



مطالعه کانی‌شناسی و شرایط تشکیل کانسنگ باریت شانجان، شمال شبستر، شمال غرب ایران*

لیلا زلفی^۱، وارطان سیمونز^{۲*}

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، اهر، ایران

۲- استادیار زمین‌شناسی اقتصادی، مرکز تحقیقات علوم پایه، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: Simmonds_vartan@yahoo.co.uk

دریافت مقاله: ۱۳۹۳/۱۰/۱۵، پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۱۲/۸

چکیده

معدن باریت شانجان در دامنه جنوبی رشته‌کوه میشو در شهرستان شبستر قرار دارد. کانی‌سازی در این معدن به صورت تعدادی رگه ناپیوسته و عدسی شکل است که در سنگ‌های شیلی و شیستی سازند کهر رخ داده‌اند. ماده معدنی دارای ماهیت بلورین بوده و عیار میانگین BaO در آن ۵۴/۷۳ درصد است. ابعاد بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و الواری آن تا ۲ سانتی‌متر نیز می‌رسد. ضخامت رگه‌های اصلی حدود ۱ متر بوده و در ارتفاعات بالاتر، رگه‌های باریک‌تر با ضخامت ۱۰ تا ۲۰ سانتی‌متر نیز دیده می‌شوند. این رگه‌ها توسط رگه‌های باریک کوارتز متوسط تا ریزبلور قطع شده‌اند. همچنین در داخل رگه‌های باریت، کانی‌سازی سولفیدی بصورت پرکننده فضاهای خالی و نیز رگه‌های وجود دارد که عمدتاً شامل کالکوپیریت با مقادیر جزئی پیریت و گالن است. میانبراهای سیال موجود در رگه باریت عمدتاً از نوع دوفازی و با درجه پرشدگی بیش از ۸۰ درصد هستند که حاکی از دمای پایین سیال کانه‌ساز است. ترکیب ایزوتوپی گوگرد نمونه‌های باریت و کالکوپیریت (به ترتیب ۳۹/۱۱-۳۷/۸۱ و ۲۲/۵۲-۲۱/۴۶ درصد) نشان می‌دهد که گوگرد به احتمال زیاد از آب‌های سازندی به‌دام افتاده در شیل‌های سازند کهر که خود حاوی پیریت‌های فرمونییدال (تمشکی) و مواد آلی هستند منشأ گرفته، چرا که ترکیب ایزوتوپی گوگرد باریت بسیار نزدیک به مقادیر سولفات‌های دریایی اواخر پرکامبرین است. همچنین تجزیه‌های انجام‌شده بر روی واحدهای آتشفشانی ریولیتی و شیلی سازند کهر، حاکی از فراوانی بالای باریت در این سنگ‌ها بوده و احتمالاً منشأ باریت مورد نیاز برای تشکیل باریت از این سنگ‌ها بوده است.

واژه‌های کلیدی: باریت، شانجان، کانی‌سازی رگه‌ای، میانبر سیال، ایزوتوپ پایدار

۱- مقدمه

نفت، به‌عنوان کانی بی‌ارزش و در معدنکاری، به‌عنوان باطله به شمار می‌رفت. در واقع، توسعه و توجه به اکتشاف و استخراج این کانی در سراسر جهان، عمدتاً به دلیل نیاز به آن در صنعت نفت بوده است. حدود ۹۰ درصد از باریت تولیدی جهان، به دلیل وزن مخصوص بالا، خنثی‌بودن از نظر شیمیایی و قیمت مناسب، در صنایع حفاری (گل حفاری) و بقیه آن در مصارف صنعتی و پزشکی به کار می‌رود. گل حاصل از این کانی به دلیل وزن مخصوص بالا و با تشکیل کیک گلی در دیواره چاه‌ها، از ریزش دیواره جلوگیری می‌کند و در عین حال، مواد کنده‌شده از کف چاه را به حالت غوطه‌ور از چاه خارج می‌کند (Alatorre et al., 1998).

