابل قبول در بازار، بلوکهای با ضخامت کمتر از این حد از مدل بلوکی و برنامه‌ریزی تولید حذف می‌شوند. برای تجمیع بلوکها و تعیین مرز بلوکهای استخراجی می‌توان از روشهای دستی و یا الگوریتم‌های یارانه‌ای بهره جست.

بحث و بررسی

تعیین ذخیره کانسارهای تحت بررسی

مدل بلوکی و مدل زمین‌شناسی ساخته شده اطلاعات بسیار دقیق و تفصیلی را از نحوه گسترش تیپ‌های ذخیره مرمری در افقهای مختلف ارائه می‌دهند. با استفاده از این مدلها که اجماعی به ابعاد 10×10×10 سانتی‌متر از ماده معدنی را شامل می‌شود، امکان تعیین ذخیره با دیدگاههای مختلف وجود دارد. برای مثال می‌توان ذخیره را برای افقهای

ارومیه منتهی می شود. یافته های حاصل نتایج بسیار امیدوار کننده ای مبنی بر امکان وجود ذخایر با ارزش دیگری در این زون را ارائه می دهند. بر این اساس گستره مناطق امیدبخش برای یافتن ذخایر جدید به شرح شکل شماره 5 تعیین گردید. کنترل یکی از نقاط امیدبخش و حفاری چند چاهک اکتشافی در آن درستی یافته های حاصل را تأیید نموده و با استفاده از این یافته ها کانسار جدیدی شناسایی شد که هم اکنون در مرحله اکتشاف تکمیلی و استخراج قرار دارد.

نتیجه گیری

نتایج حاصل از پژوهش را می توان به شرح زیر خلاصه نمود. امروزه تهیه مدل های سه بعدی رایانه ای برای انجام پژوهش های زمین شناسی امری ضروری است

با تهیه مدل های سه بعدی از کانسارهای سنگ تزئینی می توان موقعیت زون های تغییر رنگ تدریجی ذخیره معدنی را که در بازار فروش از مقبولیت کمی برخوردار هستند به دقت تعیین کرد.

امکان تعیین ذخیره تیپ های مختلف کانسنگ تزئینی که دارای ساخت و بافت متفاوتی هستند با انجام مدل سازی رایانه ای آنها فراهم می گردد.

در صورت تهیه مدل بلوکی و زمین شناسی دقیق می توان پیش بینی هایی را در خصوص منشأ ماده معدنی و نحوه گسترش آن به دست آورد.

اطلاعات ژنتیکی حاصل از بررسی های مدل سه بعدی ذخایر معدنی، الگوی روشنی برای اکتشاف ذخایر مشابه را فرا روی محققان قرار می دهد.

با بهره گیری از جزئیات ساختاری که توسط مدل های سه بعدی آشکار می گردند امکان برنامه ریزی تولید دقیق ذخایر معدنی فراهم می گردد.

با توجه به دسترسی به داده های رقومی ذخیره معدنی، امکان فیلتر نمودن داده ها و تعیین بخش های کم ضخامت و پر ضخامت و گستره های دارای ارزش استخراجی فراهم می شود.

با عنایت به داده های با ارزشی که از مدل های بلوکی قابل دسترسی است ظرفیت استخراجی معادن قابل افزایش بوده و در عین حال تولید لاشه به علت عدم اطلاع از گسترش های سطحی و عمقی ذخایر به کمترین مقدار خود خواهد رسید.

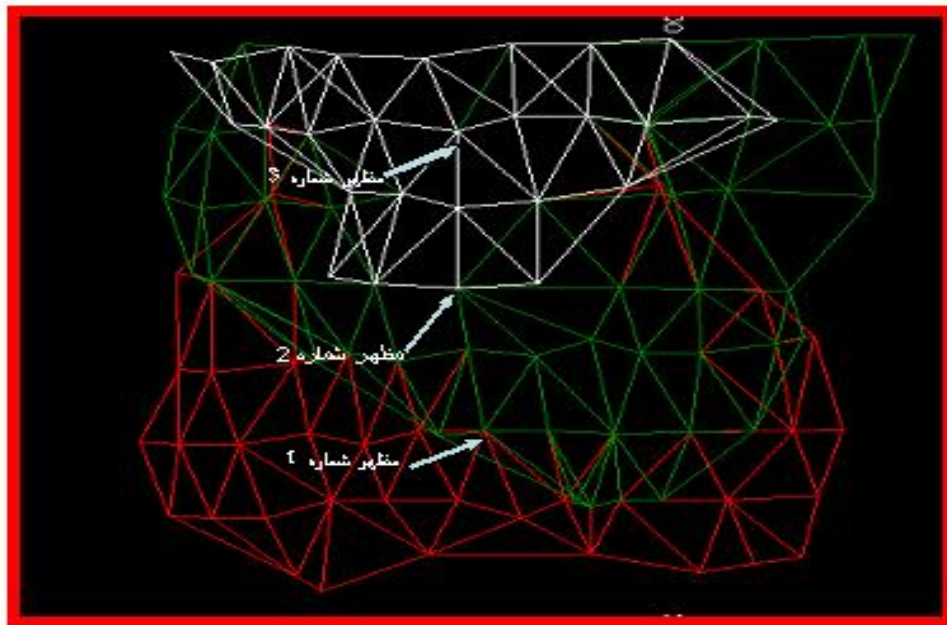
استخراجی به تفکیک رنگ و بافت و یا حتی ذخیره زون تغییر تدریجی رنگ مرمر را با دقت بسیار بالا تعیین و بهره برداری کرد. ساخت مدل بلوکی به خصوص با رهیافت ریز بلوکها این امکان را به مهندسان طراح پروژه های اکتشافی و استخراجی می دهد که ضمن مشاهده سه بعدی تمامی بخش های ذخیره ویژگی های کمی و کیفی آنها را نیز به دقت مورد بررسی قرار دهند. به عنوان مثال در معدن قشلاق 1 که داده های مربوط به مدل سازی آن در شکل های شماره 2 و 3 ارائه شده است، ذخیره مرمر سفید 13620 تن، مرمر سبز 31910 و مرمر قرمز 32240 تن با استفاده از رهیافت روشن فاکتورها تعیین شده است. چنانچه تعیین ذخیره با دقت بالاتری مد نظر باشد می توان از رهیافت ریز بلوک بهره جست و ذخیره را با دقت یک تن نیز برآورد کرد.

یافته های ژنتیکی حاصل از مدل های تهیه شده

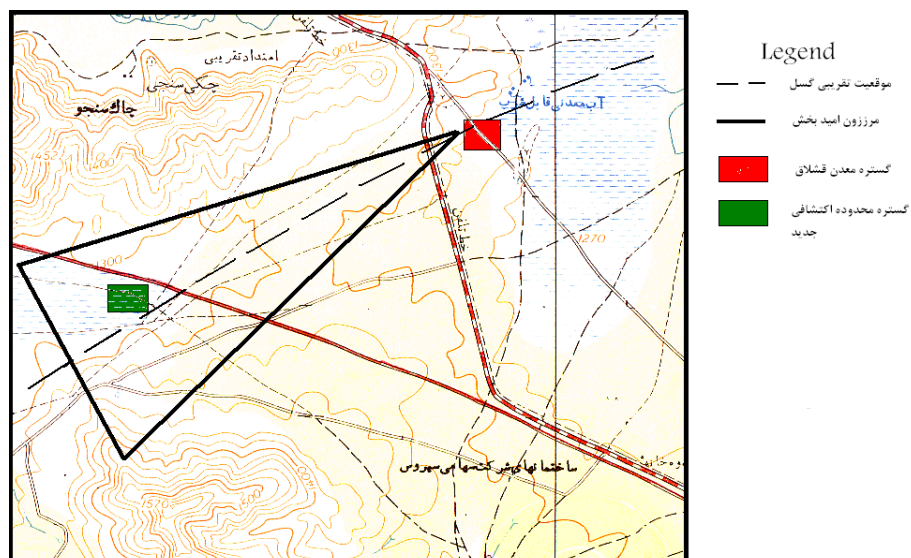
مطالعه تفصیلی مدل زمین شناسی و نیز تلفیق یافته های حاصل از مدل با شواهد صحرایی داده های با ارزشی از منشأ این گونه ذخایر را به دست می دهد. مطالعات قبلی این ذخایر را محصول فعالیت چشمه های آبگرم معرفی نمودند ولی اطلاعاتی در مورد گسترش عمقی و طولی و نیز شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل آنها ارائه نمی دهند. بررسی تفصیلی مدل شواهد بسیار جالبی از نحوه تشکیل این ذخایر را ارائه می دهد. در این بررسیها مشخص گردید که هر ذخیره محصول فعالیت چندین چشمه آب گرم بوده که در راستای یک زون گسله واقع شده اند و تغییرات مربوط به ساخت و بافت و رنگ کانسنگ به علت تغییر در موقعیت مکانی این چشمه ها و نیز جنس طبقات و واحدهای سنگی موجود در مسیر آنهاست. بررسی دقیق تر افق های تحتانی مدل حتی موقعیت تقریبی مظهر چشمه ها را که از آنها محلول های گرم آهک دار به سطح راه یافته اند، به خوبی نمایش می دهد (شکل شماره 4). با بررسی های بیشتر و با تلفیق شواهد اکتشافی حاصل از ذخایر قشلاق 1 و 2 و بررسی موقعیت مکانی مظهر چشمه های آنها ملاحظه شد که این ذخایر روند مشخصی را نشان می دهند و مطالعات زمین شناسی مهندسی موقعیت تقریبی گسل شمال شرقی- جنوب غربی را مشخص نمود که این گسل از گستره این ذخایر عبور کرده و به دریاچه

سه بعدی ذخایر به راحتی امکان پذیر است.

انجام بررسیهای ژئواستاتستیکی و واریوگرافی به علت دسترسی به داده‌های رقومی بخشهای مختلف ذخیره در خلال مدل سازی



شکل 4. راستای تقریبی مظهر چشمه‌های سازنده واحدهای آراگونیتی.



شکل 5. موقعیت زون امید بخش و محدوده جدید کشف شده.

مراجع

- ornamental stone quarries. *Mine Planning and Equipment Selection*, Singhal et al., (eds) Balkema, Rotterdam", (1995) 117-120.
- [7] Taboad J., Vaamonde A., Saavedra A., "Evaluation of the quality of a granite quarry", *Engineering Geology*. (1999.) 53, 1-11.
- [8] Caranassios A., De Tomi G., Senhorinho N., "Geological modeling and mine planning for dimension stone quarries". (2000)
- [9] Tercan A. E., Ozcelik Y., "Geostatistical evaluation of dimension-stone quarries", *Engineering Geology* (2000) 58, 25-33.
- [10] Bastante F. G., Taboada J., Ordonez C., "Design and planning for slate mining using optimisation algorithms", *Engineering Geology*. (2004) 73, 93-103.
- [11] Latham J. P., Meulen J. V., Dupray S., "Prediction of in-situ block size distributions with reference to armourstone for breakwaters", *Engineering Geology*. (2006) 86, 18-36.
- [12] Shatagin J. A. Sharif, "dimensional computerized model of RUBTCOFCKA deposit", 7th international conference of new ideas in earth dependence sciences; Moscow; Russia. (2006).
- [13] Sharif J., Bakhtavar E., "An intelligent algorithm of minimum cutting plane to find the optimal size of extractable-blocks in dimension stone quarries", *Arch. Min. Sci.*, (2009), No 4.
- [1] Bassir S. H., "Equipment selection in the Iranian marble quarries (dimension-stone industry): Procedures and problems. *Proceedings of Mine Planning and Equipment Selection*, Singhal et al. (eds)", Balkema, Rotterdam, (1995) 357-361.
- [2] Luodes H., Selonen O., Paakkonen K., "Evaluation of dimension stone in gneissic rocks & a case history from southern Finland", *Engineering Geology* (2000) 52, 209-223.
- [3] Rathore S. S., Bhandari S., "Study on controlled blasting techniques in dimensional stone quarrying", *IE(I) Journal-MN* 86, (2006) 46-49.
- [4] de Oliveira H.C.P., Cabral S.C., Guimarães R.S., Bobrovnitchii G.S., Filgueira M. Prof., "Processing and characterization of a cobalt based alloy for use in diamond cutting tools", (2005).
- [5] Sanchez Delgado N., Rodriguez-Rey A., Suarez del Rio L. M., Diez Sarria I., Calleja L., Ruiz de Argandona V. G., "The influence of rock microhardness on the sawability Porrino granite (Spain)", Technical note, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*. (2005) 42, 161-166.
- [6] Koppe J. C., Zingano A. C., Costa J. F. C. L., "Three dimensional modeling in planning

مطالعات سنگ شناسی و ژئوشیمیایی منطقه نظام آباد، جنوب غرب شازند اراک

ربابه جعفری¹، موسی نقره نیان¹، محمد مکی زاده¹، قانعی²

۱ - دانشگاه اصفهان

۲ - دانشگاه پیام نور تفت

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۱/۱۹، نسخه نهایی: ۱۳۸۹/۳/۲۶

چکیده

منطقه نظام آباد جزئی از زون سنندج- سیرجان است که در جنوب غرب شهرستان اراک واقع است. عمده سنگهای توده نفوذی منطقه، کوارتز دیوریت و به ندرت گرانودیوریت است که توسط دایک هایی از لوکوگرانیت آلکالن، پگماتیت ها و رگه های کوارتز- تورمالین همراه با کانه زایی و فاقد کانه زایی قطع شده اند. کانیهای اصلی کوارتز دیوریت شامل هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و به مقدار کمتر پیروکسن است. کانیهای اصلی لوکوگرانیت های منطقه شامل میکروکلین، ارتوکلاز، کوارتز، آلبیت و به مقدار خیلی کم، بیوتیت و مسکوویت است. کانیهای فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن، اپیدوت، آلانیت، تورمالین و اپاک می باشد. حضور کانیهای آب دار نظیر بیوتیت و آمفیبول اولیه در سنگ مشخص می کند ماگمای اولیه بیش از 3 درصد وزنی آب دارد. حضور آندالوزیت و گارنت در برخی از کوارتز دیوریت های منطقه مربوط به آلاش ماگمای کالکوالکالن با پوسته، در حین صعود است. بافت های غالب اولیه در سنگها، گرانولار، گرانوفیر و پوئی کلیتیک می باشد. بافت های ثانویه، پرتیت، سرسیتیزاسیون، کلریتیزاسیون و کائولینیتیزاسیون هستند. فعالیت های گرمایی جدیدتر و استرین های تکتونیک را می توان عامل ایجاد پرتیت در لوکوگرانیت ها دانست. K لازم برای سرسیتیزاسیون فلدسپارها علاوه بر خود کانی از کلریتی شدن بیوتیت حاصل شده است. تبدیل بیوتیت به مسکوویت، نشان دهنده عملکرد سیالات غنی از K^+ در مراحل بعدی است. با استفاده از آنالیزهای انجام شده بر روی سنگهای منطقه، مشخص گردید که توده نفوذی از نوع کالک آلکالن، متآلومینه تا پرآلومینه و K متوسط تا بالاست. بررسی عناصر اصلی در نمودارهای هارکر مشخص کرد که با افزایش SiO_2 مقدار اکسیدهای FeO, MnO, CaO و Al_2O_3 کاهش و Na_2O و K_2O افزایش یافته است که حاکی از نقش مهم تبلور تفریقی ماگما در تشکیل سنگهای گرانیتوئیدی نظام آباد است.

مقدمه

آستانه- گوشه توسط رادفر (1366) مورد مطالعه قرار گرفته است. برتیر و همکاران (1992) معتقدند که توده نفوذی نظام آباد- مالیر باعث افزایش درجه دگرگونی تا حد رخساره شست سبز گشته است. مسعودی (1997) در رساله دکتری، دگرگونی مجاورتی و پگماتیت های کمپلکس بروجرد را بررسی کرده است. فرهادیان (1370) و شمعیان اصفهانی (1373) کانه زایی تنگستن را در منطقه مطالعه کرده و شلیت را کانه اصلی تنگستن معرفی کردند. عزیزپورمغوان (1378) روند REE شلیت های بامسر را با روش و نظام آباد مشابه دانسته است. قادری (1380) الگوی عناصر نادر خاکی نظام آباد، روش و بامسر را مقایسه کرده و معتقد به تفاوت ژنتیک

منطقه مورد مطالعه در طول شرقی $49^{\circ} 13' 1/8''$ تا $22''$ و عرض شمالی $33^{\circ} 39' 15/3''$ تا $33^{\circ} 43' 43''$ واقع شده است. کانسار تنگستن نظام آباد در 46 کیلومتری جنوب غرب شهرستان شازند واقع است. توربر (1955) و باربن و هوپنر (1969) منطقه نظام آباد، بامسر و روش را مورد بررسی قرار داده و توده نفوذی منطقه را کوارتز دیوریت معرفی کردند که به سن ژوراسیک بوده و کانی سازی به صورت رگه ای را در منطقه شناسایی کردند. اولین مطالعات سیستماتیک بر روی کمپلکس بروجرد توسط برتیر و همکاران (1974) انجام گرفت. پترولوژی سنگهای گرانیتوئیدی چهارگوش ناحیه

کانسار نظام‌آباد و روش با اثرهای معدنی بامسر است. تفاوت تشکیل این دو تیپ کانسار از نظر محیطهای اکسیدان و احیا می‌باشد. قادری (1383) تفاوت در الگوی REE_N شللیت‌ها را ناشی از فرایندهای کنترل کننده REE می‌داند. در بامسر کنترل REE در اثر فرآیند جذب سطحی و در نظام‌آباد و روش عامل کنترل کننده اختلاط کمپلکس‌ها است. بررسی پترولوژی کمپلکس بروجرد در منابع دیگر پرداخته شده و ترکیب غالب آن گرانودیوریت معرفی شده است [10، 11، 12]. مسعودی و همکاران (2002) با توجه به داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr سنگهای جنوب‌غرب اراک را در سه گروه سنی قرار داده‌اند. اسماعیلی و همکاران (1386) نوع تورمالین‌های نظام‌آباد را شورلیت - دراویت تعیین نمودند. در این مقاله سعی بر آن است که سنگ‌شناسی، بافت، دگرسانی و ژئوشیمی توده نظام‌آباد مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

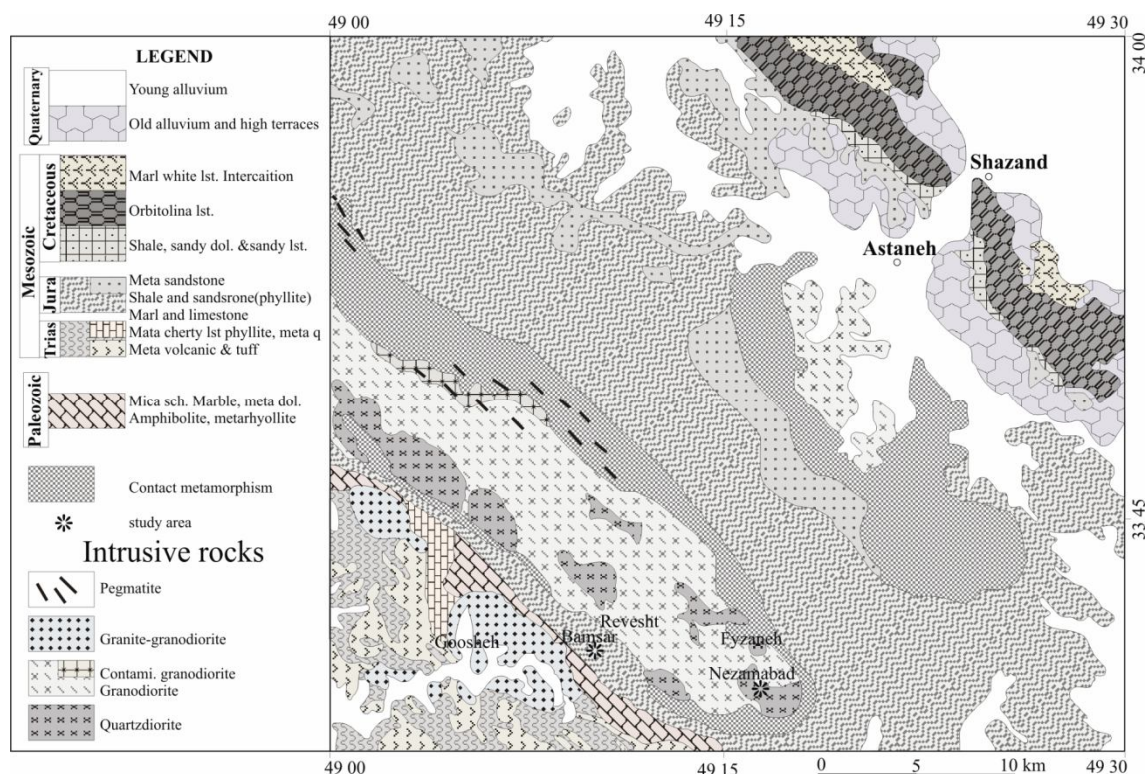
روش مطالعه

پس از انجام مطالعات مقدماتی، طی سه بازدید که از منطقه صورت گرفت در حدود 90 نمونه از لیتولوژی‌های مختلف (کوارتز دیوریت، دایک‌های آپلیتی و انواع رگه‌های کوارتز-تورمالین) جمع‌آوری شد و مقاطع نازک آنها جهت مطالعات پتروگرافی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور مطالعات پتروژنتیکی ماگما، از آنالیزهای انجام شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور مربوط به طرح اکتشافی تنگستن استفاده شد و با استفاده از نرم افزارهای NEWPET و Minpet نمودارهای مربوطه رسم شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و در نهایت جمع‌بندی گردید.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد است که در زون سنندج - سیرجان قرار دارد (شکل 1). این زون توسط سنگهای دگرگونی و کمپلکس دگرشکل شده و سنگهای ولکانیکی مزوزوئیک گسترده همراه است [15، 16]. قدیمی‌ترین سنگهای منطقه بین المیر و تواندشت رخمون داشته و بیشتر از متاریولیت و متامفیبول همراه با دولومیت‌های مرمری‌شده تشکیل شده‌اند که توسط واحد آتشفشانی پرموتریاس به صورت هم‌شیب و پیوسته پوشیده شده‌اند [2].

واحد‌های تریاس در جنوب‌غرب منطقه با سه رخساره قابل تشخیص‌اند: 1- متاولکانیک‌ها و متاتوف‌ها 2- رخساره آتشفشانی - رسوبی 3- مرمر [4]. بالاترین بخش از سنگهای دگرگونی را شیست‌های پلیتی با درون لایه‌هایی از ماسه‌سنگ گریوکی دگرگون شده تشکیل می‌دهند که سن پرمین تا ژوراسیک داشته و در اطراف شهرستان شازند به طور ناپیوسته و پیش‌رونده با نهشته‌های کرتاسه پوشیده شده‌اند. و در اثر دگرگونی ناحیه‌ای تا حد رخساره شیست‌سبز دگرسان شده‌اند. در جنوب‌غرب اراک سه گروه مختلف سنگهای گرانیتوئیدی وجود دارد: الف) نفوذی‌های آستانه اراک که شامل گرانیت، بیوتیت‌گرانیت و گرانودیوریت است و توسط رگه‌های فراوان کوارتز و آپلیت قطع شده است. ب) نفوذی‌های تواندشت - گوشه که به صورت رخنمونهای کوچک و مجزا وجود دارند. پ) کمپلکس بروجرد که از نفوذیهای گرانیتی با گستره وسیعی از محصولات ماگمایی تشکیل شده است [13]. در اثر نفوذ کمپلکس بروجرد علاوه بر ایجاد دگرگونی، درجه دگرگونی تا حد رخساره آمفیبولیت زیرین افزایش یافته است [3]. در بخش جنوبی توده، دگرگونی مجاورتی به دلیل گسله بودن، ناقص است یا دیده نمی‌شود و نوار باریکی از شیست‌های کوردیریت‌دار که به اسلیت و زون‌های کلریت و بیوتیت ختم می‌شود وجود دارد ولی در بخش شمالی توده، پگماتیت‌ها و هورنفلس‌ها در زون سیلیمانیت پتاسیم فلدسپات دیده می‌شوند [10]. سنگهای ولکانیکی مزوزوئیک گسترده همراه است [15، 16]. قدیمی‌ترین سنگهای منطقه بین المیر و تواندشت رخمون داشته و بیشتر از متاریولیت و متامفیبول همراه با دولومیت‌های مرمری‌شده تشکیل شده‌اند که توسط واحد آتشفشانی پرموتریاس به صورت هم‌شیب و پیوسته پوشیده شده‌اند [2].



شکل 1. نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه، جنوب غرب اراک (اقتباس از [23]).

بحث

پetroگرافی

کوارتز دیوریت

بخش عمده سنگهای گرانیتوئیدی منطقه نظام‌آباد کوارتز دیوریتی بوده و به ندرت گرانودیوریت در منطقه برون‌زد دارد. توده نفوذی توسط دایک‌های آپلیتی (که در مقاطع میکروسکپی لویکوگرانیت تشخیص داده شدند)، رگه‌های پگماتیستی و انواع رگه‌های کوارتز-تورمالین قطع شده‌اند.

توده کوارتز دیوریتی منطقه شامل کانیهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، بیوتیت و کوارتز است. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار همراه با ماکل تکراری و کارلسباد می‌باشند. با توجه به زاویه خاموشی پلاژیوکلازها، ترکیب آنها در حد الیگوکلاز-آندزین تشخیص داده شد (شکل 2-الف). در واقع می‌توان گفت پلاژیوکلازها اولین کانیهای فلسیک متبلور شده از این سنگ می‌باشند و اکثر فنوکریست‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانی اغلب به سرسیت و کانیهای رسی دگرسان شده‌است. با توجه به مطالعات وال و همکاران

(1987) سرسیتی‌شدن در پلاژیوکلاز سازگار با تبلور اولیه یک هسته آنورتیتی است که در هنگام سرد شدن ناپایدار شده و نهایتاً به‌طور هیدروترمالی به سرسیت و کلسیت دگرسان می‌شوند. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز بوده و اکثراً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با پلی‌کروئیسیم ضعیف سبز هستند و به طرز جالبی ماکل‌های تکراری، کارلسباد و کمربندی نشان می‌دهند (شکل 2 ب). گرانیتوئیدهای منطقه با توجه به مقدار آمفیبول به دونوع کم‌آمفیبول و آمفیبول‌زیاد قابل تقسیم می‌باشند. حضور آمفیبول نشان می‌دهد ماگمای گرانیتوئیدی بیش از 3 درصد وزنی آب داشته که باعث اشباع شدن آب در طول تبلور اولیه شده است. بیوتیت به صورت نیمه‌شکل‌دار با پلی‌کروئیسیم قهوه‌ای قوی دیده می‌شود (شکل 2 پ). اکثر بیوتیت‌ها در امتداد کلیواژ خود به کلریت (پنین) دگرسان شده‌اند. کلریت‌ها دارای رنگ اینترفرانس غیر عادی آبی نفتی و قهوه‌ای بوده و حتی در مواردی نزدیک به ایزوتروپ دیده می‌شوند (شکل 2 ت). همچنین در امتداد کلیواژهای بیوتیت، مسکوویت به صورت دوکی‌شکل تشکیل شده‌است که تأثیر سیالات

که به دلیل وجود این کانپها رنگی متمایل به قهوه‌ای و سبز دارند. در حالی که رگه‌های فاقد کانه‌زایی بسیار متراکم‌تر بوده و حالت فوق در آنها مشاهده نمی‌شود. تورمالین با پلی‌کروئیسیم معکوس قهوه‌ای (شورلیت) و آبی (دراویت) می‌باشد که غالباً به صورت متراکم هستند و گاهی بلورهای شکل‌دار آن در داخل کوارتز قرار گرفته‌است این مطلب مؤید این است که تورمالین زودتر از کوارتز تشکیل شده‌است (شکل 2 ح). نوع میکا در این رگه‌ها بیوتیت است که در امتداد کلیواژها کلریتی شده‌اند.

بافت

به طور کلی بافت‌های موجود در سنگهای منطقه در دو گروه بافت‌های اولیه و بافت‌های ثانویه قابل بررسی هستند. در ادامه به تفصیل این بافتها بررسی خواهند شد. بافت‌های اولیه مشاهده شده شامل بافت گرانولار، گرانوفیر، پورفیروئید و پوئی‌کلیتیک است. بافت گرانولار مربوط به تبلور ماگما در شرایطی است که ماگما به آرامی سرد شده و بلورهای ماگما کم و بیش هم اندازه در کنار هم قرار گرفته‌اند (شکل 3 الف). بافت پورفیروئید حاصل از اندازه متفاوت کانپها ناشی از تفاوت در عمق تبلور است (شکل 3 ب).

بافت پوئی‌کلیتیک بیشتر در توده کوارتز دیوریتی و کمتر در لوکوگرانیت‌های منطقه یافت می‌شود که با استفاده از این بافت می‌توان ترتیب تبلور را مشخص نمود. براین اساس ترتیب تبلور در کوارتز دیوریت به این قرار است: پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، فلدسپات و کوارتز. در لوکوگرانیت اولین کانپهای متبلور شده پلاژیوکلاز سدیک است و پس از آن به ترتیب میکروکلین، اورتوکلاز، و کوارتز تشکیل شده‌اند (شکل 3 پ).

بافت گرانوفیر تنها در لوکوگرانیت‌های منطقه مشاهده می‌شود که کوارتز به صورت هم‌رشدی در داخل فلدسپات آلکالن حضور دارد (شکل 3 ت). در واقع این بافت مربوط به تبلور همزمان کوارتز و فلدسپات آلکالن است. در مورد تشکیل بافت گرانوفیر نظرات مختلفی وجود دارد. گرانیتهایی که در نزدیکی سطح زمین جایگزین می‌شوند و گاهی با ولکانیسم بازالتی همراهند، تبلور آنها سریعتر و در فشار پایین‌تر صورت می‌گیرد، بنابراین در فلدسپات آلکالن آنها نوعی محلول جامد پدید می‌آید و در نتیجه کوارتز و فلدسپات تقریباً همزمان

پتایسم‌دار را در مراحل بعدی تشکیل نشان می‌دهد (شکل 2 ث). در برخی موارد بیوتیت به طور کامل به کلریت دگرسان شده و تنها بازمانده‌هایی از آن در مرکز کلریت مشاهده می‌شود، در این حالت آزادشدگی اسفن و هماتیت در امتداد کلیواژها صورت گرفته‌است.

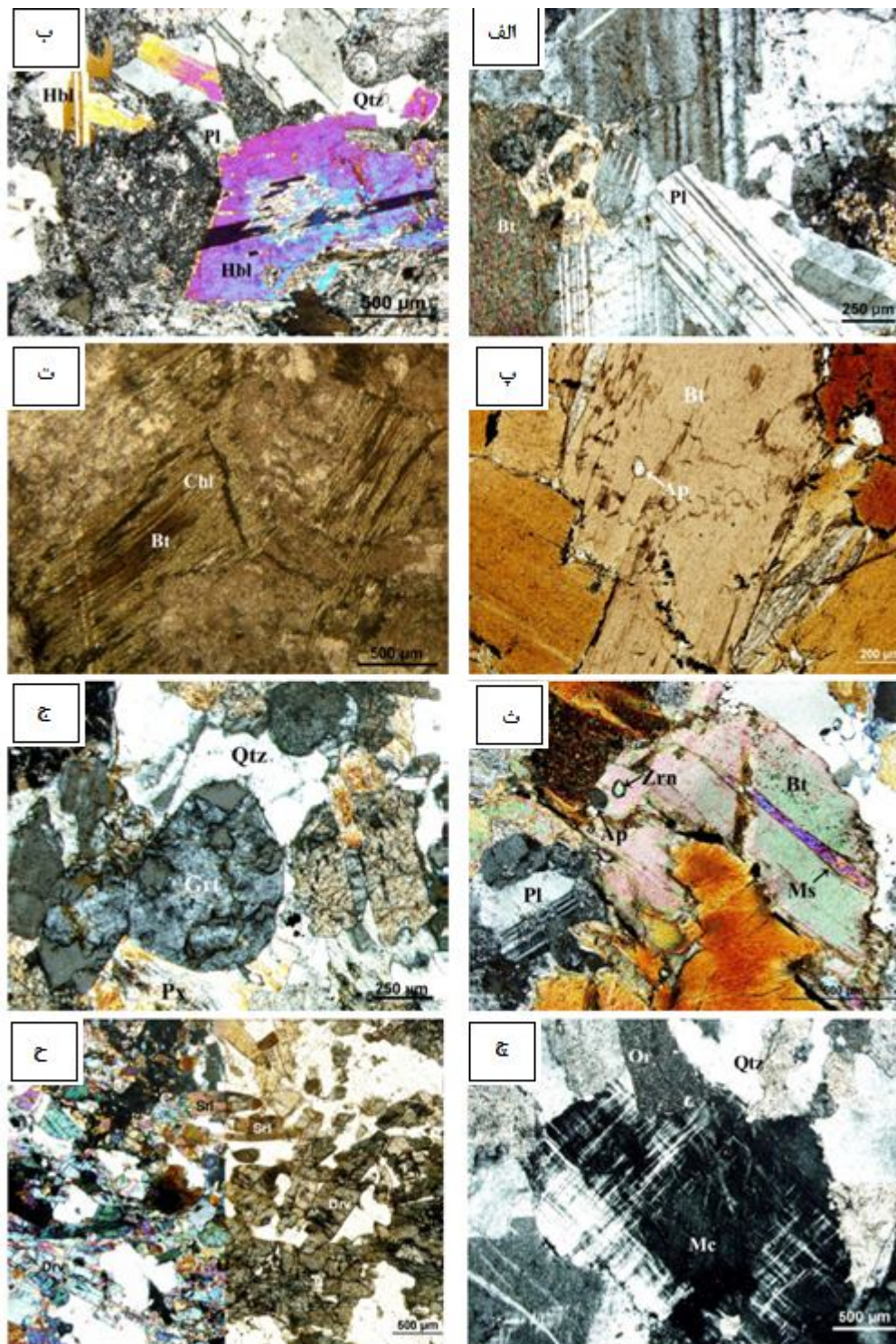
کوارتز سنگ کمتر از 5٪ است که به صورت بین شکافی (interstitial) و همراه با خاموش موجی می‌باشد. وجود خاموشی موجی در کوارتز و ماکل تکتونیک (کینگ باند) در بیوتیت تأثیر فازهای تکتونیک را بعد از نفوذ توده نشان می‌دهد. کانپهای فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، اپیدوت، اسفن، آلانیت و اپاک است. حضور زیرکن تتراکونال بی‌پیرامیدال تبلور مستقیم از ماگما را نشان می‌دهد در صورتی که اگر زیرکن گرد شده باشد حاصل آرایش ماگمایی است. در برخی از کوارتز دیوریت‌های منطقه بلورهای درشت آندالوزیت و گارنت نیز حضور دارند (شکل 2 ج). آندالوزیت‌ها به شدت به سرسیت دگرسان شده و در داخل آن اذخال‌هایی از کانی‌های پیروکسن، هورنبلند سبز و بیوتیت وجود دارد. حاشیه در حال تحلیل پیروکسن‌های موجود در آندالوزیت حاکی از آن است که در طول صعود ماگما و آرایش از بین‌رفته و آندالوزیت به وجود آمده‌است.

لوکوگرانیت

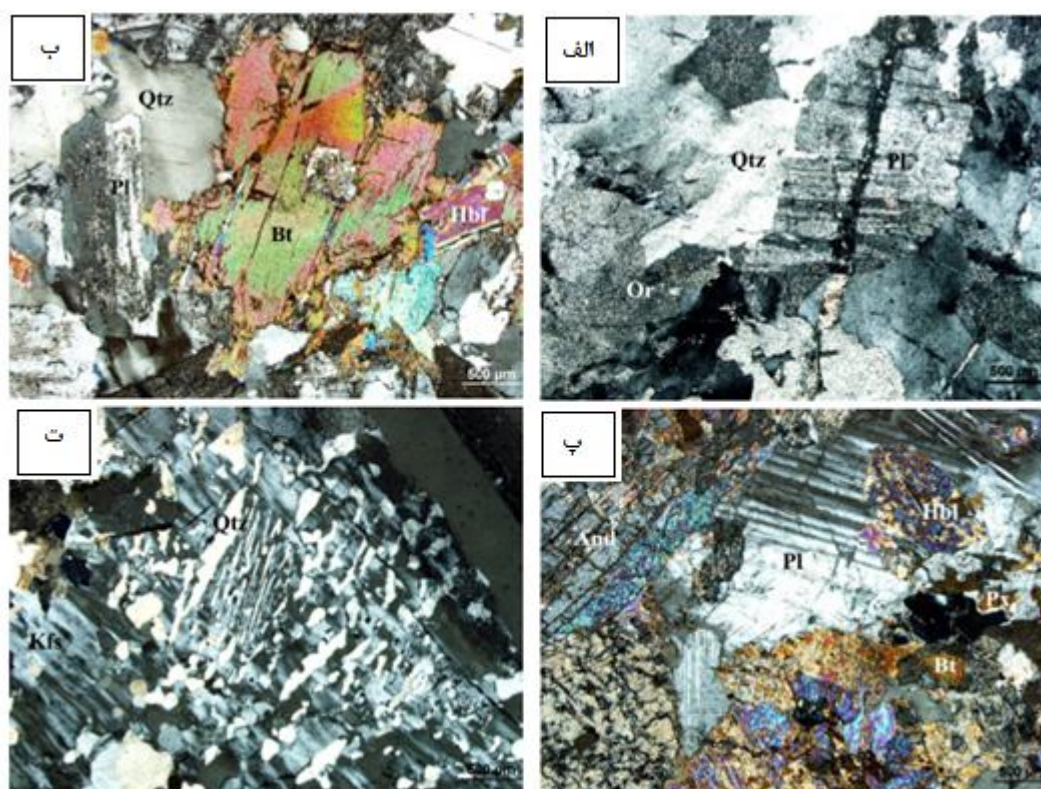
گروه دیگری از سنگهای منطقه دایک‌های آپلیتی هستند که در مطالعات بیشتر لوکوگرانیت آلکالن تشخیص داده شده‌اند و عمدتاً شامل میکروکلین، اورتوز، کوارتز و به مقدار کمتر بیوتیت و مسکویت هستند. میکروکلین و اورتوز به سرسیت و کائولینیت دگرسان شده‌اند (شکل 2 چ). بیوتیت در این سنگها بسیار ناچیز (کمتر از 5٪) بوده و معمولاً به کلریت دگرسان شده‌اند. مسکویت‌های موجود در این سنگها گاهی به نظر می‌رسد که به صورت پزدومورف به طور کامل جانشین بیوتیت شده‌اند. بافت غالب در این سنگها گرانولار و گرانوفیر است. سایر سنگهای منطقه شامل رگه‌های کوارتز- تورمالین، رگه‌های تورمالینی، رگه‌های کوارتز- تورمالین- میکا و رگه‌های کوارتز- فلدسپاتی می‌شوند. رگه‌های کوارتز- تورمالین از نظر اهمیت اقتصادی به دو دسته همراه با کانه‌زایی و فاقد کانه‌زایی قابل تقسیم هستند. رگه‌های دارای کانه‌زایی همراه با آزوریت، مالاکیت و اکسیدهای آهن هستند

نمی‌یابند بلکه رشد همزمان کوارتز و فلدسپات آکالن باعث پیدایش گرانوفیر می‌شود [18، 19].

