

مطالعه میانبارهای سیال و تحلیل محیط فیزیکوشیمیایی کانی‌های سولفیدی استینیت و پیریت در کانسار

آنتیموان و طلا سفیدسنگ (جنوب زاهدان، جنوب شرق ایران)

مهدی مارزی^(۱)، محمد بومری^۱

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده

کانسار آنتیموان-طلای سفیدسنگ در زون فلش شرق ایران و حاشیه جنوبی توده گرانیتوئیدی زاهدان واقع شده است. کانی‌زایی به صورت رگه‌های سیلیسی با روند غالب شمال شرقی-جنوب غربی درون واحدهای گرانیتوئیدی و فلیشی رخ داده است. بر اساس مطالعات کانه‌نگاری، کانی‌زایی درون‌زاد شامل استینیت، پیریت و طلا است که در دو مرحله تشکیل شده‌اند؛ کانی‌زایی برون‌زاد نیز به صورت اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت و گوتیت) در سطح رگه‌ها گسترش یافته است. بررسی‌های ریزدامسنجی بر روی میانبارهای سیال در کوارتز رگه‌ای و پورفیری نشان می‌دهد که سیالات کانسارساز از دو نوع سیستم $H_2O-NaCl$ (در گرانیتوئیدها و رگه‌های دارای کانی‌زایی) و $H_2O-NaCl-CO_2$ (در رگه‌های فاقد کانی‌زایی) هستند. دمای همگن‌شدگی برای میانبارهای سیال در رگه‌های دارای کانی‌زایی بین ۲۰۸ تا ۳۱۵ درجه سانتی‌گراد (با بیشینه ۲۳۰-۲۵۰ درجه) و شوری ۰۰۲ تا ۴ درصد وزنی NaCl محاسبه شده است که بیانگر تشکیل کانسار در شرایط اپی‌ترمال است. فشار سیالات نیز کمتر از ۱۰۰ بار برآورد گردید. بر اساس نمودارهای دما-شوری، پدیده جوشش همراه با سرد شدن و مخلوط شدن سیالات با شوری متفاوت، نقش اصلی در ته‌نشینی کانه‌ها داشته‌اند. بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی در سیستم $Fe-Sb-S-O$ نشان می‌دهد که استینیت در pH زیر ۸ و فوگاسیتهی اکسیژن متوسط، در گستره‌ی پایداری پیریت تشکیل شده است. کاهش دما و اسیدی شدن سیال (ناشی از واکنش با سنگ‌های فیلسیلیکاته و تشکیل سولفیدها) عوامل اصلی کنترل‌کننده ته‌نشینی همزمان استینیت و طلا هستند. به نظر می‌رسد توده گرانیتوئیدی به عنوان منشأ فلزات و موتور حرارتی عمل کرده و سیالات جوی پس از گردش در عمق و شستشوی عناصر، با کاهش فشار و دما در نزدیکی سطح، کانی‌زایی را به وجود آورده‌اند. این کانسار از نوع رگه‌های سیلیسی استینیت-طلادار اپی‌ترمال تا مزوترمال وابسته به زون‌های برشی و مرتبط با فعالیت‌های تکتونیکی موجود در منطقه می‌باشند.

کلمات کلیدی: میانبار سیال، استینیت، پیریت، زون فلش، زاهدان، سفیدسنگ

Study of Fluid Inclusions and Physicochemical Environment Analysis of Stibnite and Pyrite Sulfide Minerals in the Sefidsang Antimony–Gold Deposit (South of Zahedan, Southeast Iran)

Abstract

The Sefid-Sang antimony-gold deposit is located in the East Iran flysch zone, on the southern margin of the Zahedan granitoid pluton. Mineralization occurs as silicic veins with a predominant NE-SW trend within granitoid and flysch units. Based on ore microscopy studies, hypogene mineralization consists of stibnite, pyrite, and gold, which formed in two stages; supergene mineralization is also developed as iron oxides and hydroxides (hematite, limonite, and goethite) at the surface of the veins. Microthermometric analyses of fluid inclusions in vein-type and porphyritic quartz indicate that the ore-forming fluids belong to two systems: $H_2O-NaCl$ (in granitoids and mineralized veins) and $H_2O-NaCl-CO_2$ (in non-mineralized veins). Homogenization temperatures for fluid inclusions in mineralized veins range from 208 to 315°C (with a peak at 230–250°C), and salinities vary between 0.2 and 4 wt.% NaCl equivalent, suggesting formation under epithermal conditions. Fluid pressures were estimated to be less than 100 bars. Temperature-salinity diagrams reveal that boiling accompanied by cooling, as well as mixing of fluids with different salinities, played the main role in ore precipitation. Physicochemical investigations in the Fe-Sb-S-O system indicate that stibnite formed at pH below 8 and moderate oxygen fugacity, within the pyrite stability field. Temperature decrease and acidification of the fluid (due to reaction with phyllosilicate-rich rocks and sulfide precipitation) are the main controlling factors for the co-precipitation of stibnite and gold. The granitoid pluton likely served as the metal source and heat engine, while meteoric waters, after circulating at depth and leaching elements, precipitated the mineralization upon pressure and temperature decrease near the surface. This deposit is classified as an epithermal to mesothermal stibnite-gold silicic vein-type deposit related to shear zones and associated with tectonic activities in the region.

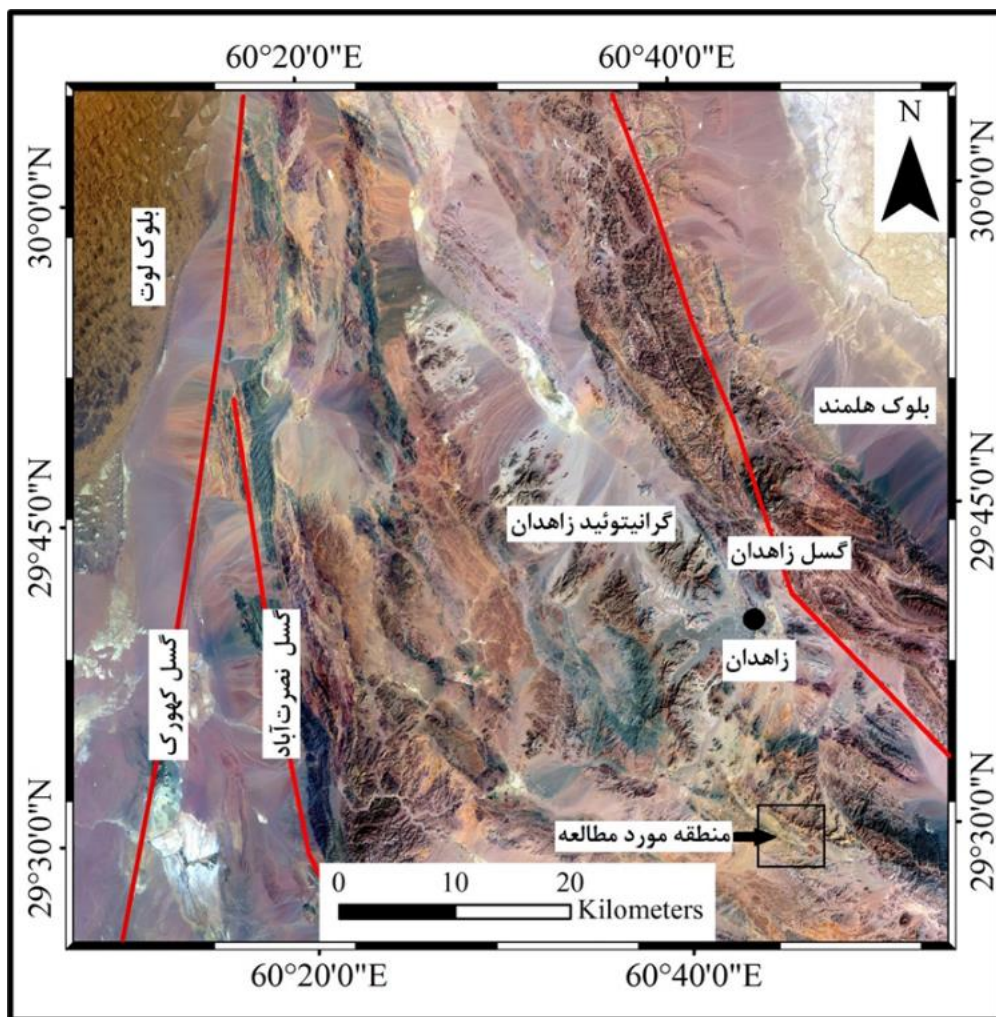
Key words: fluid inclusion, stibnite, pyrite, flysch zone, Zahedan, Sefidsang

مقدمه

کانی‌زایی آنتیموان در جهان به صورت کانسارهای اقتصادی، نسبت به دیگر فلزات پایه و بنیادی بسیار محدود است. خوشبختانه در کشور ما، این نوع ذخایر به صورت کانسار و اندیس‌های معدنی در چهار بخش (به ترتیب: شمال شرقی ایران، شمال غربی ایران، جنوب شرقی و مرکزی ایران) بیش از دیگر نقاط متمرکز می‌باشند [۱]. در ایران، این ذخایر اغلب به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و توده‌های کوچک اشباعی، به ویژه در باریکه‌های تکتونیکی و سیستم درز و شکستگی‌های منطقه دیده می‌شوند. سنگ‌های میزبان این رگه‌ها از لحاظ سنی و استراتیگرافی طیف وسیعی دارند، به گونه‌ای که از سنگ‌هایی به سن پراکامبرین (مانند کانسارهای مغالو و زرشوران) تا ولکانیک‌ها و ساب‌ولکانیک‌های جوان‌تر از میوسن (نظیر کانسارهای بهارلو و داشکسن) متغیر هستند؛ زیرا آنتیموان‌زایی در استراتیگرافی خاصی رخ نداده و کانی‌سازی بیشتر در مراحل اپی‌ترمال و با کمک محلول‌های گرمایی به وجود آمده است [۱]. کشور ایران در کمربند کوهزایی آلپ-همالیا قرار دارد و از نظر رخداد، این کمربند می‌تواند مکان‌های مناسبی برای کانی‌زایی آنتیموان، به ویژه در زمان فاز کوهزایی آلپین، به حساب آید. پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی جوان و وجود چشمه‌ها و چرخه‌های متعدد آب گرم در مسیر کمربندهای ولکانیکی و زون‌های اپی‌ترمال، برای کشف ذخایر جدید آنتیموان در زون ایران زمین، مکان‌های مناسبی می‌باشند. کانسارهای آنتیموان می‌توانند مقادیر قابل توجهی از طلا، نقره، جیوه، آرسنیک و دیگر

عناصر کمیاب را به همراه داشته باشند [۱]. هرچند آنتیموان عنصری کمیاب است، ولی در کانی‌های متعدد، به‌ویژه سولفیدها و سولفوسلت‌ها متمرکز شده و ذخایر پرعیار آن در نقاط مختلف زمین وجود دارد. کانسارهای آنتیموان اغلب به‌شکل رگه‌ای و در محیط‌های برخوردی و پس‌ابرخوردی گسترش بیشتری دارند [۲]. کانسارهای آنتیموانی-طلا در زون‌های برشی مشاهده می‌شوند و احتمالاً از نوع مزوترمال هستند و به دو نوع تک‌فلزی و چندفلزی تقسیم می‌شوند. این نوع کانسارها در زون‌های برشی با دگرگونی ضعیف، که دارای مقداری طلا و با فاصله از موتور حرارتی تشکیل شده‌اند، مشاهده می‌شوند [۳]. بیشتر کانسارهای آنتیموان غالباً گرمابی و در مناطق دگرگونی درجه‌ی پایین و زون‌های برشی و گسل‌ها تشکیل شده‌اند [۴]. کانی‌زایی آنتیموان در ایران غالباً رگه‌ای و گرمابی است و در ارتباط با فعالیت ولکانیکی و پلوتونیک می‌باشد [۵، ۶]. در پهنه زمین درزیستان رگه‌های کوارتز-استیبنیت در مناطق متعددی وجود دارد [۶]. در تمام این مناطق، واحدهای رُخساره‌ی توربیدیتی تحت دگرگونی درجه‌ی ضعیف قرار گرفته‌اند. وجود توده‌ی گرانیتوئیدی در مجاورت این سنگ‌ها و نیز حضور شیست‌های گارنت‌دار، رخداد این دگرگونی را تأیید می‌کند. شدت این دگرگونی در نواحی شورچاه، لُخشک، سفیدسنگ و بائوت بیشتر از سایر مناطق است. از دیگر ویژگی‌های مشترک در تمام این نواحی، می‌توان به وجود گسل‌های مزدوج اشاره کرد [۷]. از کانسارهای مهم آنتیموان و طلا در زون فلیش شرق ایران می‌توان به سفیدابه، بائوت، لُخشک، شورچاه و درگیابان اشاره کرد. کانی‌زایی در بائوت درون رگه‌های سیلیسی-کربناتی استیبنیت‌دار با دمای پایین و روند شمال‌شرقی، و با سنگ میزبان فلیشی با درجه‌ی دگرگونی ضعیف (به‌ویژه فیلیت) گسترش یافته است. قدیمی‌ترین رگه‌های سیلیسی عقیم می‌باشند. فراوان‌ترین کانی ثانویه در همه‌ی واحدهای سنگی، کوارتز و کلسیت می‌باشند که به‌صورت رگه و رگچه‌های شکافه‌پرکن تشکیل شده‌اند [۸]. کانی‌زایی آنتیموان در شورچاه به‌صورت رگه‌های استیبنیت-کوارتز درون زون‌های برش‌شده در داخل سنگ‌های گرانیتی و رسوبی با دگرگونی درجه‌ی ضعیف، توسط ویژگی‌های ساختاری سنگ کنترل شده است و کانی‌زایی از نوع اپی‌ترمال تا مزوترمال است [۹].

