

بررسی سنگ شناسی، کانه زایی، زمین شیمی و زمین دماسنجی در نشانه مس جُوزبن، جنوب شرق دامغان

محمد محبیان^۱، علی اکبر حسن نژاد^{۲*}، هادی شفائی مقدم^۲، نادر تقی پور^۲

۱- کارشناس ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۸/۲۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۴/۱۷

چکیده

نشانه رگه‌ای مس جُوزبن با ابعادی به پهنای ۱/۵ متر و طول حدوداً ۱۰۰ متر در ۱۲۰ کیلومتری جنوب - جنوب شرق دامغان و در بخشی از کمر بند آتشفشانی تروند - چاه شیرین واقع شده است. این کمر بند دارای سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکالن می باشد. کانه‌زایی های این کمر بند تحت تاثیر دو گسل اصلی، گسل تروند در جنوب منطقه و گسل انجیلو در شمال منطقه، قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه مورد مطالعه از نوع کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، داسیت، آندزیت می‌باشند. بافت غالب سنگ‌های این منطقه نیز، پورفیری، گرانولار و پویکیلیتیک می‌باشد. دگرسانی های مشاهده شده شامل سریسیتی شدن، سیلیسی شدن، کلسیتی شدن و پروپیلیتیک می‌باشد. کانه‌زایی منطقه در قالب کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت، کالکوپیریت، گالن و بورنیت و نیز کانی اکسیدی هماتیت رخ داده است. کانی‌های ثانویه از قبیل کولیت، کالکوسیت، مالاکیت و هیدروکسیدهای آهن قابل مشاهده است. براساس مطالعات زمین شیمیایی، می‌توان گفت که سنگ میزبان منطقه از یک ماگمای کالک آلکالن اشباع از آلومین منشاء گرفته و در ارتباط با یک کمان آتشفشانی می‌باشد. با توجه به مطالعات سیالات درگیر انجام شده بر روی کانی کوارتز، مشخص گردید که دامنه دمای همگن شدگی بین ۱۳۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی‌گراد و شوری محلول در محدوده ۴ تا ۱۴/۵ درصد وزنی معادل NaCl تغییر می‌کند. همچنین دماسنجی انجام شده بر مبنای ریخت‌شناسی بلورهای کانی پیریت، دمای حدود ۲۵۰°C را برای زون دگرسانی، روشن می‌سازد. این داده‌ها حاکی از آن است که کانی سازی احتمالاً در عمقی حدود ۱۰۰ متر زیر سطح و در شرایط سطح گرمایی و از نوع کانسارهای آهن - مس - طلا صورت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: جوزبن، دامغان، زمین شیمی، سطح دمایی، سیالات درگیر.

مقدمه

۱:۲۵۰۰۰۰ ترود و بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان می‌باشد. علیرغم گستردگی سنگ‌های ماگمایی در این کمربند و کانی‌زایی عمده‌ای که در منطقه صورت گرفته است، اما تاکنون مطالعه جامعی در مورد سنگ‌های ماگمایی منطقه و ارتباط آنها با کانی‌زایی صورت نگرفته است. در این مطالعه سعی شده است سنگ شناسی، ژئوشیمی، بررسی کانه‌زایی، سیالات درگیر و تعیین گستره دمایی در زون درگرسانی با استفاده از ریخت شناسی بلورهای پیریت، مورد بحث قرار گیرد. سنگ شناسی، ژئوشیمی، بررسی کانه‌زایی، سیالات درگیر و تعیین گستره دمایی در زون درگرسانی با استفاده از ریخت شناسی بلورهای پیریت، مورد بحث قرار گیرد.

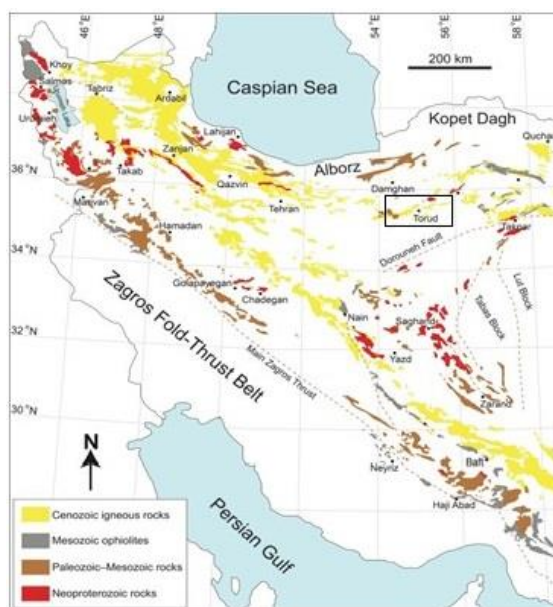
محدوده مورد مطالعه

زمین شناسی و سنگ شناسی منطقه جوزین براساس شواهد صحرایی، مطالعات ماکروسکوپی نمونه‌های دستی و میکروسکوپی مقاطع نازک که از مناطق دارای کانه‌زایی (شامل دهانه تونل و رخنمون‌های اطراف دهانه تونل) برداشت شده است، می‌توان سه واحد سنگ شناختی در گستره معدنی جوزین ذکر نمود که شامل: الف- واحد سنگ‌های ولکانیک-ساب ولکانیک، ب- واحد توده-های نفوذی و ج- واحدهای ضخیم پیروکلاستیک می‌باشد (شکل ۲). واحد سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب حد واسط و عمدتاً از نوع تراکی آندزیت تا آندزیت (با سن ائوسن پسین) و از نوع داسیت به صورت گدازه همراه با پیروکلاستیک‌ها و یا به صورت گنبدی شکل (با سن الیگوسن) می‌باشند. رنگ این سنگ‌ها از سبز تیره خاکستری تا سفید متغیر است. واحد توده‌های نفوذی در قسمت‌های مختلف این منطقه دارای رخنمون بوده و در داخل سنگ‌های آتشفشانی و