متبلور می‌شوند و بافت گرانوفیری ایجاد می‌شود. در مواردی که در هنگام تشکیل گرانیت‌ها مواد فرار خارج می‌شوند (در امتداد شکستگیها) بلورها جداگانه و مستقل گسترش



شکل 2. تصاویر میکروسکوپی از توده نفوذی منطقه. (الف) کانی پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیتیک و ماکل کالسباد که در حال تبدیل به سرسیت است (XPL). (ب) کانی آمفیبول با ماکل تکراری و کمربندی به همراه پلاژیوکلاز (XPL). (پ) کانی بیوتیت با پلی‌کروئیسیم قهوه‌ای شدید همراه با اداخل آپاتیت و زیرکن (PPL). (ت) بیوتیت به شدت دگرسان‌شده به کلریت، بقایای بیوتیت در مرکز کلریت قابل مشاهده است (PPL). (ث) تشکیل کانی مسکویت به صورت دوکی شکل به موازات رخ بیوتیت (XPL). (ج) میکروکلین با ماکل مشبک به همراه اورتوکلاز کائولینیتی شده (XPL). (ح) شورلیت و دراویت در رگه کوارتز - تورمالین



شکل 3. تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های اولیه. (الف) بافت گرانولار در لوکوگرانیت (XPL). (ب) بافت پورفیروئید (XPL). (پ) بافت پوبی‌کیلپتیک در کوارتز دیوریت (XPL). (ت) بافت گرانوفیر حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپات آلکالن (XPL).

بافت‌های ثانویه

بافت پرتیت: این بافت از جمله بافت‌هایی است که در طول سرد شدن یا دگرگونی بعدی حاصل می‌شود و در ترکیب سنگ تغییر ایجاد نمی‌کند. این بافت به‌وفور در لوکوگرانیت‌های منطقه دیده شده‌است (شکل 4 الف). سرد شدن آرام و آهسته باعث می‌شود دو فاز که با هم رشد کرده‌اند از یکدیگر جدا شوند. اختلاط ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم در فلدسپات آلکالن نسبتاً ساده است و از این رو وقوع پدیده هم‌رشدی پرتیت بسیار معمول است. تفکیک Na و K نسب به تحرک Al و Si در هم‌رشدی‌ها بیشتر قابل مشاهده است. بر اثر این عمل عناصر Na و K مجدداً متحرک و از هم جدا می‌شوند ولی عناصر Al و Si که پیوند قوی برقرار می‌کنند این گونه نیستند [20]. بنابراین فازهای در هم رشد کرده و یکنواخت می‌توانند به راحتی از هم جدا شوند. پارسنز و براون (1984) پرتیت‌های درشت را به فعالیت‌های گرمایی در دمای کمتر از 400°C نسبت داده‌اند

بافت‌های ثانویه همراه با تغییر در ترکیب

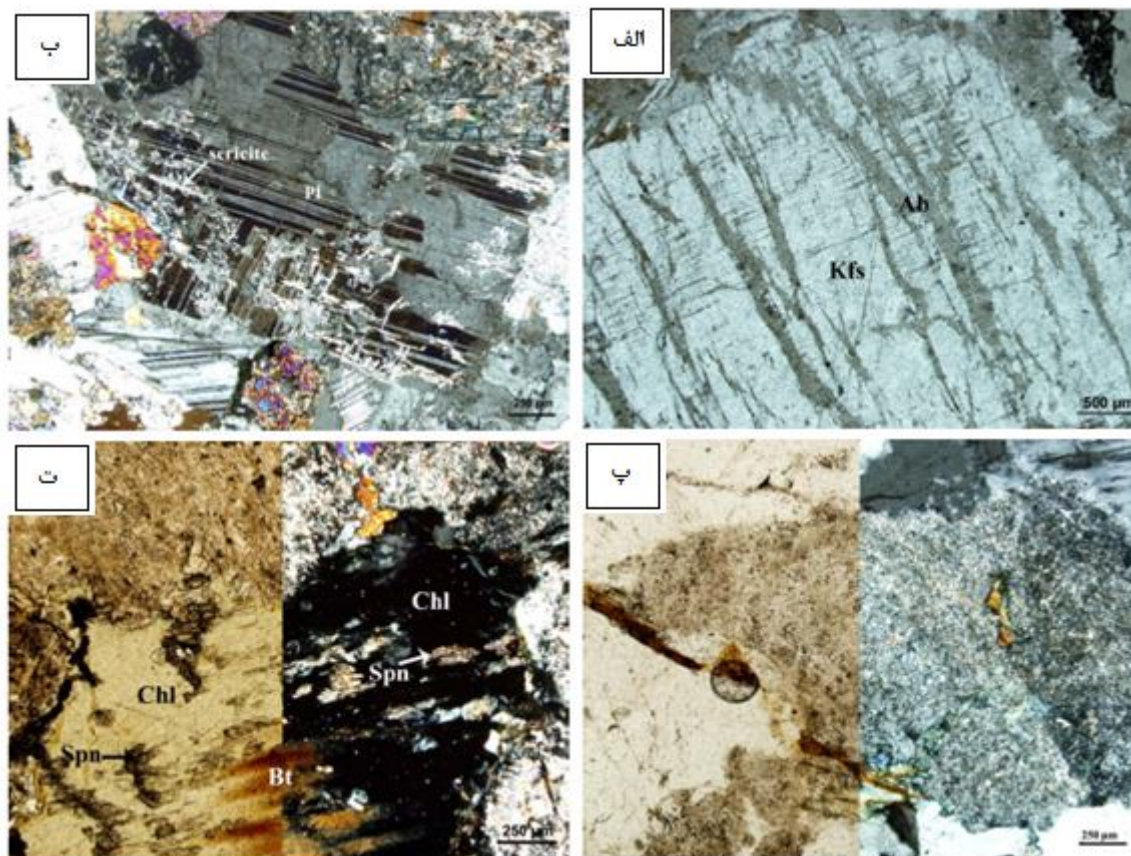
کلریتزاسیون، سرسیتیزاسیون و کائولینیتی شدن از جمله دگرسانی‌های به‌وجود آورنده این بافت هستند که حضور آب را در شرایط رخساره شست سبز و پایین‌تر از آن منعکس می‌کند.

سرسیتی‌شدن: همان‌طور که گفته شد بخش اعظم میکروکلین، ارتوز در لویکوگرانیت و پلاژیوکلاز آلکالن در

می‌دهد. این دگرسانی در هنگام سرد شدن یا دگرگونی بعدی و یا حوادث هیدروترمالی رخ می‌دهد (شکل 4- پ).
 کلریتی شدن: اکثر بیوتیت‌های موجود در سنگهای منطقه به‌طور کامل و یا دست‌کم در سطوح ضعف خود کلریتی شده‌اند (شکل 4- ت) که این دگرسانی به راحتی در دمای متوسط تا پایین انجام می‌شود. اگلتون و بن فیلد واکنش زیر را برای کلریتیزاسیون در گرانیته پیشنهاد کرده‌اند [23].

$$1 \text{ بیوتیت} + 0/21 \text{ آنورتیت} + 1/46 \text{ آب} + 0/5 \text{ O}_2 + 1/46 \text{ H}^+ = 0/46 \text{ کلریت} + 0/11 \text{ تیتیانیت} + 0/1 \text{ اپیدوت} + 0/56 \text{ مسکویت} + 0/63 \text{ کوارتز} + 0/02 \text{ مانیتیت} + 1/46 \text{ K}^+$$

کوارتز دیوریت بدل به سرسیت شده‌اند (شکل 4- ب) که این دگرسانی نیازمند افزایش آب و K^+ است. یک منبع مهم K^+ کلریتی شدن بیوتیت است. سرعت سرسیتی شدن به سرعت انتشار بستگی دارد، به طوری که انجام واکنش به محلول‌های موجود و K^+ بستگی دارد و چون تحرک Al و Si کم است محصولات واکنش تنها در محل واکنش رشد می‌کنند.
 کائولینیتی شدن: این دگرسانی بیشتر در فلدسپات‌های آلکالن به خصوص ارتوز موجود در لویکوگرانیته‌ها مشاهده شد، اگرچه در پلاژیوکلازها نیز با شدت کمتری وجود دارد. کائولینیتی شدن به‌صورت بسیار ریزدانه بوده که به کانی‌ظاهری تیره



شکل 4. تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های ثانویه. (الف) بافت پرتیت حاصل ناآمیختگی میکروکلین و پلاژیوکلاز (آلبیت) (XPL). (ب) سرسیتی شدن پلاژیوکلاز از حاشیه در اثر ورود محلول‌های حاوی پتاسیم (XPL). (پ) کائولینیتی شدن در ارتوکلاز (سمت چپ تصویر در نور PPL و سمت راست در نور XPL). (ت) کلریتی شدن بیوتیت به همراه آزادشدگی اسفن (سمت چپ تصویر در نور PPL و سمت راست در نور XPL).

ژئوشیمی عناصر اصلی

به منظور بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی نظام‌آباد از آنالیزهای سنگ کل انجام شده توسط سازمان زمین‌شناسی (مهندس فرهادیان) که بر روی 37 نمونه انجام شده است استفاده گردید و با استفاده از نرم افزار minpet و NEWPET نمودارهای لازم رسم گردید.

نتایج آنالیز در جدول (1) ارائه شده است. بر این اساس میزان درصد SiO_2 از 52/08 تا 65/03 تغییر می‌کند. همان‌طور که در شکل 5 مشخص است، با افزایش میزان SiO_2 مقدار اکسیدهای CaO , MnO , MgO , FeO , Fe_2O_3 و Al_2O_3 کاهش یافته است که کاهش مقادیر Fe_2O_3 , FeO , MgO می‌تواند به خاطر تبلور کانیهای فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول) در مراحل اولیه تفریق باشد و کاهش CaO و Al_2O_3 با افزایش SiO_2 به خاطر تبلور پلاژیوکلازهای بازیک‌تر در مراحل اولیه و ورود این عناصر در ساختار آنهاست، حال آن‌که در مراحل نهایی تبلور میزان Na_2O و K_2O در مذاب بیشتر شده که در نهایت باعث تشکیل فلدسپات‌های اسیدی‌تر گشته است که در شکل روند افزایشی Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 مشخص است. البته پراکندگی زیاد K_2O در این نمونه‌ها احتمالاً مربوط به دگرسانی پتاسیک در مراحل بعدی (سرستیزاسیون و کائولینیتیزاسیون) است. وجود چنین

روندهایی در عناصر اصلی حاکی از تبلور تفریقی ماگما در طول تکامل خود می‌باشد (شکل 5 الف تا ح).

بر اساس نمودار طبقه‌بندی سنگهای گرانیتوئیدی میدل موسست (1985) ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی منطقه گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزمونزدیوریت و کوارتزدیوریت است (شکل 6).

شکل 7 نشان می‌دهد که سنگهای گرانیتوئیدی منطقه ساب‌آلکانل بوده و در نمودار AFM در میدان کالک‌آلکانل واقع شده‌اند (شکل 8). طبقه‌بندی این سنگها توسط شاخص اشباعیت آلومنیوم ASI مشخص می‌کند که بیشتر سنگهای منطقه مت‌آلومینه می‌باشند ($\text{ASI} < 1.1$). ماهیت پرآلومینه بودن برخی از این سنگها ممکن است به تفریق هورنبلند و یا به هتروژن بودن مقدار آب در پروتولیت و نیز حضور گارنت و آندالوزیت در برخی از گرانودیوریت‌های منطقه مربوط باشد. البته شواهد پتروگرافی همچون وجود آپاتیت، هورنبلند و زیرکن وجود یک منبع مت‌آلومینه را پیشنهاد می‌کند (شکل 9).

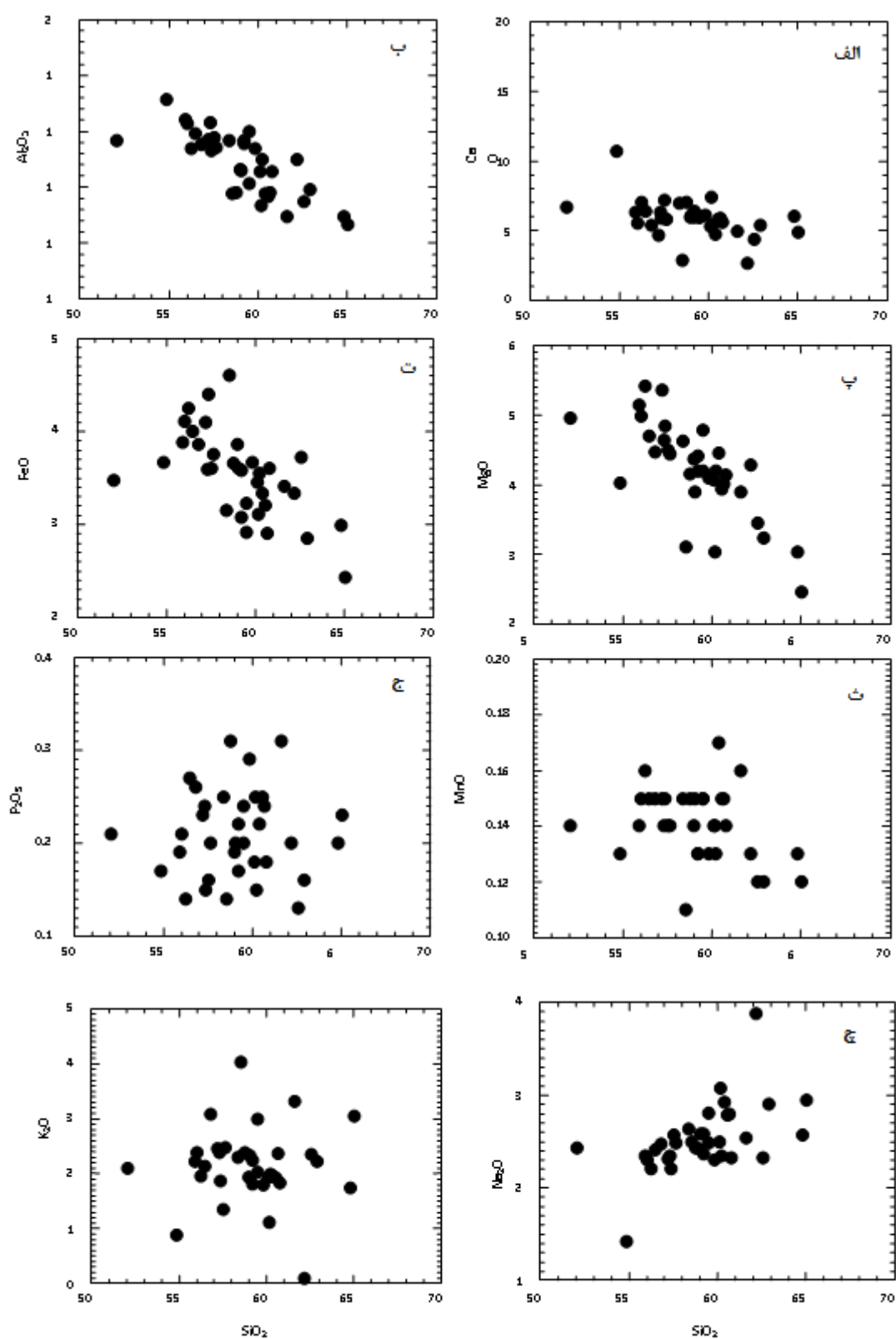
از نظر مقدار K غالباً در گروههای پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالای معادل درونی سنگهای آندزیت و داسیت ریولیت قرار می‌گیرند (شکل 10).

جدول 1. نتایج آنالیز XRF از توده نفوذی منطقه مورد مطالعه.

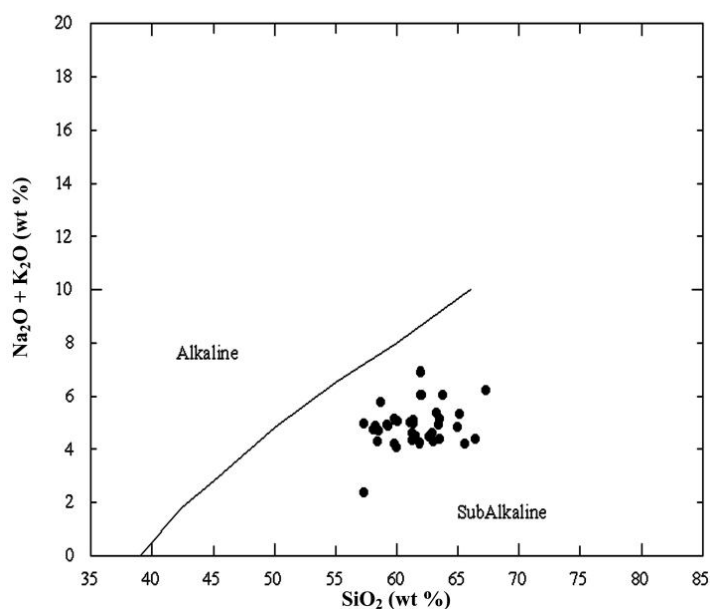
Sample	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Fe_2O_3^*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI
10a	57/65	0/77	15/4	3/75	3/95	7/08	0/14	4/44	5/79	2/48	2/47	0/2	2/25
11a	56/5	0/78	15/9	3/02	4	7/42	0/15	4/7	6/4	2/41	2/13	0/27	1/93
12a	56/3	0/85	15/51	3/21	3/86	7/45	0/15	4/46	5/35	2/47	3/09	0/26	2/3
13a	57/22	0/8	15/71	3/22	4/09	7/72	0/15	5/36	4/69	2/31	2/45	0/23	2/03
14a	56	0/75	16/26	3/1	1/4	7/61	0/15	4/93	5/56	2/3	2/38	0/21	2/58
15a	59/05	0/63	14/59	2/95	3/6	6/91	0/15	3/93	6/09	2/58	2/33	0/2	2/22
46	65/03	0/55	12/65	2/25	2/43	4/92	0/12	2/46	4/88	2/95	3/05	0/23	1/96
47	58/75	0/62	13/81	2/85	3/66	6/88	0/15	4/15	7/01	2/43	2/39	0/31	0/32
48	59/47	0/56	14/13	2/55	2/91	5/75	0/15	4/19	5/99	2/81	2/99	0/24	2/58

ادامه جدول 1.

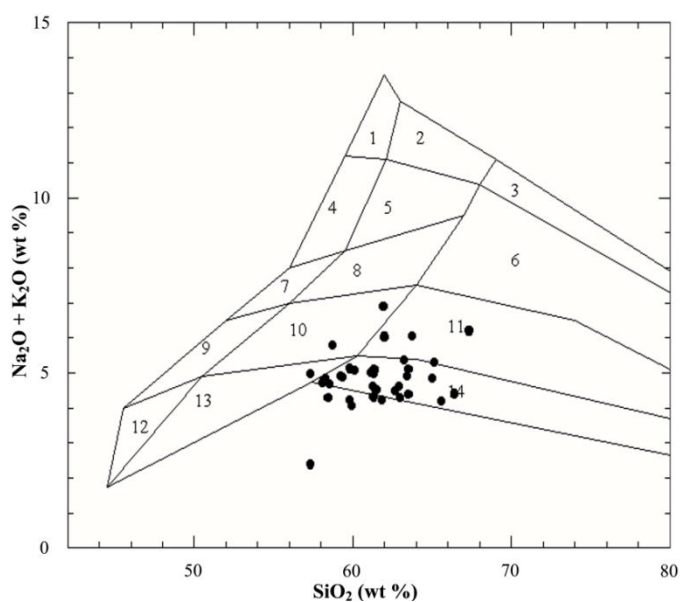
49	57/33	0/64	16/3	2/75	3/59	6/7	0/14	4/62	6/32	2/34	2/38	0/24	1/81
50	52/08	0/62	15/68	2/51	3/48	6/33	0/14	4/96	6/67	2/43	2/1	0/21	7/78
51	59/21	0/56	15/56	2/42	3/07	5/8	0/13	4/19	6/37	2/58	2/24	0/22	1/94
52	58/35	0/52	15/68	2/48	3/15	5/95	0/15	4/62	6/98	2/64	2/29	0/25	1/27
53	59/51	0/51	15/99	2/38	3/23	5/93	0/15	4/78	5/93	2/48	2/03	0/2	1/28
54	61/6	0/52	12/93	3/04	3/41	6/8	0/16	3/9	4/92	2/54	3/31	0/31	1/41
55	60/17	0/75	13/35	2/38	3/11	5/8	0/14	3/03	7/39	3/07	1/11	0/25	3/34
56	60/69	0/71	13/82	2/4	2/9	5/59	0/15	4/01	5/9	2/8	2/37	0/24	2/42
57	60/57	0/74	13/65	2/5	3/2	6/02	0/15	3/94	5/83	2/79	1/92	0/25	2/74
58	62/19	0/73	14/99	2/41	3/34	6/08	0/13	4/28	2/63	3/88	0/1	0/2	3/49
59	60/41	0/5	13/75	2/65	3/34	6/32	0/17	4/45	4/76	2/92	1/96	0/22	3/24
60	55/89	0/8	16/4	2/86	3/88	7/13	0/14	5/14	6/32	2/34	2/22	0/19	2/03
61	54/85	0/64	17/14	2/12	3/66	6/15	0/13	4/02	10/7	1/42	0/88	0/17	2/6
62	57/39	0/62	15/3	3/17	4/4	8/01	0/15	4/84	5/9	2/2	1/86	0/15	2/27
63	64/82	0/59	12/96	2/31	2/99	5/59	0/13	3/3	6/03	2/57	1/74	0/2	1/67
64	62/93	0/53	13/92	2/36	2/86	5/5	0/12	3/23	5/4	2/9	2/23	0/16	1/68
65	57/54	0/63	15/76	2/55	3/61	6/52	0/14	4/5	7/2	2/57	1/34	0/16	2/24
66	59/2	0/69	15/67	2/64	3/58	6/58	0/13	4/41	5/93	2/37	1/81	0/17	1/65
67	60/8	0/7	14/55	2/65	3/6	6/61	0/14	4/14	5/63	2/32	1/83	0/18	1/76
68	60/1	0/71	14/56	2/59	3/45	6/38	0/14	4/06	5/3	2/49	1/94	0/18	2/83
69	59	0/65	14/61	2/87	3/86	7/11	0/14	4/36	5/96	2/42	1/93	0/19	2/26
70	59/84	0/54	36/15	2/67	3/66	6/7	0/13	4/1	6/09	2/3	1/8	0/29	1/53
71	56/26	0/49	15/37	3/03	4/24	7/7	0/16	5/41	7/03	2/2	1/95	0/14	1/96
72	60/22	0/52	14/98	2/69	3/55	6/6	0/13	4/2	5/38	2/34	1/99	0/15	2/17
73	62/57	0/55	13/47	2/9	3/72	7	0/12	3/45	4/41	2/32	2/35	0/13	2/31
74	58/55	0/5	13/77	4/34	4/6	9/4	0/11	3/1	2/9	2/5	4/04	0/14	3/66



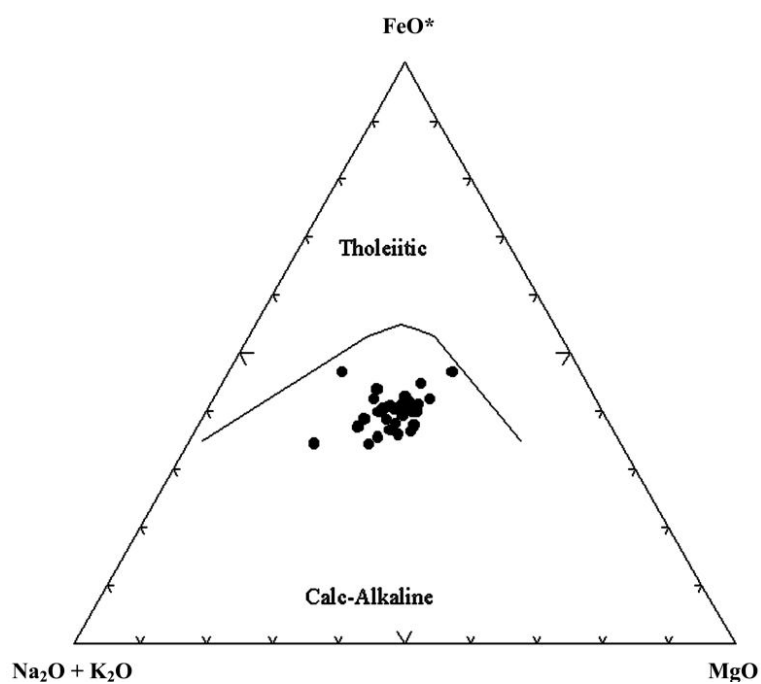
شکل 5. نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (نمودارهای هارکر).



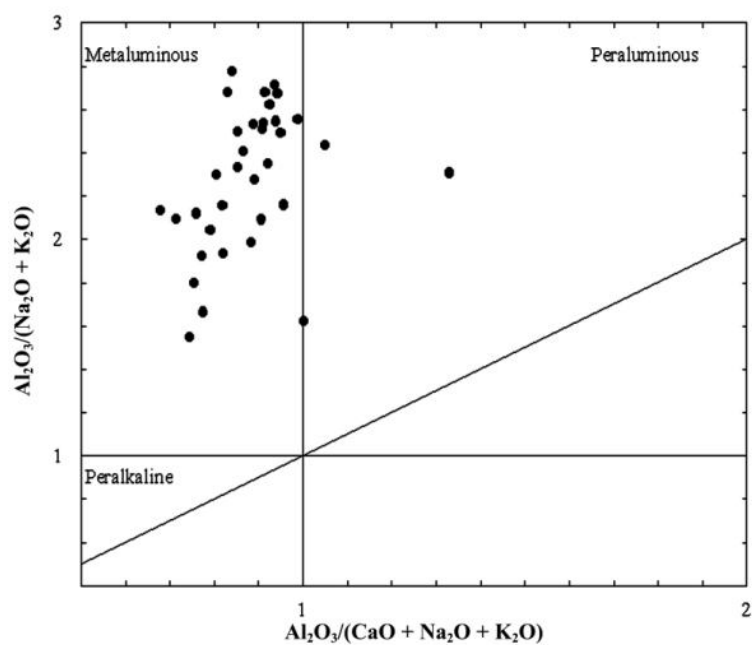
شکل 6. نمودار مجموع آلکالن - سیلیس برای سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه [21]. محدوده‌های شماره‌گذاری شده به ترتیب عبارتند از: 1- آلکالی‌فلدسپار سینیت، 2- آلکالی‌فلدسپار کوارتز سینیت، 3- آلکالی‌فلدسپار گرانیت، 4- سینیت، 5- کوارتز سینیت، 6- گرانیت، 7- مونزونیت، 8- کوارتز مونزونیت، 9- مونزودیوریت، 10- کوارتز مونزودیوریت، 11- گرانودیوریت، 12- دیوریت و گابرو، 13- کوارتز دیوریت، 14- تونالیت.



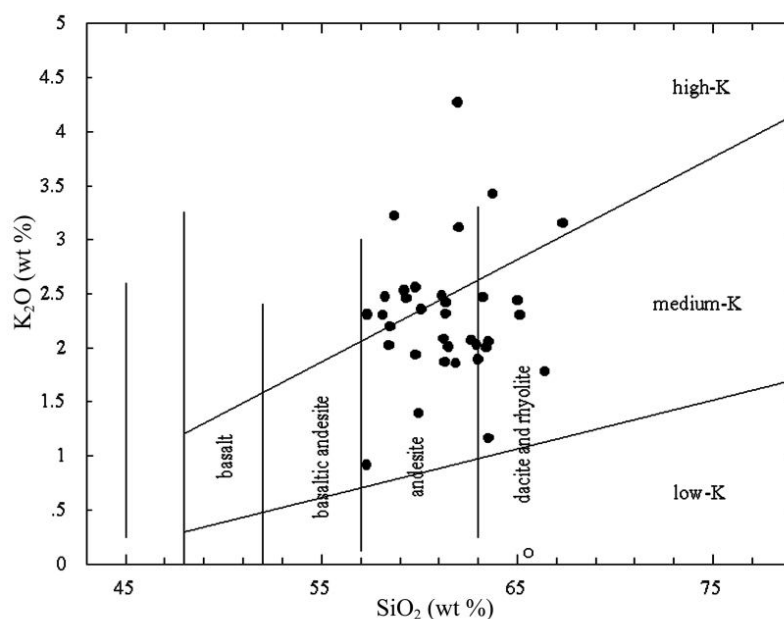
شکل 7. نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر SiO_2 ، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده ساب‌آلکالن قرار گرفته‌اند [25].



شکل 8. نمودار AFM، نمونه‌ها در میدان کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند.



شکل 9. نمودار A/NK درمقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متآلومین و پرآلکالن [27، 26، 28]. بیشتر نمونه‌ها متآلومین و تعداد معدودی پرآلومین هستند.



شکل 10. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 برای تعیین میزان پتاسیم ماگما، ماگما پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالاست.

نتیجه گیری

در بررسی‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی مشخص شد که بخش اعظم توده نفوذی منطقه کوارتز دیوریت است و به‌ندرت گرانودیوریت در منطقه برون‌زد دارد و دایک‌های آپلیتی منطقه لویکوگرانیت آلکالن می‌باشند. کانیهای اصلی در کوارتز دیوریت‌های منطقه پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و به مقدار کم پیروکسن است. در لویکوگرانیت‌ها کانیهای اصلی میکروکلین، اورتوکلاز، آل بیت و کوارتز هستند. کانیهای فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن، اپیدوت، آلانیت، تورمالین و اپاک است. حضور زیرکن‌های شکل‌دار تتراگونال بی‌پیرامیدال تبلور مستقیم از ماگما را نشان می‌دهد در حالی‌که اگر زیرکن گرد شده باشد مربوط به آرایش ماگما با پوسته است. بیوتیت و آمفیبول اولیه در سنگ دلیل بر آبدار بودن ماگمای اولیه است همچنین حضور کانیهای همچون آمفیبول، بیوتیت، مگنتیت و زیرکن منشا متاآلومینه تا پراآلومینه را پیشنهاد می‌کند.

حضور کانیهای غنی از آلومینیوم مثل آندالوزیت و گارنت در برخی از کوارتز دیوریت‌های منطقه مربوط به آرایش ماگمای کالکوالکالن با پوسته است. در داخل آندالوزیت بقایایی از کانی

پیروکسن حضور دارد که احتمالاً در حین صعود ماگما و اختلاط با ماگمای حاصل از پوسته یا آرایش پوسته از بین رفته و بدل به آندالوزیت شده و تنها بقایایی از آن در داخل آندالوزیت حضور دارد. البته علاوه بر پیروکسن آمفیبول و بیوتیت نیز در داخل آندالوزیت حضور دارند. وجود خاموشی موجی در کوارتز و حالت کینگ‌بند در بیوتیت‌ها تأثیر فازهای تکتونیکی را بعد از نفوذ توده نشان می‌دهد.

بافت اولیه در سنگهای گرانیتوئیدی منطقه شامل بافت گرانولار، گرانیتی، گرانوفیر و پوئی کیلیتیک است و بافت‌های ثانویه شامل پرتیت، سیمپلکتیت آمفیبول و پیروکسن، کلریتی شدن، سرسیتی شدن و کائولینیتی شدن است. فعالیتهای گرمایی جدیدتر و استرین‌های تکتونیکی را می‌توان عامل ایجاد پرتیت در لویکوگرانیت‌ها دانست. روند منظم مشاهده شده در نمودارهای هارکر حاکی از تبلور تفریقی مذاب در سطوح بالایی پوسته است. توده گرانودیوریتی مورد مطالعه از نوع کالک‌آلکالن پتاسیک است و از نظر درجه اشباعیت از آلومینیوم (ASI)، متاآلومین تا پراآلومین است.

سیاس‌گذاری

بدین‌وسیله از مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان که امکان انجام این پژوهش را فراهم آوردند و همچنین جناب آقای مهندس فرهادیان به خاطر در اختیار گذاشتن آنالیزهای منطقه کمال قدردانی و سپاس را داریم.

مراجع

- خاکی نادر در شئلیت های ذخایر تنگستن جنوب غرب آستانه اراک. بلور شناسی و کانی شناسی ایران، (1383) 1-13، 29-42.
- [10] احمدی خلجی ا. "بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، (1378).
- [11] احمدی خلجی ا.، ولی زاده م.و.، اسماعیلی د. "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران)". دانشکده علوم دانشگاه تهران، (1383) 1-14-33.
- [12] Ahmadi Khalaji A., Esmaily D., Valizadeh M.V., & Rahimpour-Bonanb H. "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Asian Earth Science, in press. (2006).
- [13] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A. "Rb-Sr Geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region south-west of Arak, Iran". J. sciences, Islamic Republic of Iran. 13(3) (2002) 249-254.
- [14] اسماعیلی د.، حق نظر م.، جهانگیری ح.، کوثری ع. "شیمی- کانی شناسی تورمالین در رگه های کوارتز- تورمالین ناحیه نظام‌آباد (جنوب غرب آستانه، استان مرکزی)". بلور شناسی و کانی شناسی 3 (1386) 311-332.
- [15] محجل و سهندی م.، "تکامل تکتونیکی پهنه سندانج- سیرجان در نیمه شمال باختری، معرفی زیر پهنه های جدید در آن". علوم زمین، سال هشتم، (1378) 31-32: 28-49.
- [16] Mohajjel M., Fergusson C.L., & Sahandi, M.K. "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan, western Iran". Asian Earth Science. 21 (2003) 397-412.
- [17] Wall V.L., Clemens J.D., and Clarke D.B. "Models for granitoid evolution and source composition, Geology". v. 6 (1987) 731-749.
- [18] Shelley D. "Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, texture, microstructures and mineral preferred-orientations". Chapman & Hal. (1993) 445.
- [19] Essaifi A., Capdevila R., & Lagard J.L. "metasomatic trondhjemites and tonalities, example in central Jebilet (Hercynian, Morocco)". African Earth Sciences. 39(3-5) (2004) 369-374.
- [20] Smith J.V., and Brown W.L. "feldspar minerals". 2nd edition (Vol.1) Springer-Berlin, Berlin. (1988) 828.
- [1] Berthier F., Billiault J.P., Halbronn B., & Morizot P., "Etude Stratigraphique, petrologique, de structural de la region de Khorramabad (Zagros, Iran)", These De 3e cycle, Grenoble. 1974.
- [2] رادفر ج. "بررسی زمین شناسی و پترولوژی سنگهای گرانیتوئیدی آستانه، گوشه (در محدوده ورقه 1:100000 شازند"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، (1366) 159 ص.
- [3] Berthier F., Billiault J.P., Halbronn B., Morizot P., "field works in the frams of Khorramabad quadrangle map". Geological survey of Iran (1992).
- [4] Masoudi, F. "contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran". Ph. D. thesis, the university of Leeds, UK (1997).
- [5] شمعیان اصفهانی غ.ج. "مطالعات ژئوشیمی، کانی شناسی و سیالات درگیر در معدن تنگستن نظام‌آباد، استان مرکزی- ایران". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، (1373) 213 ص.
- [6] فرهادیان م.ب. "بررسی ژئوشیمیایی و کانی شناسی تنگستن نظام‌آباد". پایان نامه کارشناسی ارشد. گروه مهندسی معدن، دانشگاه تهران، (1370) 170 ص.
- [7] عزیز پور مغوان م. "بررسی ژئوشیمیایی و کانی شناسی کانسار تنگستن بامسر و رگه ای روش و مقایسه آنها با کانسار تنگستن نظام‌آباد (شازند اراک)". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، (1378).
- [8] قادری م. 1380. "استفاده از عناصر نادر خاکی در تعیین شرایط تشکیل ذخایر تنگستن بامسر، روش و نظام‌آباد"، فشرده مقالات دهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گیلان، (1380) 99-103.
- [9] قادری م.، فردین دوست ز.، هرین ج. "مطالعه عناصر

- [25] Irvine T.N., & Baragar W.R.A. "a guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". Canadian earth science. 8(1971) 484-523.
- [26] Maniar P.D., & Piccoli P.M. "tectonic discrimination of granitoids". geology society American. 101(1989) 635-643.
- [27] Pitcher W.S. "the nature and origin of granite". Chapman & Hall. New York (1993).
- [28] Shand S.J. "eruptive rocks". D. Van Nostrand Company, New York (1927).
- [21] Martine R., Parsons L., and Parsons I. "Microtextural controls of weathering of perthitic alkali feldspars". geochemica et cosmochemica Acta. 59(21) (1995) 4456-4488.
- [22] Parsonst I., & Brown W.L. "feldspar and the thermal history of igneous rocks". NATO Advanced study instate series C. 137(1984) 317-371.
- [23] Eggleton R.A., & Benfield J.F. "The alteration of granitic biotite to chlorite". American mineralogy. 70(1985) 902-910.
- [24] Middlemost E.A.K. "magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology". Longman Groupuk. Uk. (1985).