این مطالعه، بر این اساس استوار است که علاوه بر بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌نگاری آنتیموان و طلا، نوع شاره‌ی کانی‌زایی نیز مورد بررسی قرار گیرد و با استفاده از سیستم pH-fO_2 در سیستم Fe-Sb-S-O، به بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی و عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی در کانسار استیبنیت-طلای سفیدسنگ (شکل ۱) پرداخته شود.

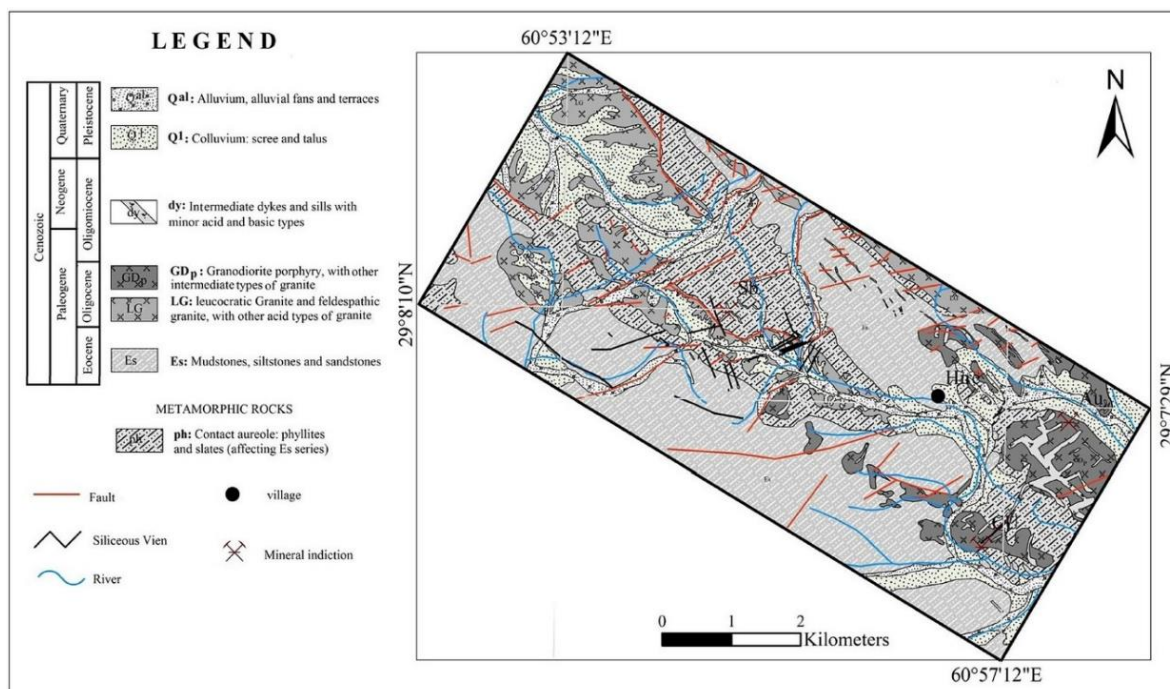


شکل ۱ موقعیت کانسار سفیدسنگ بر روی تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸

زمین‌شناسی ناحیه‌ی مورد مطالعه

کانسار آنتیموان و طلای سفیدسنگ در زون فلش شرق ایران و حاشیه جنوبی توده گرانیتوئیدی زاهدان واقع شده است. در حوضه فلشی شرق ایران، سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه رخنمون نداشته و پوسته‌های اقیانوسی، آتشفشانی‌های کرتاسه بالایی، نهشته‌های فلشی پالئوسن-ائوسن و سنگ‌های ماگمایی، به دلیل قرارگیری در زون برخوردی، نظم چینه‌ای مشخصی ندارند [۱۰]. سنگ‌های این زون، گوه افزاینده و دگرشکل‌شده از حوضه جلوی کمائی هستند که از بیرجند تا جنوب زاهدان گسترش یافته و نشانه بازوی تتیس جوان در سنونین تا پالئوسن می‌باشند [۱۱]. باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان در امتداد زون باریک حفاصل گسل‌های زاهدان (شرق) و نصرت‌آباد (غرب)، به درون زون زمین‌درز سیستان نفوذ کرده و روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق داشته و از گراغه تا نزدیکی سراوان ادامه دارد [۱۲]. ترکیب سنگ‌شناسی این توده شامل گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت است

[۱۳] و زمان جایگیری آن ائوسن پایانی-لیگوسن می‌باشد [۱۴]. سنگ‌های گرانیتی بخشی از پوسته‌ی قاره‌ای هستند [۱۵]، اغلب به صورت ژرف‌سنگ و استوک یافت می‌شوند و کانی‌شناسی ساده‌ای شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کوارتز دارند [۱۶]. گرانیتوئیدهای زاهدان از تیپ I و S هستند [۱۷] و تنوعی از گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت-کوارتز دیوریت، گرانودیوریت پورفیری و آنکلاوهای مافیک را شامل شده و توسط دایک‌های آندزیت-داسیتی قطع شده‌اند [۱۸]. واحد گرانیتوئیدی سفیدسنگ از نوع S می‌باشد [۱۹]. واحدهای زمین‌شناسی منطقه از قدیم به جدید شامل فلیش‌های ائوسن، توده گرانیتوئیدی الیگوسن، دایک‌های داسیتی تا آندزیتی الیگومیوسن و واحدهای کواترنری هستند [۲۰] و واحدهای دگرگون‌شده و برش‌شده نیز دیده می‌شوند (شکل ۲). فلیش‌ها شامل شیل، ماسه‌سنگ و آهک نازک‌لایه بوده و در برخی نقاط تحت تأثیر سیالات گرمایی، دگرسانی‌های رسی، سریسیتی، سیلیسی و اکسیدهای آهن دیده‌اند. این واحدها قدیمی‌ترین بوده و توسط واحدهای آذرین قطع شده‌اند. واحدهای دگرگون‌شده در کنتاکت فلیش‌ها با توده‌ی گرانیتوئیدی تشکیل شده و دگرگونی مجاورتی ضعیفی داشته‌اند. جنس آن‌ها عمدتاً اسلیت، فیلیت و شیست با رنگ سبز زیتونی تیره است و سن دگرگونی نامشخص می‌باشد. واحدهای گرانیتوئیدی الیگوسن با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، شامل گرانیت آلکالن، لکوگرانیت و گرانودیوریت پورفیری بوده و توسط دایک‌های آندزیتی-داسیتی قطع شده‌اند. دگرسانی رسی و سریسیتی در آن‌ها دیده شده و فرسایش پوست‌پیزی نیز مشاهده می‌شود. رگه‌های سیلیسی نفوذی در این واحدها، همراه با کانی‌زایی آنتیموان و طلا هستند و واحدهای گرانودیوریت پورفیری دگرسانی پتاسیک و پروپیلیتیک نشان می‌دهند. واحدهای برشه‌شده در زون‌های برشی و کنتاکت رگه‌های سیلیسی با گرانیتوئیدها، در ترانشه‌های اکتشافی قابل مشاهده بوده و بر اثر گسل‌های منطقه به وجود آمده‌اند. دایک‌های الیگومیوسن با دو روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و شمال‌شرقی-جنوب‌غربی، واحدهای قدیمی‌تر (گرانیتوئید و فلیش) را قطع کرده‌اند و جنس آن‌ها آندزیت تا داسیت است. واحدهای کواترنری جوان‌ترین واحد بوده و در کنتاکت با گرانیتوئید و فلیش، آبراهه‌ها و دشت‌های گسلی مرکز سفیدسنگ را پوشانده‌اند. جنس آن‌ها قلوه‌سنگ، ماسه، سیلت و رس با رنگ‌های سفید مات، کرم، خاکستری تا سبز بوده و پوشش گیاهی استپ پیابانی دارند (شکل ۳).



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه تهیه شده براساس مطالعات دورسنجی، صحرایی و پتروگرافی.



شکل ۳ الف) نمای دور از واحد های گرانیتوئیدی، واحد های دگرگون شده و واحد های فلیشی و ب) نمای نزدیک از توده

گرانودیوریت پورفیری و واحد های فلیشی

روش مطالعه

برای انجام مطالعات کانه‌نگاری، ابتدا ۴۰ نمونه از رگه‌های سیلیسی موجود در منطقه سفیدسنگ برداشته شد. سپس ۱۹ نمونه دارای کانی‌زایی، جهت تهیه مقطع نازک- صیقلی برای مطالعه سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری و فاقد کانی‌زایی و ۹ نمونه برای مقطع پولیش برای مطالعه کانه‌نگاری انتخاب شده است. پس از انجام مطالعات کانه‌نگاری و سنگ‌شناسی، از واحد های گرانوتوئیدی میزبان و رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی و فاقد کانی‌زایی ۶ عدد مقطع دوبر صیقلی برای انجام آزمایش‌های گرمایش و انجماد

به آزمایشگاه شرکت تحقیقات مواد معدنی ایران ارسال گردید. در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه کانی میزبان میانبارهای سیال از دو نوع کوارتز رگه‌ای و کوارتز پورفیری می‌باشند. بعد از بررسی کامل مشخصات پتروگرافی با میکروسکوپ اندازه‌گیری دما و شوری با استفاده از دستگاه گرمایش-سرمايش مدل THMS600 شرکت Linkam در آزمایشگاه تحقیقات فراوری مواد معدنی انجام شد دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد است. کالیبراسیون دستگاه در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه با نیترات سزیم^۲ با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتیگراد انجام شد و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه با ماده استاندارد هگزان^۲ با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتیگراد انجام شد. در پایان با بکارگیری روابط سیستم $pH-fO_2$ در سیستم Fe-Sb-S-O، به بررسی شرایط فیزیکو-شیمیایی و عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی در کانسار استیبنیت-طلائی سفیدسنگ پرداخته شده است.

کانه‌نگاری

کانسار آنتیموان و طلائی سفیدسنگ، از نوع رگه‌ای و در زمره رگه‌های سیلیسی آنتیموان-طلا طبقه‌بندی می‌شود. رگه‌های سیلیسی منطقه در دو راستای اصلی شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی گسترش دارند. کانی‌زایی آنتیموان و طلا عمدتاً با رگه‌هایی همراه است که راستای شمال‌شرقی-جنوب‌غربی داشته و این روند، روند غالب در میان رگه‌های سیلیسی منطقه به شمار می‌رود. بر این اساس، رگه‌های سیلیسی مورد مطالعه به دو دسته رگه‌های دارای کانی‌زایی و رگه‌های فاقد کانی‌زایی تفکیک می‌شوند.

رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی

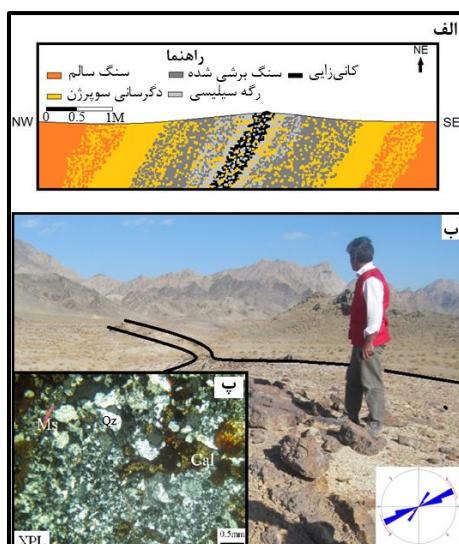
بر اساس مطالعات کانن‌نگاری (میکروسکوپی مقاطع نازک-صیقلی)، هیچ گونه کانی‌زایی در این رگه‌ها مشاهده نشده است. این رگه‌ها با راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، به‌طور یکنواخت در سراسر منطقه و درون واحدهای فلیش پراکنده شده‌اند. رنگ این رگه‌ها در محدوده مورد مطالعه، از سفید شیری تا خاکستری تیره متغیر است. از نظر ترکیب کانی‌شناسی، این رگه‌ها از کوارتزهایی با قطر حدود ۰.۵ میلی‌متر، همراه با زمینه‌ای از سیلیس دانه‌ریز و مقداری کلسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۴).