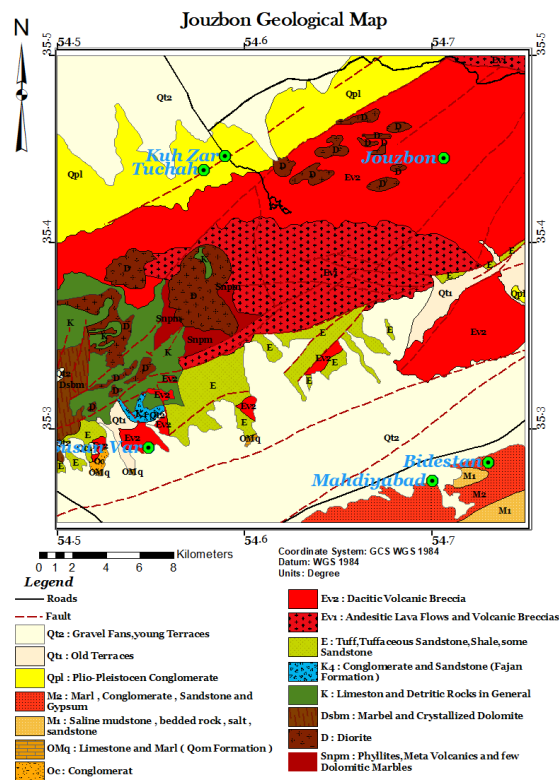
کمربند ترود- چاه شیرین با روند روند شمال شرقی- جنوب غربی در قسمت میانی و شرقی زون ماگمایی البرز (مهرابی و قاسمی، ۱۳۸۹) واقع می‌شود (شکل ۱). علاوه بر آن، این کمربند بخشی از کمان آتشفشانی^۱ کالک آلکالن ترشیری زون ساختاری سبزوآر (آقنابتی، ۱۳۸۲؛ علوی، ۱۹۹۱) نیز در نظر گرفته شده است. این کمربند در قسمت‌های مختلف خود دارای رخدادهای رگه‌ای و اپی ترمال (برنا و عشق آبادی، ۱۳۷۶) فلزات پایه و فلزات گرانبها بوده، که مهم‌ترین آنها سرب و روی چشمه حافظ، گندی، ابوالحسنی به علاوه طلا - مس و فیروزه باغو و مس چاه موسی و ... می‌باشند. واحدهای دگرگونی نیوپروتروزوییک به همراه سنگ‌های رسوبی و ماگمایی مزوزوئیک و سنوزوئیک از عمده تشکیل دهندگان کمربند ماگمایی^۲ ترود-چاه شیرین می‌باشند (شکل ۱). در بین واحدهای یاد شده سنگ‌های آتشفشانی سیلورین، تریاس، ژوراسیک به صورت میان لایه با ضخامت کم مشاهده می‌شوند. علاوه بر آنها حجم قابل توجهی از سنگ‌های آذرین ترشیری بیرون زدگی داشته که روند آنها تقریباً شمال شرقی- جنوب غربی است. حجم اصلی این کمربند ماگمایی را سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پسین - میانی (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷) پدیدآورده است و این سنگ‌ها توسط توده‌های نفوذی (عمیق و نیمه عمیق) با سن احتمالی ائوسن فوقانی- اولیگوسن، گنبدی‌های آندزیت- داسیتی و دایک‌های با ترکیب حد واسط- بازیک قطع شده‌اند (قربانی، ۱۳۸۴). منطقه‌ی جوزین در فاصله حدود ۱۲۰ کیلومتری جنوب - جنوب شرق دامغان و در مختصات جغرافیایی "۳۴ ۱۹' ۵۴° طول شرقی و "۰۶ ۱۰' ۳۶° عرض شمالی واقع شده است. این منطقه بخشی از ورقه

نیز دارای بافت پورفیری با خمیره شیشه‌ای می‌باشند. این سنگ دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کوارتز بوده و کوارتزها به صورت خلیجی و گرد شده (نتیجه‌ی واکنش با مذاب) حضور دارد. کانی‌های اپیدوت و کلریت و سریسیت نیز از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها می‌باشند. سنگ‌های ساب ولکانیک منطقه با ترکیب گرانودیوریتی نیز دارای بافت میکروگرانولار بوده و حاوی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشند. سنگ‌های نفوذی منطقه نیز دارای وسعت کمی بوده و به صورت پراکنده در بین سنگ‌های آتشفشانی منطقه رخنمون داشته و دارای بافت گرانولار می‌باشند. فنوکریست‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی فلدسپار، کلینوپیروکسن و آمفیبول بوده و کانی‌های زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اپک دیگر اجزای فرعی تشکیل دهنده آنها می‌باشند (شکل ۳).

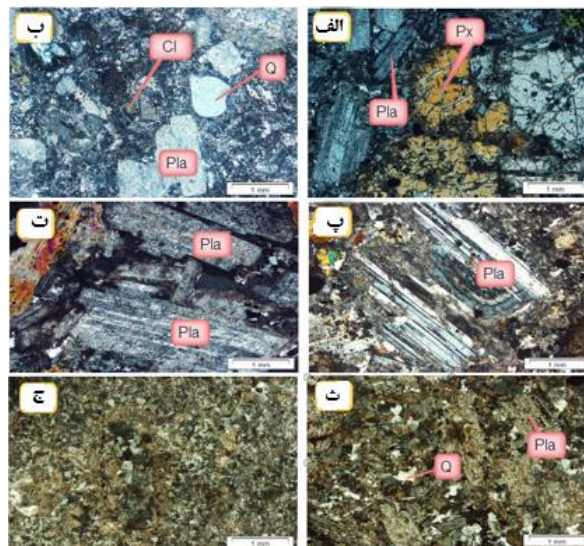
گاه‌ها آذر آواری‌های ائوسن میانی نفوذ کرده‌اند. ترکیب این توده‌ها ترکیبی از گرانودیوریت تا کوارتز دیوریت در تغییر می‌باشد. سنگ‌های آندزیتی و داسیتی در این منطقه میزبان کانی‌سازی می‌باشند. سنگ‌های آندزیتی بافت پورفیری با خمیره میکروگرانولار تا میکروولیتیک را نشان می‌دهند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها بلورهای کشیده و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشد که بیشتر از ۶۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سنتتیک بوده و در اکثر موارد دارای زوناسیون می‌باشند. کانی کوارتز در خمیره این سنگ‌ها نیز دیده شده و یا به صورت ریز بلور حضور دارند. کلینوپیروکسن و کانی‌های اپک نیز از دیگر کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشند. سریسیت کلریت و کلسیت نیز به صورت کانی‌های ثانویه و حاصل از دگرسانی در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. سنگ‌های داسیتی منطقه



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی کمربند تروود-چاه شیرین در قسمت میانی زون ماگمایی البرز نشان داده شده است (بر اساس بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).



شکل ۲: نقشه زمین شناسی منطقه جوزین براساس نقشه زمین شناسی (۱:۲۵۰۰۰۰) ترود.



شکل ۳: الف) سنگ کوارتز دیوریت با فنوکریست پلاژیوکلاز پیروکسن و کوارتز (نور XPL). ب) داسیت با کوارتزهای خلیجی شکل و پلاژیوکلازهای سریسیتی شده (نور XPL). پ) سنگ‌های ساب ولکانیک با فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز و خمیره دانه ریز (نور XPL). ت) سنگ‌های ساب ولکانیکی با ترکیب گرانودیوریتی دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در خمیره دانه ریز (نور XPL). ث) داسیت‌های دگر سان شده منطقه با تیغه‌های آلبیت و کانی کوارتز به صورت پرکننده فضای خالی و ثانویه (نور PPL). ج) سنگ‌های داسیتی با میکروولیت‌های دانه ریز پلاژیوکلاز و کوارتز فراوان (نور PPL). (پلاژیوکلاز=Pla، کوارتز=Q، کلریت=Cl، پیروکسن=Px).

مواد و روش‌ها

به منظور انجام مطالعات سنگ‌شناسی، کانی-شناسی زمین شیمی^۴ و دگرسانی منطقه مورد مطالعه، بازدیدها و عملیات صحرایی متعدد در این منطقه صورت گرفته و اقدام به نمونه‌برداری شد. از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۵۰ مقطع نازک، صیقلی و دو بر صیقل برای مطالعات مورد نظر تهیه گردید. همچنین به منظور بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگ میزبان منطقه، تعداد ۷ نمونه مناسب و با حداقل دگرسانی برای آنالیز به روش XRF برای عناصر اصلی^۵ و روش ICP-MS برای عناصر کمیاب^۶ تفکیک و به آزمایشگاه ACME کانادا فرستاده شد. علاوه بر آن به منظور مطالعه دماسنجی این منطقه، از رگه‌های سیلیسی موجود در تونل اصلی و توده‌های سیلیسی مرتبط با رخدادهای کانی‌زایی، تعداد ۵ نمونه مقطع دو بر صیقل تهیه شد. و توسط صفحه گرم و سرد^۷ کننده لینکام مدل THMSG600 مورد مطالعه قرار گرفتند. همچنین از بلورهای پیریت موجود در قسمت دگرسان و حفاری‌های انجام شده، برای تکمیل مطالعات دماسنجی تعداد ۷۰ بلور پیریت جداسازی و مورد مطالعه قرار گرفت.