زمین شناسی، کانی سازی، ژئوشیمی و مطالعات مغناطیس سنجی در کانی سازی آهن منطقه کلاته شاهین، استان خراسان رضوی

مریم جاویدی مقدم^۱، محمدرضا حیدریان شهری، محمدحسن کریم پور

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

دریافت مقاله: ۱۳۸۸/۱۱/۲۷، نسخه نهایی: ۱۳۸۹/۲/۱۸

چکیده:

کانی سازی آهن کلاته شاهین در ۱۰۷ کیلومتری جاده قوچان- نیشابور (استان خراسان رضوی) قرار دارد. توده های نیمه عمیق با ترکیب مونزونیت تا هورنبلند دیوریت پورفیری در آهک های کرتاسه نفوذ کرده اند. واحدهای رسوبی منطقه از قدیم به جدید شامل آهک های مربوط به کرتاسه زیرین و میکرو کنگلومرا تا ماسه سنگ های مربوط به ائوسن و پلیوسن- کواترن می باشد. کانی سازی در این منطقه طی دو مرحله هیپوژن و سوپرژن شکل گرفته است. در مرحله هیپوژن، پیریت، مگنتیت و اسپیکولاریت و در مرحله سوپرژن، گوتیت، لیمونیت و هماتیت تشکیل شده اند. بررسی شرایط دمایی و فوگاسیته اکسیژن، دمای تشکیل کانی های هیدروترمالی شرق منطقه را در محدوده کمتر از ۳۵۰°C معرفی می نماید. در غرب منطقه، میزان هماتیت و گوتیت بسیار کمتر و اغلب به صورت رگه و رگچه ای همراه با دولومیت هیدروترمالی می باشند. محلول های هیدروترمالی عامل کانی سازی در غرب منطقه نسبت به شرق با میزان سولفید کمتر، اکسیدان تر و دمای کمتر بوده اند. نتایج آنالیز ژئوشیمی به روش جذب اتمی برای عناصر Fe، Mn، Mg و Ca، نشان دهنده بیشترین میزان آهن (۳۰/۴ درصد) در محل ترانشه در شرق منطقه است. آهن و منگنز در محل ترانشه همبستگی مثبت نشان می دهند. همچنین رابطه ای بین میزان این عناصر و فاصله از توده ها وجود ندارد. بنابراین توده های نفوذی منطقه غیر بارور بوده و نقشی در کانی سازی ندارند. شدت کل میدان مغناطیسی در ۷۴۲ نقطه در دو شبکه ۲۰×۵ متر اندازه گیری شد. نقشه های شدت کل میدان مغناطیسی، انتقال به قطب و همچنین ادامه به سمت بالا با نرم افزار ER Mapper تهیه شد. بررسی نقشه های تهیه شده، وجود آنومالی های A، B، C، E، F، D₁ و D₂ را در منطقه نشان می دهد. با توجه به این که در فاصله تقریباً ۴۰ متری آنومالی های B و C، توده هورنبلند دیوریت پورفیری رخنمون دارد، این احتمال وجود دارد که منبع آنومالی ها مربوط به توده نفوذی باشد. از طرفی به دلیل وجود کانی سازی هماتیت در آهک های منطبق بر آنومالی های B و C این احتمال نیز وجود دارد که منبع این آنومالی ها مربوط به کانی سازی مگنتیت در عمق باشد. بنابراین در محل این دو آنومالی، حفاری اکتشافی پیشنهاد می شود.

واژه های کلیدی: کلاته شاهین، آهن هیدروترمال، رگه و رگچه، مگنتیت، هماتیت، گوتیت، مغناطیس سنجی.

مقدمه

منطقه کانی سازی آهن کلاته شاهین در ۱۰۷ کیلومتری جاده قوچان- نیشابور، استان خراسان رضوی، در گستره ای بین ۲۷°۳۰ تا ۲۷°۴۵ و ۵۸°۳۵ تا ۵۸°۳۶ طول جغرافیایی و ۳۶°۳۵ تا ۳۶°۳۴ عرض جغرافیایی واقع شده است. براساس تقسیم بندی نبوی [۱]، منطقه مورد مطالعه در بخش غربی زون بینالود قرار می گیرد که مرز جنوبی و شمال غربی آن به ترتیب

گسل میامی و گسل سمنان است [۱]. این زون بخش شرقی البرز به شمار می آید و با روند شمال غربی- جنوب شرقی میان صفحه توران و خرد قاره ایران مرکزی جای دارد. زون بینالود نتیجه برخورد صفحه توران و ایران مرکزی و بسته شدن دریای پالئوتتیس بوده است. این زون دست کم تحت تاثیر دو فاز کوهزایی قرار گرفته است. توده هایی با ترکیب

گرانودیوریت- کوارتز مونزونیت و فلدسپات گرانیت بعد از اولین فاز دگرگونی ناحیه‌ای و قبل از کنگلومرای تریاس فوقانی نفوذ کرده‌اند. این توده‌ها در مراحل اولیه برخورد قاره‌ای تشکیل شده و بر اساس ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی از بخش تحتانی پوسته قاره‌ای منشأ گرفته‌اند [۲].

زون بینالود که نبوی [۱] آن را زون تدریجی بین ایران مرکزی و البرز معرفی نموده دارای ویژگیهای زمین‌شناسی خاصی است که رخساره‌های آن قبل از دوران مزوزوئیک کاملاً شبیه به ایران مرکزی است. اما رخساره‌های مزوزوئیک و تا حدودی سنوزوئیک آن به رخساره‌های البرز شباهت دارند. واحدهای رسوبی منطقه از قدیم به جدید شامل سنگ‌آهکهای کرتاسه زیرین، آهکهای ماسه‌ای با میان لایه‌های ماسه و کنگلومرا مربوط به کرتاسه فوقانی بوده و میکروکنگلومرا تا ماسه سنگهای مربوط به ائوسن و پلیوسن - کواترن می‌باشد.

تاکنون مطالعات جامعی در مورد زمین‌شناسی و نوع کانی‌سازی منطقه صورت نگرفته است. اطلاعات در مورد ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان تنها در غالب نقشه زمین‌شناسی آن [۳] و گزارش اکتشافات چکشی [۴] تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور موجود است. همچنین برداشتهای ژئوالکتریکی به روش اشلوم‌برزر و برداشتهای ژئوشیمیایی به منظور تعیین درصد آهن و عناصر مزاحم در طرح اکتشاف مقدماتی منطقه کلاته شاهین آمده است.

هدف از این کار پژوهشی، تهیه نقشه دقیق زمین‌شناسی، کانی‌سازی منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰، انجام مطالعات دقیق زمین‌شناسی، پتروگرافی، ژئوشیمی، کانی‌سازی، تعیین سنگ منشأ و شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسار و همچنین مغناطیس‌سنجی برای ردیابی کانی‌سازی و اکتشاف ذخایر پنهان که در سطح رخنمون کانی‌سازی ندارند، می‌باشد. تحلیل داده‌های ژئوفیزیکی بر اساس اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی واحدهای زمین‌شناسی و اطلاعات کانی‌سازی انجام شده است.

روش مطالعه

این مقاله بیشتر به بررسی زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و مطالعات مغناطیس‌سنجی در این منطقه می‌پردازد. بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده در این ناحیه شامل مراحل زیر است:

الف) تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و کانی‌سازی به مقیاس ۱:۲۰۰۰ (ب) برداشت نمونه‌های سنگی (۶۰ نمونه) به‌منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی، (پ) بررسی سنگ‌شناختی، دگرسانی و کانی‌سازی در مقاطع نازک و مقاطع نازک صیقلی و بلوک صیقلی، (ت) برداشت ۱۱ نمونه خرده‌سنگی به‌منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی از کانسنگ و سنگ میزبان کربناته و آنالیز آنها به روش AAS برای ۴ عنصر Fe, Mg, Ca و Mn در دانشگاه فردوسی مشهد، (ث) انجام مغناطیس‌سنجی زمینی در ۵۵۳ نقطه بر روی شرق منطقه و ۱۸۹ نقطه در غرب منطقه بر اساس شواهد کانی‌سازی (ج) اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی بر روی رخنمونهای سنگی موجود در ایستگاههای مغناطیس‌سنجی، (چ) تهیه نقشه‌های ژئوفیزیکی با استفاده از اطلاعات موجود در نرم افزار ER Mapper و تفسیر نتایج.

زمین شناسی

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی ناحیه‌ای در گوشه جنوب شرقی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان قرار گرفته است. واحدهای رسوبی منطقه شامل آهکهای مربوط به کرتاسه-زیرین، ماسه سنگ و میکروکنگلومرای مربوط به پلیوسن-کواترن می‌باشد.

سنگ میزبان کانی‌زایی واحدهای کربناته‌ای است که تحت تأثیر نفوذ محلولهای هیدروترمال قرار گرفته و به شکل رخنمونهای بزرگ در مشاهدات صحرایی قابل تشخیص است. این واحد قدیمی‌ترین سنگهای منطقه را به سن کرتاسه زیرین تشکیل می‌دهد که در شمال محدوده بیرون‌زدگی قابل ملاحظه‌ای دارد. از نظر سنگ شناسی این واحدها، آهکهای دانه‌ریز میکروفسیل‌دار بوده که در اثر نفوذ محلولهای هیدروترمال، کانی‌سازی در آنها شکل گرفته است.

واحد ماسه سنگی با رخنمونی با ابعاد ۸۰×۹۰ متر مربع در شرق منطقه کلاته شاهین رخنمون دارد. واحد ماسه‌سنگی به رنگ خاکستری تیره و با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم و مرز تدریجی با واحد میکروکنگلومرای می‌باشد. اجزای اصلی این واحد شامل: ۱- کوارتز: حدود ۴۰-۶۰ درصد به‌صورت بلورهای ریز تا متوسط دانه (۰.۲-۱ میلی‌متر) و نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشد. میزان کمی از این کوارتزها از نوع یلوتونیک، به‌صورت مونوکریستالین، با خاموشی، مستقیم تا

تأییدی بر وجود اسکارن آهن در منشأ باشد. وجود دانه‌های مگنتیت به میزان فراوان در ماسه سنگ که به صورت آواری حمل شده و همچنین وجود کانی‌سازی مگنتیت در داخل قطعات کربناته موجود در میکروکنگلومرا این احتمال را تقویت می‌کند.

توده‌های آذرین منطقه اغلب به شکل دایک‌هایی با بافت پورفیریک تا سرایت (بیوتیت کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت، مونزونیت) و استوک‌های کوچک با بافت پورفیریک (دیوریت و هورنبلند دیوریت پورفیری) در منطقه نفوذ نموده‌اند (شکل ۲). کوارتز مونزونیت در شمال منطقه به صورت دایک با ابعاد 80×20 متر مربع برون‌زد دارد.

توده مذکور با راستای شمال‌شرق - جنوب‌غرب با مرز شارپ از سنگهای اطراف متمایز می‌شود. بافت غالب توده سنگی مورد نظر بیشتر سرایت است تا پورفیری. پلاژیوکلازها در ابعاد 0.2 تا 1 میلی‌متر و فراوانی $20-25$ درصد به صورت ذرات طویل و کشیده و بدون جهت‌یابی مشخصی در متن سنگ پراکنده شده‌اند. در این سنگ پلاژیوکلازها عمدتاً به سرسیت تبدیل شده‌اند ولی از روی باقی مانده آن و ماکل پلی‌سنتتیک به راحتی قابل تشخیص هستند. کوارتزهای اولیه در این سنگ با فراوانی 4 تا 6 درصد تقریباً همسان با زمینه سنگ و ابعاد تقریبی کمتر از 0.2 میلی‌متر وجود دارند. کانیهای اوپاک به صورت پراکنده و بسیار ریز بلور در حد کمتر از 1 درصد در سنگ حضور دارند.

آلتراسیون در این سنگ بدین شرح است: کانیهای فلدسپاتی تقریباً همگی به سرسیت ($25-30\%$)، کربنات ($4-6\%$) و کانیهای رسی (2%) تبدیل شده‌اند. در برخی موارد آلتراسیون سیلیسی $3/$ مشاهده شد که به نظر باید نتیجه تبلور سیلیس مازاد حاصل از آلتراسیون سایر کانیها باشد. بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری در شمال‌شرق منطقه در غالب دایک با ابعاد 100×200 متر مربع برون‌زد دارد (شکل ۲). این توده با راستای شمال‌شرق - جنوب‌غرب در منطقه نفوذ نموده است. پلاژیوکلاز عمده ترین فنوکریست تشکیل دهنده سنگ با ابعاد 0.5 تا 3 میلی‌متر است. کوارتز به صورت اولیه در این توده نیمه‌عمیق در حدود 5 درصد مشاهده می‌شود. اغلب فنوکریستهای کوارتز خرد شده‌اند که می‌تواند ناشی از عوامل تکتونیکی باشد. سرسیتی شدن در این واحد کمتر از واحدهای مونزونیت پورفیری و کوارتز مونزونیت است. از ویژگیهای این

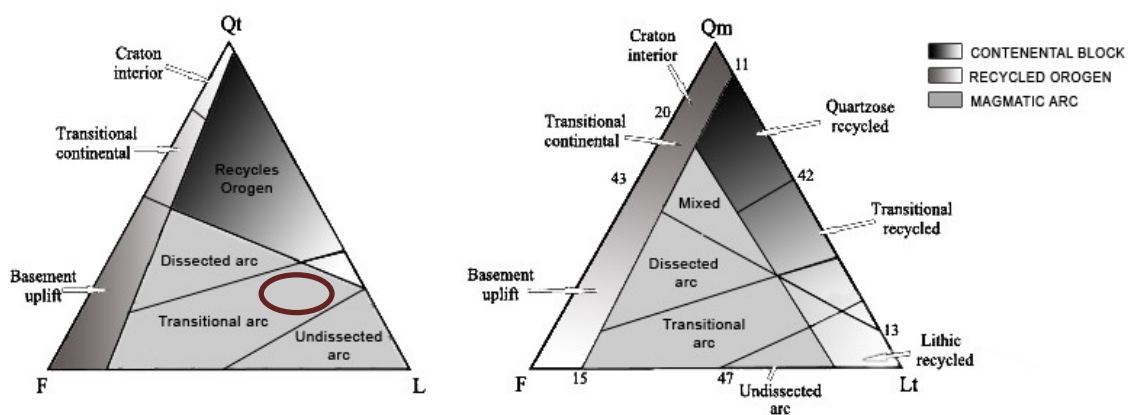
کمی موج و بی‌شکل هستند ($2-4$ درصد) ولی عمدتاً نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و منشأ ولکانیکی دارند. با توجه به موارد بالا، کوارتز از یک منشأ مشخص تأمین شده است.

۲- فلدسپاتها به شدت دگرسان شده‌اند و بیشتر به سرسیت تبدیل شده‌اند. هوازدگی ممکن است در ناحیه منشأ و یا در طی دیاژنز رخ داده باشد [۵]. تشخیص نوع فلدسپاتها به علت دگرسانی شدید بسیار مشکل است اما با توجه به آثار باقی مانده بیشتر آنها پلاژیوکلاز تشخیص داده شد. میزان فلدسپاتها به میزان کم ($2-3\%$) به صورت بلورهای ریز دانه ($0.2/8-0.1$ میلی‌متر) اغلب نیمه شکل‌دار می‌باشند.

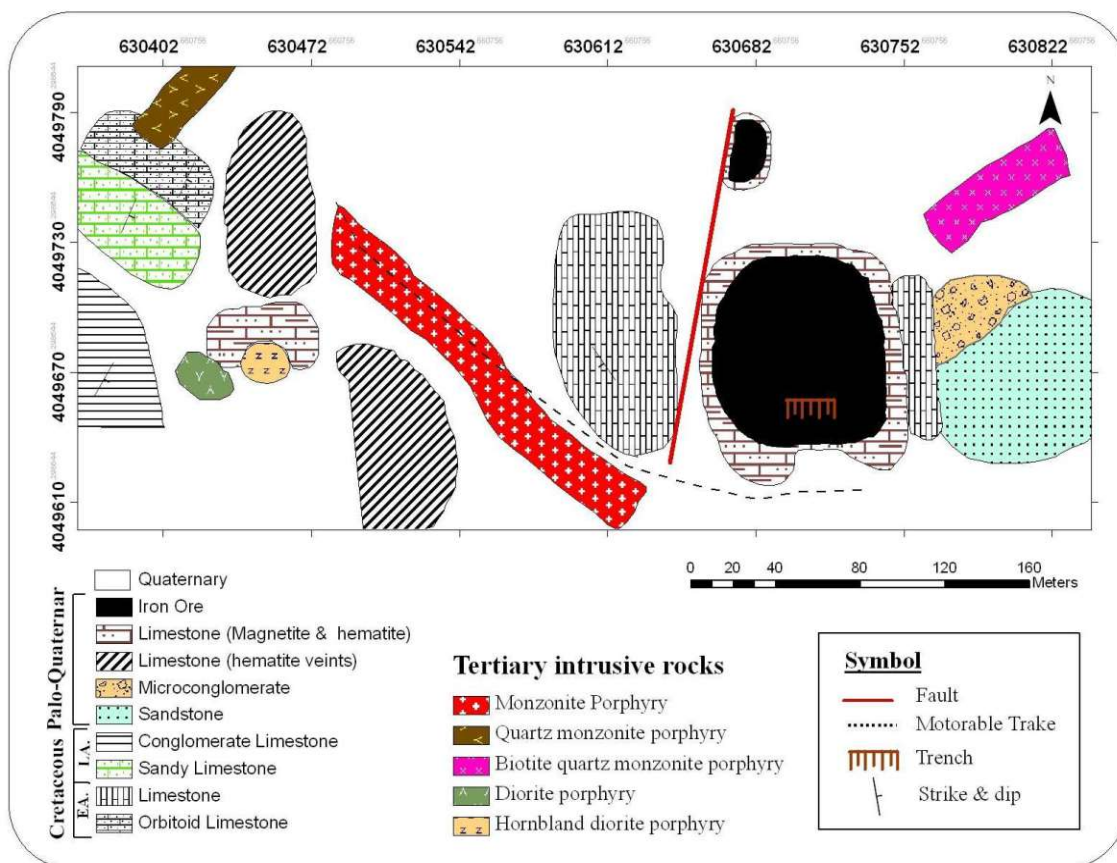
۳- خرده‌سنگها: عمدتاً منشأ ولکانیکی را نشان می‌دهند. خرده‌سنگها در مقاطع به مقدار فراوان دیده می‌شوند و بیش از 70% خرده‌سنگهای آذرین، ولکانیک بوده و به میزان کمتر خرده‌سنگهای پلوتونیکی دیده می‌شوند. بافت عمده این خرده‌سنگها میکروولیتی و میکروولیتی-پورفیری است. ترکیب آنها در حد آندزیت (سنگهای حد واسط) تا اسیدی بوده و نشان می‌دهد که ماسه سنگ تک منشائی بوده است. خرده‌سنگهای رسوبی از نوع چرت بوده و مقدار آنها در ماسه سنگ به 2% می‌رسد. خرده‌سنگهای ولکانیک را می‌توان بر اساس وجود بلورهای نازک و کشیده فلدسپات که عمدتاً پلاژیوکلازهای زونینگ‌دار در یک زمینه دانه ریز (میکروولیت)، پورفیری و بافت شیشه‌ای، میکروگرانولار تشخیص داد که در این مقاطع به خوبی دیده می‌شود. تشکیل دهندگان فرعی: در این ماسه سنگ مگنتیت به مقدار فراوان دیده می‌شود، که به صورت آواری حمل شده و در بعضی مقاطع تجمع زیادی را در یک گوشه نشان می‌دهد.

پذیرفتاری مغناطیسی این ماسه سنگها در محلهایی که رخنمون داشت بین $SI 25 \times 10^{-5}$ تا $SI 1320 \times 10^{-5}$ متغیر بود و به سمت شمال منطقه پذیرفتاری بیشتر می‌شود که نشان از تجمع مگنتیت آواری در ماسه سنگهای شمال منطقه است. امکان وجود ذخایر پلاسری در این رسوبات وجود دارد که نیازمند بررسیهای بیشتری است.

از آنجایی که منشأ ماسه سنگ از یک قوس ماگمایی (زون فرورانش حاشیه قاره یا جزایر قوسی) است (شکل ۱) و همچنین عمده خرده‌سنگها ترکیب اسیدی تا حدواسط دارد (وجود سنگ مادر خرده‌سنگهای موجود در این رسوبات سیلیسی آواری به عنوان سنگ منشأ کانی‌سازی) می‌تواند



شکل ۱. دیاگرام‌های مثلی نشان دهنده برخاستگاه تکتونیکی ماسه سنگ‌ها اقتباس از دیکینسون [۶].



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه کلاته شاهین.

فنوکریستها فقط قالب آمفیبول باقی مانده است. خوردگی ماگماتیکی و آلتراسیون فنوکریستها احتمالاً در اثر واکنشهای اکسیژن جو با لاوای در حال خروج صورت می‌گیرد. مقطع نازک صیقلی تهیه شده از این توده وجود مگنتیت در حاشیه کانی را تأیید می‌کند. آلتراسیون در این سنگ بدین شرح است

آلتراسیون عمده کربناته شدن می‌باشد، به طوری که این توده با HCl ۱۰٪ به راحتی می‌جوشد. و کربناته شدن (۴۰-۶۰٪) و اکسیدهای آهن (۱۰-۱۵٪) در این توده رخ داده است. رگچه‌های کربناتی با عرض حداکثر ۳ میلی‌متر سنگ را قطع می‌کنند. در این رگچه‌ها کربنات شامل کلسیت با بافت موزاییکی و نشان دهنده این است که در آخرین مرحله تشکیل شده است. رگچه‌های سیلیسی با عرض حداکثر ۱ میلی‌متر نیز توده را قطع کرده و همراه با رگچه‌های کربناته در آخرین مرحله تشکیل شده است.

هورنبلند دیوریت پورفیری در غالب استوک با ابعاد 10×8 متر مربع برون‌زد دارد (شکل ۲). این توده در مجاورت توده دیوریت پورفیری بوده ولی کربناته شدن در آن خیلی کمتر از توده دیوریت پورفیری است. فنوکریست‌های هورنبلند با ابعاد 0.5 تا 2.5 میلی‌متر و فراوانی ۲۰-۳۰ درصد می‌باشند. این هورنبلندها از حاشیه به اکسیدهای آهن از جمله مگنتیت تبدیل شده‌اند. هورنبلندها از مرکز به کلریت تبدیل شده و در برخی موارد فقط قالب هورنبلند باقی مانده است. آلتراسیون در این سنگ بدین شرح است: تقریباً تمام هورنبلندها به اکسیدهای آهن (۲۰-۳۰٪)، کلریت (۱۰-۱۵٪) و کربنات (۵-۱۰٪) تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلازها به سرسیت (۲-۳٪) تبدیل شده‌اند.

رگچه‌های کربناتی با عرض حداکثر ۲ میلی‌متر سنگ را قطع می‌کند. در این رگچه‌ها کربنات شامل کلسیت با بافت موزاییکی و نشان دهنده این است که در آخرین مرحله تشکیل شده است. رگچه‌های سیلیسی با عرض حداکثر ۱ میلی‌متر نیز توده را قطع کرده و نشان دهنده این است که همراه با رگچه‌های کربناته در آخرین مرحله تشکیل شده است. رگچه‌های کلریتی با عرض حدود ۲۰ میکرون و اغلب همراه با رگچه‌های کربناتی سنگ را قطع می‌کنند

سنگ وجود بافت جریان‌ی است. آلتراسیون در این سنگ بدین شرح است: تقریباً تمام فلدسپات‌ها به کربنات (۲۰-۱۵٪)، سرسیت (۱۲-۱۰٪) و اکسیدهای آهن (۳-۲٪) تبدیل شده‌اند. بیوتیت‌ها نیز به سرسیت (۲۰-۱۵٪) تبدیل شده‌اند. در برخی موارد آلتراسیون سیلیسی (۲٪) مشاهده می‌شود که به نظر باید نتیجه تبلور سیلیس مازاد حاصل از آلتراسیون سایر کانیها باشد. فنوکریست‌های عمده آن پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشد. ماکزیمم اندازه بلورهای پلاژیوکلاز گاه به ۱ میلی‌متر و کوارتز به $2/5$ میلی‌متر می‌رسد.

مونزونیت پورفیری در مرکزی منطقه به صورت دایک با ابعاد 30×20 متر مربع رخنمون دارد. توده مذکور با راستای جنوب‌شرق-شمال‌غرب در آهک‌های منطقه نفوذ نموده این واحد نسبت به واحدهای آذرین دیگر گسترش بیشتری در منطقه دارد.

در مطالعات میکروسکوپی بافت پورفیری با فنوکریست‌های مختلف دیده می‌شود که در زمینه‌ای ریز دانه پراکنده شده‌اند. فلدسپات‌ها عمدتاً به سرسیت تبدیل شده‌اند و فقط قالب فلدسپات باقی مانده است. سرسیتی شدن فلدسپات‌ها در این واحد نسبت به کوارتز مونزونیت کمتر است. آلتراسیون در این سنگ بدین شرح است: کانیهای فلدسپاتی به سرسیت (۲۰-۲۵٪) و کربنات (۴-۵٪) تبدیل شده‌اند. در این سنگ پلاژیوکلازها عمدتاً به کربنات دگرسان شده ولی از روی باقی‌مانده آن و شکل طولی و ماکل پلی‌سنتتیک به راحتی قابل تشخیص است. تقریباً تمام بیوتیت‌ها و احتمالاً آمفیبول‌ها به سرسیت تبدیل شده‌اند. در برخی موارد آلتراسیون سیلیسی ۲٪ مشاهده شد که به نظر باید نتیجه تبلور سیلیس مازاد حاصل از آلتراسیون سایر کانیها باشد.

دیوریت پورفیری در جنوب‌غرب منطقه در غالب استوک (توده‌های کوچک) با ابعاد 8×6 متر مربع برون‌زد دارد. این توده در مجاورت توده هورنبلند دیوریت پورفیری است. فنوکریست‌های عمده آن هورنبلند بوده که در نمونه دستی به رنگ قرمز تیره دیده می‌شوند. ماکزیمم اندازه این فنوکریست‌ها به ۳ میلی‌متر می‌رسد. این توده به شدت کربناته شده به طوری که فقط فنوکریست‌های هورنبلند در آن دیده می‌شود. زمینه حاوی پلاژیوکلازها و هورنبلندها به وضوح قابل رؤیت نیست. فنوکریست‌ها از حاشیه به اکسیدهای آهن از جمله مگنتیت و از مرکز به کلریت تبدیل شده‌اند و در بعضی

کانی‌سازی

کانی‌سازی در شرق منطقه مورد مطالعه به صورت محدوده نسبتاً کوچکی با ابعاد تقریبی 40×100 متر مربع و در غرب منطقه به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای شکل گرفته است. عمده کانی‌سازی منطقه مورد مطالعه را گوتیت، هماتیت و به میزان کمتری مگنتیت تشکیل می‌دهد. شواهد موجود در منطقه نشان می‌دهد که کانی‌سازی در شرق و غرب منطقه کلاته - شاهین با یکدیگر متفاوت است. منشأ کانی‌سازی در کل منطقه محلولهای هیدروترمالی است ولی شرایط این محلول در شرق و غرب منطقه با هم متفاوت بوده و باعث کانی‌سازی متفاوت در این دو قسمت شده است. از طرفی بررسیهای زمین‌شناسی نشان داد که کانی‌سازی شرق منطقه در اثر عملکرد یک گسل نرمال از محل اولیه خود جابه‌جا شده و در مکان کنونی قرار گرفته است. در این قسمت به طور جداگانه به بررسی کانی‌سازی در شرق و غرب منطقه می‌پردازیم.

شرق منطقه: در مجاور زون کانی‌سازی، گسلی نرمال با راستای شمال شرق - جنوب غرب و شیب 70° درجه دیده می‌شود. این گسل در مرز آهک با کانسنگ است. بررسیهای صحرایی نشان داد که این گسل از نوع نرمال می‌باشد. مطالعه مقاطع و همچنین نمونه ژئوشیمی برداشت شده از آهک نشان داد که این واحد فاقد کانی‌سازی است. بنابراین کانی‌سازی خارج از منطقه شکل گرفته و در اثر عملکرد این گسل از محل اولیه خود جابه‌جا شده و در مکان کنونی قرار گرفته است. کانی‌سازی در این منطقه طی دو مرحله هیپوژن و سوپرژن شکل گرفته است.

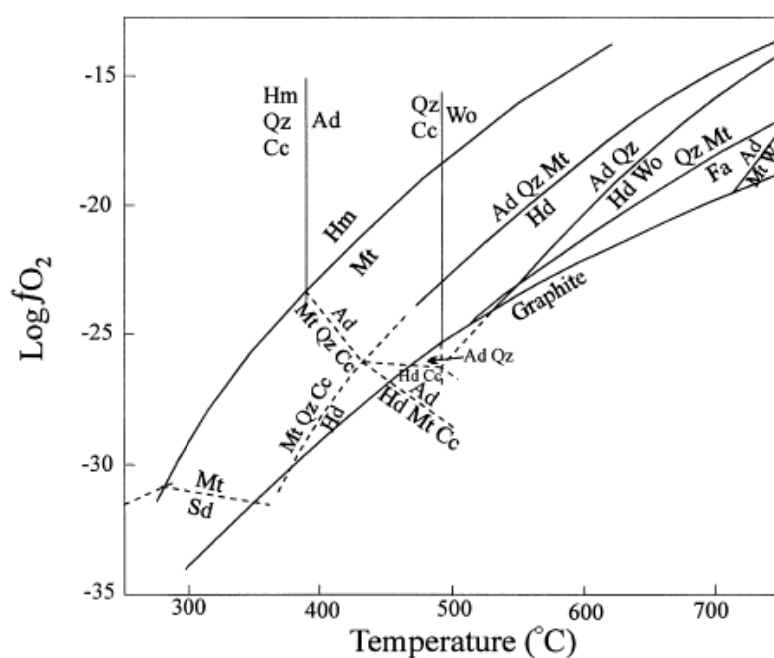
کانی‌سازی هیپوژن: در تشکیل کانسار آهن کلاته شاهین محلولهای هیدروترمالی کانه‌دار حاوی کمپلکس‌های کلریدی که در طی تبلور و تفریق توده نفوذی حاصل شده‌اند، پس از خروج توده و ادامه حرکت خود به سمت بالا، با آبهای زیرزمینی مخلوط شده و با ورود به سنگ میزبان کربناتی با آن واکنش داده و باعث تشکیل اکسیدها و سولفیدهای آهن شده‌اند. تغییر شرایط فیزیکی محیط حمل و نقل از جمله افت دما در اثر مخلوط شدن با آبهای زیر زمینی و ورود به سنگهای کربناتی سردتر و کاهش فشار و انبساط در اثر وارد شدن سیال به منطقه گسل خورده و برشی سنگ میزبان و از همه مهمتر افزایش pH در اثر مصرف H^+ و انحلال کربنات‌ها باعث ناپایداری کمپلکس‌های فلز- کلر شده و ته نشست

کانسنگ اسیدی و سولفیدی را ممکن می‌سازد. مهمترین تغییر شیمیایی سیال عبارت است از خنثی شدن (یا افزایش pH) در اثر برخورد با کلسیت که در این حالت کمپلکس‌های عمدتاً کلریدی ناپایدار شده و محموله خود را به صورت کانسنگ اکسیدی و سولفیدی (به مقدار کمتر) بر جا گذاشته‌اند. وجود مگنتیت با بافت مارتیزاسیون و نبود کانیهای اسکارنی (گارنت، پیروکسن، میکا) نشان می‌دهد که دمای محلول کانه‌ساز کمتر از 350° درجه بوده است (شکل ۳).

پیریت: در مشاهدات صحرایی و نمونه‌های دستی آثاری از حضور این کانی در محل ترانشه به چشم نمی‌خورد. در مقاطع صیقلی تهیه شده از بخشهای کانی‌سازی منطقه مورد مطالعه، کانی سولفیدی پیریت به ندرت و بسیار ریز بلور در بین گوتیت‌ها و مگنتیت‌ها مشاهده می‌شود. این کانی تنها سولفید منطقه است. در زون سوپرژن به صورت آثار باقی‌مانده، همراه با اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن دیده می‌شود. ابعاد بلوری این کانی به کمتر از 0.1 میلی‌متر و فراوانی آن در اغلب مقاطع بین $0 - 0.5$ درصد می‌رسد. در اثر فرآیند سوپرژن و محلولهای اکسیدان پیریت به اکسیدها، هیدروکسیدها و سولفات‌های آهن (لیمونیت و گوتیت) تبدیل شده است.

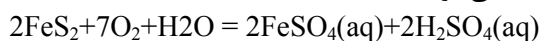
مگنتیت: همان‌طور که قبلاً ذکر شد، میزان این کانه نسبت به کانه‌های دیگر آهن در منطقه کم است. فراوانی مگنتیت در محل‌های کانی‌سازی (محل ترانشه) به $15 - 20$ درصد و اندازه بلوری حداکثر 2 میلی‌متر می‌رسد. این کانه در مرحله اکسیداسیون دمای بالا تشکیل شده است. مگنتیت در درجه حرارت بالا حاوی هماتیت به شکل محلول در خود بوده و به هنگام افت دما باعث تشکیل در فوگاسیته اکسیژن ماکزیم 10^{-25} فعالیت آهن به عنوان فرآیند کانی‌شناسی توسعه یافته افزایش می‌یابد [۸]. طبق نمودار $\log fO_2$ به دلیل حضور Fe^{+2} در ترکیب شیمیایی مگنتیت، این کانی در فوگاسیته اکسیژن کمتری نسبت به هماتیت پایداری از خود نشان می‌دهد در حالی که دمای تشکیل هر دو تقریباً یکسان به نظر می‌رسد (شکل ۳).

اسپیکولاریت: این کانی اغلب همراه با کوارتز در داخل رگچه‌ها دیده می‌شود. وجود اسپیکولاریت نشان می‌دهد که محلول در محیط اکسیدان‌تری قرار داشته است. این کانی در شرایط سوپرژن در منطقه دچار دگرسانی نشده است

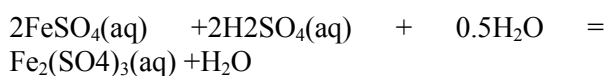


شکل ۳. نمودار $\log fO_2$ در فشار ۵۰۰ بار و $X_{CO_2}=0.1$ برای سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi, 1982).
Ad=andradite, Cc=calcite, Fa=fayalite, Hd=hedenbergite, Hm=hematite, Mt=magnetite, Qz=quartz, Sd=siderite and Wo=wollastonite.

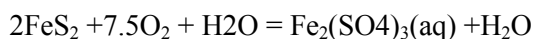
که اکسیژن به عنوان اکسید کننده عمل کند طبق واکنشهای زیر اکسید می‌شود.



پیریت

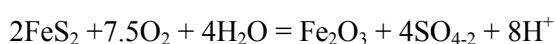


و در محیطهای غنی از اکسیژن:



پیریت

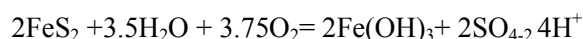
در چنین محیطهایی حتی پیریت می‌تواند به طور مستقیم طبق واکنش زیر به هماتیت تبدیل شود:



کانی‌سازی سوپرژن: خردشدگیها و شکستگیهای فراوان و همچنین حضور کانیهای سولفیدی در سنگ میزبان موجبات گسترش دگرسانی و کانه‌سازی سوپرژن را فراهم نموده است. اکسیداسیون سولفیدها تابعی از بالا آمدگی سنگها، آب و هوا (خشک و نیمه خشک مناسبتر است)، ترکیب سنگ اولیه (به ویژه محتوای پیریت) و ساختار سنگ میزبان (از نظر گسل خوردگی و شکستگی) است. با فرض مطلوب بودن سه عامل آخر، برای اکسیداسیون سولفیدها باید شرط بین فاکتور دیگر که همان بالا آمدن توده‌های سولفیدی (در اثر فرسایش سطحی و یا تکتونیک) تأمین گردد.

بالا آمدگی سنگها (به‌علت فرسایش و یا تکتونیک) سبب می‌شود تا سطح سفره آبهای زیر زمینی پایین آمده و زون‌های سولفیدی بخش زیرین در معرض واکنش با محلولهای هوازده کننده اکسیدان قرار گیرند و در عین حال فرسایش قابل ملاحظه‌ای را متحمل نشوند. اکسیداسیون سولفیدهای آهن معمولاً باعث تشکیل اکسیدهای آهن و اسید سولفوریک می‌شود. پیریت در این فرآیند نقش مهمی دارد و در محیطی

یا این‌که طبق واکنش زیر مستقیماً به گوتیت تبدیل شود:



پیریت مهمترین سولفید اسیدساز محسوب می‌شود. Fe^{+3} تولید شده در طی اکسیداسیون پیریت با افزایش pH به اکسید و هیدروکسید Fe^{+3} و دیگر ترکیبات سولفاتی آهن تبدیل می‌شود. Fe^{+3} خود یک عامل اکسید کننده خیلی مهم برای سولفیدهای آهن در شرایط اسیدی است و خیلی موثرتر از اکسیژن عمل می‌کند.

حال با توجه به این نکته که سنگ میزبان سولفیدها در منطقه سنگهای کربناته است، می‌توان گفت که pH محلولهای حاوی اسید سولفوریک و یون آهن در حین برخورد با این سنگها بالا رفته و سبب نهشت اکسید و هیدروکسید آهن شده است. کانی‌سازی عمده در این مرحله شامل گوتیت، هماتیت، و لیمونیت می‌شود.

هماتیت: یکی از فراوانترین کانه‌های تشکیل دهنده منطقه مورد مطالعه است. این کانه محصول فرآیندهای سوپرژن بوده و در اثر دگرسانی مگنتیت توسط آبهای جوی اکسیدان و در طی فرآیند مارتیتیزاسیون حاصل شده است. در اثر این فرآیند که پس از سرد شدن توده نفوذی و همزمان با هجوم سیالات دما پایین روی می‌دهد، مگنتیت در امتداد کلیوژهای خود به هماتیت تبدیل می‌شود [۹]. در بخشهایی تبدیلی‌شدگی مگنتیت به هماتیت تا اندازه‌ای می‌رسد که آثار کمی از مگنتیت دیده می‌شود. ثابت نبودن فوگاسیته اکسیژن، بالاتر از بافر هماتیت-مگنتیت، منجر به گسترش هماتیت شده است [۱۰]. براساس نمودار $\log f\text{O}_2$ در مقابل دما بیشترین پایداری هماتیت در دمای ثابت کمتر از 380°C و فوگاسیته اکسیژن بیش از ۱۰-۲۵ بوده و این امر به دلیل وجود Fe^{+3} در ترکیب شیمیایی این کانی است.

گوتیت: به عنوان فراوانترین کانه آهن در منطقه است، که از اولین فرآورده‌های اصلی سوپرژن در توالی پاراژنتیکی کانه‌سازی می‌باشد. این کانه در مقیاس مزوسکوپیکی دارای بافت‌های کلیه‌ای، شعاعی، جعبه‌ای و کلوئیدال و در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت کلیه‌ای، کلوئیدال، اسکلتال، جعبه‌ای و شعاعی

می‌باشد. این کانه محصول دگرسانی پیریت بوده و در بعضی مقاطع بقایای پیریت به صورت ریز بلور در بین گوتیت‌هایی که دارای بافت اسکلتال هستند قابل مشاهده است.