شکل ۴ الف) کوارتز و کلسیت در مقاطع میکروسکوپی (Qz=کوارتز و Cal=کلسیت [۲۱]) و ب) نمایی از رگه سیلیسی فاقد کانی‌زایی نمودار رز ترسیم شده در امتداد آن‌ها (جهت دید عکس به سمت شمال)

رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی

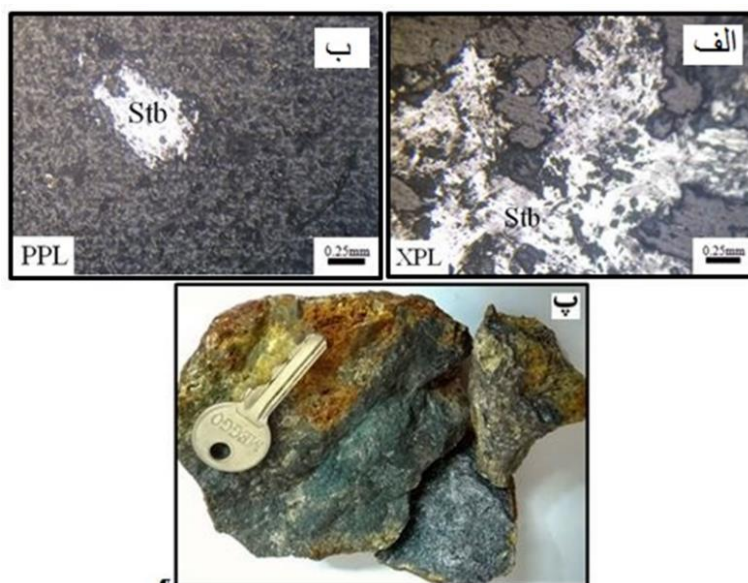
پراکندگی رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی در منطقه، نسبتاً یکنواخت است. این رگه‌ها راستای عمومی شمال‌شرقی-جنوب‌غربی داشته و درون واحدهای آذرین گسترش یافته‌اند. کانسنگ سیلیسی، هاله دگرسانی و بخش‌های برش‌شده سنگ میزبان، به‌صورت قرینه در اطراف این رگه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵ الف). رنگ این رگه‌ها تیره بوده و در اثر وجود اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، پیریت و استیبنیت، جلای فلزی از خود نشان می‌دهند (شکل ۵ ب). باطله اصلی در رگه‌های دارای کانی‌زایی، کانی کوارتز است. کلسیت نیز به‌عنوان باطله ثانویه در اثر دگرسانی کانی‌های دیگر و در فضاهای خالی تشکیل شده است.



شکل ۵ الف) مقطع عرضی از رگه‌های سیلیسی دارای کنی‌زایی، ب) رگه سیلیسی دارای کنی‌زایی (جهت دید عکس به سمت

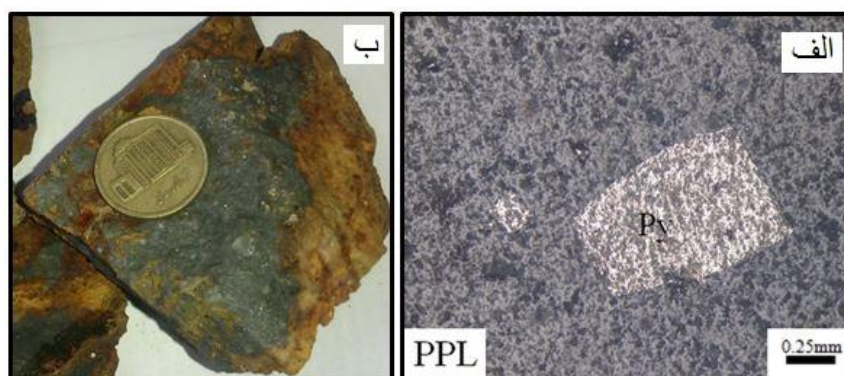
شمال شرق) و پ) کلسیت و موسکوویت در مقاطع میکروسکوپی (Qz=کوارتز، Cal=کلسیت و Ms=موسکوویت [۲۱])

ترکیب کنی‌شناسی این رگه‌ها عمدتاً شامل کوارتز، موسکوویت، سریسیت، کلسیت و کنی‌های اپاک است (شکل ۵ پ). بر اساس مطالعات کانه‌نگاری، کنی‌های اپاک شامل استینیت، پیریت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن هستند. حضور موسکوویت و سریسیت بیانگر تشکیل این رگه‌ها در محیط میلونیتی است. کنی‌زایی در رگه‌های سیلیسی منطقه به دو نوع برون‌زاد (سوپرژن) و درون‌زاد (هیپوژن) قابل تفکیک است. کنی‌زایی درون‌زاد به صورت پراکنده در فضاهای خالی و همراه با رشد بلورها در درون رگه‌های سیلیسی مشاهده می‌شود و شامل استینیت، طلا و پیریت است. مهم‌ترین رگه کانه‌دار در بخش شرقی منطقه سفیدسنگ قرار دارد. کانه اصلی در این رگه، استینیت است. در اطراف این رگه، دگرسانی زردرنگ گوگردی در اثر حضور محلول‌های سولفیدی حاوی H_2S ایجاد شده است. تأثیر این محلول‌ها بر سنگ میزبان، موجب تشکیل دگرسانی آرژیلیک در دیواره رگه‌ها شده است. با فاصله گرفتن از رگه سیلیسی، دگرسانی آرژیلیک به دگرسانی فلیک تغییر می‌یابد. در مقاطع صیقلی، استینیت به صورت تیغه‌های کشیده (ناشی از رشد در فضاهای خالی) و همچنین به صورت پراکنده‌های چندوجهی حاصل از تبلور همراه با رگه سیلیسی دیده می‌شود. اندازه بلورهای کشیده این کنی، از ۳ میلی‌متر بزرگ‌تر است. استینیت در نور پلین‌پلاریز، روشن و سفیدرنگ و در نور پلاریزه متقاطع، دارای ماکل پلی‌سنتتیک و ناهمسانگردی (انیزوتروپی) قوی است (شکل ۶ الف و ب). توزیع مکانی آنتیموان در رگه‌های سیلیسی متفاوت است. استینیت در نمونه دستی، دارای رنگ خاکستری فولادی و جلای فلزی است و بیشتر به صورت تیغه‌ای و توده‌ای درون رگه‌های سیلیسی تشکیل شده است (شکل ۶ پ).



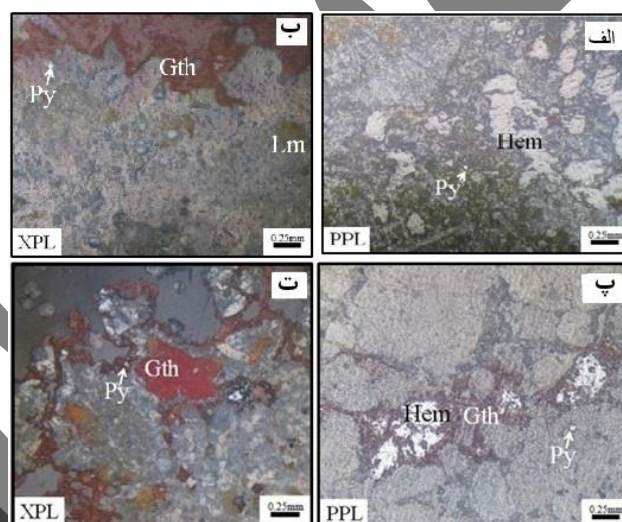
شکل ۶ الف) ماکل پلی سنتتیک و بافت پرکننده فضاهای خالی کانی استیبنیت (Stb= استیبنیت [۲۱])، پ) بافت پراکنده کانی استیبنیت و بافت توده‌ای و رگه‌ای کانی استیبنیت در نمونه دستی.

اگرچه در برخی رگه‌های سیلیسی، بر اساس مطالعات کانه‌نگاری، کانی‌زایی طلا مشاهده نشده، اما احتمال می‌رود عنصر طلا در شبکه بلوری کانی‌های پیریت و استیبنیت، یا به صورت ذرات بسیار ریز درون رگه‌های سیلیسی تجمع یافته باشد. توزیع مکانی طلا نیز در رگه‌های سیلیسی متغیر است. پیریت بیشتر در رگه‌های سیلیسی بخش غربی منطقه سفیدسنگ دیده می‌شود. گسترش رگه‌های پیریت‌دار نسبت به رگه‌های استیبنیت‌دار در این ناحیه بیشتر است. پیریت در نمونه دستی به صورت بلورهای ریزدانه زردرنگ با جلای فلزی و گاه با رنگ تیره مشاهده می‌شود. در نور پلین‌پلاریز، پیریت به رنگ زرد روشن و در اندازه‌های از دانه‌ریز تا بزرگ‌تر از ۲۰۵ میلی‌متر دیده می‌شود. این کانی به صورت پرکننده فضاهای خالی و میان‌بخش‌های برشی رشد کرده است (شکل ۷ الف). نمونه‌های سالم آن به صورت چندوجهی و پراکنده در رگه‌های سیلیسی متبلور شده‌اند که نشان‌دهنده تشکیل پیریت در مراحل اولیه تشکیل رگه‌های سیلیسی است (شکل ۷ ب).



شکل ۷ الف) بلورهای شکل‌دار پیریت (Py= پیریت [۲۱]) با بافت پراکنده و ب) نمونه دستی رگه‌های حاوی کانی‌زایی پیریت.

کانی‌زایی برون‌زاد (سوپرژن) در منطقه شامل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، از جمله هماتیت، لیمونیت و گوتیت، در سطح رگه‌های سیلیسی حاوی پیریت است. این رگه‌ها در منطقه به رنگ‌های زرد و قرمز تیره دیده می‌شوند (شکل ۸ الف). هماتیت حاصل تجزیه پیریت در سطح رگه‌های سیلیسی است و همراه با دیگر اکسیدهای آهن به رنگ زرد تا قهوه‌ای دیده می‌شود. در نور پلاریزه متقاطع، به صورت بی‌شکل و به رنگ زرد مشاهده می‌شود (شکل ۸ ب). این کانی در مرحله دوم کانی‌زایی و در اثر تجزیه پیریت موجود در رگه‌های سیلیسی ایجاد شده است. این کانی به صورت پرکننده فضاهای خالی و جانشینی تشکیل می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی، هماتیت به رنگ سفید خاکستری روشن دیده شده و ناهمسانگردی (انیزوتروپی) مشخصی دارد (شکل ۸ پ). این کانی‌زایی، نسل سوم از کانی‌زایی منطقه محسوب می‌شود و از تجزیه هماتیت و پیریت حاصل شده است. همراه با دیگر اکسیدهای آهن به صورت قرمز تا قهوه‌ای در سطح رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی دیده می‌شود. در نور پلاریزه متقاطع، به رنگ قرمز و به صورت پرکننده فضای خالی و جانشینی مشاهده می‌شود. (شکل ۸ ت).



شکل ۸ الف) بافت پرکننده فضای خالی و جانشینی کانی هماتیت، ب) نمایی از کانه لیمونیت، پ) بافت جانشینی کانه گوتیت در اطراف کانه هماتیت و ت) بافت پرکننده فضای خالی کانه در مقاطع میکروسکوپی (Hem=هماتیت، Lm=لیمونیت، Gth=گوتیت و Py=پیریت [۲۱])

توالی پاراژنزی کانه‌ها در کانسنگ

توالی پاراژنزی یک کانسار، ترتیب تشکیل کانه‌ها و باطله را در طول زمان کانی‌زایی مشخص می‌سازد. بر اساس مطالعات صحرایی، بررسی ساخت و بافت در نمونه‌های دستی، مطالعات کانه‌نگاری و نیز بررسی ارتباط میان کانه و باطله در رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی، می‌توان مراحل مختلف تشکیل کانسنگ را از یکدیگر تفکیک و به صورت زیر توجیه کرد (جدول ۱):

مرحله اول (نخستین مرحله کانی‌زایی درون‌زاد): در این مرحله، پیریت، کوارتز و مقدار اندکی استیبنیت تشکیل شده‌اند. حضور این کانه‌ها به صورت بلورهای چندوجهی با بافت پراکنده در مطالعات کانه‌نگاری تأیید شده است. مرحله دوم (دومین مرحله کانی‌زایی درون‌زاد): در این مرحله، استیبنیت، مقدار کمتری پیریت و رگه‌های سیلیس ثانویه تشکیل شده‌اند. این کانه‌ها به همراه سیلیس ثانویه، فضاهاى خالی، درزها و شکاف‌ها را پر کرده‌اند. بافت پرکننده فضاهاى خالی در این مرحله در مطالعات کانه‌نگاری به‌خوبی قابل مشاهده است. لازم به ذکر است که بخش قابل توجهی از پیریت تشکیل شده در این مرحله، بعداً تجزیه شده و به اکسیدهای آهن تبدیل گردیده است. مرحله سوم (نخستین مرحله کانی‌زایی برون‌زاد): این مرحله با تشکیل هماتیت، لیمونیت، کلسیت و مقدار کمتر گوتیت مشخص می‌شود. این کانی‌ها در اثر دگرسانی پیریت و دیگر کانی‌ها، با بافت جانشینی و پرکننده فضای خالی تشکیل شده‌اند. مرحله چهارم (دومین مرحله کانی‌زایی برون‌زاد): در این مرحله، گوتیت، کلسیت و مقدار کمتری لیمونیت در اثر تجزیه هماتیت و دیگر کانی‌ها، با بافت جانشینی و پرکننده فضای خالی پدید آمده‌اند.