نتایج

کانه‌زایی: مهم‌ترین بخش مطالعه و شناسایی ویژگی‌های محیط تشکیل هر رخداد معدنی، مطالعه کانی‌شناسی، همزادی روابط بافت و ساخت کانه‌ها است (اینسن، ۱۹۸۹). بررسی‌های صحرایی و مطالعات کانه‌نگاری کانسنگ منطقه جوزین، عمدتاً بر روی نمونه‌های برداشت شده از داخل تونل معدنکاری قدیمی (شکل ۴) صورت گرفته است. این بررسی‌ها، حاکی از کانه‌زایی درون‌زاد و برون‌زاد است، که در ادامه به بررسی آنها پرداخته می‌شود.

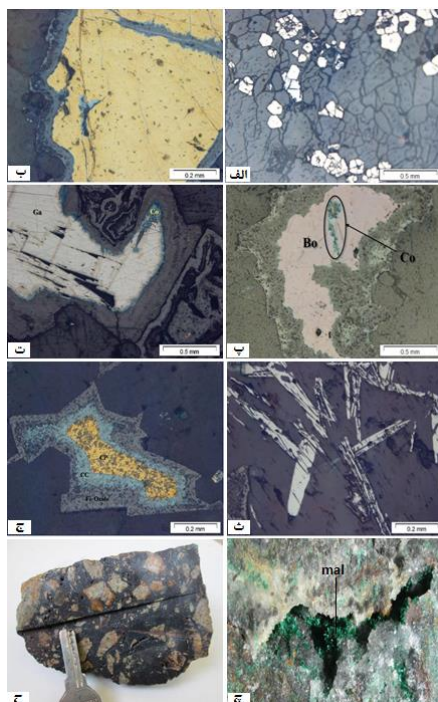
کانه‌زایی درون‌زاد^۸: شواهد بدست آمده حاکی از آن است که در منطقه جوزین، کانه‌زایی درون‌زاد طی دو مرحله صورت پذیرفته است. در مرحله اول، ابتدا کانی‌کوارتز شروع به نهشته شدن نموده است و کمی بعد کانی‌های سولفیدی پیریت و کالکوپیریت و کانی‌اکسیدی اسپکیولاریت نهشته شده‌اند. ته‌نشست پیریت کمی بعد از کانی‌کوارتز آغاز و سپس نهشته شدن کانی‌کالکوپیریت رخ داده است. کالکوپیریت، کانی‌سولفیدی اصلی در رخداد جوزین است که عمدتاً دارای بافت توده‌ای می‌باشد (شکل ۵ ب)، در حالی که پیریت بیشتر از بافت دانه‌ای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار پراکنده برخوردار می‌باشد (شکل ۵ الف). علاوه بر آن، در برخی از قسمت‌ها، پیریت بافت خرد شده کاتاکلستیک را به نمایش می‌گذارد، که می‌تواند گویای حرکات تکتونیک منطقه باشد. اسپکیولاریت فراوان‌ترین کانی‌اکسیدی رگه‌های کانه‌دار می‌باشد. این کانی‌اکسیدی بصورت تیغه‌های پراکنده در بافت زمینه همراه با کانی‌های سولفیدی حضور دارد (شکل ۵ ث). اندازه بعضی تیغه‌های هماتیت اولیه نیز به ۰/۵ میلیمتر می‌رسد. در بخش‌هایی که تراکم تیغه‌های هماتیت افزایش می‌یابد، بافت غالب از نوع بافت جعبه‌ای شکل می‌گیرد. به نظر می‌رسد ته‌نشست کانی‌هماتیت در یک مرحله با افزایش فشار سیال و ایجاد برش‌های گرمایی همراه بوده است (شکل ۵ ج). شواهد بدست آمده از مطالعات کانه‌نگاری نشان می‌دهد، با ادامه ته‌نشست کانی‌کوارتز، کانی‌های بورنیت و گالن (شکل ۵ پ و ت)، با تاخیر و طی مرحله دوم فعالیت گرمایی در منطقه جوزین نهشته شده‌اند که وجود بافت جزیره‌ای و جانشینی بر روی کالکوپیریت این موضوع را تأیید می‌کند. بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی حاکی

با کانی‌های اکسیدی آهن و سولفیدهای ثانویه از جمله کوولیت، کالکوسیت و دیژنیت جانشین شده‌اند. با توجه به مطالعات ساخت و بافت در منطقه، توالی پاراژنتیکی احتمالی برای منطقه جوزبن در شکل ۶ ارائه شده است. براساس ویژگی‌های کانسارهای تیپ اکسید آهن - مس - طلا^۱ (کریمپور، ۱۳۸۴؛ ویلیامز و همکاران، ۲۰۰۸؛ مونته رو و همکاران، ۲۰۰۸) و با توجه نوع کانه‌ها، ساخت و بافت، دگرسانی، ویژگی‌های سیال کانی ساز و سنگ میزبان، به احتمال قوی بتوان، کانه‌زایی را در منطقه جوزبن، از این نوع کانسارها معرفی نمود.

از ته نشست کلسیت و باریت در یک فاز جداگانه از کانی سازی سولفیدی در منطقه می‌باشد. کانه زایی سطحی زاد^۲: این مرحله از کانه زایی حاصل تاثیر آب‌های سطحی اکسیژن دار فرو رو می‌باشد که فرایند هوازدگی را باعث شده، و محصول این فرایند ایجاد کانی‌های اکسیدی از جمله کربنات‌های مس سازگار با شرایط برون زاد می‌باشد (شکل ۵ چ). شواهد حاکی از آن است که این فرایند در منطقه جوزبن در مرحله اول و با شدت بیشتری بر روی کانی‌های پیریت و کالکوپیریت و با شدت کمتری بر روی کانی بورنیت عمل کرده است به گونه‌ای که در برخی از بخش‌ها، دانه‌های پیریت و کالکوپیریت تا حد صد درصد



شکل ۴: تونل معدنکاری قدیمی در امتداد رگه کانه دار منطقه جوزبن (دید در جهت شرق).



شکل ۵: الف) کانی سولفیدی پیریت به صورت خرد شده به همراه گالن در سنگ‌های حفاری شده. ب) کانی سولفیدی کالکوپیریت با حاشیه جانیشینی. پ) کانی سولفیدی بورنیت با حاشیه کوولیت (برداشت شده در حاشیه تونل). ت) کانی سولفیدی گالن با حاشیه کوولیتی شده و حفرات مثلثی. ث) اسپیکیولاریت با بافت جعبه‌ای. ج) کانی کالکوپیریت که از حاشیه توسط کالکوسیت و هیدروکسیدهای آهن به صورت زونال جانشین شده است. چ) رشد بلورهای مالاکیت در فضاهای خالی سنگ میزبان (زون اکسیدان). ح) قطعات برش (گرمایی) سنگ میزبان در داخل رگه‌های هماتیت. (کالکوپیریت=Cpy، گالن=Ga، کالکوسیت=Cc، بورنیت=Bo، مالاکیت=Mal، هماتیت=He، اکسید آهن=Fe-oxide، کوارتز=Q، پیریت=Py).

Stages Minerals	Hypogene stage			Supergene stage
	Stage1	Stage2	Stage3	
Quartz	●●●●●			
Specularite		●●●●●		
Pyrite	●●●●●	●●●●●		
Chalcopyrite	●●●●●	●●●●●		
Galena		●●●●●		
Bornite		●●●●●		
Barite			●●●●●	
Calcite			●●●●●	
Chalcocite				●●●●●
Covellite				●●●●●
Goethite				●●●●●
Limonite				●●●●●
Malachite				●●●●●
Digenite				●●●●●

شکل ۶: توالی همزادی کانیایی منطقه جوزین.