لیمونیت: در اثر دگرسانی پیریت و دیگر سولفیدهای آهن (به‌صورت مخلوطی از کانیهای گوتیت، جاروسیت و هماتیت) حاصل شده و غالباً بصورت آگرگاتهای دانه ریز، به رنگ زرد مایل به قهوه‌ای در نمونه‌های دستی قابل مشاهده است. پاراژنز در این کانسار به دو مرحله تقسیم شده است که عبارتند از:

الف) کانی‌سازی هیدروترمال

ب) کانی‌سازی سوپرژن (شکل ۴).

وجود بافت جعبه‌ای که یک بافت ثانویه و اکسایشی است در این منطقه نشان دهنده آب‌شویی سوپرژن کانه‌های سولفیدی بوده و شامل حفرات خالی با دیواره‌ای از اکسیدهای آهن همراه یا بدون حضور باقی‌مانده سولفیدها می‌باشد. وجود بافت جعبه‌ای به صورت خیلی شاخص و گسترده در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی در کانی گوتیت (به میزان کمتر هماتیت) و حضور پیریت به صورت آثار باقی‌مانده در کنار حفرات خالی و نیز در اکثر موارد حفرات شکل‌دار نشان دهنده میزان فراوان این سولفیدها در سنگ میزبان، قبل از فرآیندهای سوپرژن است.

بافت‌های کلوئیدی نتیجه نهشته شدن کلوئیدی کانیها از محلولها هستند. رسوبات کلوئیدی (ژل) نیمه پایدار بوده و در اثر کم شدن حلال که معمولاً آب است، آگرگات‌های میکروکریستالین تشکیل می‌دهند. کانی گوتیت که کانه اصلی آهن در کانسار کلاته‌شاهین است این بافتها را در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی به طور شاخص نشان می‌دهد. این امر نشان دهنده حضور محلولهای کلوئیدی آهن‌دار در سنگها بوده که در فضاهای باز، داخل حفرات و شکستگیها در زمان کافی کانیهای اکسید آهن را بر جای گذاشته‌اند. با توجه حضور فراوان سولفیدهای آهن‌دار (تشکیل شده در طی فرآیند هیپوژن) در سنگ میزبان کربناته، تشکیل چنین محلولهایی در زون سوپرژن امری رایج است.

بافت جاننشینی جزو بافت‌های ثانویه بوده و معمولاً در امتداد شکستگیها، حاشیه دانه‌ها و کلیوژها رخ می‌دهد. باقی‌مانده

Mineral phase	Decreasing Age →		
	Hydrothermal mineralization	Supergen	Fracturing stage
	Hypogen		
Quartz	... ██████████ ...	.. ██████████ ..	... ██████████ ...
Magnetite	.. ██████████ ..		
Hematite		.. ██████████ ..	
Pyrite	... ██████████		
Goethite		 ██████████ ...	
Specularite	 ██████████	.. ██████████ ..	

شکل ۴. توالی پاراژنتیکی مجموعه‌ای از کانیهای هیدروترمالی منطقه.

رگه‌ها و رگچه‌ها

شکستگیهای نوع استوک‌ورک و داریستی که قبل یا همزمان با کانه‌زایی در داخل واحدهای آهکی توسعه یافته‌اند، بسترهای مناسبی را برای شکل‌گیری بسیاری از انواع رگه‌ها و رگچه‌ها فراهم آورده‌اند. این شکستگیها به طور متوالی توسط سیالات هیدروترمالی پر شده و تشکیل انواع رگچه‌های کوارتزی، سولفیدی، کربناتی، کربناتی-اکسیدی و اکسیدی را داده‌اند. انواع این رگچه‌ها بر اساس محتوای کانیایی و وضعیت تقاطع آنها، به شرح زیر است.

رگچه‌های کوارتزی:

رگچه‌های کوارتزی تقریباً همه جای زون کانی‌سازی حضور داشته و از نظر زمانی به دو شکل مجزا حضور دارند. الف) رگچه‌های کوارتزی با ضخامت ۰/۲ تا ۲ میلی‌متر که

اثرات پیریت در رگچه‌های گوتیتی-هماتیتی و در عدسیهای توده معدنی را می‌توان نوعی بافت جاننشینی باقی‌مانده در نظر گرفت. بافت اسکلتال که به بافت بقایای اصلی سنگ معروف است نیز یک بافت جاننشینی است که با توجه به شاخص بودن و گستردگی آن در توده معدنی می‌توان به حضور فراوان و گسترده سولفیدهای آهن در سنگ میزبان قبل از عملکرد فرآیندهای سوپرژن اشاره کرد.

کانی‌سازی غرب منطقه، در ارتباط با شکستگیها بوده و غالباً به صورت رگه، رگچه و پراکنده در متن سنگ دیده می‌شود. کانی‌سازی عمده در این منطقه شامل پیریت، هماتیت و دولومیت است. کانه‌زایی سوپرژن در این منطقه با شدت کمتری رخ داده‌است. کانی‌سازی عمده در این مرحله شامل هماتیت، گوتیت و لیمونیت می‌باشد. در این منطقه نسبت به شرق منطقه رگه و رگچه‌ها فراوان و میزان گوتیت کم است.

در این رگچه‌ها بلورهای کوارتز بصورت ریز تا متوسط دانه با بافت موزاییکی حضور داشته و خود توسط رگچه‌های سولفیدی و اکسیدی متقاطع به شکل استوک ورک قطع شده‌اند

ب) رگچه‌های کوارتزی با ضخامت ۰/۵ تا ۱ میلی متر داخل واحد آهکی که کوارتز در آنها با بافت موزاییکی حضور داشته و فاقد هرگونه کانی‌سازی سولفیدی و یا اکسیدی می‌باشند. رگچه‌های سولفیدی: این رگچه‌ها با بافت استوک‌ورک و ضخامت ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر قابل مشاهده بوده و عمدتاً شامل بقایای پیریت به صورت ریز دانه و بی‌شکل بوده که اغلب به گوتیت تبدیل شده‌اند.

رگچه‌های کربناته: رگچه‌های کلسیتی با عرض حداکثر ۳ میلی‌متر، متشکل از بلورهای ریز کلسیت با بافت موزاییکی می‌باشند و هیچ گونه آثاری از کانی‌سازی در آنها دیده نمی‌شود. این رگچه‌ها اغلب در داخل واحدهای آهکی و توده‌های منطقه نفوذ نموده است. این رگچه‌ها همراه با اکسیدهای آهن نبوده و در اغلب موارد رگچه‌های اکسید آهن را قطع می‌کنند. بنابراین می‌توان گفت که در آخرین مرحله تشکیل شده‌اند.

رگچه‌های کربناتی- اکسیدی: این رگچه‌ها متشکل از کانی دولومیت متوسط تا درشت بلور اغلب همراه با اکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت) دیده می‌شود. محلولهای هیدروترمالی در حین حرکت به سمت نواحی کم عمق‌تر و سردتر، توانایی کانی‌سازی و دولومیت‌زایی را می‌یابند. بدین ترتیب در طول و اطراف مناطق نفوذپذیر، دولومیت‌سازی روی می‌دهد. این دولومیت‌ها در دمای ۷۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد نهشته می‌شوند. این دولومیت‌ها از انواع درشت بلور می‌باشند.

رگچه‌های دولومیتی فقط در داخل آهکهای منطقه دیده می‌شود و رخ رومبوندرال در آنها اغلب همراه با زون‌بندی است. اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن به صورت پراکنده حضور داشته که حاصل دگرسانی سوپرژن پیریت می‌باشند. به‌طوری‌که هنوز آثار باقی‌مانده و بسیار ریز دانه‌ای از پیریت در نمونه‌های میکروسکوپی قابل مشاهده است.

ضخامت این رگچه‌ها در مقایسه با نوع کربناتی بیشتر می‌باشد. در اصل این رگچه‌های دولومیتی- سولفیدی بوده که بعداً در اثر محلولهای سوپرژن، سولفیدهای آن در اثر اکسیداسیون به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن آلت‌تر

شده‌اند.

رگچه‌های اکسیدی: این رگچه‌ها داخل واحد آهکی حضور داشته و شامل گوتیت- همتایت می‌باشند. کانیهای بی‌شکل و گاهی سودومورف گوتیت و همتایت به‌صورت استوک‌ورک در واحد آهکی قابل مشاهده‌اند.

آثار باقی‌مانده از پیریت و سودومورف‌های گوتیت بعد از پیریت نشانگر تبدیل پیریت به گوتیت در طی فرآیند سوپرژن است. یک رگه هیدروترمالی در شمال منطقه وجود دارد که آثار کنده‌کاری و حفاری قدیمی در آن دیده می‌شود. پاراژنز در این منطقه به دو مرحله تقسیم شده است که عبارتند از:

الف) کانی‌سازی هیدروترمال

ب) کانی‌سازی سوپرژن (شکل ۵).

در این منطقه بقایای پیریت هیدروترمالی به‌ندرت مشاهده شد. عمده کانه آهن منطقه همتایت است و میزان گوتیت نسبت به شرق منطقه بسیار کمتر و مگنتیت مشاهده نشده است.

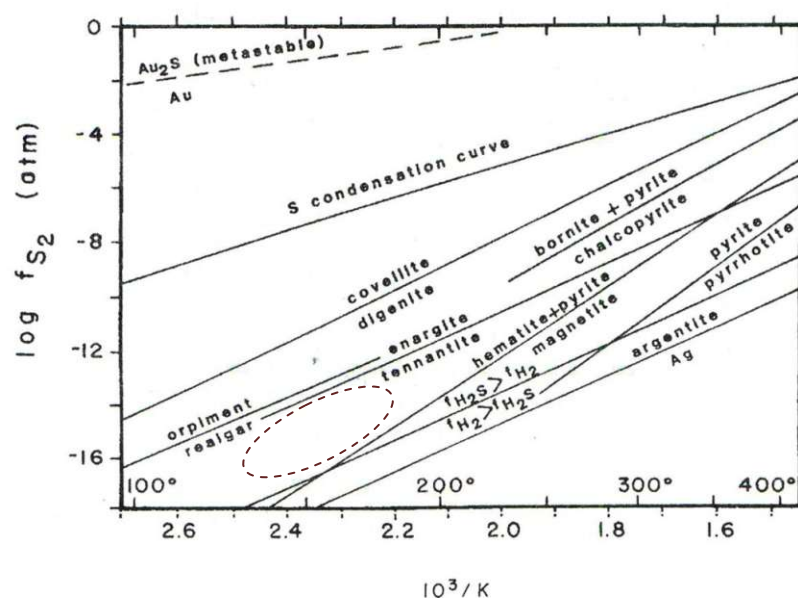
هماتیت به‌صورت اولیه از محلولهای هیدروترمالی همراه با پیریت ایجاد شده که در این صورت محلول هیدروترمال باید اکسیدان‌تر بوده تا همتایت همراه پیریت ایجاد گردد. علاوه بر شرایط اکسیدان برای تشکیل همتایت همراه با پیریت، از آنجایی که در منطقه کانی‌سازی مگنتیت شکل نگرفته است، می‌توان گفت دمای محلول کمتر از ۲۰۰°C بوده است. از طرفی وجود دولومیت‌های هیدروترمالی که دمای تشکیل آنها بین ۵۰-۲۰۰°C می‌باشد این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۶).

مطالعات ژئوشیمیایی منطقه مورد مطالعه

به منظور انجام مطالعات ژئوشیمی، ۱۱ نمونه خرده‌سنگی از کانسنگ و سنگ میزبان کربناته با روش طیف سنجی جذب اتمی برای اندازه‌گیری میزان عناصر Fe، Mg، Ca و Mn در منطقه آنالیز گردید. نتایج حاصل از این آنالیز در جدول (۱) ارائه شده است. از این ۱۱ نمونه تعداد ۲ نمونه از (۱ و ۲) کانسنگ، یک نمونه از رگه (۵) و ۸ نمونه دیگر از آهکهای منطقه که اغلب حاوی کانی‌سازی آهن به صورت رگچه‌ای بودند، برداشت گردید (جدول ۱). هدف از نمونه‌برداری از آهکهای حاوی رگچه‌های اکسید آهن،

Type of veinlet and micro-veinlet		Decreasing Age →		
		Fracturing mineralization stages		
		Hypogen		Supergen
		I	II	
Quartz		 █████.....	 █████.....	 █████.....
Sulfide		 █████.....		
Carbonate	Calcite		 █████.....	
	Dolomite+Hemetite	 █████.....	 █████.....	
Oxide	Hematite	 █████.....	 █████.....	
	Hematite+Goethite		 █████.....	 █████.....

شکل ۵. توالی پاراژنتیکی مجموعه‌ای از کانیهای هیدروترمالی منطقه.



شکل ۶. نمودار مقایسه محدوده پایداری ترکیبات سولفیدی در شرایط مختلف از نظر غلظت گوگرد و دما [۱۱].

جدول ۱. نتایج نمونه‌های ژئوشیمیایی برداشت شده از کانسنگ و سنگ میزبان کربناته.

نمونه	Mg	Ca	Mn	Fe
واحد	%	%	%	%
۱	۰/۲	۱/۳	۲/۳	۲۶/۶
۲	۰/۲۷	۵/۸	۴/۹	۳۰/۴
۳	۰/۰۶۴	۰/۸	۰/۰۱۳۲	۱/۷
۴	۰/۱۴	۳۷/۴	۰/۳	۱
۵	۰/۳۳	۴/۴۱	۱/۵	۲۲/۵
۶	۰/۰۹۵	۳۴/۳	۰/۱۴	۰/۵
۷	۰/۰۸۴۹	۳۳/۸	۰/۱۷	۰/۷
۸	۰/۰۶۹۸	۲۹/۵	۰/۱۹	۱/۹
۹	۰/۱۷	۱۵/۶	۰/۲۲	۲/۸
۱۰	۰/۰۴۹۳	۴۷/۲	۰/۱۳	۰/۵
۱۱	۰/۲۲	۹/۷	۰/۱۲	۳/۳

بررسی میزان تغییرات عناصر Fe, Mg, Ca و Mn در این واحدها، میزان واکنش پذیری آهک با محلولهای هیدروترمالی و بررسی تغییرات این عناصر در واحدهای آهکی نسبت به فاصله آنها از توده‌های موجود در منطقه است.

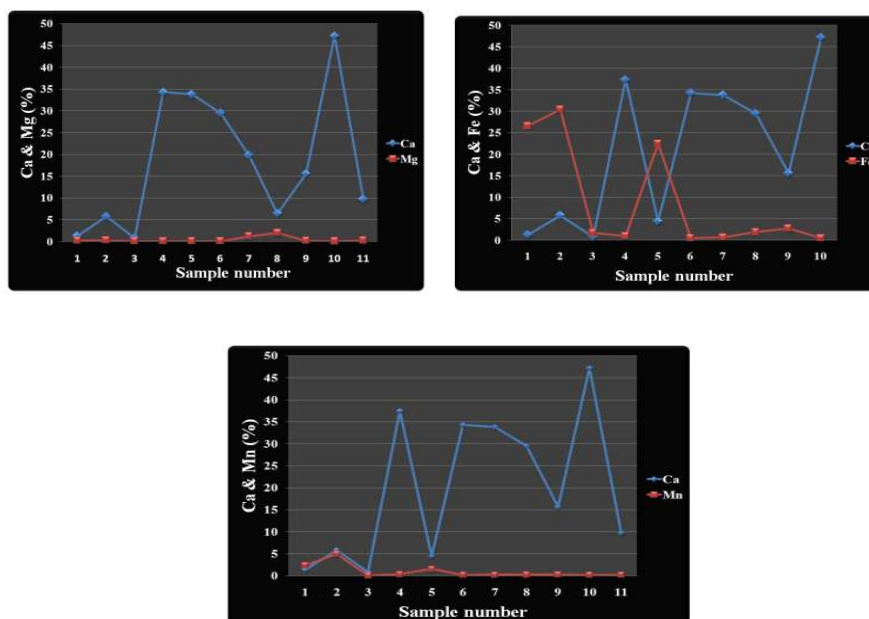
بررسی همبستگی عناصر

برای تعیین این که آیا ارتباط معنی داری میان تغییرات عناصر وجود دارد یا نه همبستگی میان آنها را بررسی می کنیم. همبستگی معنی دار نشان دهنده ارتباط پارائیزی بین عناصر است. همان طور که قبلاً گفته شد سنگ میزبان در این کانسار سنگهای کربناته است. به منظور بررسی میزان واکنش پذیری سنگ میزبان نسبت به محلولهای هیدروترمالی نمودارهای مقادیر عناصر Mn, Mg و Fe در مقابل Ca ترسیم گردید. بررسی این نمودارها نشان می دهد که بیشترین میزان Ca، مربوط به واحدهای آهکی و آهک فسیل دار منطقه بوده و کمترین میزان Ca مربوط به توده معدنی و آهک هماتیتی می باشد. بنابراین واحدهای آهکی و آهک فسیل دار منطقه

کمترین واکنش پذیری را با محلولهای هیدروترمالی داشته اند و کمترین میزان Ca نشان می دهد که در محل کانسنگ و آهک هماتیتی بیشترین واکنش پذیری با محلولهای هیدروترمالی صورت گرفته است (شکل ۷).

طبق نتایج آنالیز صورت گرفته بیشترین میزان Fe مربوط به توده معدنی در محل ترانشه ۳۰/۴ درصد بوده و کمترین کنگلومرای می باشد. می توان نتیجه گرفت که سنگ میزبان کانی سازی به دلیل بالا بودن Ca و پایین بودن Mg از نوع کلسیتی است که بررسی مقاطع میکروسکپی و رنگ آمیزی با آلزیرین قرمز این موضوع را تأیید کرد. بررسی نتایج آنالیزها نشان می دهد که رابطه ای بین میزان این عناصر و فاصله از توده ها وجود ندارد. بنابراین توده های نفوذی منطقه غیر بارور بوده و نقشی در کانی سازی منطقه ندارند.

بیشترین میزان آهن در غرب منطقه مربوط به رگه ای با ۲۲/۵ درصد آهن بوده که آثار کنده کاری های قدیمی نیز در این منطقه دیده می شود. آهن و منگنز در محل ترانشه همبستگی مثبت داشته که نشان می دهد هر دو یک منشأ



شکل ۷. نمایش مقادیر عناصر Ca، Mg، Fe و Mn در مقابل Ca در نمونه‌های سنگی.

پروفیل با فواصل ۲۰ متر در نظر گرفته شد. مجموعاً شدت کل میدان مغناطیسی در ۱۸۹ نقطه برداشت گردید. فاصله نقاط برداشت روی این پروفیل‌ها ۵ متر در نظر گرفته شد. به منظور تصحیح روزانه از روش Tie line در اندازه‌گیریهای مغناطیس سنجی زمینی استفاده شده است. شدت کل میدان مغناطیسی بر حسب فاصله برای همه پروفیل‌ها ترسیم گردید. برداشت‌های زمین‌شناسی در طول پروفیل‌ها انجام شد و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد برداشت مغناطیسی تهیه شد. نقشه‌های Image، منحنی میزان، انتقال به قطب و فراسو از داده‌های مغناطیسی انجام شد. تفسیر پروفیل‌ها و نقشه‌های مغناطیسی با توجه به پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده و برداشت‌های زمین‌شناسی صورت گرفت. پس از انجام تصحیح روزانه بر روی داده‌های حاصل از مغناطیس سنجی زمینی، نیمرخ شدت کل میدان مغناطیسی و پذیرفتاری مغناطیسی مربوط به پروفیل‌های هر یک از مناطق، بدون کسر میدان اصلی ترسیم شد و با نیمرخ زمین‌شناسی تهیه شده مورد مقایسه قرار گرفت.

از مقایسه نمودارهای پذیرفتاری مغناطیسی و شدت کل میدان مغناطیسی می‌توان به طور نسبی عمیق یا کم عمق که میزان حساسیت مغناطیسی سنگ‌های سطحی و شدت کل

داشته و از محلول‌های هیدروترمال منشأ گرفته‌اند. درحالی‌که در نمونه‌های دیگر میزان منگنز بسیار پایین است. میزان Mg در اغلب نمونه‌ها کم می‌باشد

ژئوفیزیک

به منظور برداشت‌های ژئوفیزیکی دو شبکه در منطقه پیاده گردید. در شرق منطقه خط مبنا به طول ۳۶۰ متر و با امتداد شمال شرق- جنوب غرب پیاده شد و بر روی آن ۲۵ پروفیل با فواصل ۲۰ متر در نظر گرفته شد و روی ترانسه حفر شده فواصل ۱۰ متری انتخاب شدند، زیرا کانی‌سازی مگنتیت به خوبی در سطح رخنمون داشت. در مجموع شدت کل میدان مغناطیسی در ۵۵۳ نقطه اندازه‌گیری شد. فاصله نقاط برداشت روی این پروفیل‌ها ۵ متر در نظر گرفته شد. به منظور بررسی حساسیت مغناطیسی سنگ‌های منطقه و ارتباط آن با کانی‌سازی در روی پروفیل‌های برداشت شدت کل میدان مغناطیسی در محلهایی که رخنمون سنگی مشاهده می‌شد، اندازه‌گیری حساسیت مغناطیسی، انجام شد. شبکه دوم در غرب منطقه طراحی شد. خط مبنا به طول ۱۴۰ متر و با امتداد شمال شرق- جنوب غرب پیاده شد و بر روی آن ۷ بودن منبع آنومالی را دریافت. بدین صورت که در محلهایی

میدان مغناطیسی بالا است، منبع آنومالی به سطح نزدیک و در جاهایی که حساسیت پایین و شدت کل میدان مغناطیسی بالا است، عمق آنومالی بیشتر می‌باشد [۱۲].

نقشه‌های سیاه و سفید تابش نور تهیه شده از نقشه انتقال یافته به قطب (RTP Grey scale Sunshade) در این نقشه که نور با زاویه ۴۵ درجه از جهت شمال غربی (Azimuth 45) تابیده شده است، ساختارهای خطی (گسلها) و آنومالی‌های موجود، یعنی ساختارهایی با جهت شمال شرق- جنوب غربی را برجسته‌تر نشان می‌دهد. از این تصاویر بیشتر برای آشکار سازی ساختارهای خطی استفاده می‌شود.

در این تصویر دو ساختار خطی واضح مشاهده می‌شود که یکی از این ساختارها دارای راستای شمال شرق- جنوب غرب بوده و منطبق بر گسل مشاهده شده در شرق منطقه است. ساختار خطی دیگر در جنوب منطقه با راستای تقریباً شمالی- جنوبی منطبق بر جاده و قسمتی از ترانشه حفر شده می‌باشد (شکل ۱۱).

نقشه مشتق اول قائم (1VD) منطقه

مشتق اول قائم (گرادیان عمودی) اثر آنومالی‌های عمیق با فرکانس پایین را حذف کرده و تاثیر منابع کم عمق با فرکانس بالا را به نمایش در می‌آورد [۱۵]. نقشه گرادیان عمودی از آن جا که نوعی فیلتر بالا گذر می‌باشد، تصویری فیلتر شده از میدان مغناطیسی فراهم می‌کند که ویژگیهای زمین‌شناسی نزدیک سطح زمین را برجسته می‌کند [۱۶] و [۱۷]. با بررسی نقشه مشتق اول قائم (گرادیان عمودی) منطقه مورد مطالعه و مقایسه آن با نقشه انتقال به قطب می‌توان چنین استنتاج کرد که موقعیت آنومالی‌های ظاهر شده در هر دو نقشه با یکدیگر تطابق دارند. از طرفی آنومالی‌های کوچک D_1 ، D_2 و D_3 واضح‌تر شده که نشان دهنده کم عمق بودن منبع آنومالی است به‌طوری‌که آثار کانی‌سازی مگنتیت در محل ترانشه این مطلب را تأیید می‌کند.

نقشه‌های فراسو یا ادامه به سمت بالا (Upward continuation)

این فیلتر تاثیر منابع محلی و کم عمق را که در نقشه‌های گرادیان عمودی آشکار بود حذف می‌کند [۱۸]. نقشه‌های ادامه به سمت بالا در منطقه مورد مطالعه مربوط به اعماق آنومالی A در شرق منطقه منطبق بر رخنمون واحدهای

۲۰، ۳۰، ۵۰، ۱۰۰، ۱۵۰ و ۲۰۰ متر تهیه گردید. در نقشه‌های ادامه به سمت بالا، مربوط به ارتفاع ۳۰ متر (شکل ۱۲) مشاهده می‌شود که اثر آنومالی‌های کوچک D_1 ، D_2 و D_3 ضعیف‌تر می‌شود. بنابراین می‌توان چنین استنتاج کرد که آنومالی‌های کوچک سطحی هستند و می‌توان پیش‌بینی نمود که در اعماق بیشتر حذف شوند. آنومالی‌های E، B و C که در غرب منطقه قرار گرفته‌اند در عمق ۳۰ متر به هم می‌پیوندند.

در نقشه‌های ادامه به سمت بالا، مربوط به ارتفاع ۵۰ متر (شکل ۱۳) مشاهده می‌شود که آنومالی‌های کوچک D_1 ، D_2 و D_3 در این عمق به طور کلی حذف می‌شوند. آنومالی A همچنان در شرق منطقه دیده می‌شود. آنومالی‌های E، C و B که در عمق ۳۰ متر به هم پیوسته‌اند در عمق ۳۰ تا ۲۰۰ متر گسترش می‌یابند.

در نقشه‌های ادامه به سمت بالا، مربوط به ارتفاع ۵۰ متر مشاهده می‌شود که اثر آنومالی A در این عمق ضعیف‌تر شده و در نقشه ادامه به سمت بالا مربوط به ارتفاع ۱۵۰ متر کاملاً حذف می‌گردد (شکل ۱۴).

انطباق نقشه مغناطیس‌سنجی (RTP) و زمین‌شناسی کل منطقه

با توجه به اهمیت محرز مغناطیس‌سنجی در تکمیل نقشه‌های زمین‌شناسی، سعی شده است نقشه‌های زمین‌شناسی و مغناطیسی انتقال یافته به قطب به طور دقیق با یکدیگر مقایسه گردد. جهت تطبیق آسان‌تر، آنومالی‌های قابل مشاهده در نقشه مغناطیس‌سنجی نام‌گذاری گردید.

برای مشخص شدن موقعیت آنومالی‌ها روی زمین و تطبیق بهتر دو نقشه زمین‌شناسی و مغناطیس‌سنجی از منطقه مورد مطالعه، نقشه انتقال یافته به قطب (RTP) که محل واقعی آنومالی‌ها را نمایش می‌دهد، بر روی نقشه زمین‌شناسی قرار داده شده است.

نتایج حاصل از مقایسه به شرح زیر است: در نقشه مغناطیس‌سنجی آنومالی‌های کوچک D_1 ، D_2 و D_3 که در شرق منطقه قابل مشاهده‌اند با توده کانی‌سازی اصلی در شرق منطقه، در نقشه زمین‌شناسی مطابقت دارند. بنابراین می‌توان گفت که منبع این آنومالی‌ها مربوط به کانی‌سازی مگنتیت بوده که در محل ترانشه در سطح رخنمون دارد.

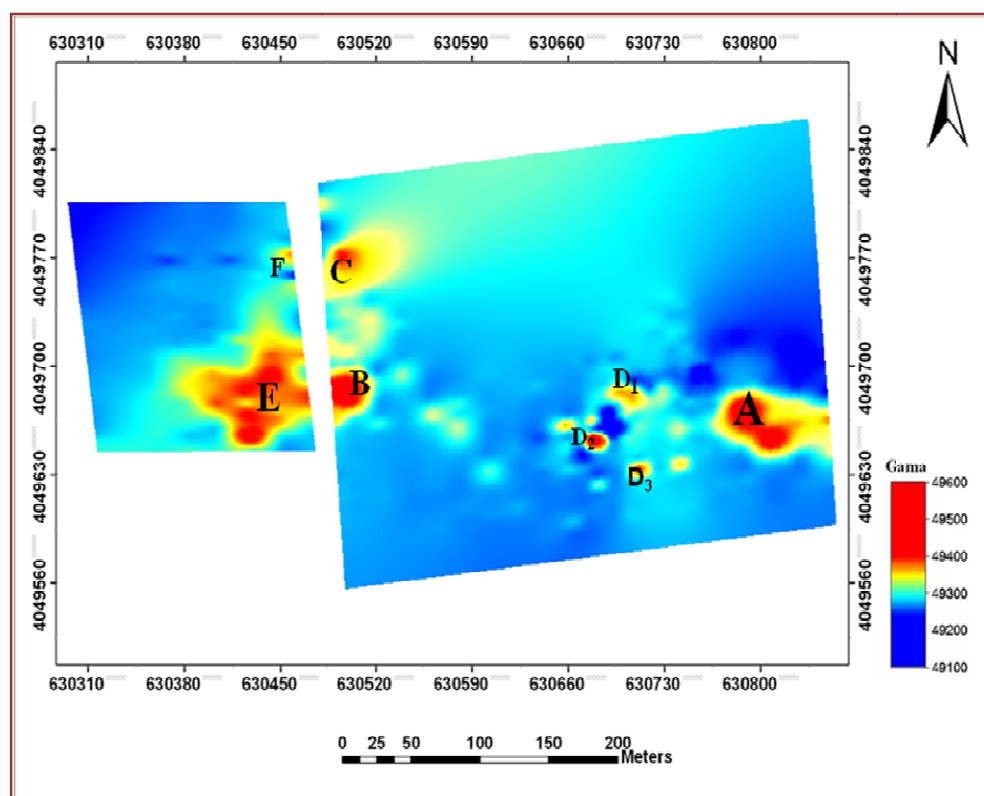
میکروکنگلومرایی و ماسه‌سنگی در نقشه زمین‌شناسی

می‌دهند. بنابراین این احتمال وجود دارد که منبع این آنومالی مربوط به این توده‌ها باشد.

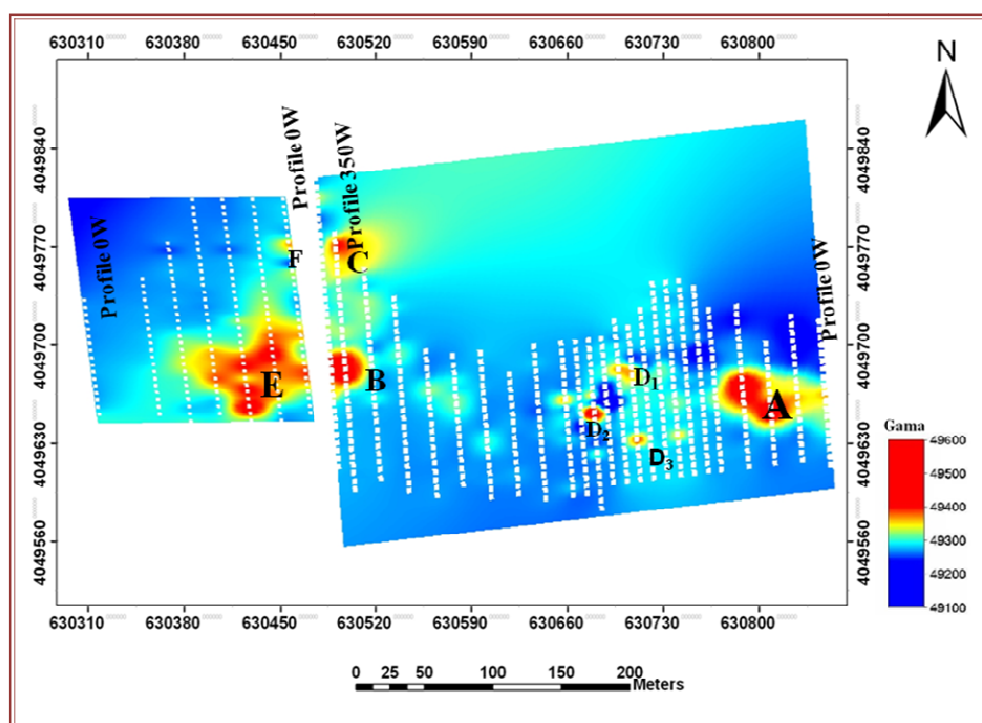
آنومالی کوچک F در غرب منطقه منطبق بر واحد آهکی با رگچه‌های هماتی است. آنومالی C در شمال منطقه منطبق بر واحد آبرفتی در نقشه زمین‌شناسی می‌باشد. آنومالی B که در فاصله ۴۵ متری از آنومالی C قرار دارد منطبق بر واحد آهکی حاوی رگچه‌های هماتی است. بنابراین می‌توان گفت که منبع آنومالی B در عمق می‌باشد. همچنین یک دسته آنومالی‌های کوچک در مرکز منطقه با شدت کل میدان مغناطیسی کمتر نسبت به آنومالی‌های دیگر و روند جنوب‌شرق-شمال‌غرب منطبق بر دایک مونزونیت پورفیری در نقشه زمین‌شناسی منطقه می‌باشند (شکل ۱۵).

می‌باشد. از آنجایی که این واحدهای ماسه‌سنگی و میکروکنگلومرایی حاوی مگنتیت آواری و خرده‌سنگهای ولکانیکی (حاوی مگنتیت به صورت کانی فرعی) بوده و پذیرفتاری تا حدود $SI \times 10^{-5} 1350$ را نشان می‌دهند، بنابراین منبع آنومالی A مربوط به واحدهای میکروکنگلومرایی و ماسه‌سنگی بوده و ارتباطی به کانی‌سازی ندارد.

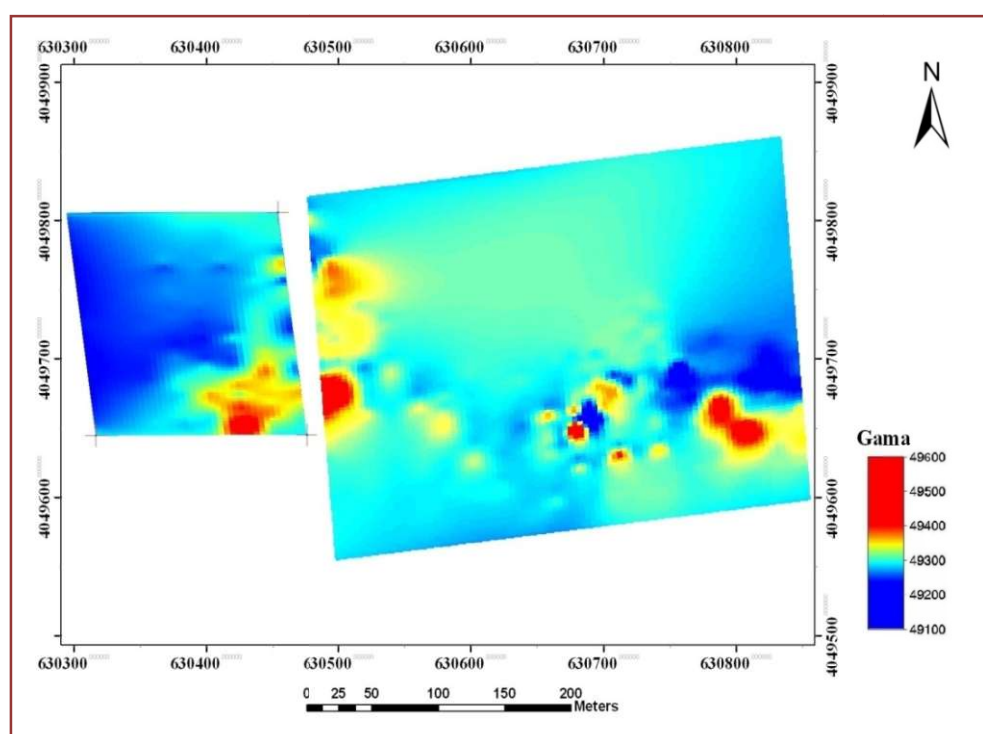
قسمتی از آنومالی بزرگ E در غرب منطقه با توده‌های هورنبلند دیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری در نقشه زمین‌شناسی منطقه مطابقت دارد. توده هورنبلند دیوریت پورفیری پذیرفتاری تا حدود $SI \times 10^{-5} 2300$ و توده دیوریت پورفیری نیز پذیرفتاری در حدود $SI \times 10^{-5} 350$ را نشان



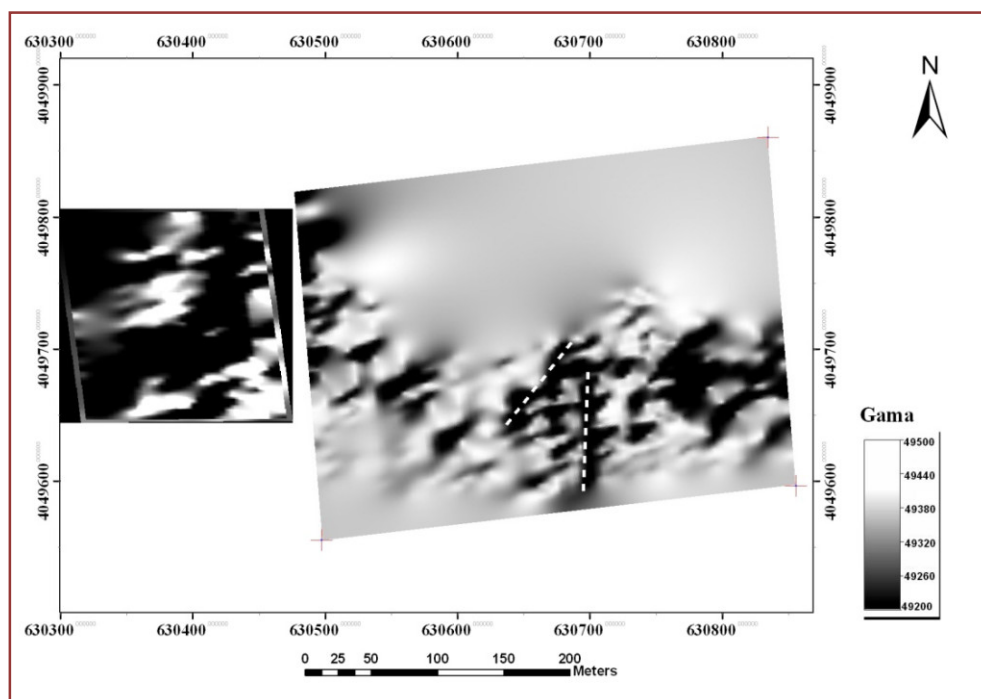
شکل ۸. نقشه کل شدت میدان مغناطیسی.