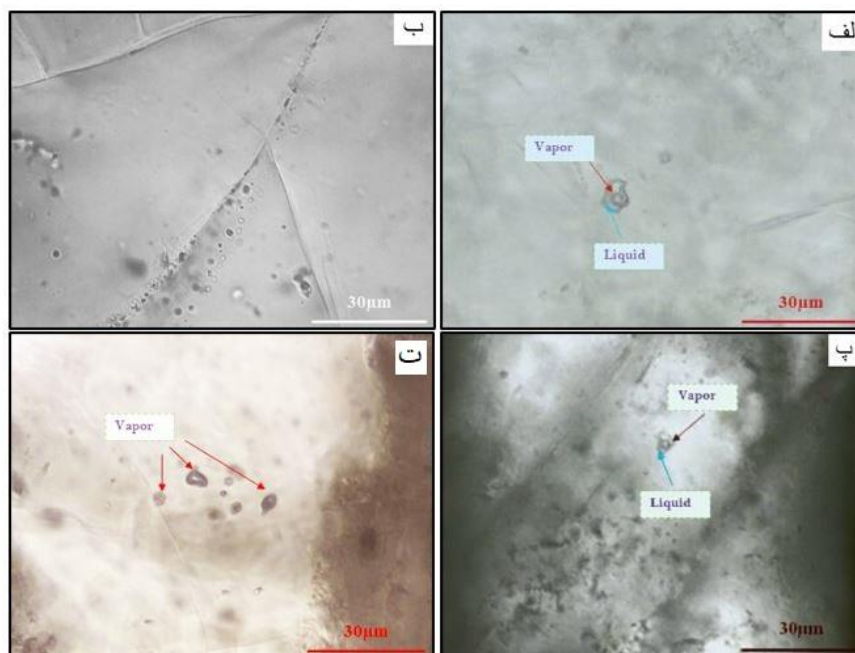
جدول ۱ توالی پاراژنز کانه‌ها و باطله در کانسنگ.

Stages Minerals	Hypogene		Supergene	
	Stage I	Stage II	Stage I	Stage II
Stibnite				
Pyrite				
Hematite				
Limonite				
Goethite				
Quartz				
Calcite				

سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میانبارهای سیال

کانی میزبان میانبارهای سیال در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، از دو نوع کوارتز رگه‌ای و کوارتز پورفیری است. از آنجا که دسته‌بندی میانبارهای سیال بر اساس زمان تشکیل و فازهای داخلی آن‌ها استوار است، در این فصل سعی شده است بر اساس هر دو مفهوم، تقسیم‌بندی صورت گیرد. بر اساس این تقسیم‌بندی، میانبارهای سیال تشکیل شده در طی رشد اولیه کانی، میانبارهای سیال اولیه (Primary - P)، سیالاتی که در طی فرایندی بعدی و پس از شکل‌گیری کانی تشکیل می‌شوند، میانبارهای سیال ثانویه (Secondary - S)، و سیالاتی که حدواسط بین دو نوع پیشین هستند، میانبارهای سیال ثانویه کاذب (Pseudosecondary - PS) نامیده می‌شوند [۲۲]. در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، میانبارهای سیال از نوع اولیه و ثانویه

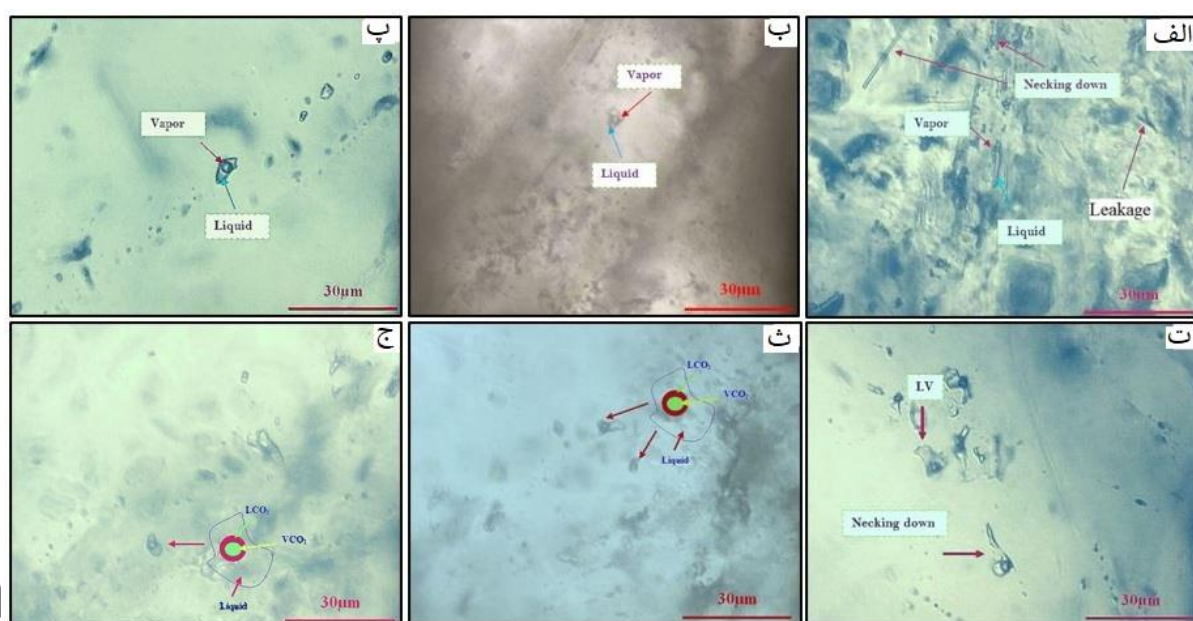
دیده شده‌اند (شکل ۹). اندازه بیشتر میانبارهای سیال اولیه، به صورت پراکنده و در حدود ۲۰ تا ۳۰ میکرون است، هرچند سیالات ریزتر با اندازه حدود ۵ میکرون نیز مشاهده شده‌اند. افزون بر میانبارهای سیال اولیه، میانبارهای سیال ثانویه بشمارى نیز به صورت تک‌فازی و دوفازی ریز، در امتداد شکستگی‌ها دیده می‌شوند. ساده‌ترین و پذیرفته‌شده‌ترین طبقه‌بندی میانبارهای سیال بر اساس فازهای درونی آنها است [۲۳]. این طبقه‌بندی، میانبارهای سیال را به سه نوع تقسیم می‌کند: ۱- غنی از گاز، ۲- غنی از مایع (شامل آب و دی‌اکسید کربن) و ۳- غنی از جامد (شامل کانی‌های مختلف فلزی و غیرفلزی). بر اساس این تقسیم‌بندی، چند تیپ از میانبارهای سیال در مقاطع منطقه مورد مطالعه قابل شناسایی است. میانبارهای سیال غنی از گاز بیشتر در سنگ‌های گرانیتوئیدی مشاهده می‌شوند و مقدار آنها در مقاطع مطالعه‌شده بسیار اندک است. این سیالات دارای حباب‌های بزرگی هستند که بیش از ۹۵ درصد از حجم آنها را فاز گاز و مقدار اندکی را فاز مایع اشغال کرده است و فاز جامدی در آنها دیده نمی‌شود (شکل ۹). این سیالات عموماً بی‌شکل هستند که ناشی از نامنظم بودن فضاهای باقی‌مانده بین سطوح بلوری در هنگام رشد کانی‌هاست.



شکل ۹ تصاویر میانبار سیال (الف) اولیه، (ب) ثانویه موجود در کانی کوارتز، رگه‌های سیلیسی، (پ) میانبار سیال اولیه در سنگ گرانیتوئیدی و (ت) میانبار سیال غنی از گاز موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی.

میانبارهای سیال غنی از مایع در هر سه تیپ نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شوند، اما با این تفاوت که در نمونه‌های گرانیتوئیدی و رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی، میانبارهایی از نوع سیستم $H_2O-NaCl$ شامل فازهای مایع و بخار آب (H_2O) مشاهده می‌شوند (شکل ۱۰ الف، ب، پ و ت)، در حالی که در رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی، میانبارهای دوفازی غنی از مایع از نوع

CO₂ دار در سیستم H₂O-CO₂-NaCl شامل فازهای VCO₂، مایع و LCO₂ هستند. دومین فاز مایع در این میانبرهای سیال، فاز LCO₂ است که معمولاً اطراف فاز گازی را فرا می‌گیرد. علت تشکیل آن، این است که CO₂ پیش از بخار آب به حالت مایع تبدیل می‌شود [۲۴]. مقدار فاز مایع در این نوع سیالات، بیش از ۶۰ درصد از حجم میانبرها را تشکیل داده است (شکل ۹ ث و ج). از جمله پدیده‌های مشاهده‌شده در میانبرهای سیال نمونه‌های گرانیتوئیدی، پدیده باریک‌شدگی (نیک کردن) و تراوش میانبرهای سیال است. این پدیده‌ها در اثر فعالیت‌های تکتونیکی موجود در منطقه رخ داده‌اند (شکل ۱۰ الف و ب). پدیده کشیدگی و باریک‌شدگی مشاهده‌شده در رگه‌های سیلیسی نیز ناشی از سرد شدن سریع این رگه‌هاست (شکل ۱۰ پ و ت).



شکل ۱۰ الف و ب) سیالات درگیر دوفازی غنی از مایع متشکل از Liquid & VH₂O درون سنگ‌های گرانیتوئیدی به همراه پدیده باریک‌شدگی و تراوش، پ و ت) سیالات درگیر دوفازی غنی از مایع متشکل از Liquid & VH₂O درون رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی به همراه پدیده باریک‌شدگی، ث و ج) سیالات درگیر دوفازی غنی از مایع، CO₂ دار در سیستم H₂O-CO₂-NaCl متشکل از Liquid & LCO₂ + VCO₂.

میانبرهای سیال نوع غنی از گاز در منطقه مورد مطالعه، دارای درجهٔ پرشدگی کمتر از ۴۵ درصد و میانبرهای سیال نوع غنی از مایع، دارای درجهٔ پرشدگی بیشتر از ۴۵ درصد هستند. داده‌های حاصل از مطالعات ترمومتری (پس از محاسبهٔ درجهٔ شوری) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی در جدول ۲، برای رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی در جدول ۳ و برای رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی در جدول ۴ ارائه شده است.

جدول ۲ مشخصات میانبرهای سیال مطالعه شده در سنگ‌های گرانیتوئیدی در منطقه سفیدسنگ.

n	Size(μm)	Type	Origin	Te (C)	Tmice(C)	wt% NaCl	Thv-I (C)
۱	۱۰	L+V	P	-۳۰	-۲/۵	۴/۲۴	۳۱۲
۲	۸	L+V	P		-۲/۶	۴/۴۱	۱۷۰
۳	۱۵	L+V	P		-۳/۲	۵/۳۹	۱۶۵
۴	۶	L+V	P		-۳/۵	۵/۸۶	۱۰۶

جدول ۳ مشخصات میانبارهای سیال مطالعه شده در رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی در منطقه سفیدسنگ.

n	Size(μm)	Type	Origin	Te (C)	Tmice(C)	wt% NaCl	Thv-I (C)
۱	۱۵	L+V	P	nv	-۱/۹	۳/۲۱	۲۲۱
۲	۵	L+V	P		-۲/۱	۳/۵۶	۲۲۰
۳	۵	L+V	P		-۰/۳	۰/۲۱	۲۳۶
۴	۵	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۳۰۰
۵	۷	L+V	P		-۲/۱	۳/۵۶	۲۰۸
۶	۶	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۳۱۵
۷	۱۰	L+V	P		-۲/۱	۳/۵۶	۳۰۰
۸	۵	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۳۰۵
۹	۹	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۳۲۲
۱۰	۵	L+V	P		-۲/۱	۳/۵۶	۲۹۵
۱۱	۷	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۲۸۰
۱۲	۱۲	L+V	P		-۱,۲	۳/۵۶	۲۹۰
۱۳	۱۰	L+V	P		-۱/۹	۳/۲۱	۲۵۴
۱۴	۱۲	L+V	P		-۱	۱/۵۷	۲۴۸
۱۵	۱۲	L+V	P		-۱/۵	۲/۵۰	۲۴۵
۱۶	۸	L+V	P		-۱/۵	۲/۵۰	۲۵۰
۱۷	۶	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۲۴۰
۱۸	۱۲	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۲۴۰
۱۹	۱۵	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۲۶۰
۲۰	۷	L+V	P		-۱/۸	۳/۰۳	۲۴۷
۲۱	۱۵	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۲۵۵
۲۲	۲۰	L+V	P		-۲/۱	۳/۵۶	۲۵۰
۲۳	۱۰	L+V	P		-۱/۵	۲/۵	۲۹۴
۲۴	۷	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۲۳۰
۲۵	۱۵	L+V	P		-۱/۴	۲/۳۱	۲۵۰
۲۶	۱۰	L+V	P		-۲	۳/۳۹	۲۷۰

جدول ۴ مشخصات میانبارهای سیال مطالعه شده در رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی در منطقه سفیدسنگ.