رخداد کانی‌سازی باریت در چندین محل در کوه‌های میشو گزارش شده است که از آن جمله می‌توان به معدن باریت دریان، شانجان و پیربالا اشاره کرد. افزون بر این، کانی‌سازی‌های مشابهی در کوه‌های مورود در ۳۰ کیلومتری شمال شرق میشو وجود دارد.

کانسنگ باریت شانجان در دامنه جنوبی رشته‌کوه میشو در شمال غرب روستای شانجان با مختصات جغرافیایی ۴۵° ۴۰' ۵۵" شرقی و ۱۷° ۴۱' ۳۰" شمالی در ارتفاع ۲۴۶۵ متری، نزدیک قله یکی از ارتفاعات میشو واقع

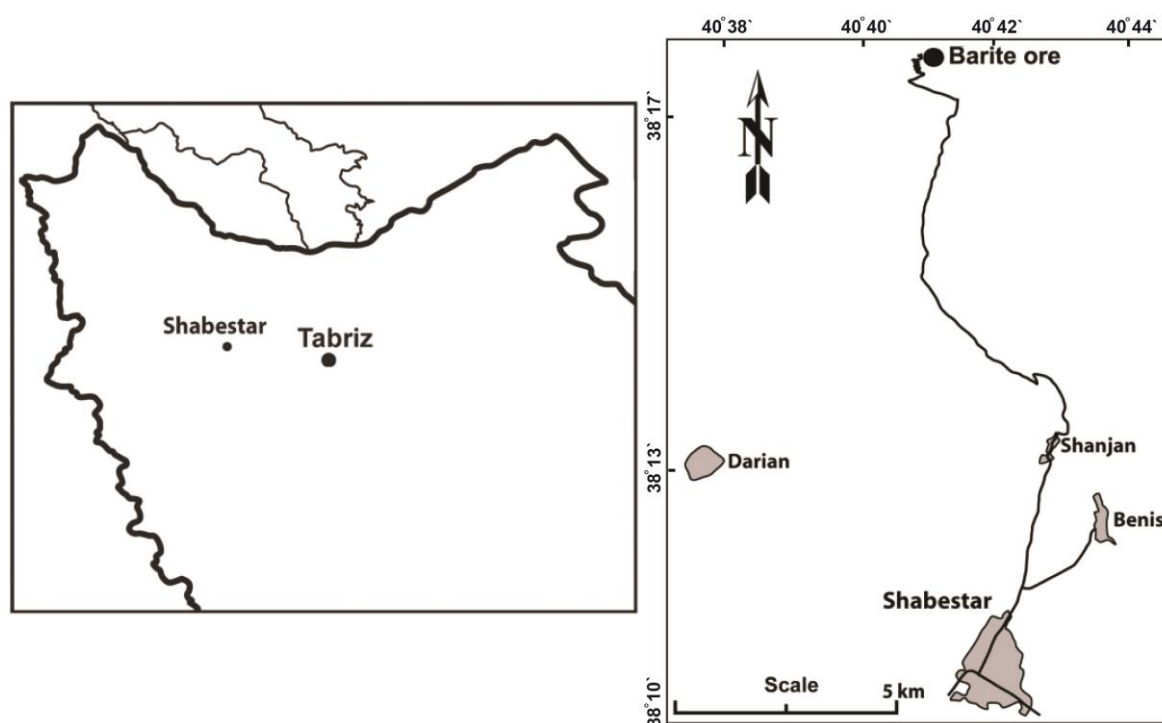
باریت با ترکیب شیمیایی BaSO₄ فراوان‌ترین فاز متبلور طبیعی باریت در سیستم ارتورمبیک و رده دوهرمی (دی‌پیرامیدال) بوده و با چگالی بالا (۴/۵-۴/۲ gr/cm³)، رنگ سفید، بلورهای تیغه‌ای و سختی پایین (۳/۵-۲/۵ در مقیاس موس) مشخص می‌شود. این کانی به صورت باطله در رگه‌های گرمابی و همراه با کانسنگ‌های نقره، سرب-روی، کبالت، منگنز و آنتیموان و گاه در واحدهای آهکی همراه با کلسیت، و نیز در رس‌های حاصل از فرسایش سنگ‌های آهکی یافت می‌شود. این کانی همچنین گاهی به صورت سیمان ماسه‌سنگ‌ها و به ندرت به صورت رسوبات حاصل از فعالیت چشمه‌های آبگرم دیده می‌شود (Milovsky & Kononov, 1985; Deer et al., 1991; Klein & Hurlbut, 2001).