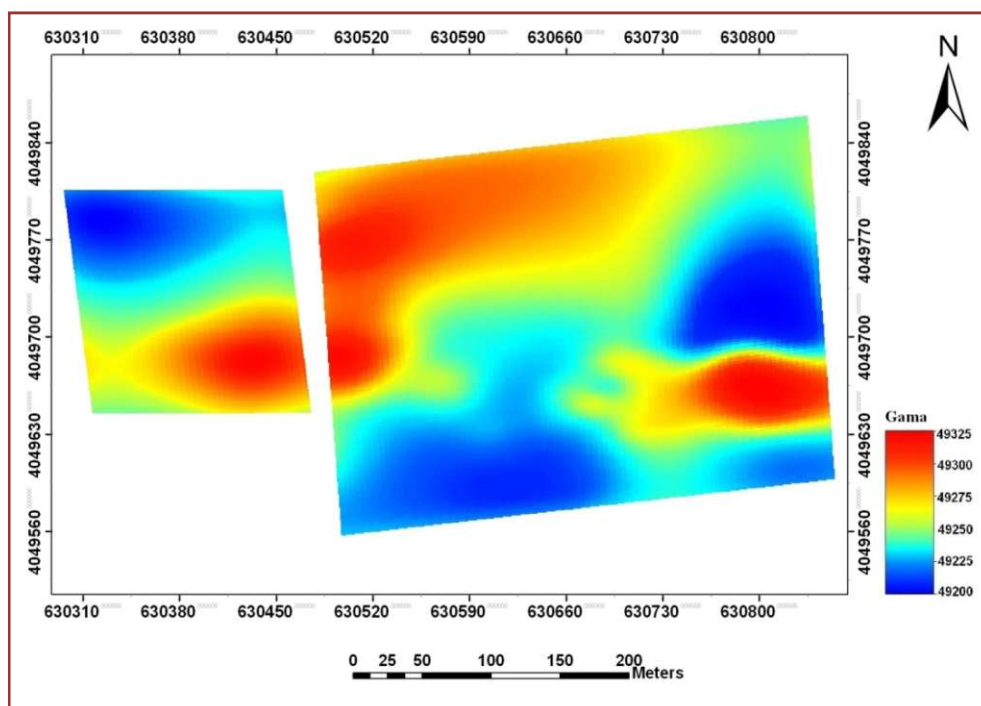
شکل ۹. نقشه شدت کل میدان مغناطیسی به همراه محل پروفیل‌ها.



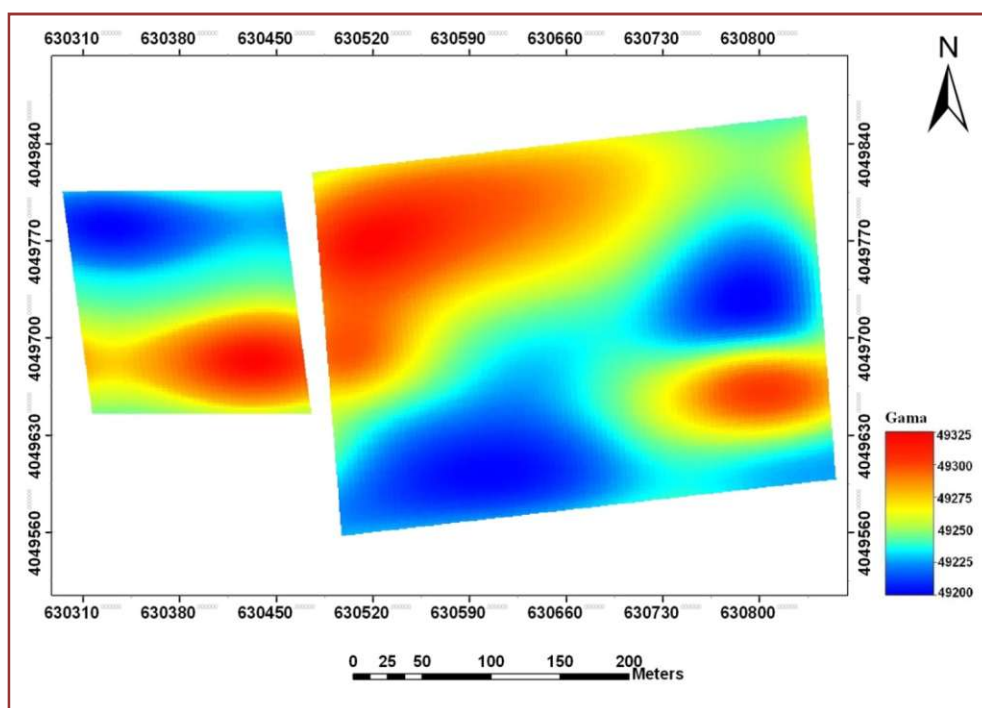
شکل ۱۰. نقشه انتقال یافته به قطب.



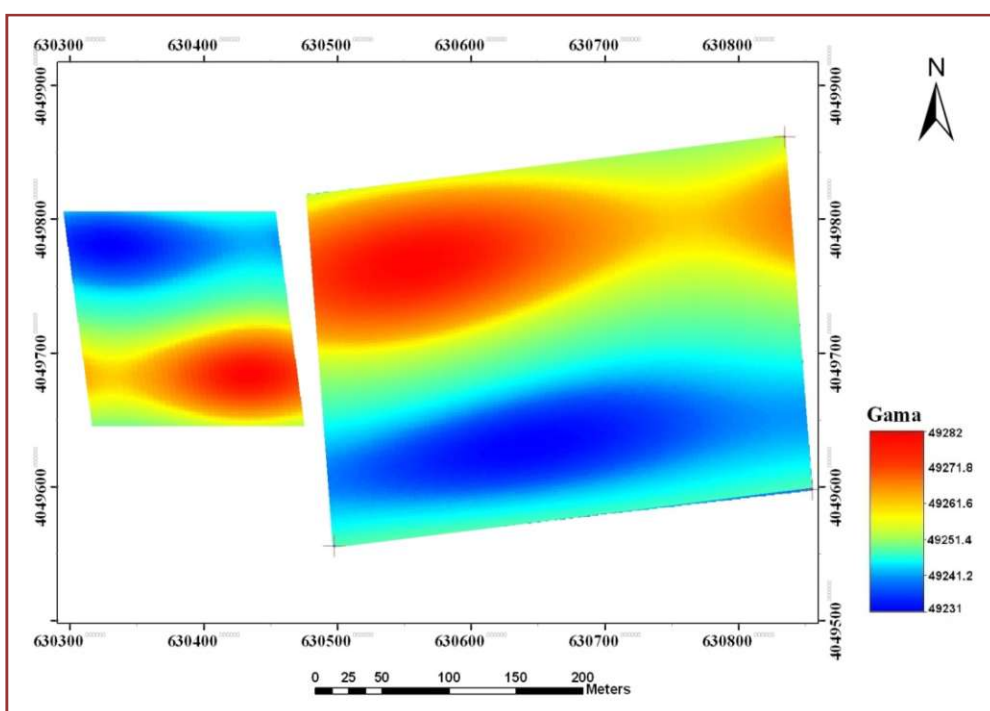
شکل ۱۱. نقشه‌های سیاه و سفید تابش نور (RTP Grey scale Sunshade).



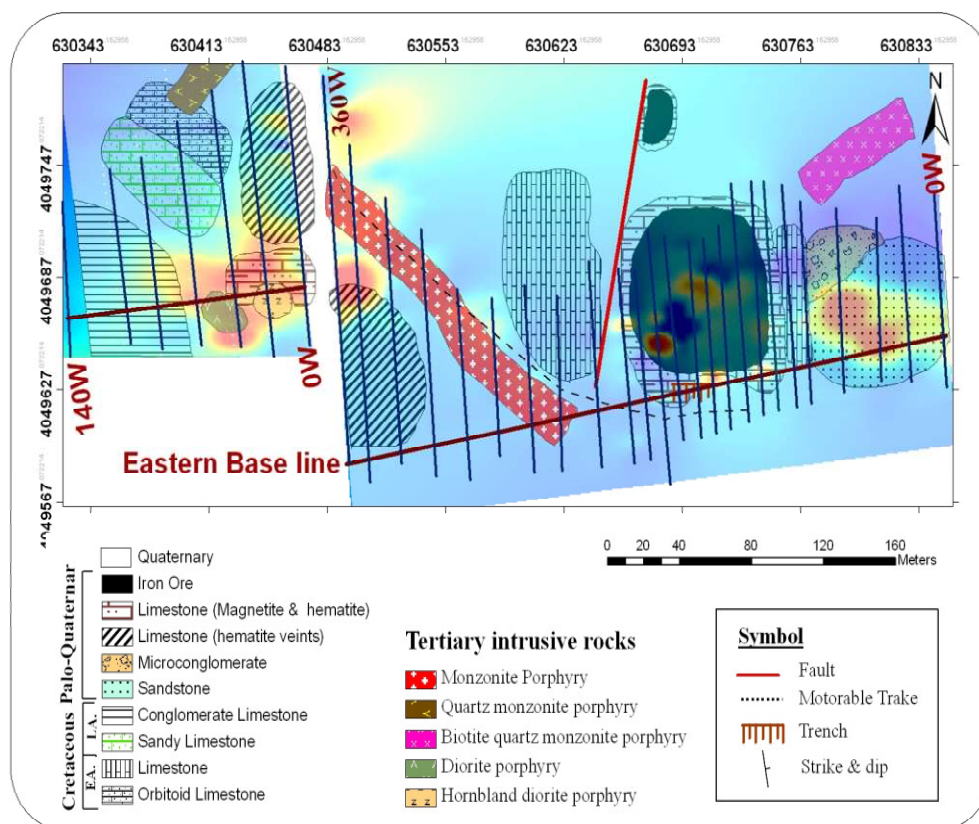
شکل ۱۲. نقشه فراسو مربوط به ارتفاع ۳۰ متر.



شکل ۱۳. نقشه فراسو مربوط به ارتفاع ۵۰ متر.



شکل ۱۴. نقشه فراسو مربوط به ارتفاع ۱۵۰ متر.



شکل ۱۵. موقعیت نقشه RTP بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه کلاته شاهین به همراه محل پروفیل‌ها.

بحث و برداشت

توده‌های نیمه عمیق با ترکیب بیوتیت کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزونیت، مونزونیت، دیوریت و هورنبلند دیوریت پورفیری در آهک‌های کرتاسه نفوذ کرده‌اند. شواهدی از کانیهای اسکارنی در مرز این توده‌ها با آهک دیده نمی‌شود. کانی‌سازی در شرق و غرب منطقه کلاته شاهین متفاوت است. در شرق منطقه، گسلی نرمال با راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب و شیب ۷۰ درجه دیده می‌شود. این گسل در مرز آهک با کانسنگ می‌باشد. بررسیهای صحرایی نشان داد که این گسل یک گسل نرمال بوده و نسبت به کانی‌سازی جوانتر است. بنابراین کانی‌سازی خارج از منطقه شکل گرفته و در اثر عملکرد این گسل از محل اولیه خود جابه‌جا شده و در مکان کنونی قرار گرفته است. کانی‌سازی در این منطقه طی دو مرحله هیپوژن و سوپرژن شکل گرفته است. مرحله هیپوژن

در ارتباط با تشکیل پیریت، مگنتیت و اسپیکولاریت بوده و مرحله سوپرژن در ارتباط با تشکیل گوتیت و هماتیت است. پیریت تنها سولفید منطقه می‌باشد و به صورت بلورهای بسیار دانه ریز و بی شکل و در زون سوپرژن به صورت آثار باقی‌مانده در کنار حفرات همراه با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن دیده می‌شود. بررسی شرایط دمایی و فوگاسیته اکسیژن، دمای تشکیل کانیهای هیدروترمالی شرق منطقه را در محدوده کمتر از ۳۵۰°C معرفی می‌نماید. در حالی که در غرب منطقه میزان گوتیت و هماتیت بسیار کمتر و اغلب به صورت رگه و رگچه‌ای همراه با دولومیت هیدروترمالی است. محلولهای هیدروترمالی عامل کانی‌سازی در غرب منطقه نسبت به شرق میزان سولفید کمتر، اکسیدان تر و دمای کمتر بوده اند.

نتایج آنالیز ژئوشیمی برای عناصر Fe, Mn, Mg و Ca نشان داد که بیشترین میزان آهن ۳۰/۴ درصد در محل ترانشه در

- [۴] بهار فیروزی خ.، اژدری ع.، سیاره ع.، "گزارش مطالعات اکتشافات چکشی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۷) ۱۹۰ صفحه.
- [5] Tucker M.E., "Sedimentary Petrology". Third Edition, Blackwell, Oxford, (2001) 260p.
- [6] Weltje G.J. Eynatten H.V., "Quantitative provenance analysis of sediment: review and outlook", Sedimentary Geology, 171, (2004) 1-11.
- [7] Dickinson W.R., "Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstone". In Zuffa, G.G., (Ed.), Provenance of Arenites. Reidel Publishing Co., Dordrecht, The Netherlands, (1985) 338 – 361.
- [8] Zharikov V.A., "Skarns": Internat. Geology Rev., v12 (1970).
- [9] Ramdhor P. The ore minerals and their intergrowth, Pergamon Press, ., (1980) 1267P.
- [10] Velasco, F., Mineralogy and Origin of the skarn from Kala, Economic Geology, v. 76., no. 3., (1982) pp. 719-727.
- [11] Henley R. W., Truesdell A. H., Barton, P. B., "Fluid-mineral Equilibria in Hydrothermal System": Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, V. 1 (1984) 267P.
- [۱۲] حیدریان شهری، م.ر.، "مبانی اکتشافات ژئوفیزیک": انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، (۱۳۸۴) ۷۵۰ صفحه.
- [13] Clark D. A., "Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys": AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 17(2), (1984) p. 83-103.
- [۱۴] یوسفی ا.، "نقشه شدت کل میدان مغناطیسی ۱:۱۰۰۰۰۰"، برگه شماره ۳، سازمان زمین‌شناسی کشور (۲۰۰۰).
- [15] Gunn P. J., Dentith M.C., "Magnetic responses associated with mineral deposits": AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 17(2) (1997) p. 145-158.
- [16] Cooper G. R., Cowan D. R., "Filtering using variable order vertical derivative Computers & Geosciences", v. 30 (2004) pp. 455-459.
- [17] Ford K., Keating P., Thomas M. D., "Overview of Geophysical signature Associated with Canadian or Deposits", Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario, K1A0E8 (2004).
- [18] Gunn P. J., "Workshop Interpretation of aeromagnetic data": AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics (1996).

شرق منطقه است و آهن و منگنز در محل ترانشه همبستگی مثبت داشته که نشان می‌دهد هر دو یک منشأ داشته و از محلولهای هیدروترمال منشأ گرفته‌اند. میزان Mg در آهک فاقد کانی سازی پایین بوده در حالی که میزان کلسیم بالایی داشته که تأیید کننده سنگ میزبان کلسیتی است. در نقشه مغناطیس سنجی آنومالی‌های کوچک D_1 ، D_2 و D_3 که در شرق منطقه قابل مشاهده‌اند با توده کانی‌سازی اصلی در شرق منطقه، در نقشه زمین‌شناسی مطابقت دارند. بنابراین می‌توان گفت که منبع این آنومالی‌ها مربوط به توده کانی‌سازی (مگنتیت) بوده که در محل ترانشه در سطح رخنمون دارد.

آنومالی A در شرق منطقه بر رخنمون واحدهای میکروکنگلومرایی و ماسه‌سنگی در نقشه زمین‌شناسی منطبق می‌باشد. از آنجایی که این واحدهای ماسه‌سنگی و میکروکنگلومرایی حاوی مگنتیت آواری و خرده‌سنگهای ولکانیکی (حاوی مگنتیت به صورت کانی فرعی) بوده و پذیرفتاری تا حدود $SI \times 10^{-4} \times 135$ را نشان می‌دهند، منبع آنومالی A مربوط به واحدهای میکروکنگلومرایی و ماسه‌سنگی بوده و ارتباطی به کانی‌سازی ندارد.

قسمتی از آنومالی بزرگ E در غرب منطقه با توده‌های هورنبلند دیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری در نقشه زمین‌شناسی منطقه مطابقت دارد. با توجه به این که در فاصله تقریباً ۴۰ متری آنومالی‌های B و C، توده هورنبلند دیوریت پورفیری رخنمون دارد این احتمال وجود دارد که منبع آنومالی‌ها مربوط به توده نفوذی باشد. از طرفی به دلیل وجود کانی‌سازی هماتیت در آهکهای منطبق بر آنومالی‌های B و C این احتمال نیز وجود دارد که منبع این آنومالی‌ها مربوط به کانی‌سازی مگنتیت در عمق باشد. بنابراین در محل این دو آنومالی حفاری اکتشافی پیشنهاد می‌شود.

مراجع

- [۱] نبوی، م. ح.، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۵۵).
- [۲] کریم‌پور م. ح.، ملک‌زاده شفاوردی آ.، و حیدریان شهری م. ر.، "اکتشاف ذخایر معدنی"، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، (۱۳۸۴) ۶۳۲ صفحه.
- [۳] امینی ب.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان (۷۶۶۳)"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۹).



مراحل تشکیل و تکوین کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلای باریکا، خاور سردشت، شمال باختر پهنه دگرگونه سنندج - سیرجان: براساس مطالعه ساخت، بافت و میکروترموتری سیالات درگیر

حسینعلی تاج الدین¹، ابراهیم راستاد¹، عبدالمجید یعقوب پور²، محمد محجل¹

1- بخش زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

2- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم، تهران

دریافت مقاله: 1388/10/27، نسخه نهایی: 1389/2/18

چکیده

کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلا (و نقره) باریکا، در 18 کیلومتری خاور سردشت، در شمال باختر پهنه دگرگونه سنندج- سیرجان قرار دارد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده باریکا، مجموعه‌ای از سنگهای آتشفشان- رسوبی زیردریایی دگرگون شده کرتاسه، شامل متاولکانیکهای آندزیتی، متاتوفیت، فیلیت و اسلیت می‌باشند. کانسار باریکا، از دو بخش کانسنگ چینه‌سان و زون استرینگر تشکیل شده است که به‌طور کامل در واحد متاولکانیک آندزیتی K^{mv1} قرار گرفته‌اند. بخش چینه‌سان کانسار، متشکل از کانسنگ‌های سولفیدی و باریتی همراه با بخشهای فرعی از نوارهای سیلیسی است که به‌صورت توده‌ای و یا نوارهای موازی بر روی رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، که کمربلین بخش چینه‌سان را قطع کرده‌اند، قرار گرفته است. بخش چینه‌سان کانسار از نظر کانی‌شناسی تنوع زیادی داشته و از پیریت، اسفالریت، گالن، استینیت، مجموعه‌ای از سولفوسالت‌ها و طلا (الکتروم) تشکیل یافته است. کانی‌شناسی رگه‌های سیلیسی زون استرینگر ساده بوده و شامل پیریت، گالن، اسفالریت، تتراندیت و مقادیر نادر کالکوپیریت می‌باشد. هر دو بخش کانسنگ چینه‌سان و زون استرینگر، در اثر عملکرد پهنه برشی باریکا به‌شدت دگرشکل شده‌اند، عیار متوسط طلا و نقره در بخش چینه‌سان کانسار به ترتیب 8/3 و 420 گرم بر تن و در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر به ترتیب 0/7 و 32 گرم بر تن اندازه‌گیری شده است. عیار مجموع فلزات پایه در کانسار باریکا همواره کمتر از 1 درصد است.

مطالعات اخیر حاکی از آن است که کانسار سولفید توده‌ای باریکا، شکل ناقص و تکامل نیافته از یک کانسار سولفید توده‌ای نوع کروکو است که تنها بخش کانسنگ سیاه در آن تشکیل گردیده و فاقد کانسنگ‌های زرد و پیریتی است. این کانسار بعد از تشکیل، درجه پایین دگرگونی (رخساره شست سبز) و درجه بالای دگرشکلی را تحمل کرده است. فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی اعمال شده بر روی کانسار، ساختها، بافتها و اشکال جدیدی از کانه‌های طلا در کانسنگ را ایجاد نموده است. در مرحله همزمان با ولکانیسم، نهشت سیالات هیدروترمال کم‌دما (140-200 درجه سانتی‌گراد) و شوری پایین (1-9/6 درصد وزنی NaCl)، که از طلا (و دیگر عناصر کانه‌ساز) غنی بوده است، به تشکیل کانسار باریکا، که مشخصات بخش کانسنگ سیاه یک کانسار کروکو را داراست، منجر شده است. در این مرحله از کانی‌سازی، طلا به‌صورت غیرقابل‌رویت در داخل پیریت‌های فرامبوئیدال و در همراهی نزدیک با سولفوسالت‌ها و دیگر کانیهای سولفیدی تمرکز یافته است. عملکرد دگرگونی پیش‌رونده (دگرشکلی مرحله D1) بر بخش چینه‌سان کانسار باریکا، به تبلور پیریت‌های فرامبوئیدال، ایجاد پیریت‌های درشت‌بلور و تشکیل الکتروم در مرز دانه‌های پیریت تجدیدتبلور یافته منجر شده است. عملکرد پهنه برشی باریکا (دگرشکلی مرحله D2)، دگرشکلی شدید کانسار و تحرک دوباره طلا و کانیهای حاوی As و Sb، Ag، Pb را موجب گردیده و متعاقباً طلاهای درشت‌دانه (تا 3 میلی‌متر) در فضاهای ایجاد شده در این مرحله از دگرشکلی تمرکز یافته‌اند. مرحله دگرگونی پس‌رونده، با تشکیل رگه‌های سیلیسی سفیدرنگ فاقد کانه (دگرشکلی مرحله D3) و متعاقباً رخداد یک‌دسته گسل‌های

نرمال با شیب تند (دگرشکلی مرحله D4) همراه بوده است.

واژه‌های کلیدی: کانسار سولفید توده ای غنی از طلا، کانسنگ سیاه نوع کروکو، سیالات درگیر، دگرگونی، دگرشکلی باریکا، سنندج - سیرجان، ایران.

مقدمه

کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از طلا (Au-VMS)، نوعی از کانسارهای سولفید توده ای ولکانوژنیک هستند که در آنها مقدار طلا (بر حسب گرم در تن) بیشتر از مجموع مقدار عناصر مس، سرب و روی همراه (بر حسب درصد) می‌باشد [1-4] همانند اغلب کانسارهای سولفید توده‌ای ولکانوژنیک، کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از طلا نیز، از عدسپهای سولفید توده‌ای تا نیمه توده‌ای موازی تشکیل شده‌اند که بر روی مناطق تغذیه کننده استوک‌ورک، که در کم‌پایین کانسار گسترش دارند، قرار گرفته اند. اختلاف بین کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از طلا و دیگر کانسارهای VMS در تمرکز طلای آنهاست. به‌طوری‌که در این دسته از کانسارها، مقدار طلا (بر حسب گرم بر تن) بیشتر از مجموع عیار Cu، Pb و Zn (بر حسب درصد) است [1 و 4]، از این‌رو در این دسته از کانسارها، طلا به عنوان فلز اصلی است. عناصر فلزی همراه با کانسارهای سولفید توده ای غنی از طلا Ag، Cu، As، Sb و Bi می‌باشند [4].

کانسار باریکا، اولین و تنها کانسار سولفید توده ای غنی از طلا (ونقره) گزارش شده در ایران است که در ولکانیک‌های آندزیتی کرتاسه، در پهنه سنندج - سیرجان شمالی، جای گرفته است. بر خلاف اغلب کانسارهای سولفید توده‌ای جهان، مقدار مجموع فلزات پایه در کانسار باریکا به نحو چشم‌گیری پایین است ($1 < \text{wt \% Zn + Pb + Cu}$). کانسار باریکا، وسط تاج الدین [5]، به عنوان کانسار طلای نوع پهنه برشی معرفی گردید و یارمحمدی [6]، این کانسار را، با ذخایر سولفید توده‌ای نوع Au-Zn-Pb-Ag معرفی شده توسط لارج و همکاران (1989) و چند ذخیره تیپ کروکو با سن میوسن در Hokurok Basin ژاپن [8]، قابل مقایسه دانسته‌اند. ایشان نقش فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی را بر روی کانسنگ‌های سولفیدی و باریتی کانسار و به خصوص بر تحرک و تمرکز مجدد طلا مورد بررسی قرار داده‌اند.

در این مقاله زمین‌شناسی کانسار، ماهیت فیزیکوشیمیایی

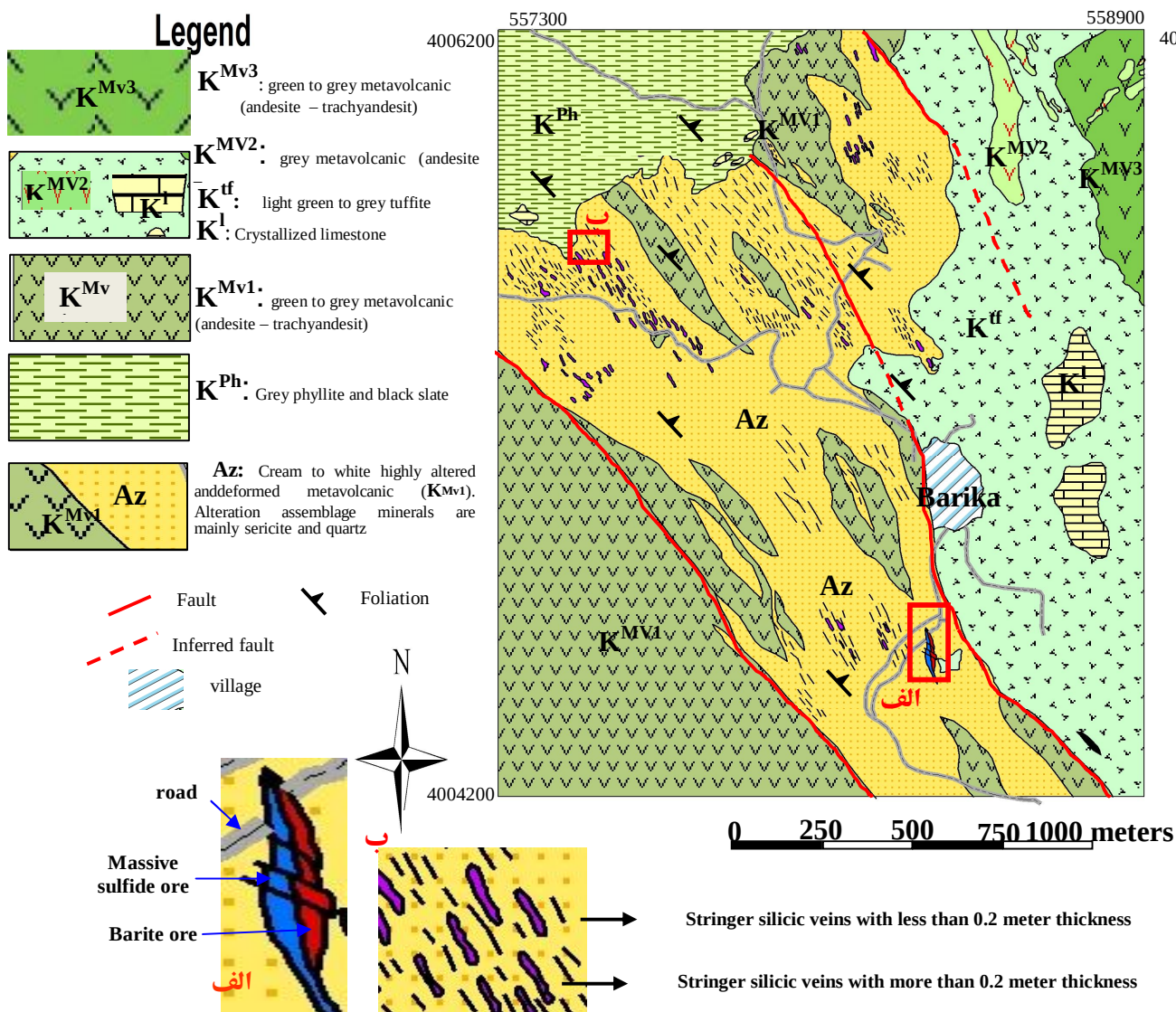
سیالات کانه ساز و مراحل تشکیل و تکوین کانسار باریکا مورد بحث قرار گرفته است. در بخش زمین‌شناسی، علاوه بر تکمیل زمین‌شناسی بخش چینه سان کانسار [6 و 9]، ویژگیهای زمین‌شناسی زون استرینگر، که در مطالعات قبلی چندان شناخته شده نبود، معرفی شده است. پس از آن، بر اساس مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر، ماهیت فیزیکوشیمیایی سیال کانه ساز باریکا توصیف و مدل تشکیل کانسار باریکا ارائه گردیده است. بخش پایانی مقاله، به مراحل تشکیل و تکوین کانسار باریکا از زمان تشکیل همزمان با ولکانیسم کرتاسه تاکنون اختصاص دارد. در این بخش با استفاده از نتایج مطالعات سیالات درگیر و شواهد ساخت و بافت کانسنگها، شرایط تشکیل کانسار باریکا و نقش فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی در کنترل کانه زایی طلا (و دیگر فلزات)، مورد بررسی و تحقیق قرار گرفته است.

زمین‌شناسی کانسار باریکا

کانسار باریکا در شمال باختر پهنه سنندج - سیرجان و در زیر پهنه حاشیه‌ای آن [10] قرار دارد. [11 و 12] ولکانیک‌های رخنمون یافته در شمال باختر پهنه سنندج - سیرجان را به یک محیط کمان قاره ای با ماهیت کالک آلکالن، که در زمان کرتاسه میانی - بالایی تشکیل شده‌اند، نسبت داده‌اند.

واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده باریکا، مجموعه‌ای از سنگهای آتشفشان - رسوبی زیردریایی دگرگون شده با سن کرتاسه می‌باشند که از متاولکانیکهای آندزیت - تراکی آندزیتی، توفیت، فیلیت و اسلیت تشکیل شده‌اند. در محدوده کانسار باریکا، واحدهای متاولکانیکی و توفیتی، بیشترین گسترش را دارند. واحدهای متاولکانیکی، با مشخصات ظاهری و ترکیب سنگ شناسی مشابه، به صورت دو واحد گدازه ای ($Kmv1$ و $Kmv3$) و یا به صورت بین‌لایه‌های گدازه ای (واحد $Kmv2$) در واحد توفیتی رخنمون دارند (شکل 1).

کانسار باریکا، یک کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلا



شکل 1. نقشه زمین شناسی کانسار سولفید توده ای باریکا. الف: نمای نزدیک از موقعیت کانسنگ چینه سان (سولفید و باریت توده ای). ب: نمای نزدیک از زون استرینگر.

مالاکیت، آزوریت، کوولیت و آزوریت. مهمترین کانیه‌های باطله، باریت، کوارتز، سرسیت، مسکویت، کلریت و کانیه‌های رسی می‌باشند. در شکلهای 3 و 4، نمایی از بخشهای مختلف کانسنگ‌های سولفیدی، باریتی و سیلیسی در بخش چینه سان کانسار باریکا نشان داده شده است. موقعیت استراتی‌گرافی بخش چینه سان کانسار، در بخشهای فوقانی واحد K^{mv1} ، در نزدیک به قاعده واحد توفیتی (K^{tf}) می‌باشد. به‌نظر می‌رسد سیالات کانه ساز در مراحل آخر ولکانیسم واحد K^{mv1} و در تغییر ولکانیسم گدازه ای به توفینی به کف دریا وارد شده‌اند.

ب) کانسنگ رگه‌ای (زون استرینگر)

بخش کانسنگ رگه‌ای یا زون استرینگر، از رگه و رگچه-های سیلیسی سولفیددار با ساخت استوک‌ورک تشکیل شده است. این بخش از کانسار در محدوده ای به طول حدود 2 کیلومتر و پهنا 100 - 500 متر با راستای شمال-شمال باختر، جنوب-جنوب خاور، در کمر پایین کانسنگ چینه-سان رخ داده است (شکل 1). رگه و رگچه‌های سیلیسی سولفید دار زون استرینگر، در طولهای چند سانتی‌متر تا دهها متر و با ضخامتهای میلی‌متری تا حدود 1 متر رخنمون دارند. عیار متوسط طلا و نقره در رگه‌های سیلیسی این بخش از کانسار به ترتیب 0/7 و 32 گرم بر تن اندازه گیری شده است (جدول 1).

کانی‌شناسی رگه و رگچه‌های سیلیسی زون استرینگر، نسبت به کانسنگ چینه سان، ساده بوده و شامل پیریت، اسفالریت، گالن، تتراندريت و مقادیر نادر کالکوپیریت (شکل 7) است.

در محدوده گسترش رگه و رگچه‌های سیلیسی زون استرینگر، انواع دگرسانیهای سرسیتی، کوارتز-سرسیت، سیلیسی، سولفیدی و کلریتی مشاهده شده است و محدوده گسترش زون استرینگر، با گستره زون‌های دگرسانی منطبق است (شکل 1). معمولاً در بخشهایی از سنگ میزبان رگه و رگچه‌های سیلیسی زون استرینگر، که با دگرسانی کوارتز-سرسیت، سیلیسی و سولفیدی همراه هستند، کانه‌زایی سولفیدی (پیریت، گالن، اسفالریت و تتراندريت) نیز مشهود است (شکل 6).

شواهد صحرایی حاکی از آن است که اغلب رگه‌های

(و نقره) است که از دو بخش الف) کانسنگ چینه‌سان و ب) کانسنگ رگه‌ای (زون استرینگر) تشکیل شده است. واحد متاندزیتی K^{mv1} ، سنگ میزبان این کانسار است و به‌طور کامل هر دوبخش چینه سان و زون استرینگر کانسار را دربردارد. کانسار باریکا و سنگ میزبان آن، بعد از تشکیل متحمل دگرگونی (در حد رخساره شیبست سبز) شده و متعاقباً تحت تأثیر عملکرد پهنه برشی باریکا، با راستای شمال باختر- جنوب خاور و شیب 45-60 درجه به سمت شمال خاور، به شدت دگرشکل گردیده است (شکل 1). ژئومتری، شدت و روند پهنه برشی باریکا، توسط ژئومتری، شدت و روند پهنه دگرسانی میزبان کانسار کنترل می‌شود، به‌طوری‌که گستره عملکرد پهنه برشی، به‌طور کامل با گستره کانسار باریکا و زون دگرسانی میزبان آن منطبق است و بیشترین شدت دگرشکلی بر کانسار باریکا (بخش چینه سان) مطابقت دارد.

دگرسانی غالب سنگ میزبان، سرسیتی، کوارتز-سرسیتی (شکل 2 الف)، سیلیسی (شکل 2 ب)، سولفیدی و کلریتی است و پدیده‌های توأمان دگرسانی و دگرشکلی، تا حدود زیادی بافت پورفیری سنگ اولیه را از بین برده است. در مقاطع میکروسکوپی، واحد متاولکانیکی میزبان کانی‌سازی کاملاً دگرسان و دگرشکل بوده و غالباً فابریک‌های میلونیتی را نشان می‌دهند (شکل 2 الف).

در زیر دو بخش الف) کانسنگ چینه‌سان و ب) کانسنگ رگه‌ای (زون استرینگر) مورد بررسی قرار گرفته است.

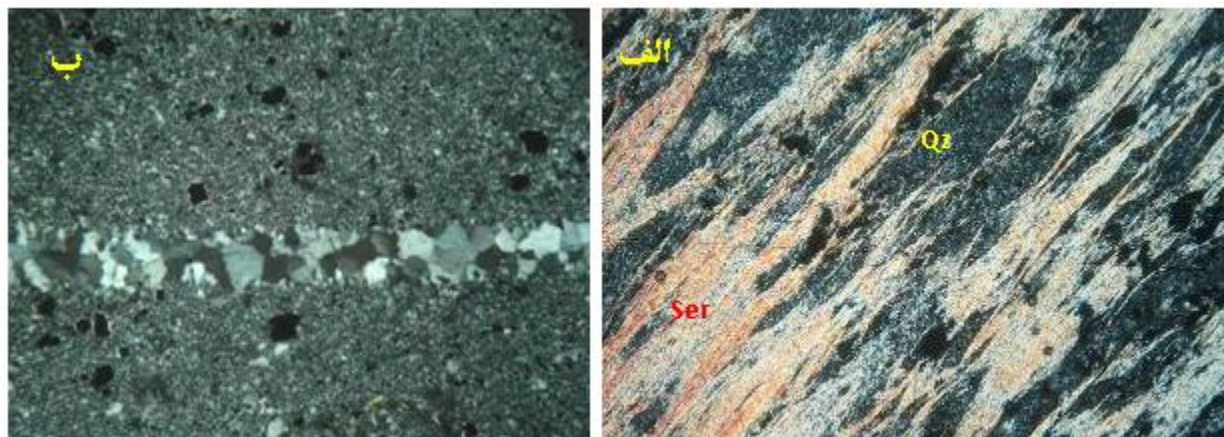
الف) کانسنگ چینه سان

این بخش از کانسار، شامل کانسنگ‌های سولفید و باریت توده‌ای-نواری همراه با بخشهای فرعی از نواریهای سیلیسی است که مجموعاً در طول بالغ بر 150 و ضخامت 1-20 متر رخنمون دارند. عیار متوسط طلا و نقره در قسمت‌های مختلف این بخش از کانسار، به ترتیب 8/3 و 420 گرم بر تن اندازه‌گیری شده است. (جدول 1).