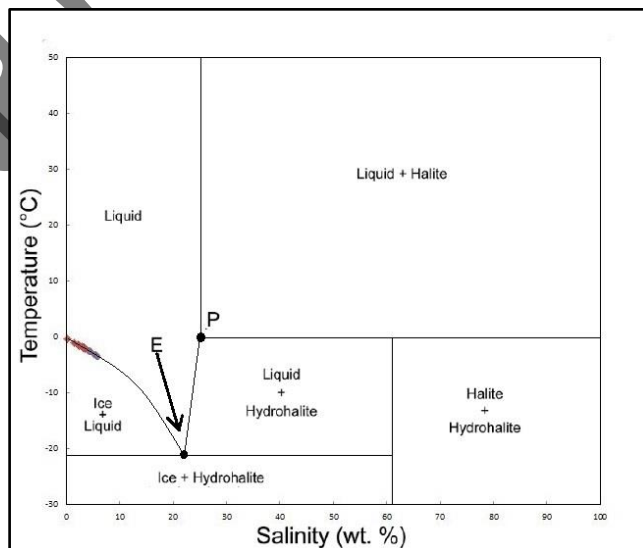
n	TmCO ₂ (C)	TmClath (C)	Thv-l CO ₂	Th (C)	Est.Vol Frac CO ₂	CO ₂ Density	NaCl %Wt	Bulk Density	Remark
۱	-۵۷/۵	۹/۸	۲۹/۹	۲۵۰	۳۰	۰/۶	۰/۴۲	۰/۸۷	همگن شدن به فاز مایع
۲	-۵۸/۱	۹/۸	۳۰/۱	۲۴۸	۳۰	۰/۵۹	۰/۴۲	۰/۸۷	"
۳	-۵۸/۴	۹/۸	۲۸/۴	۳۰۰	۶۰	۰/۶۵	۰/۴۲	۰/۷۸	"
۴	-۵۸/۵	۱۰	۳۰/۴	۲۷۵	۴۰	۰/۵۷	۰/۰۲	۰/۸۲	"
۵	-۵۸/۵	۱۰	۲۹/۹	۲۷۹	۴۵	۰/۶	۰/۰۲	۰/۸۱	"
۶	-۵۸/۳	۹/۸	۳۰/۳	۲۶۵	۳۵	۰/۵۸	۰/۴۲	۰/۸۵	"
۷	-۵۸/۶	۹/۶	۳۰/۲	۲۷۵	۳۰	۰/۵۹	۰/۸۲	۰/۸۷	"
۸	-۵۸/۶	۹/۸	۳۰/۱	۳۰۲	۴۵	۰/۵۹	۰/۴۲	۰/۸۱	"
۹	-۵۸/۵	۹/۸	۳۰/۲	۳۰۵	۳۵	۰/۵۹	۰/۴۲	۰/۸۵	"
۱۰	-۵۸/۷	۹/۵	۲۹/۸	۲۹۰	۳۵	۰/۶	۱/۰۲	۰/۵۶	"
۱۱	-۵۸/۹	۹/۵	۲۹/۲	۲۸۵	۳۰	۰/۶۲	۱/۰۲	۰/۸۸	"
۱۲	-۵۸/۸	۹/۱	۲۹/۷	۳۰۹	۳۰	۰/۶۱	۱/۸۱	۰/۸۸	"
۱۳	-۵۸/۹	۹/۲	۳۰/۱	۲۸۰	۳۰	۰/۵۹	۱/۶۱	۰/۸۸	"
۱۴	-۵۸	۹/۵	۲۹/۸	۳۰۵	۴۵	۰/۶	۱/۰۲	۰/۸۲	"
۱۵	-۵۸/۲	۹/۸	۲۹/۸	۲۶۲	۴۰	۰/۶	۰/۴۲	۰/۸۴	"
۱۶	-۵۸	۹/۸	۲۹/۱	۲۹۰	۳۰	۰/۶۳	۰/۴۲	۰/۸۸	"
۱۷	-۵۸/۵	۹/۸	۲۹/۵	۲۸۰	۳۰	۰/۶۱	۰/۴۲	۰/۸۸	"
۱۸	-۵۹/۳	۱۰	۳۰/۳	۲۸۵	۲۵	۰/۵۸	۰/۰۲	۰/۸۹	"
۱۹	-۵۹/۲	۹	۳۰/۳	۲۸۶	۴۵	۰/۵۸	۲	۰/۸۱	"
۲۰	-۵۸/۷	۹	۲۶/۵	۳۱۴	۶۰	۰/۶۹	۲	۰/۸۱	"
۲۱	-۵۹/۱	۹/۲	۳۰/۱	۲۷۵	۲۵	۰/۵۹	۱/۶۱	۰/۹	"
۲۲	-۵۸/۹	۹/۹	۳۰/۱	۲۸۳	۳۰	۰/۵۹	۰/۲۲	۰/۸۷	"
۲۳	-۵۹/۱	۹/۲	۳۰/۱	۲۷۰	۳۵	۰/۵۹	۱/۶۱	۰/۸۶	"
۲۴	-۵۸/۸	۹/۱	۱,۳۰	۲۸۰	۳۰	۰/۵۹	۱/۸۱	۰/۸۸	"
۲۵	-۵۹/۵	۹/۳۲	۲۷/۹	۲۷۸	۶۰	۰/۶۶	۱/۷۱	۰/۷۹	"

بحث و تفسیر داده‌های ریزدماسنجی

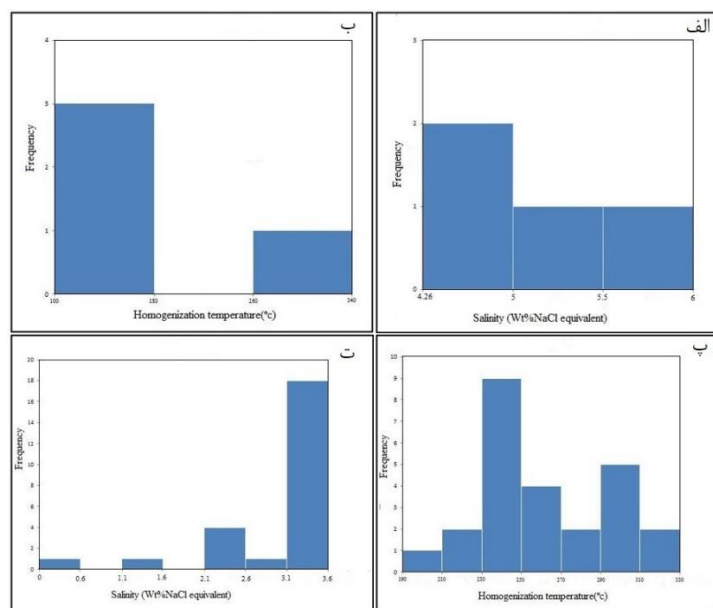
بر اساس داده‌های ارائه‌شده در جداول پیشین (۲، ۳ و ۴)، دمای ذوب یخ (TM) در میانبرهای سیال سنگ‌های گرانیتوئیدی و رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی، زیر صفر درجه سانتی‌گراد است که نشان‌دهنده ماهیت H₂O-NaCl این سیالات است و با مشاهدات میکروسکوپی (نوری) مطابقت دارد. در مقابل، دمای ذوب یخ در رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی بالای صفر درجه سانتی‌گراد ثبت شده است که بیانگر حضور CO₂ در این سیالات بوده و با مشاهدات نوری نیز همخوانی دارد. با توجه به اینکه

میانبارهای سیال منطقه مورد مطالعه از دو نوع $H_2O-NaCl$ و $H_2O-NaCl-CO_2$ هستند، برای بررسی میزان شوری به دو دسته زیر تقسیم می‌شوند:

میانبارهای سیال از نوع $H_2O-NaCl$: دمای ذوب یخ (TM) میانبارهای سیال در سنگ‌های گرانیتوئیدی و رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی، بر روی سیستم $H_2O-NaCl$ نشان می‌دهد که میانبارهای سیال در سنگ‌های گرانیتوئیدی دارای شوری بین ۴۰۲۴ تا ۶ درصد وزنی NaCl هستند، در حالی که شوری میانبارهای سیال در رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی در بازه ۰۰۲۱ تا ۴ درصد وزنی NaCl قرار دارد (شکل ۱۱). بر اساس داده‌های جدول ۲، دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال در سنگ‌های گرانیتوئیدی، بین حداقل ۱۰۶ و حداکثر ۳۱۲ درجه سانتی‌گراد متغیر است. شوری محاسبه‌شده برای این سیالات نیز در بازه ۴/۲۴ تا ۶ درصد وزنی NaCl قرار دارد. بر اساس نمودار توزیع فراوانی (شکل ۱۲ الف و ب)، دمای غالب همگن‌شدگی این سیالات در بازه ۱۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری آن‌ها در محدوده ۴/۲۴ تا ۵ درصد وزنی NaCl متمرکز است. بر اساس داده‌های جدول ۳، دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال در رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی، بین حداقل ۲۰۸ و حداکثر ۳۱۵ درجه سانتی‌گراد است و شوری آن‌ها در بازه ۰/۲ تا ۳/۶ درصد وزنی NaCl محاسبه شده است. نمودار توزیع فراوانی (شکل ۱۲ پ و ت) نشان می‌دهد که دمای غالب همگن‌شدگی این سیالات در بازه ۲۳۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری آن‌ها در محدوده ۱/۳ تا ۳/۶ درصد وزنی NaCl قرار دارد. بنابراین، فاز اصلی کانی‌زایی کانسار آنتیموان و هلالی سفیدسنگ، در دمایی حدود ۲۳۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده است.



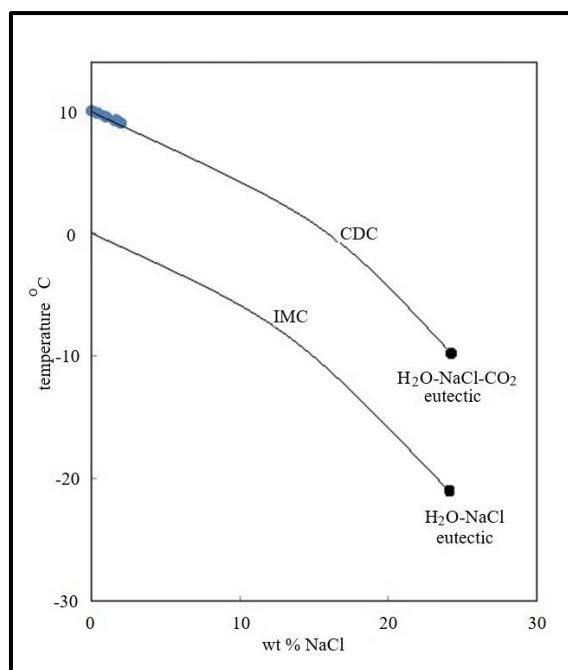
شکل ۱۱ میانبارهای سیال در سنگ‌های گرانیتوئیدی و رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی بر روی نمودار مربوط به دما - ترکیب شیمیایی سیستم $H_2O-NaCl$ جهت محاسبه شوری میانبارهای سیال، که نشان دهنده‌ی محدوده فازهای مایع، مایع+جامد (یخ)، جامد (یخ) و هیدروهالیت، جامد (هالیت)+مایع و مایع و جامد (هیدروهالیت)+مایع است [۲۵].



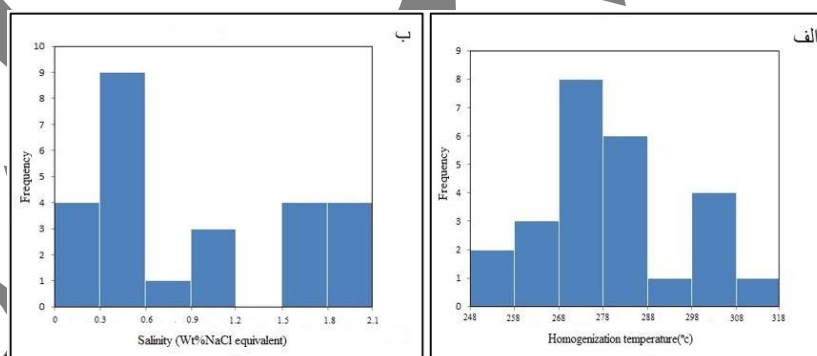
شکل ۱۲ الف) نمودار فراوانی شوری میانبارهای سیال (سنگ‌های گرانیتوئیدی)، ب) نمودار فراوانی دمای همگن شدگی میانبارهای سیال (سنگ‌های گرانیتوئیدی)، پ) نمودار فراوانی دمای همگن شدگی (رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی) و ت) نمودار فراوانی شوری سیالات درگیر سیالات درگیر (رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی).

میانبارهای سیال از نوع $H_2O-NaCl-CO_2$: برای میانبارهای سیال حاوی CO_2 مایع (کلاتریت‌دار) در رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی، میزان شوری با استفاده از منحنی ذوب کلاتریت‌ها (CDC) و منحنی ذوب یخ (IMC) و نیز تعیین دمای ذوب آخرین قطعه کلاتریت یا یخ محاسبه شده است (شکل ۱۳).

بر اساس داده‌های جدول ۴، دمای همگن شدگی این سیالات بین حداقل ۲۴۸ و حداکثر ۳۱۴ درجه سانتی‌گراد و شوری آن‌ها در بازه ۰/۲ تا ۰/۲ درصد وزنی NaCl محاسبه شده است. نمودار توزیع فراوانی (شکل ۱۴) نشان می‌دهد که دمای غالب همگن شدگی این سیالات در بازه ۲۶۸ تا ۲۸۸ درجه سانتی‌گراد و شوری آن‌ها در محدوده ۰/۳ تا ۰/۶ درصد وزنی NaCl قرار دارد. بنابراین، دمای تشکیل رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی (۲۶۸-۲۸۸ درجه سانتی‌گراد) با دمای فاز اصلی کانی‌زایی (۲۳۰-۲۵۰ درجه سانتی‌گراد) تفاوت داشته و بیانگر دو رویداد حرارتی مجزا است.