زمین شیمی

به منظور بررسی دقیق تر ویژگی‌های سنگ شناختی، سرشت ماگماتیسم و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آذرین منطقه جوزین، بر مبنای عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی، تعداد ۷ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی رخنمون یافته در محدوده نشانه مس جوزین و با حداقل دگرسانی، تفکیک و برای آنالیز به روش XRF برای عناصر اصلی و روش ICP-MS برای عناصر فرعی و کمیاب به آزمایشگاه ACME کانادا جهت تجزیه ارسال گردید. داده‌های حاصل از نمونه‌های تجزیه شده در جدول ۱ آورده شده است. با توجه به بالا بودن نسبی مقدار L.O.I.^{۱۱} سنگ‌ها در این مطالعه سعی شده است تا از عناصر کمیاب غیر متحرک برای تفاسیر پترولوژیکی استفاده شود به جز نمودار مجموع آکالی‌ها در مقابل اکسید سیلیس که مقادیر بدون آب و خشک^{۱۲} داده‌ها استفاده شده است. براساس بررسی‌های پترگرافی و نمودارهای پترولوژیکی (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶) حاکی از آن است که سنگ‌های ولکانیک و ساب ولکانیک منطقه جوزین از نوع داسیت تا تراکی

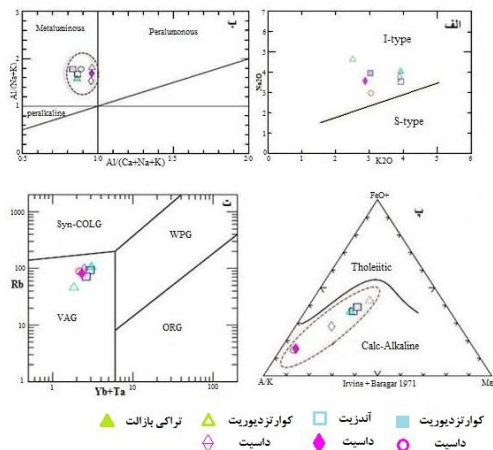
آندزیت بوده و سنگ‌های توده‌های نفوذی منطقه بر مبنای نمودار (میدلموست، ۱۹۸۷) از نوع کوارتز مونزونیت و مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت می‌باشند. براساس نمودار (مینار و پیکولی، ۱۹۸۵) که از مولاریته نسبت (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) در مقابل مولاریته نسبت $(Al_2O_3/CaO+K_2O+K_2O)$ استفاده می‌شود، سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه دارای ترکیب متاآلمین هستند (شکل ۷ ب) و طبق نمودار AFM (ایروین و باراکار، ۱۹۷۱) سنگ‌های منطقه جوزین از یک ماگمای با ترکیب کلسیمی - قلیایی (کالک آکالن) مشتق شده‌اند (شکل ۷ پ). در نمودار (چپل و وایت، ۲۰۰۱) نوع گرانیتوئیدهای منطقه جوزین نیز از نوع گرانیت-های I می‌باشد (شکل ۷ الف). براساس طبقه‌بندی (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) که سنگ‌های گرانیتوئیدی را از نظر رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب در محیط‌های تکتونیکی مورد بررسی قرار داده‌اند، سنگ‌های منطقه در موقعیت کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۷ ت).

جدول ۱: نتایج اکسیدهای اصلی سنگ‌های رخنمون دار منطقه جوزین بر حسب درصد وزنی.

Samples	تراکی بازالت	کوارتز دیوریت	آندزیت	کوارتز دیوریت	داسیت	داسیت	داسیت
SiO ₂	49.12	56.63	57.02	55.64	63.23	68.74	69.01
Al ₂ O ₃	17.53	16.5	16.27	16.89	15.23	14.47	13.74
Fe ₂ O ₃	9.85	7.06	6.91	7.44	4.06	1.34	1.17
MgO	5.25	3.51	3.59	3.72	2.06	0.51	0.43
CaO	4.71	4.75	4.49	5.93	3.3	3.6	4.25
Na ₂ O	4.33	3.88	3.41	3.83	3.59	3.39	2.8
K ₂ O	2.25	3.79	3.79	2.93	3.72	2.73	2.88
TiO ₂	0.85	0.78	0.81	0.84	0.5	0.18	0.17
P ₂ O ₅	0.31	0.26	0.28	0.27	0.22	0.06	0.06
MnO	0.41	0.14	0.16	0.1	0.08	0.18	0.09
Cr ₂ O ₃	0.002>	0.005	0.004	0.005	0.005	0.002>	0.002>
LOI	4.8	2.4	2.5	2.1	3.8	4.7	5.3
Total	99.51	99.7	99.73	99.7	99.8	99.9	99.9

ادامه جدول ۱: مقادیر عناصر فرعی و کمیاب (بر حسب Ppm) در واحدهای سنگی منطقه جوزین.

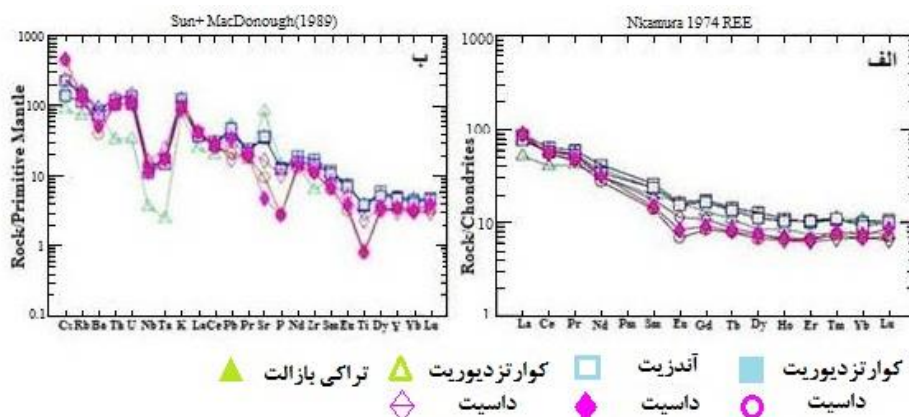
sample	تراکی بازالت	کوارتز دیوریت	آندزیت	کوارتز دیوریت	داسیت	داسیت	داسیت
Ni	28	20>	20>	24	23	20>	20>
Sc	22	17	17	20	8	2	1
Ba	596	666	574	510	650	357	277
Be	2	2	4	6	1	1>	1>
Co	29.9	17.6	17.7	16.8	8.5	1.4	0.9
Cs	0.7	1.3	1.8	1.1	1.9	3.7	3.5
Ga	16.9	17.8	17.6	17.1	14.9	14.6	13.5
Hf	1.8	4.2	5.2	4.7	4.7	3.6	3.3
Nb	2.6	8.9	9.3	7.9	11.6	8	8.8
Rb	45.9	105.7	92.8	72.2	97	81.7	88.3
Sn	1>	2	2	2	1>	1	1>
Sr	1766.8	773.9	738.4	769.5	349.6	100.1	201.2
Se	0.5>	0.5>	0.6	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>
Tl	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>
Hg	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01	0.01>
Au (ppb)	10.5	2.5	2.4	1.9	2.6	2.6	1.2
Ag	0.4	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>
Bi	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>
Sb	0.6	0.2	0.1>	0.1>	0.1	0.1	0.1>
Cd	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>
As	7.3	3.8	2.3	3.7	1.5	0.9	0.5>
Ni	18.2	11.9	12.3	13.8	14.9	0.7	0.5
Zn	77	24	28	18	37	14	4
Pb	2.1	3.7	2.7	3.4	1.2	2.4	1.5
Cu	228	22.4	100.5	117.4	3.6	3.8	19
Mo	0.4	0.5	2.3	0.8	0.7	0.6	0.2
Ta	9.1	0.7	0.7	0.6	1	0.7	0.7
Th	2.8	9.3	10.4	8.8	11	9	8.9
U	0.7	2.6	2.9	2.2	3.1	2.3	2.2
V	312	201	179	229	88	12	12
W	0.5>	1.6	1.2	1.5	1.6	0.9	1.5
Zr	69.8	177.7	192.3	163.3	148.8	124.5	123
Y	16.7	22.9	22.7	21.7	13.5	15.7	15.8
La	17	25.7	28.3	25.1	29.4	29.5	27.8
Ce	35	50.7	55.1	49.1	53.5	47.2	46.9
Pr	4.68	6.16	6.63	5.95	5.87	5.33	5.14
Nd	19.6	23.5	26	21.4	19.9	19.9	17.3
Sm	3.97	4.75	5.26	4.79	3.58	3	2.82
Eu	1.25	1.22	1.26	1.18	0.87	0.64	0.53
Gd	3.63	4.5	4.82	4.57	3.01	2.52	2.3
Tb	0.51	0.66	0.66	0.63	0.41	0.38	0.37
Dy	2.91	4.08	4.39	3.81	2.62	2.47	0.28
Ho	0.6	0.73	0.77	0.72	0.45	0.49	0.46
Er	1.66	2.36	2.25	2.34	1.39	1.48	1.46
Tm	0.23	0.34	0.32	0.33	0.2	0.24	0.22
Yb	1.75	2.36	2.23	2.02	1.5	1.62	1.49
Lu	0.25	0.32	0.36	0.34	0.22	0.29	0.24
TOT/C (%)	0.39	0.12	0.22	0.07	0.43	0.67	0.81
TOT/S (%)	0.11	0.1	0.05	0.02>	0.02	0.02>	0.04