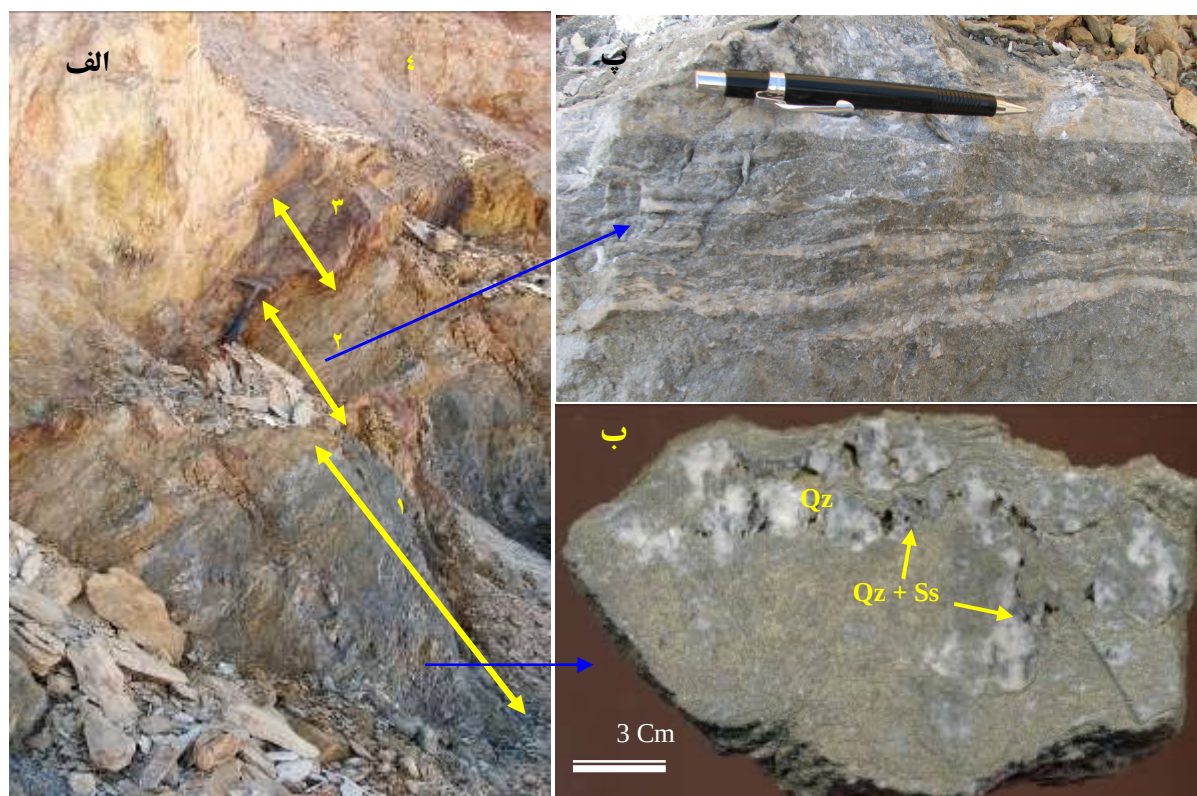
کانه‌های تشکیل دهنده در قسمت‌های مختلف کانسنگ چینه‌سان تنوع زیادی دارند و عبارتند از پیریت، اسفالریت، گالن، تتراندريت-تنانتیت، بورنونیت-بولانژریت، استفانیت، پیرارژریت، ترجمینیت، میارژریت، آندوریت، ژئوکروویت، گوتاردیت، تووینیت-وینیت، استیینیت، طلا (الکتروم)،

سیلیسی واقع در مرکز پهنه برشی، کاملاً دگر شکل گردیده و غالباً در جهت راستای عمومی برگ‌وارگی‌ها (شمال باختر - جنوب خاور) جهت‌یافته (oriented) شده‌اند (شکل 5)، در حالی که تعداد اندکی از رگه‌های سیلیسی

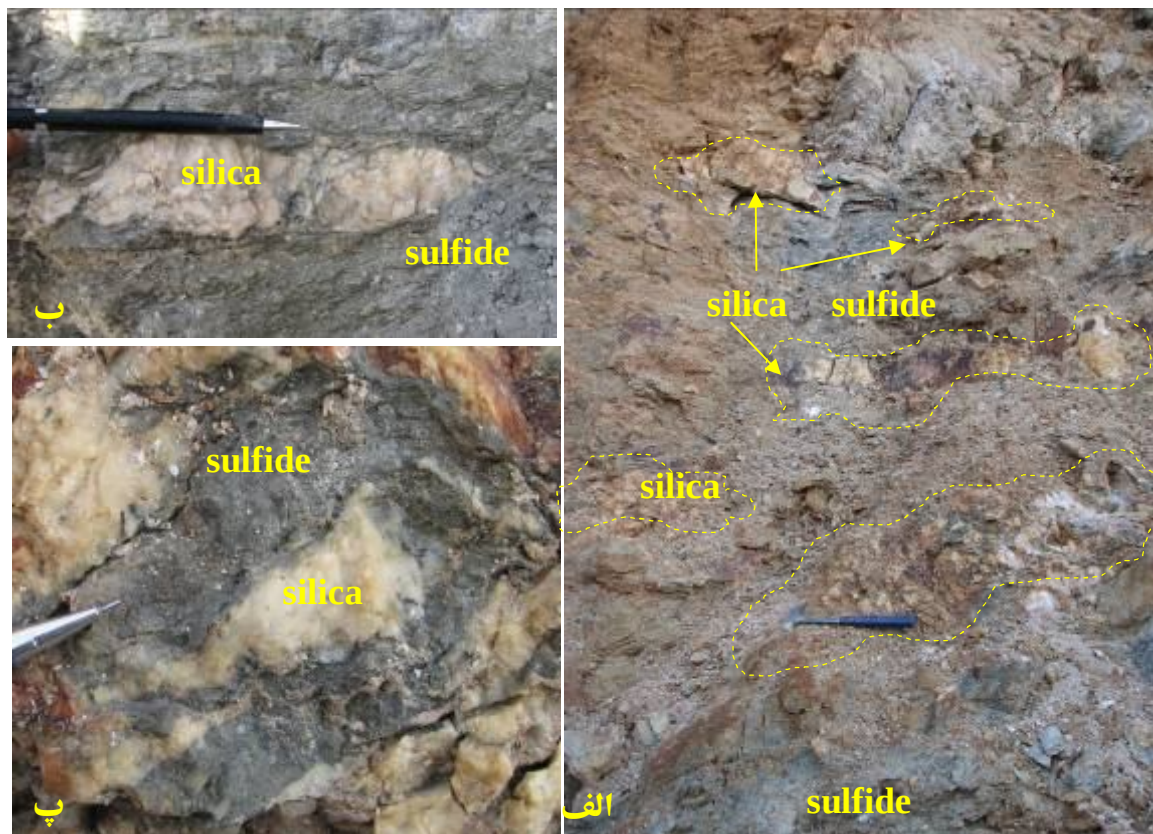
مربوط به زون استرینگر، که در حاشیه پهنه برشی قرار داشته و از کانون دگرشکلی دور بوده‌اند، تنش کمتری را تحمل کرده و تا حدودی ساخت‌های اولیه کانه‌زایی در آنها حفظ شده است (شکل 6).



شکل 2، تصاویر میکروسکوپی از متاولکانیک‌های شدیداً دگرسان شده: الف) دگرسانی کوارتز - سیریسیت با فابریک اولترا میلونیتی و ب) دگرسانی سیلیسی - سولفیدی. کانه‌های تیره رنگ در شکل ب، پیریت می‌باشند.



شکل 3، الف) نمایی از بخش‌های مختلف کانسار سولفید توده ای باریکا در بخش چینه سان: 1) بخش سولفید توده ای، 2) تناوب باریت و سولفید، 3) باریت و 4) متاولکانیک دگرسان شده (کمر بالا). در شکل ب، نمای نزدیک از کانسنگ سولفید توده ای و در شکل پ، نمای نزدیک از تناوب باریت و سولفید، نشان داده شده است.



شکل 4. نمائی از کانسنگ های سیلیسی و سولفیدی در بخش چینه سان کانسار باریکا. کانسنگ های سیلیسی در ابتدا بصورت نوارهای موازی در همراهی با کانسنگ سولفیدی نهشته شده اند ولی به علت ماهیت شکنای سیلیس، در اثر دگرشکلی، اغلب قطعه قطعه شده (شکل الف) و کمتر بصورت بودینه (شکل های ب و پ) مشاهده می شوند.

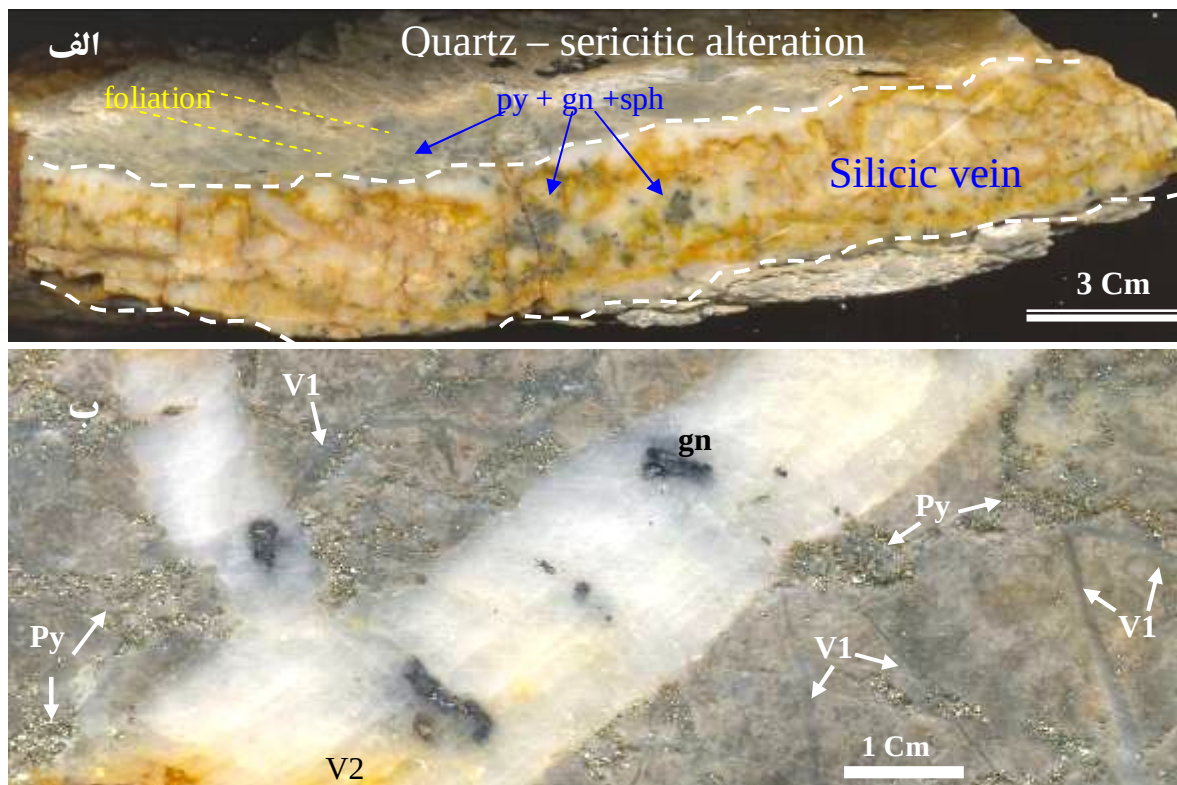
جدول 1. ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کانسار باریکا.

زون سولفید و باریت توده‌ای - نواری				زون استرینگر
سنگ میزبان	کمر بالا و کمر پائین: آندزیت با دگرسانی سیلیسی، سرسیت کوارتز و سولفیدی	آندزیت با دگرسانی سیلیسی، سرسیت		
ماهیت سنگ	الف) کانسنگ سولفیدی	ب) کانسنگ باریتی	ج) کانسنگ سیلیسی	کانسنگ سیلیسی
شکل کانی‌سازی اولیه در مقیاس رخنمون (نمونه دستی)	اغلب توده‌ای (تا ضخامت حدود 5 متر) در	اغلب توده‌ای (تا ضخامت حدود 10 متر) در	اغلب نواری در ضخامت‌های سانتی متر تا 1/5 متر	رگه ای و رگچه ای
کانی‌شناسی	Py>>Ss>stb> Sph>Gn + Au	Py>Sph> Gn>Ss>stb + Au	Ss>>Py>cin + Au	Py>Sph> Gn>Tet - Tn ± Cpy ± Au
عناصر فلزی همراه	Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, As, Hg	Au, Ag, Zn, Pb, Cu, Sb, As, Hg	Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Sb, Hg, As	Pb, Zn, Cu, As, Sb, Ag, Au
Au(ppm)	9/2	7/4	9/3	0/73
Ag(ppm)	1755	381	1575	31
As(ppm)	1479	298	1101	440
Sb(ppm)	2059	548	2489	105
Hg(ppm)	509	59	1182	12/4
Zn(%)	0/05	0/48	0/08	0/1
Pb(%)	0/08	0/41	0/12	0/16
Cu(%)	0/14	0/11	0/07	0/02
Zn+Pb+Cu	0/28	1	0/26	0/27
Au/Ag	0/005	0/019	0/006	0/023

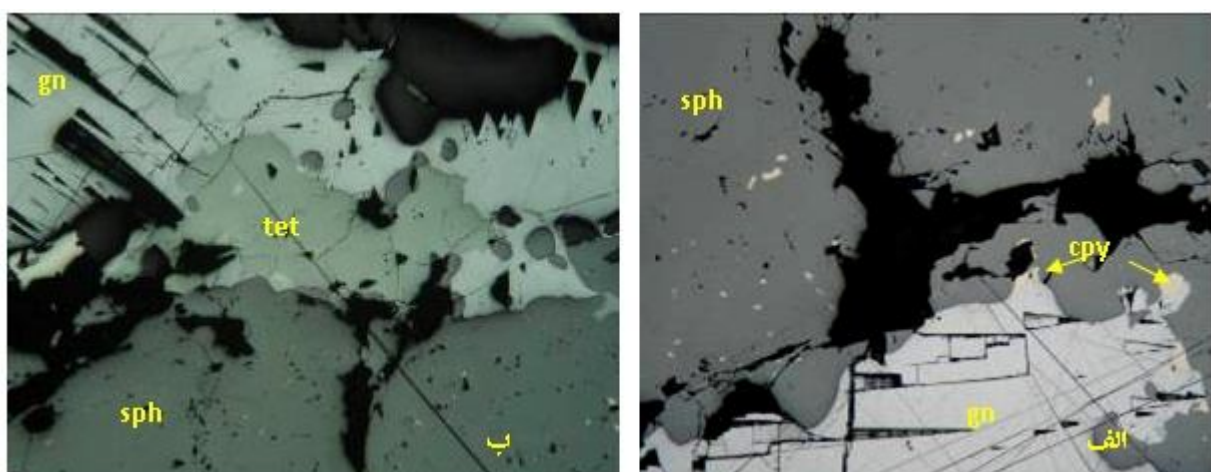
Ss: کانی‌های سولفوسالت، Py: پیریت، Sph: اسفالریت، Gn: گالن، Tet: تتراآندزیت، Tn: تنانتیت، Cin: سینابر، Cpy: کالکوپیریت، Stb: استیب‌نیت، Au: طلا.



شکل 5. عملکرد دگرشکلی بر روی رگه های سیلیسی زون استرینگر به صورت بودین شدگی (الف) و چین خوردگی (ب).



شکل 6. در شکل الف، بخشی از رگه سیلیسی زون استرینگر نشان داده شده است که حاوی پیریت (py)، گالن (gn) و اسفالریت (sph) می باشد. سنگ میزبان رگه سیلیسی، با دگرسانی کوارتز – سریسیت و سولفیدی (پیریت، گالن و اسفالریت) همراه است. در شکل ب، ساخت استوکورک رگه های سیلیسی سولفیددار (V2)، تا حدود زیادی حفظ شده است. در این شکل، رگه های سیلیسی سفید رنگ (V2)، رگچه های سیلیسی خاکستری رنگ (V1) را قطع نموده‌اند. سنگ میزبان رگه های سیلیسی، با دگرسانی کوارتز – سریسیت و کانه زائی پیریت همراه است.



شکل 7. کانه های سولفیدی (اسفالریت: sph، گالن: gn و کالکوپیریت: cpv) و سولفوسالتی (تتراندريت – تنانتیت: tet) در رگه های سیلیسی زون استرینگر. کالکوپیریت اغلب بصورت ادخال در اسفالریت (کانه های روشن در شکل ب) وجود دارد.

مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر

روش مطالعه

به منظور شناخت ماهیت فیزیکوشیمیایی سیال کانه ساز و بررسی روند تغییرات شیمی و حرارتی سیال (یا سیالات) کانه ساز در طی تشکیل کانسار، از رگه های سیلیسی زون استرینگر و عدسیهای باریتی بخش چینه سان کانسار باریکا، تعداد 17 مقطع دوبر صیقل، تهیه گردید که از این تعداد تنها 6 مقطع برای مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر مناسب تشخیص داده شد. کانیهای اسفالریت به علت پراکندگی کم و نیز رنگ قهوه ای تیره آنها، جهت مطالعه میکروترمومتری سیالات درگیر مناسب نبوده اند.

بر اساس شواهد صحرایی و بافتی، در زون استرینگر کانسار باریکا، کانی سازی به مجموعه ای از رگه های سیلیسی سولفید دار (پیریت، اسفالریت، گالن و تتراندريت) منحصر است که در یک بازه زمانی نه چندان طولانی، به عنوان معابر تغذیه کننده کانسنگ چینه سان (سولفید و باریت توده ای - نواری) کانسار فعالیت داشته اند. آنچه مسلم است، سیستم رگه های سیلیسی استرینگر کانسار باریکا، حاصل عملکرد مراحل چندگانه فعالیتهای هیدروترمال کانه ساز نبوده و تنها تاریخچه یک مرحله از فعالیت سیستم هیدروترمال را ثبت کرده است، اگرچه در بعضی از بخشهای زون استرینگر، رگه و رگچه های سیلیسی به صورت استوک ورک یکدیگر را قطع کرده اند (شکل 6ب). ولی همانندی رگه ها از نظر شکل و پاراژنز کانه ها، حاکی از آن است که رگه های مذکور از ته نشست یک سیال مشابه در یک بازه زمانی کوتاه تشکیل شده اند. تمامی رگه های سیلیسی زون استرینگر در اثر فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی، درجات متفاوتی از دگرشکلی را تحمل کرده اند، لذا انتخاب نمونه مناسب، از سیستم رگه های سیلیسی کانسار باریکا، که دارای سیالات درگیر اولیه مناسب جهت مطالعه باشند چندان آسان نبوده است. به طوری که از تعداد 7 نمونه برداشت شده از رگه های سیلیسی با کمترین درجات دگرشکلی، فقط 3 نمونه جهت مطالعه میکروترمومتری مناسب تشخیص داده شد.

باریت به عنوان بخشی از کانسنگ طلا دار، در قسمتهای فوقانی بخش چینه سان کانسار باریکا تشکیل شده است. شناسایی و مطالعه سیالات درگیر اولیه در باریت اغلب مشکل است، به طوری که Larson و همکارانش (1973) و Ramboz

و همکارش (1988) اظهار داشتند، ممکن است در اثر گرما سیالات درگیر موجود در کانیهای رخ پذیر، مانند باریت، منبسط گردیده و از این رو نتایج نادرست به دست دهد. همچنین سیالات درگیر موجود در باریت مستعد necking down می باشند [15 و 16]. از این رو میکروترمومتری سیالات درگیر در باریت، به خصوص در مناطق دگرشکل شده، با ملاحظاتی همراه است که بر دشواری این مطالعات می افزاید. چنین ملاحظاتی موجب گردید، پس از پتروگرافی 10 مقطع دوبر صیقلی تهیه شده از بخشهای کمتر دگرشکل شده کانسنگ باریتی، تنها 3 نمونه جهت مطالعه میکروترمومتری مناسب تشخیص داده شود.

مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر کانسار باریکا، در آزمایشگاه کانی شناسی مؤسسه تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران به کمک استیج گرم کننده و منجمد کننده (Stage: THMS600) با مدل Linkam که بر روی میکروسکپ Zeiss نصب است، انجام شد. دامنه حرارتی دستگاه 196- تا 600 + درجه سانتی گراد است. به علت کوچک بودن سیالات درگیر، مطالعه با استفاده از بزرگنماییهای 800 و 1250 میکروسکپ Zeiss انجام شده است. مورفولوژی و مشخصات سیالات درگیر در دمای اتاق با استفاده از معیارهای [17] و [18] ثبت گردید. به علاوه نسبتهای فاز بخار/سیال، با استفاده از جداول استاندارد که بدین منظور تهیه شده است [18] ارزیابی گردید. سیالات درگیر بر اساس چگونگی رخداد آنها در کانی میزبان، ارتباط آنها با یکدیگر و نوع سیالات دسته بندی شدند. با توجه به ارتباط سیالات درگیر نسبت به کانی میزبان، سیالات به انواع اولیه (به صورت سیالات پراکنده و بدون شکل هندسی)، ثانویه (سیالاتی که در طول شکستگیها و مرز کانیها رخ داده اند) و ثانویه دروغین (سیالاتی که در طول شکستگیهایی که سطوح بلورین را قطع نمی کنند) تقسیم می شوند. در این تحقیق سیالات درگیر دو فازي مایع - گاز (LV)، به لحاظ اولیه بودن، درشت تر بودن و فراوانی آنها، مطالعه شدند و از مطالعه سیالات دو فازي گاز - مایع و تک فازي مایع، به لحاظ ثانویه بودن و اندازه کوچک آنها صرف نظر شد.

- پتروگرافی سیالات درگیر:

مطالعه سیالات درگیر بر روی رگه‌های کوارتزی زون استرینگر و عدسیه‌های باریتی بخش چینه سان کانسار باریکا انجام شده است.

- سیالات درگیر در کوارتز (زون استرینگر):

از لحاظ شکل ظاهری، سیالات درگیر در نمونه‌های زون استرینگر را با توجه به پارامترهای [17] و [18] می‌توان به ترتیب فراوانی به‌صورت اشکال نامنظم، کشیده و کروی تقسیم‌بندی کرد.

سیالات درگیر در نمونه‌های سیلیسی مطالعه شده در 4 نوع مشاهده شده‌اند: الف) دو فاز مایع-گاز (LV)، ب) دو فاز مایع-مایع (VL)، پ) تک فاز مایع (L) و ت) انکلوزیونهای CO₂ دار.

از لحاظ اندازه، سیالات درگیر مورد مطالعه، ریز تا بسیار ریز بوده و اندازه آنها از 2 تا 12 میکرون متغیر است. از میان انواع سیالات مذکور، سیالات درگیر دوفازی مایع-گاز (LV) از بقیه انواع فراوان‌تر بوده و اندازه‌های بزرگتری نیز دارند. پتروگرافی نمونه‌ها حاکی از آن است که تنها سیالات دوفازی نوع LV و انکلوزیونهای نادر CO₂ دار، شواهدی از اولیه بودن را نشان می‌دهند. سیالات درگیر نوع LV اغلب با اشکال نامنظم و کمتر کروی در اندازه‌های 2 تا 12 میکرون به‌طور

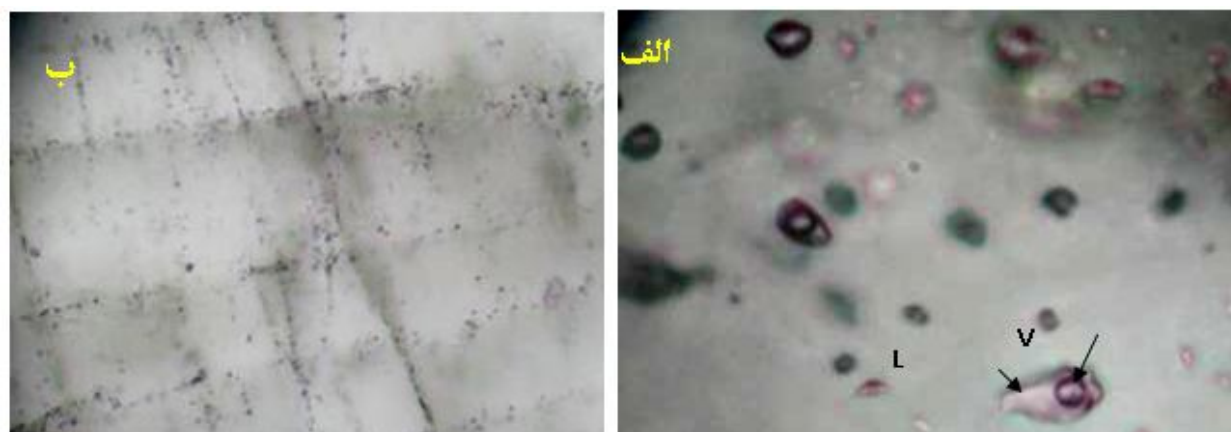
نامنظم در کوارتز میزبان پراکنده‌اند (شکل 8 الف). درجه پرشدگی آنها 0/7 تا 0/8 است. بعضی از بخشهای کوارتز آرایشی از ریزشکستگیهای ترمیم شده را نشان می‌دهند که احتمالاً در اثر فرآیندهای دگرشکلی و تبلور مجدد تکتونیکی ایجاد شده است (شکل 8 ب). اغلب سیالات درگیر نوع L و نوع VL، که اندازه اغلب آنها کوچکتر از 5 میکرون است، در امتداد این شکستگیها تمرکز یافته‌اند.

- سیالات درگیر در باریت (بخش چینه سان):

شکل ظاهری و نوع سیالات درگیر در نمونه‌های باریتی، مشابه با نمونه‌های سیلیسی است، با این تفاوت که اندازه سیالات درگیر در نمونه‌های باریتی به‌طور محسوسی کوچکتر (حداکثر 8 میکرون) ولی تعداد آنها بیشتر است. اغلب سیالات درگیر در نمونه‌های باریتی از نوع دو فاز مایع-گاز (VL) و تک فاز مایع (L) می‌باشند که ثانویه بوده و در اشکال کشیده در امتداد ریز شکستگیهای ترمیم یافته، تمرکز یافته‌اند (شکل 9 ب). سیالات درگیر اولیه از نوع دو فاز مایع-گاز (LV) می‌باشند که بیشتر در اشکال نامنظم و کروی در متن باریت پراکنده‌اند (شکل 9 الف). در نمونه‌های باریتی، تعداد معدودی انکلوزیونهای CO₂ دار مشاهده شده است.



شکل 8: الف) سیال درگیر اولیه دو فازه و ب) سیالات درگیر ثانویه در کوارتزهای مربوط به رگه‌های سیلیسی زون استرینگر. L=Liquid, V=Vapor.



شکل 9. الف) انکلوژیونهای سیال دو فازه و ب) انکلوژیونهای سیال ثانویه در کانسنگ باریتی بخش چینه سان. L=Liquid, V=Vapor.

میکروترمومتری سیالات درگیر - دماهای همگون شدن

داده‌های دمای همگون شدن برای سیالات درگیر اولیه دو فاز مایع - گاز (LV)، برای نمونه‌های سیلیسی (زون استرینگر) و باریتی (بخش چینه سان کانسار) در شکل‌های 10 الف و ب نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل 10 الف آمده است، محدوده دمای همگن شدن برای نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های سیلیسی زون استرینگر از 150 تا 220 و با دمای میانه 187 درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است. محدوده دمای همگن شدن برای نمونه‌های باریتی از 140 تا 211 و با دمای میانه 174 درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل 10 ب). در این مطالعه دمای همگون شدن برای تعدادی از سیالات درگیر نوع VL، که ثانویه شناسایی شدند، برای هر دو نمونه کوارتز و باریت از 246 تا 290 درجه سانتی‌گراد ثبت گردیده است.

مرحله گرماسنجی بر روی تعدادی از انکلوژیون‌های غنی از CO₂، حاکی از آن است که CO₂ به صورت محلول در سیال آب‌گون و نیز همراه با گازهای دیگر از جمله متان، در انکلوژیونها وجود دارد.

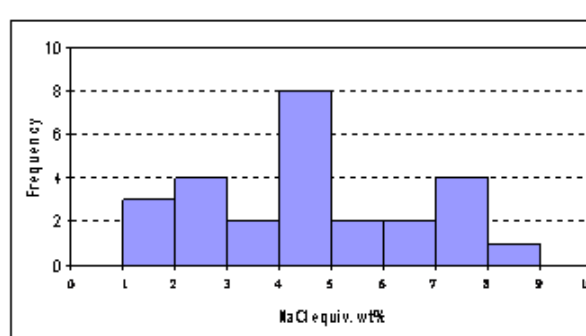
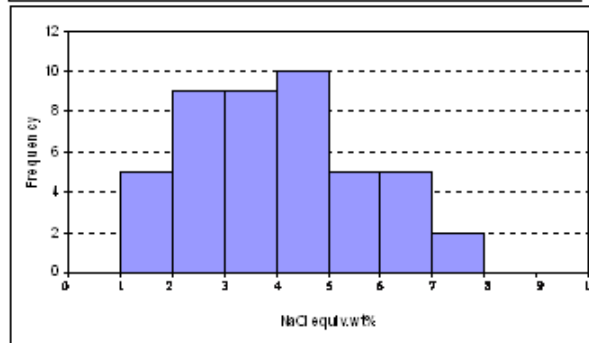
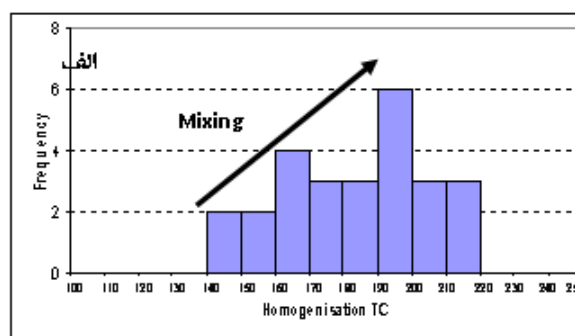
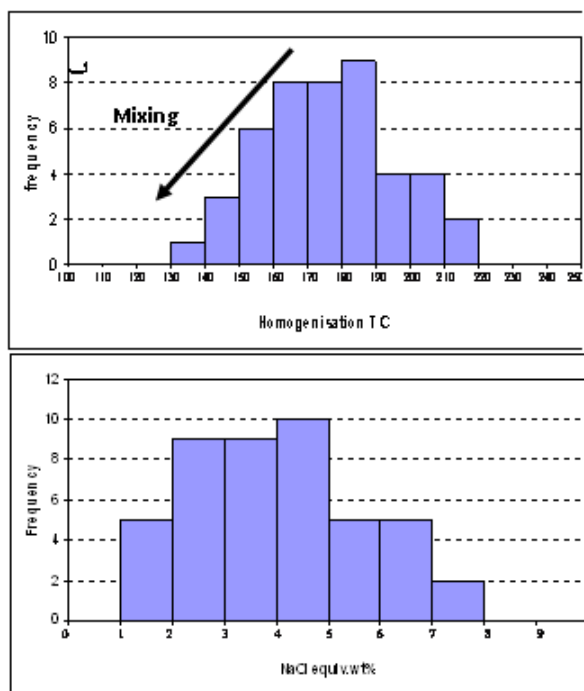
-شوری

داده‌های شوری برای سیالات درگیر اولیه دو فاز مایع - گاز (LV) برای نمونه‌های سیلیسی (زون استرینگر) و

باریتی (بخش چینه سان کانسار) در شکل‌های 10 الف و ب نشان داده شده است

محدوده اولین نقطه ذوب یخ یا اتکتیک (Te) در نمونه‌های زون استرینگر 27 - تا 45 درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است که نشان می‌دهد سیال کانه‌ساز، به صورت یک شوره ساده NaCl نبوده، بلکه ممکن است علاوه بر Na، نمک‌های دیگر منیزیم، پتاسیم، کلسیم، آهن و منگنز نیز در نمونه وجود داشته باشد.

محدوده آخرین نقطه ذوب یخ (Tm ice) در نمونه‌های سیلیسی مربوط به زون استرینگر، بازه 0/8- تا 6/3- درجه سانتی‌گراد ثبت گردیده است که به ترتیب معادل شوریه‌های 1/4 تا 9/6 درصد وزنی NaCl است [9]. در نمونه‌های باریتی محدوده آخرین نقطه ذوب یخ (Tm ice) در بازه 0/4- تا 4/7- درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است که به ترتیب معادل با شوریه‌های 0/4 تا 7/6 درصد وزنی NaCl می‌باشد. به طوری که ملاحظه می‌شود، درجه شوری میانه برای هر دو نوع نمونه‌های سیلیسی و باریتی به ترتیب 4/7 و 4/1 درصد وزنی NaCl است که کمی بیشتر از درجه شوری آب دریا (3/5 درصد وزنی NaCl) ولی نزدیک به آن است.



شکل 10. هیستوگرام‌های دماهای هم‌نیواسیون برای آنکلوژینهای سیال در الف) رگه سیلیسی زون استرینگر و ب) باریت در کانسنگ چینه سان. پراکندگی دماهای حبس شدگی برای آنکلوژینهای سیال در کوارتز و باریت مایل هستند (روند پیکان) و ممکن است سرد شدن سیالات حرارت بالا (200 درجه) در اثر اختلاط با آب دریا را نشان دهد.

سرد شدن سیالات هیدروترمال در زون استرینگر از 220 به 140 درجه سانتی‌گراد (شکل 10 الف)، مستلزم اختلاط سیال با حدود 20 درصد آب دریا می‌باشد، در حالی که سرد شدن سیال بر روی کف دریا و نهشت باریت چینه سان، کاهش دما از 220 به 130 درجه سانتی‌گراد (شکل 10 ب) را نشان می‌دهد که مشارکت سهم بیشتری از آب دریا (حدود 30 درصد) در اختلاط با سیال هیدروترمال را نیازمند است. فرآیند اختلاط آب دریا با سیال هیدروترمال، در کاهش شوری سیال کانه ساز از میانگین 4/7 (در زون استرینگر) به میانگین 4/1 (در کانسنگ باریتی) نیز مشهود است.

مراحل تشکیل و تمرکز کانه‌ها در کانسار باریکا
 یارمحمدی (1385) و یارمحمدی و همکارانش (1384 و 1387) کانسار باریکا را با ذخایر غنی از طلای Au-Zn-Pb-Ag معرفی شده توسط لارج و همکارانش (1989) و چند ذخیره تپ کروکو با سن میوسن در Hokuroko Basin ژاپن [8]

نتایج مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر

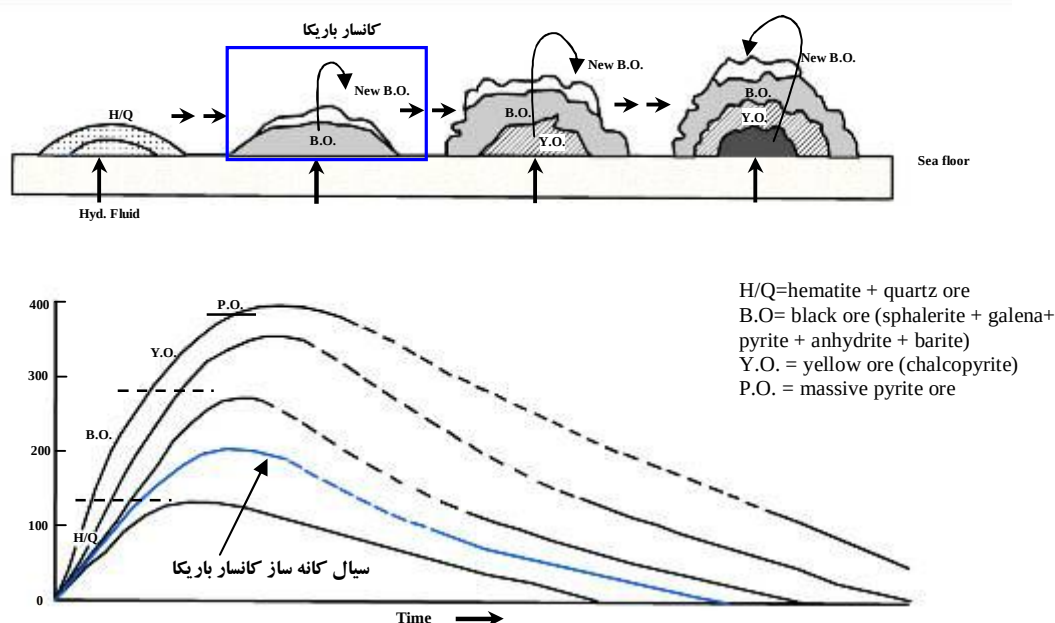
قرابت درجه شوری سیالات کانه ساز باریکا (میانگینهای 4/7 و 4/1 درصد وزنی NaCl به ترتیب برای کوارتز و باریت) با درجه شوری آب دریا (3/5 درصد وزنی NaCl)، از منشأ آب دریا، برای سیالات هیدروترمال حکایت دارد. نتایج حاصل از مطالعات سیالات درگیر برای رگه‌های سیلیسی زون استرینگر کانسار باریکا، با مشخصات سیالات کانه‌ساز توصیف شده برای کانسارهای سولفید توده ای نوع کروکو [19]، قابل مقایسه است، با این تفاوت که دمای سیال در کانسار باریکا به قدری پایین بوده که فقط به تشکیل کانسنگ سیاه منجر شده و در حدی نبوده است که بتواند کانسنگ‌های زرد و پیریتی را تشکیل دهد. در هیستوگرام‌های دماهای هم‌نیواسیون شکل 10، پراکندگی دماهای حبس شدگی برای آنکلوژینهای سیال در کوارتز و باریت روند مایل دارند (روند پیکان) که می‌تواند به علت سرد شدن سیالات حرارت بالا (حدود 200 درجه) در اثر اختلاط با آب دریا باشد.

(حدود 200 درجه سانتی گراد) با شوری پایین (1-9/6 درصد وزنی نمک طعام)، که با آب سرد دریا اختلاط نموده، تشکیل شده است. کانی سازی به دو صورت رگه ای (در زون استرینگر کمر پایین) و چینه سان (بر روی کف دریا) رخ داده است. به علت ماهیت گدازه‌ای سنگ میزبان (متآندزیت) و نبود فضاهای خالی اولیه در آن، تشکیل کانسنگ به صورت جانیشینی کم عمق زیر کف دریا توسعه نیافته و تمام حجم کانسنگ‌های سولفیدی، باریتی (و سیلیسی) به صورت چینه‌سان بر روی کف دریا تشکیل شده است. بر طبق مدل پیشنهاد شده توسط [21 و 22]، اغلب کانسنگ‌های سولفید توده‌ای نهشت یافته بر روی کف دریا، در طی دو مرحله تشکیل می‌شوند. در مرحله اول، سیالات هیدروترمال داغ ($T=150-300^{\circ}\text{C}$)، در نتیجه واکنش با آب سرد دریا، کانه‌های اولیه ریزدانه (رخساره 1) را نهشته می‌سازند. کانی‌هایی که در این مرحله تشکیل می‌شوند، عمدتاً از مجموعه‌های کانسنگ سیاه (یعنی پیریت، اسفالریت، گالن، تتراندزیت و باریت) تشکیل شده‌اند. در مرحله دوم، فرآیند جانیشینی کانه‌های تشکیل شده در مرحله اول توسط سیالات هیدروترمال داغتر اتفاق می‌افتد.