ویژگی شاخص این ماده معدنی، وزن مخصوص بالای آن است که در مقایسه با سایر مواد غیرفلزی بسیار سنگین است. از نظر نحوه تشکیل، کانسارهای باریت به سه صورت (الف) رگه‌ای و پرشدگی فضاهای خالی، (ب) تجمع ثانویه یا برجای مانده (ج) ذخایر رسوبی و آتشفشانی-رسوبی لایه‌ای رخ می‌دهند (قربانی، ۱۳۸۶). باریت تا شروع حفاری‌های اکتشافی

* این مقاله مستخرج از پایان‌نامه کارشناسی ارشد می‌باشد.

هدف از این مقاله، بررسی نحوه رخداد کانی‌سازی باریت در منطقه شانجان است که در این راستا، به منظور تفسیر شرایط تشکیل و منشأ کانسنگ، سنگ‌نگاری کانسنگ باریت و کانه‌نگاری کانی‌های سولفیدی و همچنین تعیین ترکیب ایزوتوپی گوگرد کانسنگ باریت و کانی‌های سولفیدی مطالعه شده است.

است. جاده اصلی دسترسی به این محدوده، از روستای شانجان در شمال شبستر (استان آذربایجان شرقی) گذشته و پس از عبور از پل شمال شانجان، از تراس جنوبی و سپس غربی دره تا درون محدوده اکتشافی ادامه می‌یابد. این جاده از نوع خاکی درجه ۲ بوده و انتهای آن شیب تندی دارد (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی معدن باریت شانجان

SerCon 20-22 Elementar vario ISOTOPE cube متصل به IRMS انجام گرفت. نمونه‌ها در دمای 1150°C در داخل یک رآکتور احاطه‌شده با اکسید تنگستن سوزانده شدند. بلافاصله پس از سوزاندن، گازهای متعادل‌شده با استفاده از مس عنصری در دمای 880°C احیا شده و سرانجام از میان یک رآکتور بافرکننده مملو از تراشه‌های کوارتزی با دمای 900°C عبور داده شدند. سپس SO_2 و CO_2 از هم تفکیک و به تله انداخته شدند و در نهایت تله جاذب SO_2 حرارت داده شده و نمونه SO_2 برای اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپی، مستقیماً وارد دستگاه IRMS شد. به‌منظور محاسبه مقادیر دلتای پیک نمونه، از یک گاز SO_2 مرجع استفاده شده است. همچنین از استانداردهای آزمایشگاهی S-1، S-2، S- و S-3 استفاده شده است. تکرارپذیری بلندمدت این روش $\pm 0.4\%$ است.