شکل ۷: الف) ترسیم نمونه‌های منطقه جوزین بر روی نمودار تعیین نوع ماگمایی (چپل و وایت، ۲۰۰۱). ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین درجه اشباع از آلومین (مینار و پیکولی، ۱۹۸۵). پ) واقع شدن نمونه‌های منطقه جوزین در محدوده کالک آلکالن براساس نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی (ایروین و باراگار، ۱۹۹۷). ت) موقعیت نمونه‌های منطقه جوزین، در نمودار تمایز گرانیت‌ها بر پایه تغییرات Rb-Yb-Ta (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴).

یافته‌تر باشد. Eu در برخی سنگ‌ها دارای تهی شدگی ناچیزی بوده که می‌تواند در رابطه با تبلور تفریقی پلاژیوکلاز باشد. در نمودار (سان و مک دنوق، ۱۹۸۹) که نسبت به گوشته‌ی اولیه نرمال شده‌اند (شکل ۸ ب)، عناصر Nb, Ta, P, Ti, یک آنومالی منفی نشان می‌دهند و عناصر Ba, Th, Cs, U, K, Rb دارای یک آنومالی مثبت نشان می‌دهند. آنومالی منفی در عناصر نیوبیوم و تانتال نشان دهنده منشا این سنگ‌های ماگمایی از قوس‌های آتش فشانی دارد. آنومالی منفی P و Ti می‌تواند به ترتیب نشان دهنده تفریق کانی‌های تیتانومگنتیت و آپاتیت در سنگ‌های تفریق یافته-تر باشد. در گرانیت‌های نوع I فسفر به صورت یک عنصر سازگار عمل می‌کند و با جداشدن در مراحل اولیه تفریق ماگما باعث ایجاد آنومالی منفی در این سنگ‌ها می‌گردد. آنومالی‌های مثبت اورانیوم و توریم می‌تواند نشان دهنده منشا گرفتن این عناصر از ورقه فرورانش شده بوده و یا اینکه در ارتباط با آرایش پوسته‌ای باشد.

عناصر نادر خاکی، ابزار دقیقی از مطالعات پتروژنز هستند، و برای تعیین محیط تکتونیکی و فرآیندهایی مانند اختلاط ماگمایی و تفریق، از الگوی تغییرات عناصر کمیاب و الگوی توزیع عناصر نادر خاکی مشخص می‌شوند. همان‌طور که در نمودار (ناکامورا، ۱۹۷۴) مشاهده می‌شود (شکل ۸ الف) سنگ‌های منطقه از عناصر نادر خاکی سبک^{۱۳} نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین^{۱۴} یک غنی‌شدگی یکنواختی را نشان می‌دهند (دارای نسبت بالای $(La_{(n)}/Yb_{(n)})$ که از خصوصیات سنگ‌های کالک آلکالن قوس‌های آتشفشانی می‌باشند (ویلسون، ۱۹۸۹). علاوه بر این، نمونه‌های مورد مطالعه در دیاگرام نورمالیز شده مذکور، عناصر نادر خاکی دارای روند موازی بوده که این الگو می‌تواند حاکی از هم‌منشا بودن این نمونه‌های سنگی با یکدیگر باشد. برخی از نمونه‌ها در عناصر نادر خاکی سنگین مقدار ناچیزی غنی‌شدگی نسبت به بقیه نمونه‌ها نشان می‌دهند که می‌تواند ناشی از تبلور تفریقی آمفیبول و یا کلینوپیروکسن در نمونه‌های تفریق



شکل ۸: الف) الگوی توزیع عناصر نادر خاکی سنگ‌های منطقه جوزین، به هنجار شده نسبت به کندریت، ب) نمودار عنکبوتی عناصر ناچیز سنگ‌های منطقه جوزین، به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه.

تیپ I می‌باشد. تغییرات مشاهده شده در Al_2O_3 را می‌توان به جدایش پلاژیوکلاز نسبت داد که دارای یک روند نزولی می‌باشد. روند نزولی TiO_2 و MgO را نیز می‌توان به تبلور بخشی اکسید-های آهن و کلینوپیروکسن و یا آمفیبول نسبت داد. روند افزایشی K_2O نسبت به SiO_2 یک امر مسلم است زیرا این اکسید ناسازگار است و با پیشرفت تفریق مقدار آن در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپار شود. افزایش K_2O نیز می‌تواند در اثر دگرسانی نمونه‌های سنگی نیز ایجاد گردد.

بررسی سیالات درگیر

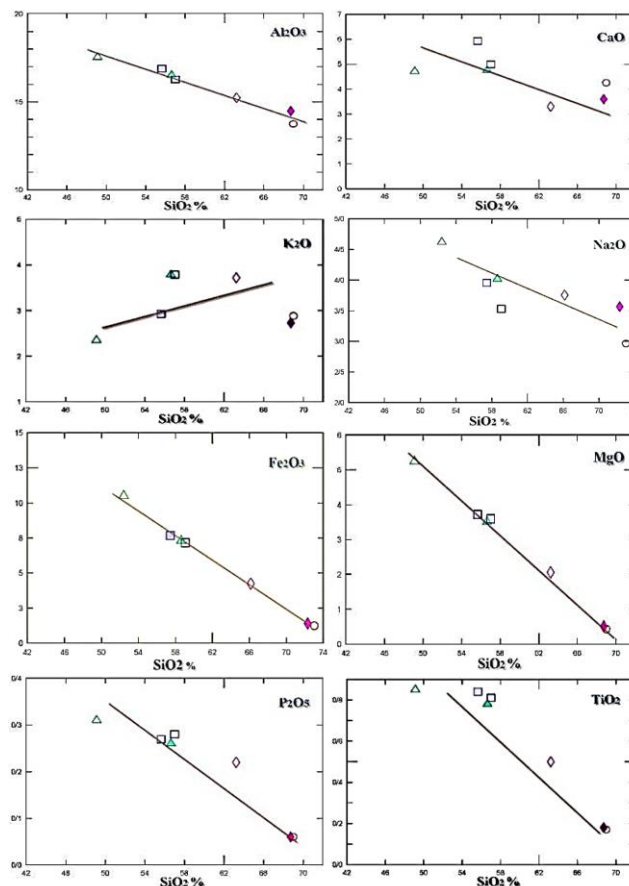
پتروگرافی

در این بررسی، مطالعات سیالات درگیر^{۱۵}، صرفاً بر روی نمونه‌های کوارتز تهیه شده از رگه‌های سیلیسی مرتبط با کانی‌سازی منطقه جوزین صورت گرفت و از مطالعه کانی‌های کلسیت و باریت به دلیل کیفیت پائین، اجتناب گردید. با هدف بررسی سیالات درگیر از نقطه نظر اندازه، ریخت، محتویات فازی و رابطه زایشی میانپارها با کانی میزبان، ویفرهای تهیه شده با استفاده میکروسکوپ‌های پتروگرافی و براساس معیارهای ارائه شده (شفرد، ۱۹۸۳؛ رودر، ۱۹۸۴؛ رنکین، ۱۹۸۹؛ ون دن کرخوف، ۲۰۰۱) مورد مطالعه قرار