قابل مقایسه دانسته‌اند. مطالعات اخیر بیانگر از آن است که به علت ماهیت دمای کم و شوری پایین سیالات کانه ساز، کانسار باریکا شکل ناقص و تکامل نیافته از یک کانسار تیپیک کروکو می باشد که تنها کانسنگ سیاه در آن تشکیل شده و فاقد بخشهای کانسنگی زرد و پیریتی است (شکل 11). مهمترین عواملی که عدم تشکیل کانسنگ‌های زرد و پیریتی در کانسار باریکا را کنترل می‌کنند، ماهیت سیال کانه ساز (از نظر شیمی، دما و شوری) و فاصله داشتن کانسار از توده نفوذی است. این کانسار بعد از تشکیل، درجه پایین دگرگونی (شیست سبز پایینی) و درجه بالای دگرشکلی (میلونیتی شدن) را تحمل کرده است. فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی اعمال شده بر کانسار باریکا، به ایجاد ساختها، بافتها و اشکال جدیدی از کانه‌های طلا، سولفیدها و سولفوسالتها در کانسنگ منجر شده است. مراحل تشکیل و تکوین کانسار ولکانوژنیک غنی از طلای باریکا در طی فرآیندهای ولکانیسم، دگرگونی و دگرشکلی به صورت زیر است (جدول 2).

1- تشکیل کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلا و نقره باریکا به صورت همزمان با ولکانیسم:

کانسار باریکا از نهشت یک سیال هیدروترمال کم دما



شکل 11. مدل تشکیل کانسار سولفید ولکانوژنیک (بالا) و تاریخچه حرارتی سیالات هیدروترمال تخلیه شونده (پایین) بر اساس [21 و 22]. در بالای شکل، موقعیت کانسنگ باریکا، منطبق با کانسنگ سیاه مدل، با کادر آبی نشان داده شده است. در قسمت پایین شکل، شرایط حرارتی سیال.

جدول 2. مراحل تشکیل و تکوین پنج‌گانه (همزمان با ولکانیسم تا هوازدگی) کانه‌زایی طلا در کانسار سولفید توده ای غنی از طلای باریکا

نوع رخداد	همزمان با ولکانیسم		دگرگونی				هواز دگی
			دگرگونی پیش‌رونده	ایجاد پهنه برشی	دگرگونی برگشتی		
	زون استرینگر	کانسنگ چینه‌سان(سیاه)	تبلور مجدد کانه‌های سولفیدی	دگرشکلی غالباً شکل‌پذیر و کمتر شکن	رگه‌های سیلیسی	گسل‌های نرمال – برش‌های تکتونیکی	
نقش فرآیند در کانه‌زایی طلا	تشکیل رگه‌های سیلیسی سولفید - طلادار	تشکیل کانسنگ‌های سولفیدی، باریتی وسیلیسی (در شرایط نهشت کلونیدال) و طلای غیر قابل رویت در سولفیدها	تشکیل و تمرکز طلای قابل مشاهده با میکروسکپ در حاشیه بلورهای پیریت	تشکیل و تمرکز طلای قابل مشاهده ثر میکروسکپ (و حتی با چشم غیرمسلح) در همراهی با سولفوسالت‌ها در فضای ریز شکستگی‌ها و برگ‌وارگی‌ها			آزادشدن طلا از سولفیدهای هوازده
ساخت و بافت	رگه‌ای و رگچه‌ای	اغلب توده‌ای، نیمه توده‌ای، نواری، کلوفرم، شکستگی‌های همزمان با رسوبگذاری	جهت‌یافتگی پورفیروبلاست‌ها، ایجاد برگوارگی، تبلور دوباره و ایجاد بافت الحاق سه‌گانه در سولفیدها	برگ‌وارگی‌های میلیونیتی، نواربندی ساختاری، چین- خوردگی، بودین‌شدگی، طول‌شدگی، سایه‌فشاری، کاتاکلاستیک، ریزشکستگی	رگه‌ای	شکستگی - برشی	جانشینی - پرکننده درز و شکست‌ها
کانه‌های فلزی	Py,Sph,Gn>Te -Tn±Cpy±Au	Py>>Ss>Stb>Sp h>,Gn ±Au	Au(electrom)	Ss>>Py>Stb+Sph+ Gn+Au(electrom)			کانه‌های خاصل از هواز دگی کانسنگ سولفیدی
مراحل دگرشکلی			D1	D2	D3	D4	
زمان کرتاسه  زمان حاضر							

می‌شود.

براساس مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر، کانسنگ‌های بخش‌های سیلیسی زون استرینگر و توده‌ای - نواری بخش چینه سان کانسار باریکا، محصول نهشت یک مرحله از سیالات کم‌دما با شوری پایین می‌باشند که به صورت رخساره ریزدانه کانسنگ سیاه (رخساره 1) نهشته شده‌اند. به علت دمای کم سیال کانه ساز باریکا، فرآیند زون ریفاینینگ، که مستلزم افزایش حرارت سیال، از دمای حدود 200 درجه به بالاتر از 280 درجه می‌باشد تا گذر کانسنگ سیاه به کانسنگ زرد و متعاقباً کانسنگ پیریتی را امکان پذیر سازد، رخ نداده است (شکل 11). از این‌رو در کانسار باریکا، به علت نبود زون ریفاینینگ، امکان تشکیل کانسنگ‌های زون بندی شده، همانند آنچه که در کانسارهای تکامل یافته کروکو مشاهده شده، وجود نداشته است لذا در بخش کانسنگ سیاه، شواهدی از بافتهای جانشینی دیده نشده است.

یعنی در مرحله دوم در اثر واکنشهای سیالات داغتر (T=280- 350°C) با کانیهای که قبلاً در کانسار تشکیل شده بودند، به‌طور متاسومتیکی کانه‌های اولیه به کانیهای کانسنگ سیاه درشت تر (یا رخساره 2)، سپس به کانسنگ زرد غنی از کالکوپیریت (یا، رخساره 3) و بالاخره به کانسنگ غنی از پیریت تبدیل می‌شوند.

فرآیند انحلال مجموعه‌های سولفیدی حرارت پایین‌تر و جانشینی آنها توسط سولفیدهای حرارت بالاتر، به عنوان زون پالایش (zone refining) معروف است که برای اولین بار توسط Eldridge et.al برای کانسارهای سولفید توده‌ای کروکو توصیف گردید [23]. در اغلب موارد، محصول این تکامل، یک کانسار با زون بندی قائم از کانسنگ های Zn-Pb است که بر روی کانسنگ Cu-Fe قرار گرفته است [24].

Huston et.al معتقدند که در فرآیند زون ریفاینینگ، طلا همراه با روی از بخشهای زیرین کانسنگ سولفید توده‌ای شسته شده و از Au پس انتقال به‌صورت یک کمپلکس بی‌سولفید، دوباره در کلاهک غنی از باریت کانسار نهشته

به سولفات، نهشت کانیهای سولفید، و رقیق شدگی سیال است. مطالعات میکروترموتری سیالات درگیر کانسار باریکا، حاکی از اختلاط سیال هیدروترمال با آب سرد دریاست که موجب اکسیداسیون H_2S ، افزایش pH و نهشت باریت، سولفید و طلا شده است.

کانی‌سازی همزمان با ولکانیسم در بخش چینه سان کانسار باریکا، با ایجاد ساخت و بافتهای رسوبی مانند توده‌ای، نیمه توده‌ای، دانه پراکنده و فرامبوئیدال، که مشخصه نهشت کانسنگ سیاه (رخساره ریزدانه) است، همراه بوده است (شکل 11). بر اساس [27]، در این مرحله از کانی‌سازی، طلا به صورت غیر قابل رؤیت در داخل پیریت و در همراهی نزدیک با سولفوسالت‌های Pb, As, Sb و دیگر کانیهای سولفیدی و نقره در کانیهای سولفوسالت تمرکز یافته است.

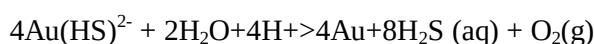
2- دگرگونی پیش‌رونده کانسار و تمرکز طلا در حاشیه

کانه‌های سولفیدی تجدید تبلور یافته

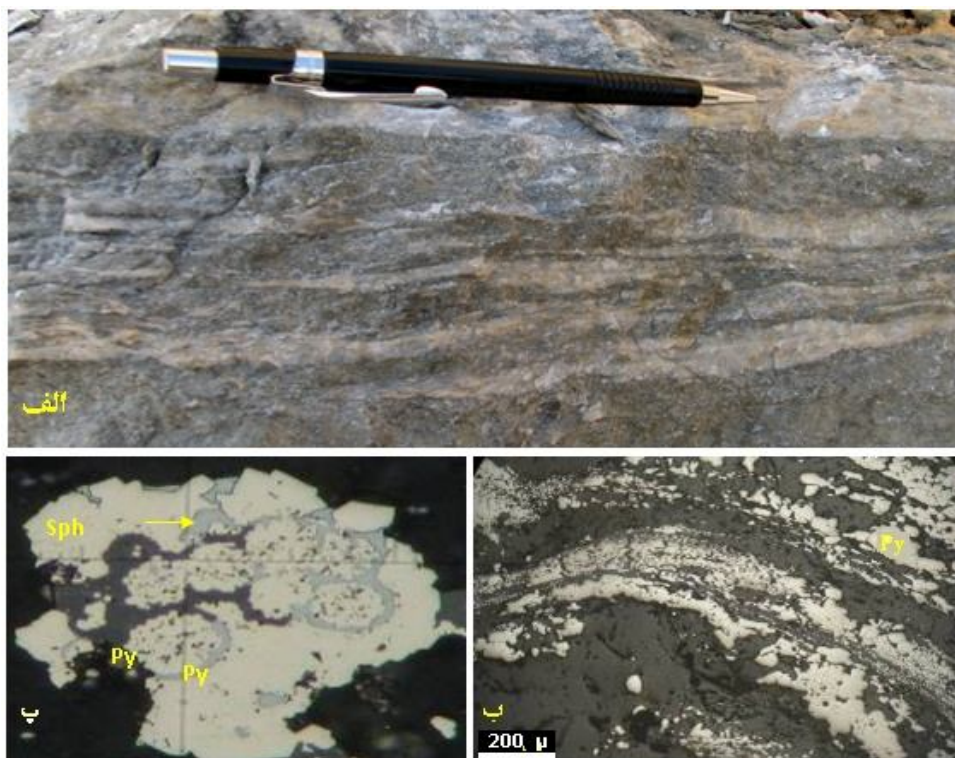
کانسار باریکا بعد از تشکیل، متحمل دگرگونی در حد شیبست سبز پایینی شده است. رخداد این پدیده با جهت یافتگی ضعیف پورفایروبلست‌ها، گسترش برگ‌وارگی (D1) و تشکیل کانیهای ثانوی سرسیت و کلریت همراه است. دگرگونی تأثیر قابل توجهی در تبلور مجدد کانه‌های سولفیدی و تمرکز طلا به صورت الکتروم دارد. عملکرد دگرگونی بر کانسنگ سولفیدی باریکا، به تبلور پیریت‌های فرامبوئیدال، ایجاد پیریت‌های درشت بلور با بافت الحاق سه گانه و تشکیل الکتروم در مرز دانه‌های پیریت تبلور یافته منجر شده است (شکل 13). در محیط‌های دگرگونی آبدار، درجه پایین - متوسط دگرگونی، طلا در اثر فرآیند انتقال انحلالی (solution transfer) از سمت پیریت‌های طلا دار به حواشی کانه‌های پیریت تجدید تبلور یافته، حرکت نموده و به صورت الکتروم‌های قابل مشاهده با میکروسکپ در حواشی کانه‌ها تمرکز می‌یابد [29].

ساده بودن کانسار باریکا (نبود کانسنگ‌های زرد و پیریتی)، تک مرحله ای بودن فعالیت سیستم هیدروترمال، کوچک بودن کانسار و پایین بودن مقدار مس، به دلیل پایین بودن دمای سیالات هیدروترمال کانه ساز (حدود 200 درجه سانتی گراد) است. دمای پایین سیالات هیدروترمال، همراه با شواهدی مانند شوری پایین سیالات (کمتر از 9/6 درصد وزنی NaCl)، نسبت پایین Cu/Zn (جدول 1)، پایین بودن مقادیر برخی عناصر کمیاب شاخص سیالات ماگمایی (مانند Bi, Te, Tl و Sn) (جدول 1) و عدم مشاهده رخنمونهای نفوذی در محدوده کانسار، از دور بودن کانسار نسبت به منشأ حرارتی حکایت دارد.

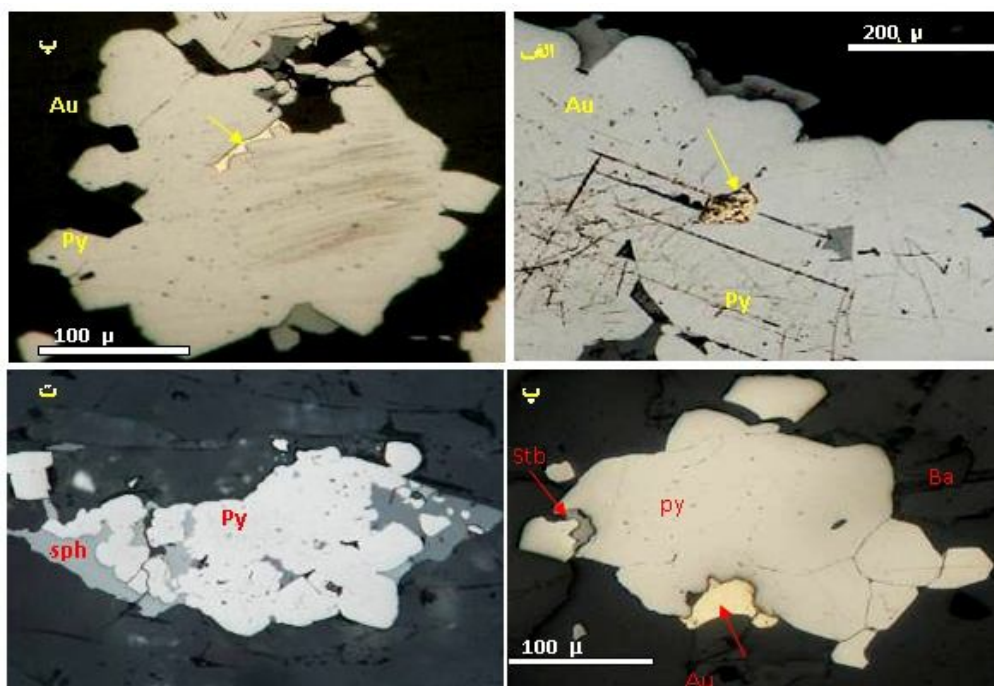
مقدار طلای قابل انتقال در سیال، توسط دمای سیال هیدروترمال کنترل می‌گردد. به‌طوری‌که براساس [17]، عیارهای بالای طلا، توسط سیالات حرارت پایین (50 ± 200 درجه سانتی‌گراد)، با pH نزدیک به طبیعی و احیاء یا توسط سیالات حرارت بالا (< 300 درجه سانتی‌گراد) با pH اسیدی و اکسیده قابل انتقال است. از این روسیالات هیدروترمال کم دمای باریکا (کمتر از 200 درجه سانتی‌گراد)، سیالات احیاء با pH نزدیک به طبیعی بوده‌اند که برای انتقال عیارهای بالای طلا پتانسیل قابل توجهی داشته‌اند. بر اساس [12 و 15] در کانسارهای Au-Zn-Pb-Ag، که کانسار باریکا را نیز شامل می‌شود، طلا به‌صورت تیوکمپلکس‌ها حمل می‌گردد. نهشت طلا وقتی رخ می‌دهد که سیالات کانه‌دار با آب دریا اختلاط حاصل کنند که موجب اکسیداسیون و افزایش pH [26] و کاهش در مقدار H_2S [25، 27 و 28] می‌گردد. بر طبق معادله زیر، تغییرات ایجاد شده در شیمی سیال، به نهشت طلا می‌انجامد:



سازوکارهایی که تمرکز H_2S را، به‌هنگام اختلاط سیالات کانه‌دار با آب دریا، کاهش می‌دهند، شامل اکسیداسیون H_2S



شکل 12. نمونه‌هایی از ساخت و بافت‌های همزمان با نهشت کانسنگ در بخش چینه‌سان باریکا: الف) ساخت نواری حاصل از تناوب باریت و سولفید، ب) ساخت نواری از تناوب باریت و سولفید در مقیاس میکروسکوپی، در این نمونه آثار تبلور مجدد پیریت مشهود است و پ) بافت فرامبوئیدال پیریت، که آثار تبلور مجدد در حاشیه بلورها به‌خوبی دیده می‌شود



شکل 13. نمونه‌هایی از بافت‌های تجدید تبلور یافته پیریت‌های فرامبوئیدال در اثر دگرگونی. در شکل‌های الف، ب و پ، طلا، به‌صورت الکتروم در مرز و حاشیه پیریت‌های تبلور یافته تشکیل شده است. در شکل ت، بخش عمده پیریت، متبلور شده است و بخش کمتر آن آثاری از بافت فرامبوئیدال اولیه را نشان می‌دهد.

3- دگرشکلی و تمرکز طلا در فضای برگ‌وارگی‌ها و ریز شکستگیها

در مرحله ای از فرآیند دگرگونی پیش‌روند، تنش اعمال شده بر کانسار باریکا و سنگهای دگرسان شده میزبان آن، به تشکیل پهنه برشی باریکا همراه با ساختارهای دگرشکلی شکل پذیر و شکنا (D_2) در کانسار و سنگهای میزبان آن منجر شده است. روند برگ‌وارگی‌های حاصل از دگرشکلی با روند برگ‌وارگی دگرگونی (D_1) و طبقه‌بندی سنگها (S_0) هم‌راستا است. ژئومتری، شدت و روند پهنه برشی، توسط ژئومتری، شدت و روند پهنه دگرسانی باریکا کنترل می‌شود، به‌طوری‌که گستره عملکرد پهنه برشی، به‌طور کامل با گستره کانسار باریکا و زون دگرسانی میزبان آن منطبق است و بیشترین شدت دگرشکلی بر کانسار باریکا (بخش چین سان) مطابقت دارد. براساس [30]، کانسارهای VMS به‌علت ماهیت شکل پذیر بودن پیکره‌های سولفید توده‌ای، به‌راحتی با استرین ایجاد شده در طی دگرشکلی ناحیه ای سازگار می‌شوند و بنابراین می‌توانند درجات بالاتری از تبلور مجدد و تحرک دوباره نسبت به چین‌های ولکانیک و رسوبی دربرگیرنده را نشان دهند. بر اساس پتروگرافی نمونه‌های دگرشکل شده کانسار باریکا، بیش از 90 درصد ساختارهای دگرشکلی مشاهده شده، از نوع شکل‌پذیر است.

عملکرد پهنه برشی باریکا بر بخش کانسنگ چین سان، عمدتاً با ایجاد ساختارهای شکل‌پذیر مانند نوار بندی کانه‌ها، ایجاد برگ‌وارگی، ایجاد فابریک های C و S، بودین شدگی و چین‌خوردگی در کانسنگ‌های سولفیدی و باریتی و به مقدار کم با ایجاد دگرشکلی شکنا به صورت بافتهای کاتاکلاستیک در پیریت‌ها و تشکیل ریز شکستگیها در نوارهای سیلیسی مشهود است (شکل‌های 14 و 15). از مهمترین این شواهد، نواربندی سولفوسالت‌ها همراه با بافتهای دگرشکلی به موازات برگ‌وارگی‌ها (D_2) و تمرکز سولفوسالت‌ها همراه با طلا در فضای‌های ریز شکستگیهای کوارتز می‌باشد. بر اساس [30]، در کانسارهای VMS، کانه های نواری شده می‌توانند محصول تبلور مجدد دینامیک سولفیدها در طی رخدادهای دگرگونی ناحیه‌ای بوده باشند.

عملکرد پهنه برشی باریکا بر زون استرینگر، به چین‌خوردگی، بودین شدگی و ایجاد شکستگی در اغلب رگه‌های سیلیسی زون استرینگر منجر شده است و اغلب

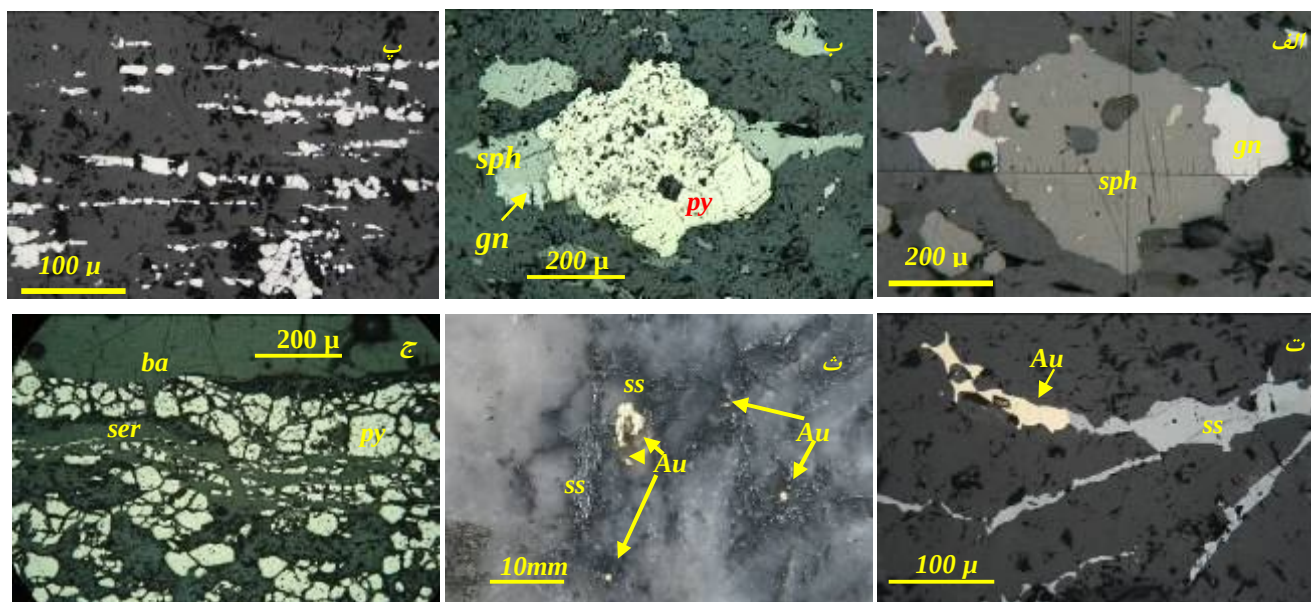
رگه‌های سیلیسی این زون، به‌صورت موازی تا نیمه موازی با برگ‌وارگی‌ها (D_2)، جهت یافته شده‌اند (شکل 5). شدت دگرشکلی شکل پذیر اعمال شده بر سنگ میزبان کانسار، متناسب با شدت دگرسانی سرسیتی سنگ می‌باشد، به‌طوری که در متاولکانیک‌های دگرسان شده‌ای که با کانیهای سرسیتی بیشتری همراه هستند، ساختارهای شکل پذیر مانند چین‌خوردگی و برگ‌وارگی بیشتر توسعه یافته است.

دگرشکلیهای نوع شکنا، در کانسنگ های سیلیسی و پیریتی بخش چین سان و رگه های سیلیسی زون استرینگر قابل مشاهده است. عملکرد دگرشکلی بر رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، علاوه بر چین خوردگی و بودین شدگی رگه‌ها، تحرک مجدد سیلیس و Pb به فضاهای کششی ایجاد شده در طی دگرشکلی و تشکیل رگه‌های سیلیسی گالن‌دار در فضاهای مذکور را منجر شده است. رگه‌های سیلیسی اخیر با ضخامت حداکثر 2 سانتی‌متر، در جهت تقریباً عمود بر روند رگه‌های سیلیسی میزبان گسترش دارند (شکل 16).

عملکرد دگرشکلی علاوه بر تغییر در بافتهای اولیه کانسنگ و ایجاد ساخت و بافتهای حاصل از دگرشکلی، در تحرک مجدد عناصر و ایجاد کانه‌های جدید نقش داشته است. در بخش کانسنگ چین سان کانسار باریکا، شواهد و مدارک آشکاری بر تحرک دوباره عناصر As, Ag, Sb و Pb همراه با طلا، و تشکیل کانه‌های نوظهور سولفوسالتی و الکتروم در اثر عملکرد دگرشکلی وجود دارد، گرچه مواد تجدید تحرک یافته کانه‌ها ظاهراً فراتر از حواشی پیکره‌های معدنی و منطقه بندی فلزی اولیه حرکت نکرده اند. مهمترین کانه‌های سولفوسالتی که در مرحله دگرشکلی تشکیل شده و اغلب در فضای ریز درز و شکستگیها تشکیل شده‌اند، شامل بورنونیت-بولانژریت، استفانیت، پیرارژیریت، ترچمنیت، میارژیریت، آندوریت، ژئوکرونیت، گوتاردیت، تووینیت-وینیت می‌باشند که در همراهی با ذرات درشت تر الکتروم حضور دارند. در فضاهای ایجاد شده توسط دگرشکلی‌ها، اثری از کانه‌های اولیه سولفیدی (پیریت، اسفالریت و گالن) مشاهده نشده است. تقریباً تمامی ریز رگچه‌های حاصل از دگرشکلی شکنا موجود در نوارهای سیلیسی باریکا، توسط کانه‌های سولفوسالت و طلا پر شده‌اند (شکل 15ت).



شکل 14. عملکرد دگرشکلی در مقیاس رخمون و نمونه دستی: دگرشکلی به صورت چین خوردگی در الف) تناوب سولفید - باریت (ب) در سولفید توده‌ای. پ) بودین شدگی در نوارهای باریتی (بخش‌های روشن). بخش‌های تیره، سولفید (عمدتاً پیریت)‌ها می‌باشند. دگرشکلی در کانسنگ باریتی در بخش‌های توده‌ای و ضخیم لایه و ایجاد فابریک‌های C و S.



شکل 15. ساخت و بافت‌های حاصل از دگرشکلی‌های ایجاد شده در بخش کانسنگ چینه سان باریکا. الف و ب: بافت سایه فشاری، پ) تشکیل سولفوسالت (ss) و طلا (Au) در شکستگی‌های کانسنگ سیلیسی، ث) طلا و سولفوسالت‌ها در شکستگی‌های کانسنگ سیلیسی، که با چشم غیرمسلح قابل مشاهده‌اند، ج) بافت کاتاکلاستیک پیریت در در زمینه‌ای از باریت (ba) و سرسیت (ser) قرار دارد.



شکل 16. نمایی از رگه سیلیسی زون استرینگر که در اثر عملکرد دگرشکلی نوع شکنا توسط مجموعه ای از رگچه‌های سیلیسی با راستای عمود بر روند رگه سیلیسی میزبان قطع شده‌اند. رگچه‌های سیلیسی قطع کننده، در اثر کشش حاصل از دگرشکلی تشکیل شده و معمولاً با گالن (gn) همراه هستند.

4- دگرگونی برگشتی و تشکیل رگه‌های سیلیسی فاقد کانه:

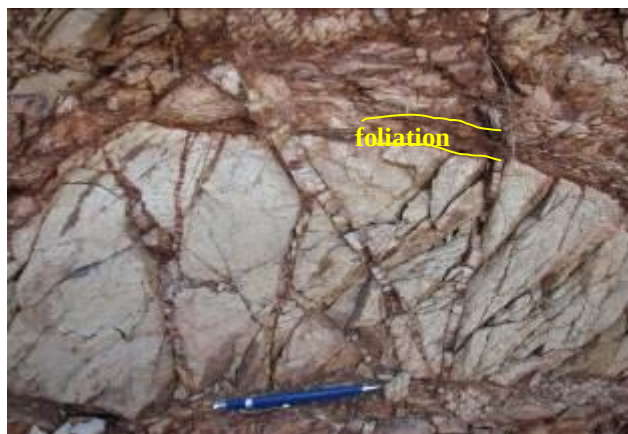
مرحله دگرشکلی (D_3) در محدوده باریکا، به صورت ایجاد شکستگیهای کششی کم شیب (flat-lying tensional veins)، که با رگه‌های سیلیسی سفید رنگ در ضخامتهای کمتر از 0/5 متر اشغال شده اند، نمود یافته است. رگه‌های سیلیسی تشکیل شده در این مرحله از دگرشکلی، فاقد کانه‌زایی طلا و عناصر فلزات پایه می‌باشند و با یک همبری تند و واضح، کلیه نموده‌های کانه‌زائی و دگرشکلی قبلی (D_2) را قطع نموده‌اند (شکل 17).

مرحله آخر دگرشکلی (D_4) شامل یک‌دسته گسلهای نرمال با شیب تند است که بخشهای مختلف کانسار را حداکثر چند متر در جهت شیب گسل جابه‌جا نموده‌اند. اگرچه در محدوده کانسنگ چینه سان باریکا، برخی از گسلهای مذکور میزبان برش‌هایی هستند که از قطعات کانسنگ باریتی و سولفیدی تشکیل شده اند (شکل 18)، ولی در خارج از محدوده کانسار، این گسلها عموماً فاقد پرشدگی توسط رگه‌ها و یا اجزای برشی می‌باشند

و حتی طلا به صورت قابل رویت با چشم (در اندازه تا 3 میلی‌متر)، همراه با کانه‌های سولفوسالت در فضای ریز رگچه‌ها مشاهده می‌شود (شکل 15 ث).

Huston et al, پیشنهاد کردند که در ذخایر غیر دگرشکل یا با دگرشکلی خیلی ضعیف، طلا به صورت غیر قابل رؤیت در پیریت طلا دار و یا آرسنوپیریت طلا دار حضور دارد، در حالی که در ذخایری که تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند، الکتروم مهمترین کانی طلا است [29]. وقتی که پیریت های طلا دار در اثر فرآیندهای دگرشکلی بعدی تبلور مجدد پیدا می‌کنند و یا وقتی که پیریت شکسته می‌شود (بافت کاتاکلاستیک)، طلا به راحتی از طریق سازوکارهای انحلال نهشت به سمت شکستگیها و مرز دانه مهاجرت می‌کند تا در ترکیب با نقره ای که به روش مشابه از کانیه‌های سولفیدی آزاد شده است، الکتروم میکروسکپی را تشکیل دهد. با افزایش تنش وارد شده، الکتروم از پیریت آزاد می‌شود تا همراه با دیگر کانیه‌ها، مانند گالن، که به راحتی متحرک می‌شوند، مجدداً متبلور گردد. در طی این فرآیند، اندازه دانه الکتروم افزایش می‌یابد.

مراحل مختلف چنین فرآیندی به خوبی در کانسار باریکا، قابل مشاهده است. در کانسار باریکا، کانیه‌های درشت الکتروم (تا 3 میلی‌متر)، همواره در همراهی با کانه‌های سولفوسالت، که به آسانی متحرک می‌شوند، دیده می‌شوند (شکل 15 ج).



شکل 17. رگه‌های سیلیسی سفید رنگ فاقد که در شکستگیهای کششی تشکیل شده و برگ‌وارگی‌ها را قطع نموده‌اند.



شکل 18. ساخت برشی در محدوده معدن باریت، برشهای گسلی از قطعات زاویه دار باریت و متاولکانیک‌های دگرسان شده تشکیل یافته‌اند.

5- هوازدگی:

این فرآیند به‌طور ضعیف بخشهایی از کانسنگ‌های سولفیدی کانسار باریکا را متأثر ساخته است. شایعترین چهره ناشی از عملکرد این فرآیند، تشکیل گوسان در بخشهای محدودی از کانسنگ‌های سولفیدی است. عملکرد هوازدگی بر روی سولفوسالت‌های مس‌دار (مانند تتراندريت) و اسفالريت به جانشینی کالکوسیت و کوولیت از محل شکستگیها و حواشی کانه‌ها منجر شده است. در محدوده کانسنگ سولفیدی و باریتی کانسار، آثار ضعیفی از کانه‌زایی مس به- صورت مالاکیت و آزوریت در سطح درز و شکستگیها قابل مشاهده است. به‌طور کلی، نقش هوازدگی بر کانسار سولفید

توده‌ای باریکا، موضعی و کم اهمیت بوده و آثار آن بصورت تشکیل موضعی گوسان و رخداد کانه‌های مالاکیت، آزوریت، کالکوسیت و کوولیت در بخش کانسنگ چینه سان کانسار مشاهده شده است. در جدول 3، توالی پاراژنزی کانسنگ‌های باریکا آمده است.

ارزیابی پتانسیل اقتصادی کانسار باریکا

بر اساس مطالعات اخیر، کانسار باریکا یک کانسار سولفید توده‌ای ولکانو ژنیک از نوع کروکو است که فقط بخش کانسنگ سیاه در آن تشکیل شده است. بر اساس [21 و 22]، پایین بودن نسبت Cu/Zn (کمتر از 0/3 - جدول 1) در

جدول 3. توالی پارائز کانیه‌ها و فرآیندهای مهم زمین‌شناسی در کانسار باریکا

نوع رخداد زمین‌شناسی	همزمان با ولکانیسم		دگرگونی			هوازدهی
	کانسنگ چینه‌سان (توده ای و نواری)	زون استرینگر (استوگ و رگ)	دگرگونی پیش‌رونده (D1)	دگرشکلی (D2)	دگرگونی پرمگنی (D3- D4)	
کانیه‌های کانسی	پیریت	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	اسفالریت	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	کالین	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	نقره‌دریت / فلزیت	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	استیمب‌تیت	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	کانیه‌های سولفوسالنی شنی از Ag- Pb- Sn- Hg و	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	طلا (اغلب بصورت غیر قابل رویت با میکروسکوپ)	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	الکتروم (قابل مشاهده در زیر میکروسکوپ و با چشم)	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	کالکوسیت / کولیت، مالاکیت / آزوریت	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
کانیه‌های اصلی باطله	باریت	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	کوارتز	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
نوع دگرشکلی	شکل پذیر	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	شکنا	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
نوع کانه زائی	همزمان با نهشت	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	پرکننده فضای خالی	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
	جانشینی	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████

کانسار بر اساس معیارهای [21] (شکل 11)، یک کانسار کوچک ارزیابی می‌گردد. بخش عمده کانسنگ (طلا و نقره) منطبق با بخش چینه سان کانسار بوده و از کانسنگ‌های سولفید و باریت توده‌ای - نواری و مقادیر کمتر (حدود 10 درصد) کانسنگ سیلیسی تشکیل شده است.

بر اساس نتایج آنالیز نمونه‌های برداشت شده از بخشهای مختلف کانسنگ سولفید و باریت توده‌ای، مقدار میانگین طلا و نقره به ترتیب 8/26 و 420 گرم بر تن برآورد شده است (جدول 1). مقدار بالای طلا و نقره در بخشهای سولفیدی و باریتی، استخراج این دو فلز گرانبها را از بخش چینه‌سان کانسار در یک مقیاس محلی توجیه‌پذیر می‌نماید، گرچه با توجه به مقدار نسبتاً بالای برخی عناصر مزاحم (As, Sb, Hg)، طیف گسترده در اندازه کانیه‌های طلا (از کمتر از 5 تا 3000 میکرون) و تنوع کانیه‌های میزبان طلا می‌باید در انتخاب روشهای مناسب فرآوری و استحصال طلا و نقره که هم از نظر اقتصادی مقرون به صرفه باشد و هم استانداردهای

کانسار باریکا، علاوه بر این که فاصله داشتن کانسار از منشأ حرارتی و ساده شدن تیپ کانسنگ را نشان می‌دهد، بر کوچک بودن کانسار باریکا نیز دلالت دارد.

در سالهای 1385-1381، کانسار باریکا، یک معدن باریت فعال بود. پس از معرفی کانسار باریکا به عنوان کانساری با عبارهای قابل توجه طلا و نقره در بخشهای سولفیدی و باریتی، این کانسار به عنوان کانسار طلا مورد توجه قرار گرفت و از سال 1386 عملیات اکتشافی طلا بر روی کانسار باریکا به اجرا درآمد. ارزیابی پتانسیل اقتصادی طلا و فلزات پایه در دو نوع کانسنگ (1) چینه سان (سولفید و باریت توده ای) و (2) زون استرینگر کانسار قابل بررسی است.

(1) کانسنگ چینه سان (سولفید و باریت توده‌ای):

براساس [7]، کانسار باریکا یک کانسار سولفید توده‌ای Au-Zn-Pb-Ag و بر اساس [22]، یک کانسار سولفید توده‌ای از نوع کروکو می‌باشد که در آن تنها بخش کانسنگ سیاه تشکیل شده و فاقد کانسنگ‌های زرد و پیریتی است. این

زیست محیطی را رعایت نماید، ملاحظات لازم را به کار گرفت. کانسار باریکا، به علت پایین بودن نسبت روی $(100 \text{ Zn}/(\text{Zn} + \text{Pb}))$ ، که خود متأثر از تحت اشباع بودن سیال از فلزات روی و سرب است، از اغلب کانسارهای سولفید توده‌ای فانروزوئیک متمایز بوده و فاقد پتانسیل اقتصادی برای دو فلز روی و سرب می‌باشد، به‌طوری‌که میانگین مجموع عناصر سرب و روی در بخشهای مختلف کانسنگ چینه سان کانسار از 0/5 است.

از طرف دیگر به علت پایین بودن دما و شوری سیال کانه‌ساز، کانسار باریکا فاقد کانسنگ زرد است، لذا احتمال حضور بخشهای غنی از کالکوپیریت، بورنیت و اسفالریت در بخش چینه‌سان کانسار منتفی است. میانگین مقدار مس در بخش چینه‌سان کانسار کمتر از 0/1 درصد است که عمدتاً در کانه‌های سولفوسالتی، مانند تترائدریت تمرکز یافته است.

1) رگه‌های سیلیسی زون استرینگر:

رگه‌های سیلیسی زون استرینگر در ضخامت‌های کمتر از 1 متر (متوسط 3-20 سانتی‌متر) با پراکندگی نامنظم در گستره‌ای به طول حدود 2 کیلومتر و در پهنای کمتر از 500 متر عمدتاً در کمرباطین دگرسان شده کانسنگ چینه سان باریکا گسترش دارند. رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، که از نظر تمرکز فلزات پایه و طلا غنی‌ترین بخش زون استرینگر می‌باشند، به چند علت از نظر فلزات گرانبها و پایه از ارزش اقتصادی قابل قبولی برخوردار نیستند: ضخامت اغلب رگه‌های سیلیسی کانه‌دار، 3-20 سانتی متر و عیار میانگین طلا و نقره در آنها به ترتیب 0/72 و 31 گرم در تن است. همچنین عیار طلا و نقره در سنگ میزبان دگرسان‌شده رگه‌ها، معمولاً به 1/2 تا 1/5 عیار این فلزات در رگه‌ها کاهش می‌یابد.