۳- بحث و بررسی

۳-۱- زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه به‌عنوان بخشی از آذربایجان، به دلیل پیچیدگی‌های زمین‌شناسی حاکم بر این زون و تنوع رخدادهای

۲- روش تحقیق

این مطالعه در سه مرحله بررسی‌های کتابخانه‌ای، صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در مرحله کتابخانه‌ای، کلیه اطلاعات موجود در مورد منطقه و کانسنگ جمع‌آوری و بررسی شدند و سپس کارهای صحرایی شامل مطالعه زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه، مطالعه و نمونه‌برداری از رگه‌های معدنی و سنگ میزبان صورت گرفت. از نمونه‌های برداشت‌شده، ۱۰ مقطع نازک و ۵ مقطع صیقلی در آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز تهیه شد و مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری در آزمایشگاه زمین‌شناسی مرکز تحقیقات علوم پایه دانشگاه تبریز انجام شد. همچنین یک نمونه نیز برای تهیه مقطع دو بر صیقل جهت مطالعه میانبارهای سیال به سازمان زمین‌شناسی تبریز ارسال شد که مطالعه میکروسکوپی آن در دانشگاه پیام‌نور تبریز صورت گرفت. برای تعیین ترکیب اکسیدهای اصلی، از ۳ نمونه کانسنگ باریت تجزیه XRF شد. همچنین به‌منظور انجام مطالعات ایزوتوپی گوگرد، ۲ نمونه باریت خالص و ۲ نمونه کالکوپریت خالص تهیه شده از رگه‌های سولفیدی درون کانسنگ، برای تجزیه ایزوتوپی گوگرد به آزمایشگاه تحقیقات ایزوتوپی دانشگاه UC Davis کالیفرنیا ارسال شدند. ترکیب ایزوتوپی گوگرد با استفاده از

زمین‌ساختی، ماگمایی، دگرگونی و رسوبی، جایگاه یکسانی در تقسیم‌بندی‌های رایج زمین‌شناسی ایران ندارد. از این نظر، بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری-رسوبی نبوی، (۱۳۵۵) برای پهنه ایران، محدوده مورد مطالعه در زون البرز-آذربایجان واقع می‌شود، حال آنکه در تقسیم‌بندی (Alavi, 1991)، محدوده مورد مطالعه بخشی از زون تبریز-ساوه از زیرپهنه‌های ایران مرکزی به‌شمار می‌رود.

بخش عمده منطقه مورد مطالعه را سازند کهر با سن پرکامبرین تشکیل می‌دهد (PE_k) که میزبان رگه‌های باریت است (شکل ۲). این سازند قدیمی‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته در کوه‌های میشو (به‌ویژه در بخش مرکزی آن) است که شامل شیست و شیل‌های میکادار، مقدار کمی دولومیت استروماتولیتی، ماسه‌سنگ بسیار ریزدانه، توف و ریولیت و میان‌لایه‌هایی از آهک تیره‌رنگ بلورین و چرت‌دار است. این سازند به‌علت تحمل چندین فاز کوهزایی، کاملاً چین‌خورده و بسیار خرد شده است و نهشته‌های آن تا حد شیست سبز و اسلیت دگرگون شده‌اند. همچنین تعدادی توده نفوذی گابرویی، دیابازی، گرانیت قلیایی (آهنکوب، ۱۳۹۲) و گرانیتویدی نوع S میشو (شاهزیدی و همکاران، ۱۳۹۱؛ شاهزیدی، ۱۳۹۲) در فاصله کمی از محل کانی‌سازی باریت، به درون این سازند نفوذ کرده‌اند. مرز زیرین آن در منطقه مشخص نیست اما مرز بالایی آن با یک دگرشیبی احتمالی به‌وسیله دولومیت‌های چرت‌دار و استروماتولیت‌دار سازند سلطانیه (C_s) و باروت (C_b) پوشیده شده است. ضخامت این سازند در کوه‌های میشو بیش از ۱۰۰۰ متر است (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۳).