شکل ۱۳ منحنی ذوب کلاتریت‌ها (CDC) و منحنی ذوب یخ (IMC) بر اساس درجه حرارت ذوب آخرین قطعه کلاتریت یا یخ، جهت محاسبه میزان شوری سیالات درگیر رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی. کلاتریت در دماهای بالاتری نسبت به یخ ذوب می‌شود [۲۶]

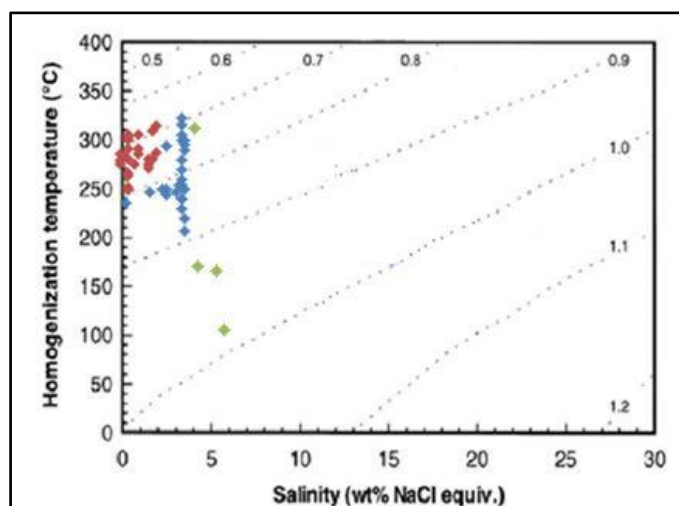


شکل ۱۴ (الف) نمودار فراوانی دمای همگن شدگی و (ب) نمودار فراوانی شوری سیالات درگیر در رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی در منطقه سفیدسنگ.

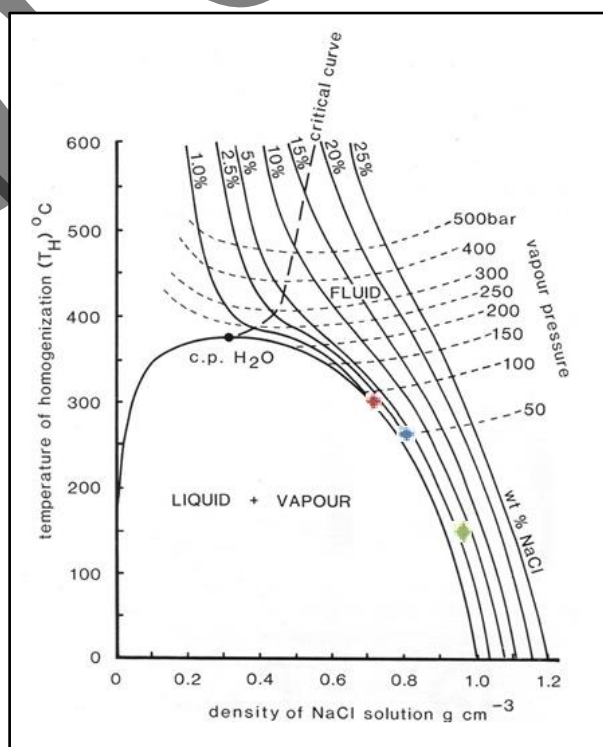
چگالی و فشار میانبارهای سیال

برای محاسبه چگالی میانبارهای سیال، از نمودار شوری-دمای همگن شدگی [۲۷] استفاده شده است. در این نمودار، با کمک خطوط هم‌چگالی، مقدار چگالی تعیین می‌گردد. بر این اساس، چگالی میانبارهای سیال در سنگ‌های گرانیتوئیدی بین ۰/۹ تا ۱، در رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی بین ۰/۷ تا ۰/۹ و در رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی بین ۰/۷ تا ۰/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب محاسبه شده است (شکل ۱۵). برای محاسبه فشار، از نمودار چگالی-دما [۲۸] استفاده گردید. این نمودار برای میانبارهای سیال با شوری کمتر از ۱۰ درصد وزنی نمک طعام کاربرد دارد و در آن، مقدار چگالی تقریباً برابر با درجه پرشدگی میانبار است.

بنابراین، با داشتن شوری و چگالی (یا درجهٔ پرشدگی)، می‌توان دمای همگن‌شدگی را برآورد کرد [۲۹]. مقدار فشار محاسبه‌شده برای میانبرهای سیال سنگ‌های گرانیتوئیدی کمتر از ۵۰ بار، برای رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی بیشتر از ۵۰ بار و برای رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی در بازهٔ ۵۰ تا ۱۰۰ بار تعیین شده است (شکل ۱۶).



شکل ۱۵ چگالی سیالات درگیر مورد مطالعه بر حسب g.cm^{-3} سیالات درگیر موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی، سیالات درگیر موجود در رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی با و سیالات درگیر موجود در رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی نمایش داده شده است (نمودار اقتباس [۲۷]).



شکل ۱۶ نمودار دما-چگالی برای تعیین مقدار فشار با توجه به شوری نقل شفایی از والتر [۲۸]، جهت محاسبه میزان فشار برای سیالات درگیر، سیالات درگیر سنگ‌های گرانیتوئیدی، سیالات درگیر رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی و سیالات درگیر رگه‌های فاقد کانی‌زایی نمایش داده شده‌اند.

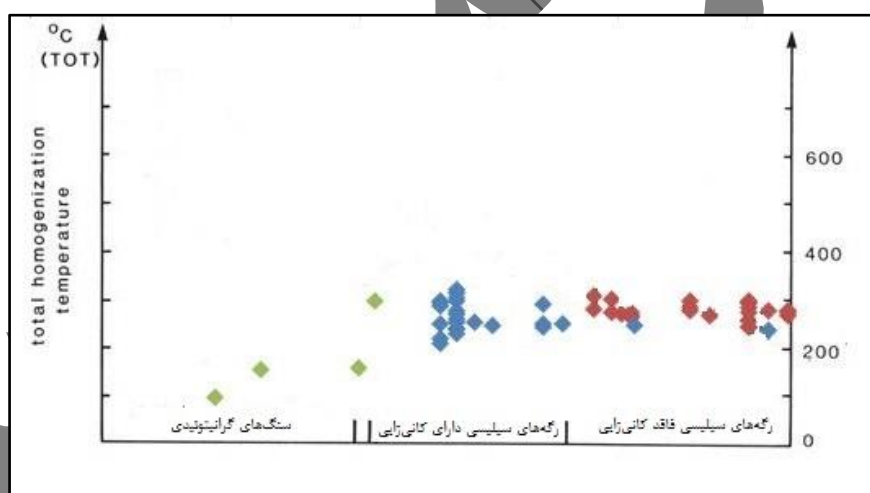
جمع‌بندی و تفسیر نهایی

به‌ندرت پیش می‌آید که فازهای مختلف کانی‌زایی در یک منطقه با یکدیگر هم‌پوشانی نداشته باشند؛ از این‌رو، در بیشتر موارد نمی‌توان مرز کاملاً مشخصی بین نسل‌ها (جمعیت‌های) مختلف کانی‌زایی ترسیم کرد. با این حال، اگر تعداد اندازه‌گیری‌های همگن‌سازی بسیار زیاد باشد، با انتخاب کلاس‌های مناسب برای طبقه‌بندی داده‌ها، می‌توان فازهای مختلف کانی‌زایی را از یکدیگر تفکیک نمود [۳۰]. بررسی تغییرات دمای همگن‌شدگی بر حسب شوری میانبارهای سیال (شکل ۱۷) نشان می‌دهد که میانبارهای سیال منطقه از منشأهای متفاوتی برخوردارند.

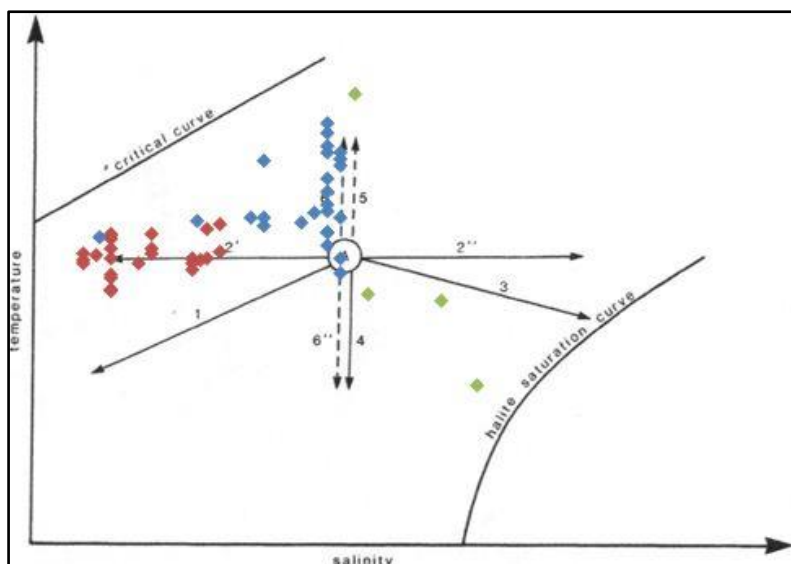
برای شناسایی وضعیت‌های احتمالی یک میانبار سیال پس از تشکیل و نیز در هنگام گرمایش، می‌توان از نمودار دما-شوری [۲۸] استفاده کرد. محور افقی این نمودار، درصد وزنی NaCl و محور عمودی، دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال را نشان می‌دهد. اگر سیال A با سیال‌های دارای حرارت و شوری کمتر از خود ترکیب شود، مسیر حرکت سیال به سمت خط ۱ خواهد بود. در صورتی که حرارت سیال ثابت بماند و شوری افزایش یابد، مسیر حرکت خط ۲ و با ثابت بودن حرارت و کاهش شوری، مسیر حرکت خط ۲' خواهد بود. اگر عمل جوشش با کاهش حرارت به‌صورت جزئی رخ دهد، مسیر حرکت خط ۳ و با سرد شدن ساده، مسیر حرکت خط ۴ خواهد بود. در صورت وقوع پدیده تراوش در هنگام حرارت‌دهی، مسیر حرکت روی خط ۵ قرار می‌گیرد. مسیرهای ۶ و ۶' نیز به ترتیب مربوط به پدیده باریک‌شدگی با افزایش حرارت (۶') و کاهش حرارت (۶'') هستند که در آن‌ها شوری سیال ثابت فرض شده است [۲۹].

بر اساس نمودار دما-شوری (شکل ۱۸)، تفسیر پدیده‌های رخ داده در هر یک از گروه‌های میانبارهای سیال منطقه (در اشکال مربوطه، میانبارهای سیال سنگ‌های گرانیتوئیدی با مربع سبز، رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی با مربع آبی و رگه‌های فاقد کانی‌زایی با مربع قرمز مشخص شده‌اند). به این صورت است که میانبارهای سیال سنگ‌های گرانیتوئیدی پدیده جوشش همراه با سرد شدن را نشان می‌دهند، در حالی که در میانبارهای سیال رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی و همچنین رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌زایی، پدیده مخلوط شدن با سیالات با شوری متفاوت و سرد شدن ساده مشاهده می‌شود. با این حال، تفسیر ارائه شده در شکل ۱۹ تا حدودی با شکل ۱۸ متفاوت است. بر اساس شکل ۱۹ و نمودار دما-شوری [۲۸]، میانبارهای سیال سنگ‌های گرانیتوئیدی و میانبارهای سیال رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی، فاقد کانی‌زایی، پدیده جوشش همراه با سرد شدن را نشان می‌دهند. برای مطالعه وضعیت‌های تکاملی میانبارهای سیال پس از تشکیل و نیز در هنگام گرمایش، می‌توان از نمودار دما-

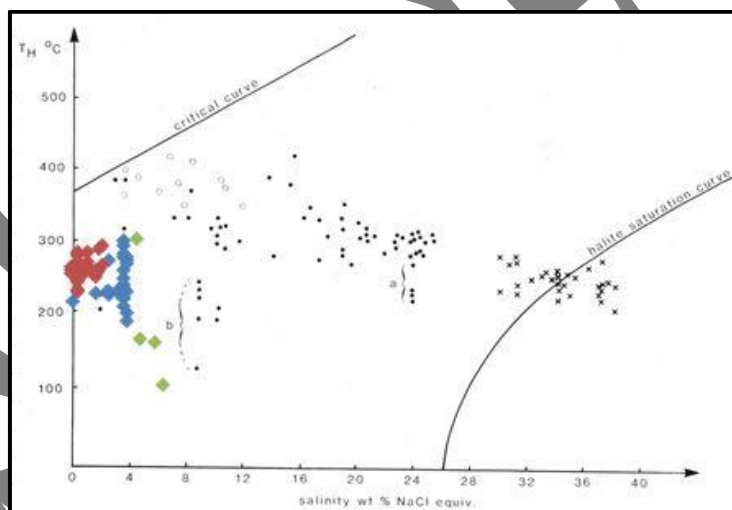
شوری [۲۸]، بهره گرفت. طبق این نمودار (شکل ۱۹)، میانبارهای سیال سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه پدیده خاصی را نشان نمی‌دهند، در حالی که در میانبارهای سیال رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی و فاقد کانی‌زایی، پدیده جوشش همراه با سرد شدن مشاهده می‌شود. بر اساس طبقه‌بندی ویلکینسون [۳۰]، که کانسارها را بر اساس عناصر همراه، دمای همگن‌شدگی و شوری سیالات کانسارساز به ۸ گروه تقسیم می‌کند، هر سه گروه میانبارهای سیال منطقه مورد مطالعه در گروه اپی‌ترمال قرار می‌گیرند (شکل ۲۰). با توجه به دما و درجه شوری اندازه‌گیری‌شده میانبارهای سیال در سنگ‌های گرانیتوئیدی، احتمال می‌رود این سیالات از نوع فلوئید باشند و بنابراین، داده‌های حاصل از آن‌ها از اعتماد کافی برخوردار نیستند. اما با توجه به دما و شوری اندازه‌گیری‌شده میانبارهای سیال در رگه‌های سیلیسی (هم دارای کانی‌زایی و هم فاقد کانی‌زایی) و نیز بر اساس نمودار ویلکینسون [۳۰]، این رگه‌ها از نوع اپی‌ترمال هستند، هرچند از منشأهای متفاوتی برخوردارند. کانسارهای اپی‌ترمال در نزدیکی سطح زمین، با شوری پایین و در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند، هرچند در برخی موارد دماهای بالاتر از این نیز گزارش شده است [۳۱]، سیالات کانسارساز در این نوع کانسارها اغلب ترکیبی از آب‌های ماگمایی، آب‌های فسیل و آب‌های جوی هستند [۲۲]، اما منشأ اصلی سیالات اپی‌ترمال کانسارساز، سیالات جوی محسوب می‌شوند [۳۲].