2) حجم پایین کانه زایی فلزی در رگه‌ها: با توجه به این‌که کانسار باریکا، در محدوده کانسارهای کوچک است و نظر به این‌که بطور تیپیک بیش از 90 درصد محتوای فلزی موجود در یک کانسار سولفید توده‌ای در بخش توده ای و چینه‌سان و کمتر از 10 درصد آن در زون استوک ورک کانسار یافت می‌شود [22]، لذا حجم کانه زایی در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر به‌مراتب کمتر از بخش کانسنگ سولفیدی و باریتی کانسار است و نمی‌توان کانه زایی قابل توجه را از فلزات پایه و گرانبها در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر انتظار داشت.

3) نسبت روی $(100 \text{ Zn}/(\text{Zn} + \text{Pb}))$ در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر به میزان قابل توجهی پایین‌تر از این نسبت در اغلب کانسارهای سولفید فلزی تیپیک فانروزوئیک است. پایین بودن نسبت روی در این رگه‌ها، به این معناست که سیال کانه‌سازی که رگه‌های استرینگر را به‌وجود آورده، نسبت به فلزات روی و سرب تحت اشباع بوده است و لذا این رگه‌ها ماهیتاً فاقد پتانسیل اقتصادی برای دو فلز روی و سرب می‌باشند، به‌طوری‌که میانگین مجموع عناصر سرب و روی در بخشهای مختلف رگه‌های سیلیسی زون استرینگر حدود 0/25 درصد است.

4) با توجه به پایین بودن دمای و شوری سیال کانه ساز، احتمال تشکیل مقادیر قابل توجه کالکوپیریت و بورنیت در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر منتفی است و بخش مهم مس موجود در رگه‌های سیلیسی مذکور، که میانگین مقدار آن حدود 0/015 درصد است، عمدتاً در تترائدریت - تنانتیت تمرکز یافته است.

با توجه به این‌که عیارهای بالاتر طلا (1-5 گرم در تن) برای رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، در دو موقعیت الف) زیر بخش کانسنگ سولفید و باریت توده‌ای و ب) ترازهای بالاتر توپوگرافی در انتها الیه شمالی گستره زون استرینگر به ثبت رسیده است، به‌نظر می‌رسد دو عامل نزدیکی به کف دریا و موقعیت ارتفاعی رگه‌های سیلیسی، به مقدار زیادی عیار طلا و دیگر فلزات موجود در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر را کنترل می‌نمایند. بدیهی است سیالات هیدروترمال سازنده رگه‌های سیلیسی که در نزدیک به کف دریا (زیر بخش چینه‌سان) جای‌گیر شده‌اند، با حجم بیشتری از آب سرد دریا واکنش انجام داده‌اند و با سرعت بیشتری طلا و دیگر عناصر را نهشته ساخته‌اند.

در رابطه با نقش ترازهای بالاتر توپوگرافی در افزایش عیار طلا و دیگر عناصر باید گفت که سیالات هیدروترمال کانه سازی که به شکستگیهای واقع در ترازهای بالاتر توپوگرافی راه یافته‌اند، با حجم بیشتری از سنگ واکنش نموده و با کاهش بیشتر دما و تغییرات بیشتر در pH و درجه شوری سیال در ترازهای بالاتر توپوگرافی، مقادیر بالاتری از طلا و دیگر عناصر را به‌جای گذاشته‌اند.

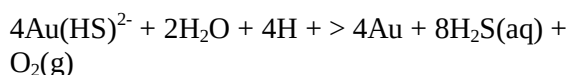
نتیجه‌گیری

کانسار باریکا، یک کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلا و نقره است که بر خلاف اغلب کانسارهای سولفید توده‌ای جهان، مقدار مجموع فلزات پایه در آن به نحو چشم‌گیری پایین است ($1 < \text{wt \% Zn + Pb + Cu}$). این کانسار دارای دو بخش چینه‌سان و زون استرینگر است که در واحد متاولکانیک آندزیتی (K^{mv1}) جای گرفته‌اند.

مطالعات انجام شده در این پژوهش حاکی از آن است که کانسار باریکا شکل ناقص و تکامل نیافته از یک کانسار نوع کروکو می‌باشد که تنها کانسنگ سیاه در آن تشکیل شده و فاقد بخشهای کانسنگی زرد و پیریتی است. مهمترین عواملی که عدم تشکیل کانسنگ های زرد و پیریتی در کانسار باریکا را کنترل می‌کنند، ماهیت سیال کانه‌ساز (از نظر شیمی، دما و شوری) و فاصله داشتن کانسار از توده نفوذی است. این کانسار بعد از تشکیل، درجه پایین دگرگونی (شیست سبز پایینی) و درجه بالای دگرشکلی را تحمل کرده است. فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی اعمال شده بر کانه‌زایی ولکانوژنیک، به ایجاد ساختها، بافتها و اشکال جدیدی از کانه‌های طلا دار کانسنگ منجر شده است. مراحل تشکیل کانسنگ طلا دار ولکانوژنیک و رخدادهای بعد از تشکیل کانسنگ اولیه، به صورت زیر است.

1- تشکیل کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلا و نقره باریکا به صورت همزمان با ولکانیسم: براساس مطالعات سیالات، درگیر کانسنگ‌های بخشهای سیلیسی زون استرینگر و توده‌ای - نواری بخش چینه سان کانسار باریکا، محصول نهشت سیالات کم دما (کمتر از 200 درجه سانتی گراد) با شوری پایین (کمتر از 9/6 درصد وزنی NaCl) می‌باشد که به‌صورت رخساره ریزدانه کانسنگ سیاه نهشت یافته است. به علت دمای کم سیال کانه‌ساز، در کانسار باریکا، فرآیند زون ریفاپنینگ، که مستلزم افزایش دمای سیال، از دمای حدود 200 درجه به بالاتر از 280 درجه می‌باشد تا گذر کانسنگ سیاه به کانسنگ زرد و متعاقباً کانسنگ پیریتی را امکان پذیر سازد، رخ نداده است.

مطالعات میکروترموتری سیالات درگیر کانسار باریکا، حاکی از اختلاط سیال هیدروترمال با آب سرد دریاست که موجب اکسیداسیون H_2S ، افزایش pH و نهشت باریت، سولفید و طلا شده است. تغییرات ایجاد شده در شیمی سیال، بر طبق معادله ذیل، به نهشت Au منجر می‌گردد:



کانی‌سازی همزمان با ولکانیسم در بخش چینه سان کانسار باریکا، با ایجاد ساخت و بافتهای رسوبی مانند توده‌ای، نیمه توده‌ای، دانه پراکنده، و فرامبوئیدال که مشخصه نهشت کانسنگ سیاه (رخساره ریز دانه) است، همراه بوده است. در این مرحله از کانی‌سازی، طلا به‌صورت غیر قابل رویت در داخل پیریت و در همراهی نزدیک با سولفوسالت‌های Pb, As, Sb و دیگر کانیهای سولفیدی تمرکز داشته است.

2- دگرگونی پیش‌رونده کانسار و تمرکز طلا در حاشیه‌های کانیهای سولفیدی تجدید تبلور یافته: کانسار باریکا بعد از تشکیل متحمل دگرگونی در حد شیست سبز پایینی شده است که رخداد این پدیده با جهت یافتگی ضعیف پورفایروبلست‌ها، گسترش برگ‌وارگی (D_1) و تشکیل کانیهای ثانوی کلریت و سرسیت همراه شده است. عملکرد دگرگونی بر کانسنگ سولفیدی باریکا، به تبلور پیریت‌های فرامبوئیدال، ایجاد پیریت‌های درشت بلور با بافت الحاق سه گانه منجر شده است و تشکیل الکتروم در مرز دانه‌های پیریت تبلور یافته منجر شده است.

3- دگرشکلی حاصل از عملکرد پهنه برشی در کانسار باریکا و تمرکز طلا در فضای برگ‌وارگی‌ها و ریز شکستگیها: در مرحله‌ای از فرآیند دگرگونی پیش‌روند، تنش اعمال شده بر کانسار باریکا و سنگهای دگرسان شده میزبان آن، به تشکیل پهنه برشی باریکا همراه با ساختارهای دگرشکلی شکل پذیر و شکنا (D_2) در کانسار و سنگهای میزبان آن منجر شده است. عملکرد دگرشکلی علاوه بر تغییر در بافتهای پیشین کانسنگ و ایجاد ساخت و بافتهای حاصل از دگرشکلی (مانند نوار بندی کانه‌ها، ایجاد برگ‌وارگی، بودین شدگی، چین خوردگی، سایه فشاری و... در کانه‌ها)، در تحرک مجدد عناصر و ایجاد کانه‌های جدید نقش داشته است. در محدوده کانسنگ‌های سولفیدی، باریتی و سیلیسی باریکا شواهد و مدارک آشکاری بر تحرک دوباره کانیهای As, Ag, Sb و Pb همراه با طلا، در اثر عملکرد دگرشکلی وجود دارد. از مهمترین شواهد تشکیل کانه‌های جدید در طی مرحله دگرشکلی و رخداد طلا (به صورت الکتروم) درشت دانه (حتی به‌صورت قابل مشاهده با چشم غیرمسلح) در فضاهای ایجاد شده در این مرحله از دگرشکلی تمرکز یافته‌اند.

4- دگرگونی برگشتی کانسار باریکا و تشکیل رگه‌های سیلیسی

- O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., eds., "Geology of Canadian mineral deposit types", *Geology of Canada*, vol, (1996) 183-196.
- [2] Hannington M.D., Poulsen K.H., Thompson J.F.H., Sillitoe R.H. "Volcanogenic gold in massive sulfide environment: Reviews in *Economic Geology*", (1999) 325-356.
- [3] Poulsen K.H., Robert F., Dubé B., "Geological Classification of Canadian Gold Deposits", *Geological Survey of Canada Bulletin*, (2000) 540, 106.
- [4] Dubé B., Gosselin P., Mercier-Langevin P., Hannington M., Galley A., "Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits, in *Goodfellow*", W.D., ed., "Mineral deposits of Canada—A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada", Mineral Deposits Division, Special Publication no, (2007) 75-94.
- [5] تاج‌الدین ح، "گزارش اکتشاف ذخیره جدید طلای باریکا (خاور سردشت)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، (1382).
- [6] یارمحمدی ع، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، "ساخت و بافت و ژنز کانه زائی طلا (نقره، فلزات پایه و باریت) در محدوده معدنی باریکا، شرق سردشت"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، (1385).
- [7] Large R.R., Huston D.L., McGoldrick P.J., Ruxton P.A., "Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulfide deposits and their significance for gold transport models. *Econ. Geol. Mon.*, (1989) 520-563
- [8] Huston D.L. "Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits; distribution, genesis, and exploration", in Hagemann, S.G. ed., "Gold in 2000: Reviews in *Economic Geology*", (2000) 401-426.
- [9] یارمحمدی، ع، راستاد، ا، محجل، م، شمس، م.ج، رخداد طلای باریکا: کانه زایی تیپ ماسیو سولفید و لکانوژنیک غنی از طلا در ایران، خلاصه مقالات بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (1384).
- [10] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R. "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *J. Asian Earth Sci.* 21(2003) 397-412.

فاقد کانه و گسل خوردگی: مرحله دگرشکلی D_3 ، به صورت ایجاد شکستگیهای کششی کم شیب، که با رگه های سیلیسی سفید رنگ در ضخامت های کمتر از 0/5 متر اشغال شده‌اند، مشخص می‌شوند. رگه‌های سیلیسی تشکیل شده در این مرحله فاقد کانه‌زایی طلا و دیگر عناصر فلزی می‌باشند و با یک همبری تند و واضح، کلیه نموده‌های کانه‌زایی و دگرشکلی قبلی (D_2) را قطع نموده است.

مرحله آخر دگرشکلی (D_4) شامل یک‌دسته گسل‌های نرمال با شیب تند است که بخش‌های مختلف کانسار را حداکثر چند متر در جهت شیب گسل جابه‌جا کرده است.

5- هوازدگی: این فرآیند به‌طور موضعی کانسنگ‌های سولفیدی کانسار باریکا را متأثر ساخته است و آثار آن به صورت تشکیل موضعی گوسان و آزاد سازی مقادیر کمی از مس به صورت آغشتگی مالاکیت، آزوریت، کالکوسیت و کوولیت قابل مشاهده است.

بر اساس نتایج مطالعات سیالات درگیر و شواهد ژئوشیمیایی موجود (مانند فراوانی برخی عناصر کمیاب، پایین بودن نسبتهای روی و (Cu/Zn) کانسار باریکا، در فاصله دور از منشأ نفوذی تشکیل شده و جزو کانسارهای کوچک ارزیابی می‌گردد. این کانسار تنها از نظر طلا و نقره موجود در بخش چینه‌سان از اهمیت اقتصادی برخوردار است و از نظر پتانسیل فلزات پایه فاقد ارزش اقتصادی است، به‌طوری‌که مجموع فلزات پایه در بخش‌های مختلف کانساری همواره کمتر از 1 درصد است.

سیاسگزاری

عملیات اجرایی و اکتشافی این تحقیق در قالب طرح های اکتشافی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور بانجام رسیده است، لذا از آقای مهندس ناصر عابدیان، معاون محترم اکتشاف سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و آقای مهندس بهروز برنا، مدیر محترم امور اکتشافات معدنی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، که امکانات صحرایی و آزمایشگاهی لازم جهت انجام این تحقیق را فراهم آورده اند، صمیمانه تقدیر و تشکر می‌نمائیم.

مراجع

- [1] Poulsen K.H., Hannington, M.D., "Volcanic-associated massive sulphide gold", in Eckstrand,

pressure, burial history, and paleohydrology of the Les Malines Pb-Zn deposit: reconstruction from aqueous inclusions in Barite in *Econ. Geol.*, 83(1988)784-800.

[14] Larson L.T., Miller J.D., Nadeau J.E., Roedder E. "Two sources of error in low temperature inclusion homogenization determination, and corrections on published

[24] Solomon M., Tornos F., Large R.R., Badham, J.N.P., Both, R.A., and Zaw, K. "Zn-Pb-Cu volcanic-hosted massive sulphide deposits: criteria for distinguishing brine pool-type from black smoker-type sulphide deposition. *Ore Geology Reviews* 25"(2004) 259-283.

[25] Huston D.L., Large R.R. "A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulfide deposits. *Ore Geol. Rev.* 4".(1989) 171-200

[26] Hannington M.D., Peter J.M., Scott S.D. "Gold in sea - floor polymetallic sulfides: *Economic Geology*", V.81,(1867-1883).

[27] Huston D., Large R., "Genetic and Exploration Significance of the Zinc Ratio (100 Zn/(Zn + Pb)) in Massive Sulfide Systems. *Economic Geology*", Vol. 82, (1987) 1521-1539

[28] Huston D., Bottrill R.S., Creelman R., Khin Zaw Ramsden T., Rand S., Gemmell J.B., Bruce L., Sie S.H., Large R.R., "Geologic and Geochemical Controls on the Mineralogy and Grain Size of Gold-Bearing Phases, Eastern Australian Volcanic Hosted Massive Sulfide Deposits". *Econ. Geol.*, (1992) 87:542-563.

[29] Cox D., Rytuba J.J. Lihir Island gold, "Geological survey Bulletin 1643 U.S. Geological survey open-file Report", (1987) 87-272a.

[30] Galley A. G., Jonasson I. R., Franklin J. M., Gibson H. L., " Volcanogenic Massive Sulfide Deposits", in Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, Littleton, CO, "Society of Economic Geologists", (2005) 523-560.

[11] Azizi H., Jahangiri A. " Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *J. Geodyn.*", 45 (2008) 178-190

[12] Azizi, H., Moinevaziri, H. " Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *J. Geodyn.*". 47(2008) 167-179.

[13] Ramboz C, Charef A , " Temperature, temperatures for the East Tennessee and Laisvall deposits. *Economic Geology*", 68(1973) 113-116

[15] Ullrich m. R. Bodnar R. J. " Systematics of stretching of fluid inclusions. II. Barite at one atmosphere confining pressure, *Economic Geology*", 83(1988) 1037-1.

[16] Bodnar R. J. Bethke P. M. " Systematics of stretching of fluid inclusions. I fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure, *Economic Geology*", 79(1984) 141-161

[17] Roedder E, " Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*", 12(1984) 644.

[18] Shepherd TJ, Rankin AH, Alderton DHM, "A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie, Glasgow", (1985) 239.

[19] Pisutha - Arnond, V. Ohmoto H. "Thermal history and chemical and isotopic compositions of the ore - forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroko district of Japan. *Econ. Geol., Monogr*", 5(1983) 198-223.

[20] یارمحمدی ع،، راستاد ا،، محجل م،، شمس م.ج،، رخداد

طلائی باریکا، "کانه زایی تیپ ماسیوسولفید ولکانوژنیک غنی از طلا در ایران"، مجله علوم دانشگاه تهران. جلد 34، شماره 1، صفحات 47-60. (1387).

[21] Ohmoto H., Mizukami M., Drummond S.E., Eldridge, C.S., Pisutha - Arnond, V. and Lenagh, T.C. "Chemical processes of Kuroko formation. *Economic Geology, Monogr*", 5(1983) 570-604

[22] Ohmoto H. " Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. *Ore geology reviews*", 10 (1996) 135-177.

[23] Eldridge C.S., Barton P. B., Jr. Ohmoto H, " Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko ore bodies. *Economic Geology, Monogr*". 5(1983) 241-281

راهنمای تنظیم مقاله برای چاپ در نشریه زمین‌شناسی اقتصادی

از اساتید و پژوهشگران گرامی که برای نشریه زمین‌شناسی اقتصادی مقاله ارسال می‌دارند درخواست می‌نماید در تنظیم و تدوین مقالات به نکات ضروری زیر توجه فرمایند.

- 1) توصیه می‌شود محققین محترم تا حد امکان در متن مقاله خود به مقالاتی که در شماره‌های گذشته نشریه زمین‌شناسی اقتصادی مقاله چاپ شده است استناد نمایند. بدیهی است این امر می‌تواند در بالا بردن امتیاز مجله در بین مجلات نمایه شده در ISC موثر باشد.
- 2) مقالات ارائه شده دارای بخشهای زیر باشد:

● عنوان ● چکیده ● مقدمه ● روش مطالعه ● بحث و بررسی ● برداشت ● قدردانی ● مراجع

- 3) مقاله با نرم افزار Word-xp تایپ شود. (نوع و اندازه قلم‌ها در ادامه تعریف شده‌اند)
- 4) در صفحه عنوان، نام نویسنده (یا نویسندگان به ترتیب مورد نظر و مشخص کردن نویسنده مسئول با علامت *)، نام و نشانی مؤسسه‌ای که کار در آن انجام شده، شماره تلفن، فاکس، پست الکترونیک، و تاریخ تنظیم مقاله، مشخص شود.
- 5) چکیده مقاله به هر دو زبان فارسی و انگلیسی و حداکثر در 150 کلمه نوشته و چکیده انگلیسی روی صفحه‌ای جداگانه باشد.
- 6) برای معرفی سریع مقاله چند واژه کلیدی (Keywords) در ارتباط با متن مقاله در زیر چکیده‌ها نوشته شود.
- 7) در متن مقاله، مراجع به ترتیب با شماره 1 تا ... داخل دو بند، مثل [5]، مشخص شوند.
- 8) فهرست مراجع فارسی یا لاتین مثل نمونه‌های زیر نوشته شوند:

1- کریم پور م.ح، زاو خ. "دماسنجی و شرایط فیزیکوشیمیایی محلول کانه‌دار بر مبنای کلریت و سیالات درگیر در معدن مس قلعه زری"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره 1 (1385) ص 1-26.

[2] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397–412.

- 9) توصیه می‌شود هنگام تنظیم مقاله از یکی از واژگان منتشر شده از طرف مرکز نشر دانشگاهی استفاده و از به کار بردن کلمات لاتین که هم ارز فارسی دارند خودداری شود. در مواردی که واژه لاتین با املا فارسی نوشته می‌شود عین کلمه لاتین در زیر همان صفحه با قید شماره نوشته شود. تمام رقم‌ها در متن و جدول‌های مقالات فارسی بایستی فارسی باشد.
- 10) جدول‌ها بر کاغذ جداگانه نوشته و شماره‌گذاری و در متن مقاله فقط به شماره جدول اشاره شود. پهنای جدول از 15 cm بیشتر نباشد.
- 11) اصل عکس‌ها و نمودارها به صورت قابل چاپ در صفحه جدا از متن باشند. پهنای شکل‌ها از 15 cm بیشتر نباشد.
- 12) توضیح هر شکل در زیر آن و توضیح جدول بالای آن نوشته شود.
- 13) تعداد صفحات مقاله حداکثر 20 صفحه A4 شامل شکل‌ها و جدول‌ها باشد.
- 14) چهار نسخه اصلی از مقاله بر یک روی کاغذ A4 با حاشیه‌های 3 cm و فاصله خط‌ها 1/5 برابر چاپ و به آدرس سردبیر نشریه ارسال شود.
- 15) هر مقاله پس از تأیید مشاوران و هیأت تحریریه، توسط ویراستار نشریه ویرایش و تصویر نسخه آماده چاپ هر مقاله برای اظهار نظر نهایی به آدرس نویسنده مقاله ارسال می‌شود.
- 16) تعداد 3 نسخه از مقاله چاپ شده به صورت رایگان برای نویسنده ارسال خواهد شد.

هنگام تایپ مقاله برای چاپ در مجله زمین‌شناسی اقتصادی از قلم‌های زیر استفاده فرمائید.

قلم فارسی	قلم انگلیسی	
نازنین 12	Time Med. 9	سر صفحه
نازنین سیاه 16	Time Bold 14	عنوان مقاله
نازنین سیاه 13	Time Bold 11	اسم نویسنده
نازنین مایل 11	Time Italic 10	آدرس نویسنده و پست الکترونیک
نازنین 11	Time Med. 10	تاریخ تنظیم
نازنین مایل 12	Time Italic 11	واژه‌های کلیدی
نازنین سیاه 11	Time Bold 11	مقدمه و عنوان هر بخش
نازنین 12	Time Med. 11	متن مقاله
نازنین سیاه 10	Time Bold 10	شماره شکل‌ها و جدول‌ها
نازنین 11	Time Med. 10	زیرنویس شکل‌ها و جدول‌ها
نازنین 12	Time Med. 11	مراجع
نازنین 10	Time Med. 9	پانویس‌ها



Mineralogy and economic geology of Cheshmeh Hafez polymetal deposit, Semnan Province, Iran

Mehrabi¹, B., Ghasemi Siani, M.

Department of Geology, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran

Received: 9/2/2010, in revised form: 3/5/2010

Abstract

The Cheshmeh Hafez polymetal deposit is located in Troud – Chahshirin mountain range in Southeastern Damghan. In this province, the volcanism and associated mineralization are closely related to major faults Anjilo and Troud with NW-SE trend. The exposed rocks in the study area consist of volcano clastic sequence of sandstone, tuff, volcano breccias and mostly andesitic and andesitic- basalt flows at Cheshmeh Hafez district. Alteration in Cheshmeh Hafez area is consisting of Proplilitization, Sericitization, Argillic alteration and Silicification. Mineralization occurred in three district stages; 1) quartz, carbonate with early pyrite and chalcopyrite assemblages; 2) the main stage of sulfide deposition, comprises early euhedral galena followed by galena and sphalerite, then galena, chalcopyrite, tetrahedrite, pyrite, bornite and digenite, and 3) quartz and calcite barren veins with minor pyrite and chalcopyrite. The average assays from 12 samples of Cheshmeh Hafez veins are; 0.15 g/t Au, 3.23 g/t Ag, 4.47 wt % Pb, 2.64 wt % Cu, and 1.73 wt % Zn. Fluid- inclusion homogenization temperatures (Th) in quartz fall within range of 140°-300° with salinities ranging from 4.7 to 18 wt. % NaCl equivalent. Comparison of Th versus final ice melting (Tm_{ice}) values indicates the occurrence of fluid mixing process. In order to evaluate extent of mineralization in depth, IP and RS techniques were used, which indicate the presence of mineralization in depth.

Keywords: *Cheshme Hafez, Altration, Microtermometry, Geochemistry, Geophysics and Epithermal Mineralization.*

¹Corresponding author: majid4225@yahoo.com



Mineralization and Geochemical Exploration in Volcanic- Plutonic Area of Halakabad Village (Sabzevar), Regarding to Cu-Porphyry Deposits

Panahi Shahri¹, M., Karimpour, M.H., Shabani, F.

Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad

Received: 25/1/2010, in revised form: 7/4/2010

Abstract

The investigated area is located 30 Km south of Sabzevar in Halakabad village. Geological phenomenons in area follow a trend of NW-SE. Mineralization consists of metallic and non-metallic (kaolin) mineralization. Disseminated and veinlet mineralization is generally associated with argillic alteration type. Pyrite is the most widespread type of sulfide mineralization in Halakabad occurrences. It usually displays a euhedral habit and have occurred at least in two generations. Calcopyrite is common in veinlets although in minor amounts. Secondary sulfuric acid weathering of the ore has generated huge surficial amounts of oxide and sulfate minerals which of hematite and jarosite are the most abundant. Geochemical exploration was conducted over both drainage geochemistry and rock geochemistry. Results show that some of the stream sediments have higher concentrations of Copper and Zinc than normal. This anomalies matches with monzonite outcrops in area. The chip rock geochemical data shows highest values in west of halakabad mine for Cu and Zn respectively 500 and 900 ppm. These data represents that all samples collected from surficial areas of east of area contain lower concentrations of Copper while sulfide mineralization is more than the other parts. Presence of favorable alteration system in region, presence of monzonite subvolcanic intrusions and regional geological criteria indicates a possible Cu-Au porphyry system in Halakabad area.

Keywords: *Iran, Halakabad, Cu porphyry, Mineralization, Geochemistry.*

¹Corresponding author: arsheconomic85@yahoo.com



Frequency fraction and spatial distribution of clay minerals detection by sub-pixel classification of ASTER data, case study, Esteghlal mine of Abadeh

Hashemi Tangestani¹, M., Azizi², M.

1- Department of Earth Sciences and Remote Sensing and GIS Center, University of Shiraz

2- Department of Earth Sciences, University of Shiraz

Received: 4/3/2010, in revised form: 16/5/2010

Abstract

Esteghlal fireclay mine, northern Abadeh, with dominant composition of kaolinite and pyrophyllite, and annual production of over a million tons, is one of the largest sedimentary deposits in Iran. Linear Spectral Unmixing (LSU) and Mixture Tuned Matched Filtering (MTMF) processes were applied on the VNIR + SWIR dataset of ASTER for identifying the frequency fraction and distribution of clay minerals in this mine. Sub-pixel frequency assessment of ASTER data showed that distribution of pixels with higher fractions belong to the kaolinite and pyrophyllite, outcropped in two different parts of the mine. Comparison of LSU and MTMF output results showed that MTMF is more reliable to determining the relative fraction of clay minerals at the study area.

Keywords: *Sub-pixel classification, ASTER, Linear Spectral Unmixing, Mixture Tuned Matched Filtering.*

²Corresponding author: moslemazizi82@yahoo.com



The station of modeling the mine resources in economical geology investigations and determination of mineral deposits genes & reserves

Sharif¹, J.A., Imamalipour^{1*}, A., alipour, A.²mokhtarian², M.

1- Department of Mining engineering, Urmia University

2- Department of Mining engineering, Urmia University of technology

Received: 17/2/2010, in revised form: 16/4/2010

Abstract

In recent days, computer is becoming one of the most essential instruments in advanced countries for the researchers and the domain of its application is going to be increased every day. Using the 3D modeling of the earth, its mine resources and the brilliant details which are given by the models, the researching and exploring groups will find out the inconspicuous and attractive aspects of the genetic structure and the geological history of these resources. In this paper which is a result of the researches done as the case study on a group of aragonite deposits in West Azarbaijan province, modeling of under study mineral deposits and the genetic approaches obtained from the models lead into explore and discover some other resources of the same minerals which is widely accepted recently in the market of decorative rocks in Iran. In modeling procedure of these resources which is a product of the geysers, the profile of these lime generating springs and their directional order on some specific hidden fracture is determined and approximate location of the new resources for the next explorations is assigned. At the moment, these assigned locations as new resources are being explored and even exploited.

Keywords: *Modeling of mineral resources, Genetic structure, Hot springs, Decorative stones.*

¹Corresponding author: a_imamalipour@yahoo.com



Petrography and geochemical study of Nezam-Abad area, Southwest of Shazand, Arak

Jafari¹, R., Noghreian¹, M., Makizadeh¹, M., Ghane²

1- University of Isfahan

2- Payam-e-Noor University of Taft

Received: 8/4/2010, in revised form: 16/6/2010

Abstract

Nezam-Abad area is located in southwest of Shazand (Arak) which is a part of Sanandaj-Sirjan zone. Major intrusive rocks of Nezam-Abad are quartz diorite and minor amount of granodiorite. Leucogranitic, pegmatite dykes and quartz-tourmaline veins were intruded the quartz diorite. Quartz diorites are mainly composed of plagioclase, hornblende, biotite, quartz and pyroxene as major minerals. Major minerals of leucogranite are microcline, orthoclase, albite, quartz, biotite and muscovite. Accessory minerals consist of apatite, zircon, sphene, epidote, allanite, tourmaline and opaque. The presence of hydrous minerals like hornblende and biotite in these rocks indicate that the corresponding magma initially contained >3 wt% H₂O (wet magma). The occurrences of garnet and andalusite minerals suggest assimilation process. Primary textures in these rocks are granular, granophyre, and poikilitic. Secondary textures are perthite, myrmekite, sericitization, chloritization and kaolinitization. Later hydrothermal activities and tectonic strains are factors for presence of perthite texture in leucogranite. K amount for sericitization of feldspars come from the K-feldspars and chloritization of biotite. Transformation of biotite to muscovite indicates the act of K rich fluid in later stages. On the basis of chemical analysis on the intrusive rocks, it is shown that the magma was calc-alkaline, metaluminous-peraluminous and medium-K to high-K. Study of major elements in Harker diagrams indicates Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃ and CaO decrease with increasing of SiO₂ and K₂O and Na₂O increase indicating that fractional crystallization may have played an important role in the formation of granitoid rocks from Nezam-Abad.

Keyword: *petrography, quartzdiorte, leucogranite, tourmaline, Nezam Abad, Arak.*

¹Corresponding author: afsanejafari@gmail.com



Geology, mineralization, geochemistry and Ground magnetic studies in iron mineralization Kalateh Shahin region, Razavi Khorasan province

Javidi Moghadam, M¹., Haiydarian Shahri, M. R., Karimpour, M. H.

Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad

Received: 16/2/2010, in revised form: 8/5/2010

Abstract

Iron mineralization of Kalate Shahin is located 107 km on the Ghoochan-Neyshaboor road (in Khorasan Razavi province). Subvolcanic intrusive bodies of quartz monzonite to monzonite porphyry intruded the Cretaceous limestone. Sedimentary units of the area in decreasing age include Cretaceous limestone and Eocene and Paleocene-Quaternary microconglomerate to sandstone. Mineralization in the region formed in two stages, hypogene and supergene. Pyrite, magnetite and specularite formed in the hypogene and goethite and hematite in the later. Investigation of fO_2 and temperature conditions indicated that temperature of hydrothermal minerals in the east of the area was less than 350°C. The amount of goethite and hematite in the west of the area is much less than the east and is frequently present as vein and veinlet associated with hydrothermal dolomite. The source of mineralization, hydrothermal solution in west of the area had lower sulfide and temperature but was more oxidized than the east. The result of geochemical analysis using AAS method for Fe, Mn, Mg and Ca elements indicated the highest amount of iron (30.4%) at the trench on the east of the area. Iron showed positive correlation with Mg at this location. There is also relation between the amount of these elements and the distance from the intrusive bodies. Therefore, the intrusive bodies of the area had no role in the mineralization. Total magnetic intensity (TMI) was measured at 742 stations on 2 grid of 20×5 meter. Map of TMI colour image along with contour, Reduction To the Pole (RTP) and upward continued were prepared using ER Mapper. Inspection of magnetic maps indicated distributed anomalies in the area, maybe related to the covered hornblend diorite porphyry which outcrops at about 40 meter apart. Due to the presence of hematite in limestone that correlates with anomalies B and C, magnetite mineralization at depth also may be the causative source of these magnetic anomalies. Therefore, drilling exploration at location of anomalies B and C is proposed.

Keywords: *Kalateh Shahin, Iron Hydrothermal, Vein and Veinlet, Magnetite, Hematite, Goethite, Magnetometric.*

¹Corresponding author: Geo.javid@yahoo.com



Formation and evolution stages of gold rich Barika massive sulfide deposit, east of Sardasht, northern Sanandaj-Sirjan zone: based on structural, textural and fluid inclusion studies

Tajeddin¹, H.A., Rastad¹, E., Yagubpur², A., Mohajjel¹, M.

1- Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

2- Department of Geology, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran

Received: 18/1/2010, in revised form: 26/5/2010

Abstract

Barika gold (and silver) rich massive sulfide deposit is located 18 km east of Sardasht, north western part of Sanandaj-Sirjan metamorphic zone. Rock units outcropped in this area are Cretaceous metamorphosed volcano-sedimentary rocks in green schist facies, and include association of meta-andesite, meta-tuffite, phyllite and slate rocks, where the meta-andesitic unit (K^{mv1}) is host rock to the deposit. Barika deposit is composed of stratiform ore and stringer zone. Stratiform part contains massive and banded sulfide and barite associated with subordinated silica bands underlain by stringer silicic zone. The massive and banded ore is surrounded by an extensive zone of silicic stringer veins and disseminated mineralization within strongly altered and deformed andesitic volcanic rocks. Ore mineral assemblages in stratiform part of the deposit are quite variable and consist of pyrite, sphalerite, galena, stibnite, a variety of sulfosalt minerals and gold (electrum). Ore mineral assemblages in silicic veins in the stringer zone are simpler and consist of pyrite, galena, sphalerite, tetrahedrite and trace chalcopyrite. Average gold and silver grades in stratiform ore are 8.3 and 420 g/t respectively and in silicic stringer veins are 0.7 and 30 g/t. Base metal content in both parts of the deposit are less than 1%. Based on our research, Barika is an immature Kuroko type massive sulfide deposit, which contains only black ore. The Barika deposit underwent low-grade metamorphism and high grade deformation after the ore deposition event. Geologic processes appear to control the mode of occurrence of gold in the deposit. In synvolcanism stage, deposition of a gold-bearing low temperature (140-200°C) and low salinity (1-9.6 w% NaCl) hydrothermal fluid formed a Kuroko black ore type deposit. In the stage of mineralization, invisible gold was concentrated in framboidal pyrite and other sulfide minerals. The main effect of progressive metamorphism (D1) on gold mineralization is recrystallization of the framboidal pyrite and migration of submicroscopic gold to the crystal boundary to form electrum under low to moderate strain. Highly strain and deformation (D2) on the deposit caused the remobilization of gold and accompanied As, Sb, Ag, and Pb minerals and continued to form coarse-grained electrum (up to 3 mm) in open space fractures. The formation of barren silica veins (D3) and high angle normal faults (D4) are the results of retrograde metamorphism.

Keywords: gold rich massive sulfide deposit, Kuroko type black ore, fluid inclusion, metamorphism, deformation, Barika, Sanandaj – Sirjan Zone.

¹Corresponding author: hoseintajeddin@yahoo.com

In the Name of God, the Beneficent, the Merciful

Journal of Economic Geology

2010, No. 1 (Vol. 2)

Welcome to the online submission and editorial system for Journal of Economic Geology. Journal of Economic Geology is devoted to all aspects of research related to Economic Geology, Petrology, Geochemical Exploration, Geophysical Exploration and Environmental Geology. The Journal will be devoted primarily to research papers but short communications relating to new developments of broad interest, book reviews and technical reports of meetings will also be included.

EDITOR: Dr. Mohammad Hassan Karimpour

EDITORIAL BOARD:

Dr. Mohammad Hassan Karimpour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abdol Majid Yaghubpur (Prof., Teacher Training University of Tehran)

Dr. Mohammad Hossein Adabi (Prof., Shahid Beheshti University)

Dr. Ebrahim Rastad (Associate Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Gholam Reza Lashkaripour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abbas Moradian (Associate Prof., Shahid Bahonar University)

Dr. Reza Moussavi Harami (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Ahmad Mazaheri (Associate Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

EDITING CONSULTANT

Dr. M. Ghaderi and M. Kadkani

CONSULTANT

M. Ghoorchi

Publisher, Ferdowsi University of Mashhad

Published by: Ferdowsi University of Mashhad Press

Address: Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

P.O. BOX: 91779-48974

Tel: +98-0511-8788054

Fax: +98-0511-8788054

E-mail: econg@um.ac.ir

Web Site: <https://jm.um.ac.ir/index.php/econg>



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 2, No.1, Spring & Summer 2010

CONTENTS

Mineralogy and economic geology of Cheshmeh Hafez polymetal deposit, Semnan Province, Iran..... Behzad Mehrabi and Majid Ghasemi Siani	1
Mineralization and Geochemical Exploration in Volcanic- Plutonic Area of Halakabad Village (Sabzevar), Regarding to Cu-Porphyry Deposits..... Mohadese Panahi Shahri, Mohammad Hassan Karimpour and Fatemeh Shabani	21
Frequency fraction and spatial distribution of clay minerals detection by sub-pixel classification of ASTER data, case study, Esteghlal mine of Abadeh..... Majid Hashemi Tangestani and Mooslem Azizi	39
The station of modeling the mine resources in economical geology investigations and determination of mineral deposits genes & reserves..... Jafar Abdollahi Sharif, Ali Imamalipour, Aref Alipour and Mojtaba Mokhtarian Asl	51
Petrography and geochemical study of Nezam-Abad area, Southwest of Shazand, Arak..... Robabeh Jafari, Moosa Noghreeian and Mohammad Makizadeh	61
Geology, mineralization, geochemistry and Ground magnetic studies in iron mineralization Kalateh Shahin region, Razavi Khorasan province..... Maryam Javidi Moghadam, Mohammad Reza Haiydarian Shahri and Mohammad Hassan Karimpour	77
Formation and evolution stages of gold rich Barika massive sulfide deposit, east of Sardasht, northern Sanandaj- Sirjan zone: based on structural, textural and fluid inclusion studies..... Hossein Ali Tajeddin, Ebrahim Rastad, Abdol Majid Yaghubpour and Mohammad Mohajjel	97