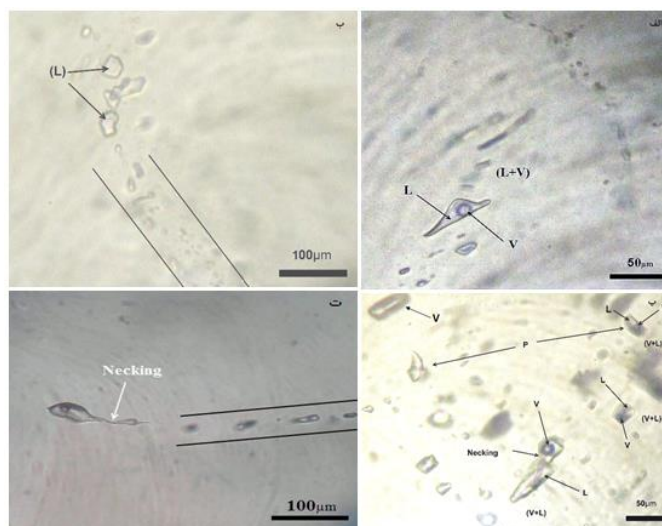
به‌منظور ارتباط ژنتیکی بین سنگ‌های منطقه و هم‌چنین روند تحول ماگماها و تغییراتی که طی فرآیند تفریق بر روی سنگ‌ها اعمال شده‌اند، از نمودار (هارکر، ۱۹۰۹) استفاده می‌شود که در این نمودار اکسیدهای اصلی نسبت به SiO_2 رسم می‌شوند. از این نمودارها زمانی استفاده می‌شود که نمونه‌ها تقریباً هم سن بوده و دارای یک منشا واحدی باشند. با توجه به اینکه روند عناصر نادر خاکی (شکل ۸) برای نمونه‌های مورد مطالعه دارای روند موازی می‌باشند این امر نشان دهنده هم منشا بودن سنگ‌های منطقه جوزین می‌باشد. علاوه بر این مطالعات تعیین سن و ایزوتوپی (در دست چاپ) به طور شاخصی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها هم سن و هم منشا می‌باشند. در دیگرام هارکر سنگ‌های منطقه جوزین برخی از اکسیدهای اصلی مانند TiO_2 ، P_2O_5 ، Fe_2O_3 ، MgO ، CaO با افزایش SiO_2 تغییرات نزولی محسوسی را نشان می‌دهند که این تغییرات را می‌توان به تبلور کانی‌های مافیک مثل آمفیبول (هورنبلند) یا پیروکسن و پلاژیوکلازها نسبت داد. با توجه به نمودار، روند نزولی P_2O_5 و CaO بیانگر تبلور آپاتیت و پلاژیوکلاز می‌باشد. با افزایش درجه تبلور ماگما از میزان P_2O_5 کاسته شده که یکی از ویژگی‌های بارز گرانیتوئیدهای

ثانویه می‌باشد. از مهم‌ترین ویژگی سیالات رخداد جوزین می‌توان به ریز بودن، فقدان کانی هالیت و غنی بودن سیالات از فاز هماتیت متذکر شد. سیالات درگیر مشاهده شده دارای شکل‌های مختلفی از قبیل مکعبی، کروی، چندضلعی، بی-شکل و کشیده می‌باشند. در بعضی از سیالات درگیر، پدیده باریک شدگی یا گردن یافتگی مشاهده می‌شود که این پدیده می‌تواند ناشی از واکنش سیال با دیواره و یا تنش‌های تکتونیکی باشد. اندازه‌ی میانبرهای اولیه از حد چند میکرون تا حدود ۵۰ میکرون در تغییر می‌باشند (شکل ۱۰).

گرفتند. شواهد به‌دست آمده از این بررسی‌ها، نشان می‌دهند، سیالات درگیر از نظر محتویات فازی، بیشتر از نوع دو فازی غنی از مایع و فاز بخار (L+V) می‌باشند. اما، سیالات درگیر تک فازی مایع (L) و دو فازی (L+S) با فاز جامد به دام افتاده با فراوانی کمتر نیز قابل مشاهده هستند. ویژگی‌های نوری فاز جامد به‌دام افتاده نشان می‌دهد که احتمالاً از نوع هماتیت باشد. بررسی پتروگرافی سیالات درگیر منطقه جوزین نشان می‌دهد که سیالات درگیر این رخداد، از نظر زایشی، بیشتر از نوع اولیه و کمتر ثانویه و سیالات ثانویه کاذب می‌باشند، که سیالات درگیر اولیه دارای اندازه بزرگتر نسبت به میانبرهای سیال



شکل ۹: نمودارهای هارکر اکسیدهای اصلی در مقابل SiO₂ سنگ‌های آذرین منطقه جوزین.



شکل ۱۰: تصاویر میکروسکوپی از سیالات درگیر منطقه جوزبن. الف) سیالات درگیر دوفازی مایع + بخار. ب) سیالات درگیر تک فازی مایع اولیه سیال درگیر ثانویه (S) -C- گردن یافتگی در سیال درگیر دو فازی. پ) اجتماعی از سیالات درگیر دو فازی و تک فازی، ت) پدیده گردن یافتگی در سیال درگیر کانی کوارتز منطقه جوزبن.

ریزدماسنجی محاسبه شوری سیال اقدام شد. داده‌های شوری حاصل از سرمایش در نمودار فراوانی (شکل ۱۱ ب) نشان داده شده است. این داده نشان می‌دهد، شوری این سیالات بین محدوده ۴ تا ۱۴/۵ درصد وزنی معادل NaCl متغیر است که در شوری ۱۲ درصد وزنی NaCl دارای قله می‌باشد. احتمالاً مقداری از افزایش شوری در ارتباط با رخداد جوشش در میانبرهای سیال باشد، که وجود میانبرهای تک فازی مایع، تک فازی گاز و دو فازی غنی مایع، می‌تواند نشانه‌ای بر رخداد این فرایند در زمان به دام افتادگی میانبرها باشد. به‌طور کلی می‌توان گفت سیالاتی که دما و شوری پایین دارند احتمالاً مربوط به آب‌های جوی و سیالاتی که دما و شوری بالا دارا هستند احتمالاً مربوط به آب‌های ماگمایی می‌باشند (کمپروبی و همکاران، ۲۰۰۶). شفرد (۱۹۸۳)، بر مبنای تغییرات دمای همگن شدگی در مقابل شوری، روندهای تحولی اعمال شده بر روی سیالات کانی ساز در زمان به‌دام افتادگی سیالات درگیر مشخص کرده است. برای روشن شدن این موضوع