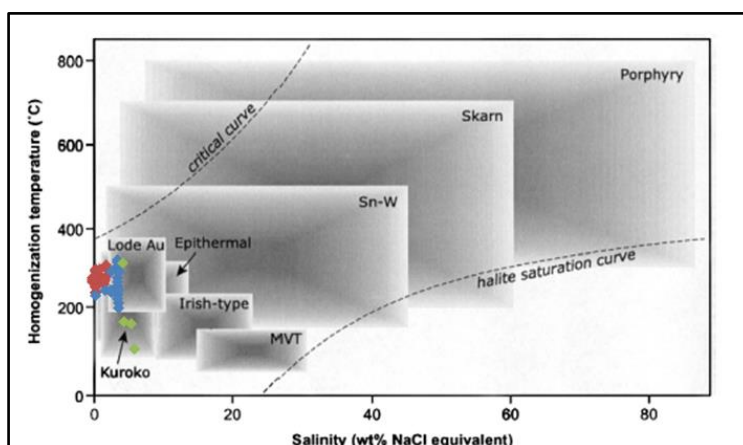
شکل ۱۷ تغییرات درجه همگن شدن در مقابل درجه شوری NaCl نمونه‌های سیالات درگیر منطقه [۳۳].



شکل ۱۸ روندهای کلی در نتیجه تکامل سیالات درگیر موجود در منطقه سفید سنگ [۲۸].



شکل ۱۹ پدیده دم‌بریدگی در نتیجه تکامل سیالات درگیر موجود در منطقه سفیدسنگ [۲۸].

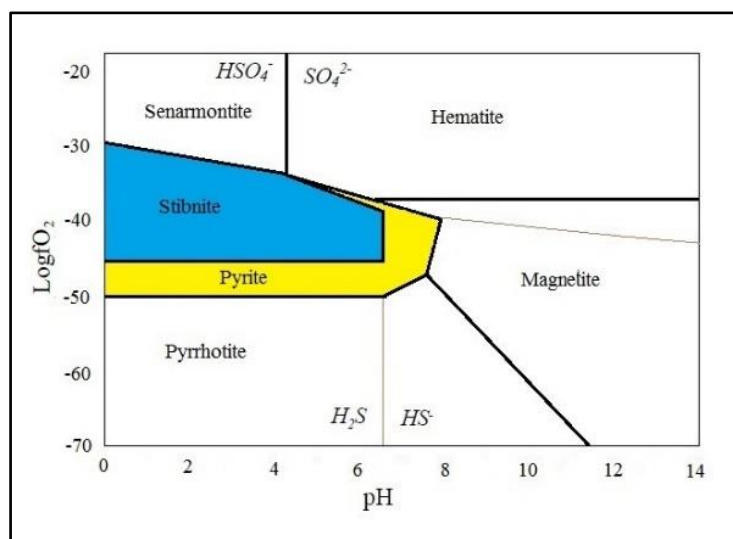


شکل ۲۰ قرارگیری سیالات درگیر منطقه مورد مطالعه در محدوده تیپ اپی‌ترمال بر اساس نمودار ویلکینسون [۲۸].

تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی، عوامل کنترل کننده پایداری کانه‌های استیبنیت و پیریت

تفسیر شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر کانسار آنتیموان-طلائی سفیدسنگ، نیازمند درک کامل از سیستم Fe-Sb-S-O است [۳۴، ۹]. در شرایط پایداری کانی‌های مختلف در دماهای گوناگون، کمپلکس‌های کانسار ساز ناپایدار شده و فازهای مختلف کانی‌زایی تشکیل می‌شوند. روابط پایداری کانی‌های کانسار سفیدسنگ در سیستم Fe-Sb-S-O، به صورت تابعی از pH و فوگاسیته اکسیژن (fO_2) در دمای ۲۴۰ درجه سانتی‌گراد و فعالیت گوگرد (a_{S_2}) برابر با ۰/۰۱ بررسی شده است. پارامترهای کنترل کننده حلالیت آنتیموان شامل فعالیت گونه‌های فلزی در سیال، دما، pH، fO_2 و a_{S_2} هستند. به‌طور کلی، دما باید به زیر ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد کاهش یابد تا سیالات کانسار ساز از استیبنیت اشباع شوند. بیشتر کانسارهای آنتیموان در بازه دمایی ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند [۳۴]. حلالیت استیبنیت در سیالات گرمایی با pH پایین‌تر از خنثی، بسیار اندک است؛ بنابراین استیبنیت در fO_2 متوسط و مقادیر pH زیر ۸ پایدار است، هرچند میزان حلالیت آن در pH بالاتر افزایش می‌یابد. کاهش pH نیز می‌تواند عامل مهمی در ته‌نشینی استیبنیت در گستره H_2S باشد [۳۵]. استیبنیت موجود در منطقه سفیدسنگ همراه با پیریت است و به‌طور معمول، این کانی در گستره پایداری پیریت قرار می‌گیرد. این کانی در pH پایین‌تر، در گستره H_2S و در fO_2 بالاتر، توسط فازهای مربوط مختلف جایگزین پیریت می‌شود (شکل ۲۱) احتمالاً در شرایط اکسایشی و fO_2 بالا و در حضور سیالات غنی از HSO_4^- ، استیبنیت پایداری خود را از دست داده و به اکسیدهای آنتیموان از جمله سنارمونیت (Sb_2O_3) تبدیل می‌شود (شکل ۲۱). پایداری سنارمونیت به شرایط اکسایشی و فعالیت‌های غیرمعمول بالای آنتیموان در سیالات کانسار ساز بستگی دارد. به‌بیان دیگر، هنگامی که سیالات گرمایی اکسیدکننده، کانی‌زایی آنتیموان را تحت تأثیر قرار می‌دهند، سنارمونیت تشکیل می‌شود [۳۵]. کانسار سفیدسنگ افزون بر استیبنیت، دارای مقداری طلا نیز هست. طلا عمدتاً در رگه‌های همراه با پیریت مشاهده می‌شود. این دو فلز در مکان‌هایی تشکیل می‌شوند که قادر به فراهم کردن شرایط قلیایی لازم برای انتقال آن‌ها باشند. برای تشکیل کانسار استیبنیت و طلا، نیاز به سنگ‌هایی است که توانایی زیادی در ایجاد محیط‌های اسیدی داشته باشند [۳۴]. یک سیال نسبتاً قلیایی و اندکی کاهیده، می‌تواند حاوی آنتیموان و طلا باشد. نهشته‌های طلا در پاسخ به اکسایش، کاهش، افزایش یا کاهش pH تشکیل می‌شوند، اما تشکیل استیبنیت همراه با طلا تنها می‌تواند در نتیجه اسیدی شدن سیالات کانسار ساز رخ دهد [۳۴]. سنگ‌های میزبان کانسار سفیدسنگ، از نوع سنگ‌های اسیدی همراه با مقدار زیادی کانی‌های فیلسیلیکاته هستند. این سنگ‌ها ظرفیت بالایی در تغییر pH به سمت مقادیر مناسب برای تشکیل کانه دارند. با این حال، بدون در نظر گرفتن دما، تشکیل کانی‌های سولفیدی مانند پیریت، که راه دیگری برای اسیدی شدن محیط است، ممکن است در فراهم آوردن شرایط لازم برای تشکیل استیبنیت و طلا در کانسار سفیدسنگ نقش مؤثری داشته باشد. نکته قابل توجه این است که کانی‌زایی طلا در دمای بالاتری نسبت به استیبنیت رخ می‌دهد. بنابراین، می‌توان گفت

حلالیت طلا نسبت به استیبنیت وابستگی بیشتری به دما دارد. از آنجا که کاهش دما عامل مهمی در تشکیل استیبنیت است، تنها راهی که سبب نهشته شدن هر دو فلز در طی سرد شدن می شود، خنثی شدن سیال به کمک یک مجموعه کانی سولفیدی و در نتیجه، کاهش پیشرونده $a_{\text{H}_2\text{O}}$ است [۳۴].



شکل ۲۱ نمودار pH- log fO₂ ترسیم شده در دمای ۲۴۰ درجه سانتی گراد و $\Sigma a_s = 0.01$ ، پایداری استیبنیت و پیریت را در سیستم Fe-Sb-S-O در کانسار سفیدسنگ نشان می دهد.

ویژگی های کانسار سفیدسنگ

کانی زایی آنتیموان-طلا در منطقه سفیدسنگ را می توان به کانسارهای آنتیموان مرتبط با زون های برشی که در فاصله ای از موتور حرارتی تشکیل شده اند، تشبیه کرد. وجود سنگ های میلونیتی و زون های برشی در این کانسار، بیانگر حضور استرین های برشی بالا در منطقه است. به نظر می رسد زون های برشی در این منطقه از نوع شکل پذیر باشند. در این نوع زون ها، ناپیوستگی در عرض زون های برشی وجود ندارد و سنگ ها تحت تأثیر فرایندهای تغییر شکل پلاستیک، دگرشکل شده اند. رگه های سیلیسی موجود در منطقه، دارای دو روند غالب NW-SE و NE-SW هستند که متأثر از ویژگی های ساختاری سنگ ها و درون گسل ها تشکیل شده اند و نشان دهنده تأثیر دو سیستم تکتونیکی بر منطقه هستند. کانی زایی عمدتاً با رگه هایی همراه است که دارای روند NE-SW هستند. سنگ های دیواره رگه های سیلیسی تحت تأثیر فعالیت سیالات گرمابی برشی شده اند که نشان می دهد سیالات گرمابی هنگام رسیدن به سطح زمین، با کاهش فشار، سبب برشی شدن سنگ های اطراف رگه های سیلیسی شده اند. احتمالاً این سیالات، سیلیس را از سنگ های واقع در مسیر حرکت خود شسته و در سنگ های اطراف رگه های سیلیسی بر جای گذاشته اند. غنی بودن منطقه از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، نشان می دهد که در سنگ های میزبان مقدار زیادی سولفید آهن وجود داشته است که تحت تأثیر سیالات گرمابی به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده اند. رگه های تک فلزی

آنتیموان موجود در زون‌های برشی، از نوع مزوترمال محسوب می‌شوند [۳۶]. بر اساس آنالیزهای حرارت‌سنجی، رگه‌های سیلیسی کانسار سفیدسنگ در بازه‌ای ترمال تا مزوترمال قرار می‌گیرند. وجود دگرگونی در حد رخساره‌ی شلیست سبز در سنگ‌های میزبان و ارتباط شدید میان توده‌ی گرانیتوئیدی و شلیست‌ها، این احتمال را تقویت می‌کند که ماگماتیسم و دگرگونی به‌طور همزمان در تحرک عناصر و کانی‌زایی نقش داشته‌اند. در این کانسار، هیچ‌گونه شواهدی از فعالیت‌های آتشفشانی مشاهده نشده است. با توجه به عدم حضور این شواهد، به نظر می‌رسد سیالات کانسار ساز ارتباطی با فعالیت‌های آتشفشانی نداشته باشند. از سوی دیگر، وجود توده‌های گرانیتوئیدی در کانسار سفیدسنگ و وقوع کانی‌زایی در آن‌ها، نشان می‌دهد که سیالات کانسار ساز - و به عبارتی کانی‌زایی - با توده‌ی گرانیتوئیدی که به‌عنوان موتور حرارتی عمل کرده است، مرتبط می‌باشد. در ادامه، کانسار سفیدسنگ در جدول ۵ با کانسارهای شورچاه، سفیدآبه و کانسارهای آنتیموان-طلای Halikoy و Emirli در غرب ترکیه مقایسه شده است. بر اساس داده‌های این جدول، کانسار آنتیموان-طلای سفیدسنگ بیشترین شباهت را به کانسارهای شورچاه و همچنین Halikoy و Emirli در ترکیه دارد.