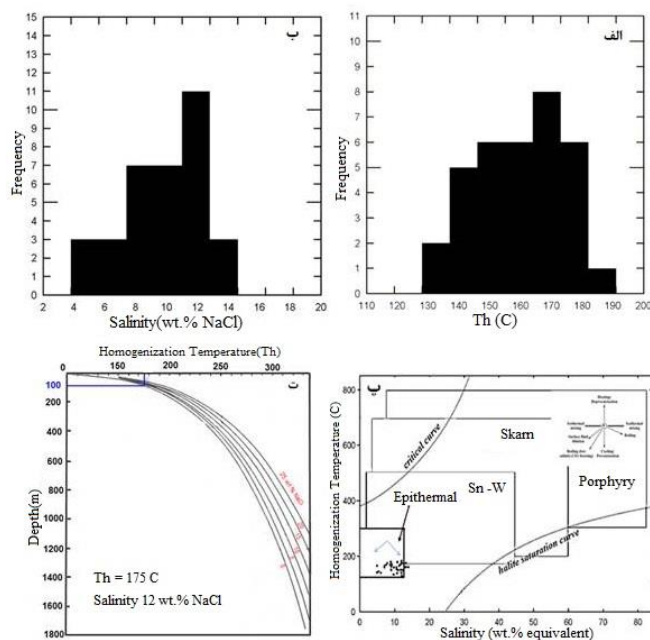
پس از بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع، آزمایش‌های گرمایش و سرمایش با استفاده از صفحه گرم و سرد کننده لینکام مدل THMSG600 در آزمایشگاه میانبرهای سیال دانشگاه دامغان بر روی نمونه‌ها صورت گرفت. با استفاده از روش گرمایش دمای همگن شدن^{۱۶} ۳۶ سیال درگیر دوفازی ثبت گردید (جدول ۲). با توجه به نمودار فراوانی دمای همگن شدن، این دما بین محدوده‌ی ۱۳۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی‌گراد در تغییر می‌باشد (شکل ۱۱ الف)، که در درجه حرارت ۱۷۵ درجه سانتی‌گراد دارای قله می‌باشد. هم‌چنین با استفاده از روش سرمایشی، نسبت به اندازه‌گیری نخستین^{۱۷} و آخرین^{۱۸} نقطه ذوب یخ اقدام شد. داده‌های ثبت شده نشان می‌دهد نخستین دمای ذوب یخ بین ۲۰- تا ۲۱- درجه سانتیگراد در تغییر است که می‌تواند حاکی از سامانه H₂O-NaCl برای سیال کانه‌ساز باشد. با اندازه‌گیری ذوب آخرین نقطه یخ در شاره‌های درگیر در محدوده ۸- تا ۲- درجه سانتیگراد، نسبت به

همین مبنا مشخص شده است که داده‌های سیال درگیر این نشانه معدنی در محدوده رخدادهای سطحی زاد واقع شده‌اند. برای تعیین عمق احتمالی رخداد جوشش، از نمودار دمای جوشش در مقابل شوری (هس، ۱۹۷۱) استفاده شده است (شکل ۱۱ ت). این نمودار نشان می‌دهد که این فرایند احتمالا در عمقی حدود ۱۰۰ متر زیر سطح رخ داده باشد.

و نیز تعیین محیط احتمالی کانی سازی منطقه جوزین، داده‌های حاصل از مطالعات ریز دماسنجی سیالات درگیر منطقه جوزین، در نمودار دمای همگن شدگی در مقابل شوری (ویلکینسون، ۲۰۰۱) ترسیم گردید (شکل ۱۱ پ). با توجه به الگوی توزیع داده‌ها، احتمالا سیالات کانه ساز منطقه جوزین تحت تاثیر تحولات جوشش و اختلاط^{۱۹} با آب‌های سطحی قرار گرفته باشند. بر

جدول ۲: نتایج حاصل از آزمایش سرمایش و گرمایش شاره‌های درگیر در سه نمونه از کانی کوارتز منطقه جوزین.

شوری (میانگین)	T _m (min)	Th _{min}	T _m (ice) °C	Th °C	دمای یوتکتیک	تعداد میانبار
۱۰/۰۵	-۵	۱۷۸	-۷ تا -۳	۱۴۰ تا ۱۸۰	۲۰/۳	۱۳
۱۲/۴	-۶	۱۵۴	-۸ تا -۲	۱۳۰ تا ۱۹۰	۲۰	۱۵
۱۴/۳۰	-۶/۸	۱۸۵	-۷/۳ تا -۶/۲	۱۵۰ تا ۱۷۰	۲۰/۵	۶



شکل ۱۱: الف) نمودار فراوانی دمای همگن شدگی. ب) نمودار فراوانی شوری سیال. پ) نمودار دمای همگن شدگی در مقابل شوری جهت تعیین محیط کانی سازی. ت) نمودار عمق در مقابل دمای همگن شدگی با ایزوگراد های شوری برای تعیین عمق رخداد جوشش.

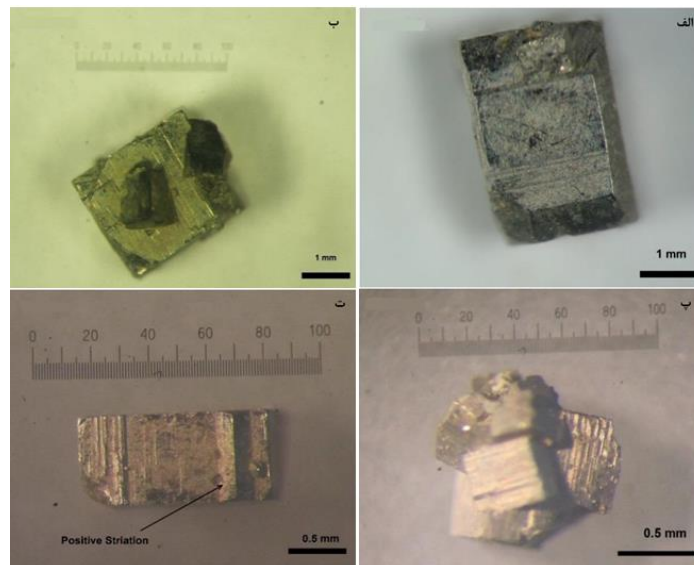
تعیین دما براساس ریخت شناسی پیریت

در کنار سایر روش‌های آزمایشگاهی تخمین دمای کانی سازی و دگرسانی، تخمین گستره دمایی با استفاده از ریخت شناسی بلور پیریت نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش با استفاده از ریخت شناسی بلورهای پیریت، به تعیین محدود دمایی رخداد دگرسانی رخداد جوزبن پرداخته شده است. این روش می‌تواند به‌طور نسبی دمای تشکیل رخداد مرتبط با فرایند دگرسانی را نشان دهد. مطالعات و آزمایشات بسیاری (موروچیک و بارنز، ۱۹۸۷؛ آلونسو و همکاران، ۲۰۰۱) بر روی اثرات درجه حرارت و درجه اشباعی در شکل و ریخت شناسی پیریت انجام شده است. برای انجام این بررسی، از نمونه‌های جمع آوری شده از بخش‌های دگرسان شده، حدود ۵۰ تا ۷۰ بلور پیریت جداسازی شد، بلور پیریت جدا شده ابتدا با اسید HCl شستشو داده شد تا ناخالصی‌های بین بلورهای پیریت بر طرف شود. سپس با کمک یک قلم مو کوچک آغشته به اسید HNO_3 سطوح بلور پیریت را تمیز نموده تا بتوان سطوح بلوری داخلی را مشاهده کرد (آلونسو و همکاران، ۲۰۰۱)، پس از آن بلور پیریت مورد نظر با استفاده از بینوکولار مورد بررسی قرار گرفتند (شکل ۱۲). بیشتر بلورهای پیریت شناسایی شده به صورت مکعب‌های درهم رفته می‌باشند. ساختمان بلوری اکثر بلورهای پیریت به صورت مکعبی و چند وجهی می‌باشد. سطوح بلوری $a(100)$ و انواع شیاردار به خوبی قابل مشاهده بودند و سطوح $e(210)$ و $o(111)$ کم و بیش مشاهده شدند. سطوح بلوری از نوع شیاردار و آینه‌ای مشاهده گردید. هم‌چنین سطوح با خراش مثبت^{۲۰} نیز

مشاهده شد. با توجه به بررسی‌های به عمل آمده چنین به نظر می‌رسد که این بلورها در گستره دمایی در حدود $250^{\circ}C$ و از نظر شیب دمایی بالا و اشباع شدگی متوسط تشکیل شده باشند، که به نظر می‌رسد دمای رخداد دگرسانی با دمای بلورش کوارتز در داخل رگه‌ها (175 تا $190^{\circ}C$) حدود $50^{\circ}C$ اختلاف داشته باشد که احتمالاً محدوده دمایی ۱۹۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد، دمای شروع تبلور این رخداد باشد.

نتیجه گیری

بررسی‌ها نشان می‌دهد که احتمالاً سنگ‌های منطقه حاصل تفریق از یک ماگمای کالک آلکالن در یک محیط قوس آتشفشانی شکل گرفته باشند. طی فرایند تفریق حدواسط، حجم سیالات ماگمایی افزایش یافته، در نتیجه بخشی از این سیالات در قالب یک سامانه $H_2O-NaCl$ (براساس داده‌های سیالات درگیر)، با اخذ فلزات پایه از ماگمای در حال بلورش و احتمالاً تشکیل کمپلکس‌های کلریدی، در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها، به سمت افق‌های بالای پوسته به حرکت درآمده است. با قرار گیری این سامانه سیال کانه دار، در موقعیت سطح دمایی (داده‌های سیالات درگیر و ریخت شناسی پیریت) و احتمالاً اعمال فرایندهایی از جمله جوشش، کاهش دما و اختلاط با آب‌های جوی فرو رو بر روی آن، با ناپایداری کمپلکس‌ها و رها سازی عناصری همچون مس، آهن، سرب و احتمالاً طلا، حداقل طی دو مرحله منجر به کانه سازی در منطقه شده است.



شکل ۱۲: پیریت‌های تفکیک شده رخداد جوزین. الف) سطوح آینه‌ای و لبه‌های شیب‌دار در پیریت. ب) مکعب‌های پیریت در هم رفته. پ) بلورهای خراش‌دار مکعبی در هم رفته پیریت. ت) وجود خراش مثبت در بلور پیریت.

پانویس

- | | |
|------------------------------|---|
| 1-Volcanic arc | 10-Iron – oxide copper gold deposits (IOCG) |
| 2-Magmatic arc | 11-Loss on ignition |
| 3-Crystals morphology | 12-Anhydrous |
| 4-Geochemistry | 13-Fluid inclusions |
| 5-Major elements | 14-Homogenization temperature |
| 6-Rare elements | 15-Frist ice melting point |
| 7-Heating and freezing stage | 16-Last ice melting point |
| 8-Hypogene mineralization | 17-Boiling and mixing |
| 9-Epithermal mineralization | 18-Positive striation |

منابع

- | | |
|---|---|
| قربانی، ق.، ۱۳۸۴. پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۵۰ ص. | آقاناتی، س.ع.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران، ۷۰۸ ص. |
| کریم پور، م.ح.، ۱۳۸۴. مقایسه کانسار Cu-Ag- Au قلعه زری با دیگر کانسارهای نوع Iron oxides (IOCG) Cu-Au و ارائه رده‌بندی جدید، مجله | برنا، ب. و عشق آبادی، م.، ۱۳۷۶. گزارش ارزیابی و اکتشافی رخدادها و اندیس‌های سرب و روی استان سمنان، اداره کل معادن و فلزات استان سمنان، ۲۲۶ ص. |

- هوشمندزاده، ع.، علوی نائینی، م. و حقی پور، ع.، ۱۳۵۷. تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ترود(پرکامبرین تا عهدحاضر)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the middle East, Geological survey of Iran.
- Aldanmas, E., Koprubas, N., Gurer, O.F., kaymakc, N. and Gourgau, V.A., 2006. geochemical on the Cenozoic,OIB-Type alkaline volcanic rock of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes, Lithos, v.86, p. 50-76.
- Alonso-Azcarate, J., Rodas, M., Fernandez, L., Bottrell, S.H., Mas, J.R. and Lopez-andres, S., 2001, Causes of variation in crystal morphology in metamorphogenic pyrite deposit of the Cameros Basin (N Spain), Geological Journal, v. 36, p. 159-170.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Sciences, v.18, p. 210-265.
- Camprubi, A., Chomiak, B.A., Canals, A. and Norman, D.I., 2006. Fluid sources for the la Guitarra epithermal deposit (temascaltepec district, Mexico): Volatile and helium isotope analyses in fluid inclusions, Chemical Geology, v. 231, p. 252-284.
- Guilbert, J. and Park, C.F., 1997. The geology of ore deposit, W. H. Freeman and Company Pub.New York, 985 p.
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks, Methuen & Co.London, 458 p.
- Hass, J.I., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure, Economic Geology, v. 66, p. 940-946.
- بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱، ص ۱۶۷-۱۸۴.
- مهرابی، ب. و قاسمی سیانی، م.، ۱۳۸۹. کانی-شناسی زمین‌شناسی اقتصادی رخدادهای پلی متال چشمه حافظ، استان سمنان، ایران، مجله زمین-شناسی اقتصادی، شماره ۱، جلد ۲، ص ۱-۲۰.
- Ineson, P.R., 1989. Introduction to Practical Ore Microscopy, Longman, England, 181 P.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, v.8, p. 523-548.
- kharbish, S., 2010. Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island-arc gabbro-diorite, Central Eastern Desert Egypt, Cheie der Erde-Geochemistry, v.70, p. 257-266.
- LeBas, M.j. and Le Maitre, R.W., 1986. Streckeisen A., Zanettin, B., "A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram", Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.
- Middlemost, E.A.K., 1987. Magmas and Magmatic Rocks: An introduction to igneous Rocks petrology", Harlow, U.K, Longman, 266 p.
- Maniar, P.D. and Picooli, P.M., 1985. Tectonic discrimination of granitoids, Bulletin of Geological Society of America, v. 101, p. 635-643.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Hitzman, M.W., Juliani, C., Souza Filho, C.R. and Carvalho, E.R., 2008. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil, Ore Geology Reviews, v. 34, p. 317-336.
- Murowchick, J.B. and Barnes, H.L., 1987. Effects of temperature and degree of supersaturation on pyrite

- morphology, *American Mineralogist*, v. 72, p. 1241-1250.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p.757-775.
- Pearce, J.A., Harnise, B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Rankin, A.H., 1989. Fluid inclusions, *Geology today*, v. 5, p. 21-24.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions, *Reviews in Mineralogy* 12, Mineralogical Society of America, 646 p.
- Shepherd, T.j., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1983. A practical guides to fluid inclusion studies, Blackie LTD, 239 p.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes, In: *Magmatism in the ocean basins*, Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), Geological Society of London, London, v. 42, p. 313-345.
- Van den Kerkhoff, A.M. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography, *Lithos*, v. 55, p. 27-47.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontbote, L., De haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S. and Marschik, R., 2005. Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin, *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 371-405.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis, Unwin Hyman, London, 466 p.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid Inclusion in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, v. 55, p. 229-272.