جدول ۵ مقایسه کانسار سفیدسنگ با شورچاه، سفیدآبه و کانسار آنتیموان - طلا Halikoy و Emirli

ویژگی	کانسار آنتیموان-طلا سفیدسنگ [۴۱]	کانسار آنتیموان-طلا شورچاه [۴۰، ۹]	کانسار آنتیموان سفیدآبه [۳۸، ۳۹]	کانسار آنتیموان-طلا Emirli و Halikoy [۳۷]
سنگ میزبان	سنگ‌های گرانیتوئیدی	سنگ‌های گرانیتوئیدی و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده	واحدهای کنگلومرایی برشی شده	گرافیت‌شلیست و میکاشلیست
ساخت و بافت	رگه‌ای برشی، پرکننده فضاهای خالی و پراکنده	رگه‌ای برشی، پرکننده فضاهای خالی، اسکلتی و پراکنده	رگه‌ای برشی، پرکننده فضاهای خالی، دانه‌های و ستونی	لنزهای استراتی باند، توده‌ای، رگه‌ای نامنظم، برشی، پرکننده فضاهای خالی
سن سنگ میزبان	در سنگ‌های ائوسن - الیگوسن	ائوسن - الیگوسن	ائوسن - الیگوسن	ائوسن آغازین - الیگوسن آغازین
دگرسانی	آرژیلیک، پروپیلیتیک، فیلیک، پتاسیک، سدیم متاسوماتیزم، سیلیسی، کربناتی، رسی	سیلیسی، سریسیتی، آرژیلیک	سیلیسی، فلدسپاتیک	سیلیسی آرژیلیک کربناتی

نقش تکتونیک منطقه و عوامل کنترل کننده	مجموعه گسل‌های تراستی و شکستگی‌ها که منجر به کانی‌زایی به صورت رگه‌ای شده‌اند	مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها که منجر به کانی‌زایی به صورت رگه‌ای شده‌اند	در اثر تکتونیزه شدن درز و شکاف ایجاد شده که سبب کانی‌زایی شده است	شبکه‌ای از شکستگی‌ها حاصل از تکتونیک کششی در کانی‌زایی نقش داشته است
کانی‌شناسی	استیبت، پیریت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت	استیبت، پیریت، کالکوپیریت، ارسینوپیریت، طلا، هماتیت، گوتیت	استیبت، پیریت، استیکونیت، سنارمونیت، والنیتینیت، سروانتیت	استیبت، پیریت، کالک پیریت، گالن، آرسینوپیریت، طلا، مارکاسیت، رآلگار، اورپیمینیت، سینابر، آسفالریت، سولفوسالت
ترکیب و دمای تشکیل کانسار	شوری ۳/۵۶ تا ۰/۲۱ درصد نمک طعام و دمای ۳۱۵ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد	شوری ۵/۷۱ تا ۰/۲۱ درصد نمک طعام و دمای ۳۲۸ تا ۱۴۶ درجه سانتیگراد	شوری ۱۲ درصد نمک طعام و دمای ۱۷۰ درجه سانتیگراد	شوری ۰/۸ تا ۷/۱ درصد نمک طعام و دمای ۲۳۲ تا ۳۰۷ درجه سانتیگراد
باطله	کوارتز	کوارتز	کوارتز	کوارتز
	رگه‌ای استیبنیت-کوارتز	رگه‌ای استیبنیت-کوارتز اپی‌ترمال	رگه‌ای اپی‌ترمال	رگه‌ای اپی‌ترمال

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات میانبارهای سیال و کانی‌زایی در کانسار آنتیموان-طلائی سفیدسنگ، این کانسار احتمالاً از نوع رگه‌های سیلیسی استیبنیت-طلادار است که سیالات کانسار ساز آن از مؤلفه‌های جوی با دمای پایین و شوری کم تشکیل شده‌اند. کانی‌زایی استیبنیت-طلا، دگرسانی‌ها و فعالیت‌های تکتونیکی، ارتباط نزدیکی با یکدیگر دارند. تداوم فعالیت‌های تکتونیکی پس از جایگیری توده گرانیتوئیدی، در امتداد گسل‌های امتدادلغز، سبب بالآمدن این توده و دگرشکلی و میلونیتی شدن آن شده است. این فعالیت‌های تکتونیکی، باعث ایجاد گسل‌ها، درزها، شکستگی‌ها و میلونیتی شدن توده شده‌اند که مسیر حرکت سیالات هیدروترمالی را فراهم ساخته‌اند. سیالات جوی از طریق گسل‌ها، درزها و شکستگی‌های موجود به اعماق راه یافته و دمای آن‌ها در اثر برخورد با توده گرانیتوئیدی افزایش یافته است. در اثر این افزایش دما، مسیر سیالات تغییر کرده و احتمالاً در مسیر حرکت خود، عناصر را از سنگ‌های اطراف شسته و با خود حمل کرده‌اند.

نفوذی‌های فلسپیک تا حدواسط موجود در منطقه منبع بسیار خوبی برای فلزهای آنتیموان و طلا باشند با توجه به مقدار بالای آنتیموان (تا ۲۳/۶ پی‌پی‌ام) در آنالیزهای توده گرانیتوئیدی، این توده می‌تواند منشأ این عنصر باشد. عناصر پس از

شسته شدن از توده گرانیتوئیدی، حمل شده و در نهایت، با کاهش فشار و دما در نزدیکی سطح زمین و با تأثیر فلیت‌ها بر سیالات هیدروترمالی، شرایط تشکیل استینیت و طلا مهیا شده است. به احتمال زیاد، طلا در نزدیکی و مرکز موتور حرارتی و استینیت در فاصله دورتر از آن تشکیل شده است.

کتابنگاری

1. Jafarrad, A., Delavar, S.T., Rahimi, M., and Sadeghi, M., "*A Study of Antimony Deposits in Iran and the World*", Geological Survey and Mineral Explorations of Iran, Topical Report No. 2, (2001).
2. Yang, Z., Hou, Z., Meng, X., Liu, Y., Fei, H., Tian, S., Li, Z. and Gao, W., "*Postcollisional Sb and Au mineralization related to the South Tibetan detachment system, Himalayan orogeny*", Ore Geology Reviews, 36(1), (2009), p 194–212.
3. Neiva A. M. R., Andr  s P., Ramos J. M. F., "*Antimony quartz and antimony- gold quartz veins from northern Portugal*", Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement 70 (2006) A442-A442.
4. Gumiel, P. and Arribas, A., "*Antimony Deposits in the Iberian Peninsula*", Economic Geology, 82(6), (1987): p1453–1463.
5. Boomeri, M., "*Ore deposits and mineral indexes of Sistan and Baluchestan province*", 6th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, (2014).
6. Boomeri, M., Mojadadi, H., Biabangard, H., "*Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiaban areas, southeastern Iran*", Petrology, 9(35), (2018), p 193– 216.
7. Boomeri, M., Moradi, R., Stein, H., Bagheri, S., "*Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran*". Ore Geology Reviews ,104, (2019), p 477–494.
8. Mojadadi Moghadam., H, Boomeri., M and Biabangard., H, "*Investigation of Antimony mineralization and mass transfer in host rocks, Baout, west of Zahedan (southeast of Iran)*", Journal of Economic Geology, No. 4, (2021), p 2008-7306.
9. Moradi, R., Boomeri, M., Bagheri, S., and Zahedi, A., "*Determination of Physicochemical Conditions and Controlling Factors of Mineralization Using Ore Microscopy, Paragenetic Relationships, and Fluid Inclusions in the Shurchah Stibnite– Gold Deposit, Southeast of Zahedan*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, Years 23, (2015), No. 1, pp. 121–134.
10. Aghanabati, S. A., "*Geology of Iran*", Geological Survey of Iran, (2004) p 707.
11. Tirrile, R., Bell, L. R., Griffis, R. J., Camp, V. E., , "*The Sistan suture zone of eastern Iran*", Geological Society of America, Vol. 84, (1983) pp. 134-150.
12. Boomeri, M., "*Mineral deposits and deposits of Sistan and Baluchestan*", 6th National Conference of Economic Geology Society of Iran, Zahedan, Iran, (2014),
13. Biyabangard, H., Setovan, M., "*Petrology, geochemistry and origin of Hesaruyeh granitoid body, west of Zahedan, southeast Iran*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, (2021) pp 315–328. ..
14. Berberian, M., King, G. C. P., "*Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*", Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 18, (1981) pp. 210-265.
15. Lameyre J., Bowden P., "*Plutonic rock typeseries: discrimination of various granitoid series and related rocks*", Journal of volcanology and geothermal research, 14(1982), 169.

16. Barbarin B., "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments", *Lithos*, 46(1999), 605– 626.
17. Boomeri, M., Lashkaripour, Gh., Gorgich, M.N., "Petrogeochemistry of the Zahedan Granitic Rocks", Research Project, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, (2004).
18. Camp, V. E., Griffis, R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone , Eastern Iran", *Lithos*, Vol. 15,(1982) p. 221- 239
19. Boomeri, M., Mojadadi, H., and Biabangard, H., "Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiaban areas (southeastern Iran)", *Petrology*, 9 th Year, No. 35, (2018)
20. Berberian, M., "Geological map of Zahedan quadrangle (1:100000)", Geological Survey of Iran (1983).
21. Whitney, D. L. and Evans, B. L., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist*, Volume 95,(2010) p 185–187.
22. Roedder, E., "Fluid inclusions" In *Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy*, Vol. 1,(1984), 2644p.
23. Nash. J. T., "Fluid inclusion petrology data from porphyry copper deposits and applications to exploration", U.S. Geological Survey Professional, (1976), p. 907D.
24. Petrichenko. O. I., "A Methods of study of inclusions in minerals of saline deposits, *Naukova Dumka, Kiev*", In: Fluid Inclusions Research Proceeding of COFFI, Vol. 12, 1977, pp. 214-274.
25. Bodnar, R.J., Sterner, S.M., Hall, D.L., "Salinity: a fortran program to calculate compositions of fluid inclusions in the system NaCl-KCl-H₂O", *Computers and Geosciences*, Vol. 15, (1989), pp. 19-41.
26. Collins, P. L. F., "Gas hydrates in CO₂- bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity", *Economic Geology*, Vol. 74,(1979), pp 1435- 1444.
27. Bodnar. R., "A metod of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PV-T-X properties of inclusion fluid", *Economic Geology* 78, (1983), p 535-542.
28. Shepherd, T. J., Rankin. A. H, Alderton. D. H. M. A., "Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie", USA Chapman and Hall New York, (1985), p 239p.
29. Simmons, W., Shepherd, T.J., Rankin, A.H., and Alderton, D.H.M., "Practical Guide to Fluid Inclusion Studies", Danial-e Tabriz Publishing, Tabriz, (2014), 288 p.
30. Wilkinson, J. J., "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits", *Lithos*, v.55,(2001), p.229-272.
31. Hedenquist, J. W., 1987, "Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal system in the Circum-Pacific Basin", In: Horn, M. K., Editor, Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4th, Singapore, 1986, Transactions: American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, pp.513-524.
32. Rossetti, P and Colombo, F., "Adularia- sericite gold deposits of Marmato(Caldas, Colombia): Field and petrographic data", In: Mc Caffrey, K. J. W., Lonergan, L. and Wilkinson, J. J., Editors, 1999. Fractures, Fluid Flow and Mineralization, Geological Society of London, Special Publications, Vol. 155, (1999).
33. Grant. J. N, Halls. C., "Sheppard. S. M. F, and Avila. W, Evolution of the porphyry in deposits of Bolivia", *Mining Geol. (Japan) Spec. Issue* 8, (1980), 151- 173.
34. Williams-Jones, A. E., Normand, C., "Controls of mineral parageneses in the system Fe-Sb-S-O", *Economic Geology* 92, (1997) , p 308-324.
35. Normand, C., Gauthier, M., Jébrak, M., "The Québec Antimony deposit: An example of gudmundite-native antimony mineralization in the ophiolitic mélange of the southeastern Québec Appalachians", *Economic Geology* 91,(1996), p 149-163.

36. Dill, H. G., “*The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zircon*”, Earth Science Reviews,(2009), 930p.
37. Migrac, A., H. Mustafa, O., Charlie J, M and Baruch, S., “*Geology, mineralogy and geochemistry of the gold-bearing stibnite and cinnabar deposits in the Emirli and HalVko'y areas (Odemis, Izmir, West Turkey)*”, Ore Geology Reviews 29, (2006), p 19–51.
38. Yaghoubpour, A., and Asadi Karam, A., “*Geochemical and Fluid Inclusion Studies of the Sefidabeh Antimony Deposit in the Northwest of Asagi Mountain (North of Sistan and Baluchestan)*”, 9th Symposium of the Geological Society of Iran, Tarbiat Moallem University of Tehran, pp. 396–403, (2005).
39. Farshidpour, J., “*Genesis of the Sefidabeh Antimony Deposit*”, M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, p. 125, (2012).
40. Moradi, R., “*Style and Origin of Antimony and Gold Mineralization in Shurchah, Southeast of Zahedan*”, M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, p. 158, (2011).
41. Marzi, M., “*Mineralogy, alteration and origin of Sb and Au mineralization in Sefidsang, South of Zahedan*”, M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, p. 255, (2016).