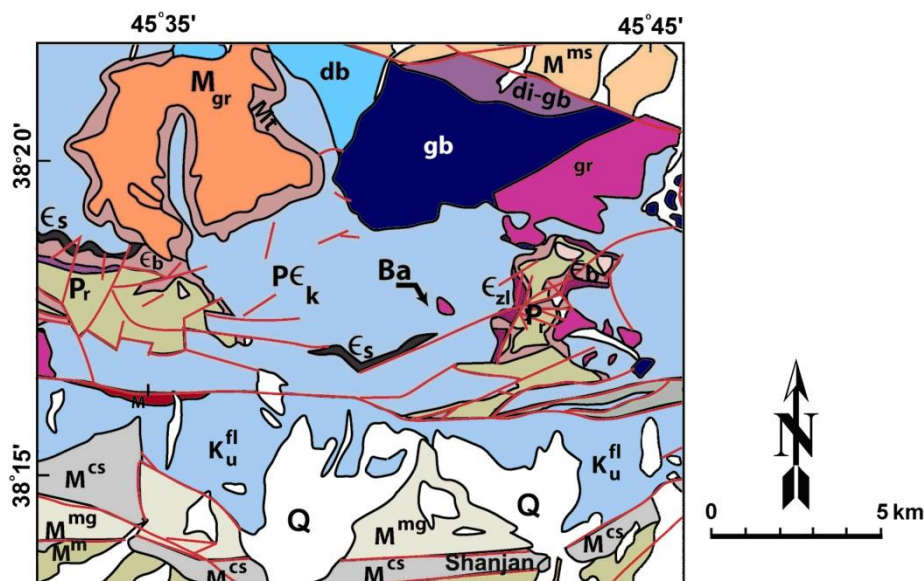
از دیگر واحدهای زمین‌شناختی رخنمون‌یافته در مجاورت منطقه مورد مطالعه می‌توان رسوبات کرتاسه بالایی (K_{II}^{fl}) متشکل از شیل‌های خاکستری و ماسه‌سنگ با سیمان آهکی و میان‌لایه‌هایی از آهک با رخساره فلیشی، نهشته‌های میوسن زیرین (M^{cs} , M^{ms} , M^{mg} , M^{m}) شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن و شیل سبز، خاکستری و قرمز رنگ و واحدهای رسوبی کواترنری (Q) شامل پادگانه‌های آبرفتی، مخروط‌افکنه‌ها، پهنه‌های رسی و نمکی را نام برد.

۳-۲- مشخصات کانسنگ

در بخش‌های مرکزی و شرقی کوه‌های میشو برونزدهای وسیعی از سنگ‌هایی گابرویی (gb, di-gb)، دیوریتی (db) و سنگ‌های تفریق یافته‌تر مشاهده می‌شوند که به درون سازند کهر نفوذ کرده و رسوبات قاعده پریمین (Pr) بر روی سطح فرسایش‌یافته این سنگ‌ها نهشته شده‌اند. سن توده‌های گابرویی، کربنیفر پسین تعیین شده است (آهنکوب، ۱۳۹۲). توده‌های دیابازی دارای اندازه بلورهای ریزتر از گابرو هستند. همچنین دایک‌های دیابازی با امتداد شمال غرب-جنوب شرق، در منطقه تزیق شده‌اند که اندازه بلورهای آنها متوسط تا ریزبلور با بافت میان‌دانه‌ای است.

برونزدهای بی‌شماری از توده گرانیت قلیایی میشو (gr) به رنگ گوشتی در نقاط مختلفی از کوه‌های میشو دیده می‌شوند که سازند کهر را قطع کرده‌اند. این توده‌های نفوذی، به درون سنگ‌های گابرویی نیز نفوذ کرده و سن تریاس پیشین برای آنها به‌دست آمده است (آهنکوب، ۱۳۹۲). ترکیب سنگ‌شناسی این واحدهای نفوذی در نقاط مختلف متفاوت است، که با افزایش پلاژیوکلاژ و کاهش کوارتز به سمت سینیت میل می‌کند (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۳). بافت غالب در نمونه‌های این توده‌ها، دانه‌ای هم‌بعد تا ناهم‌بعد، پرتیتی و میرمیکیتی است. این توده از نوع گرانیت‌های پس از برخورد حاشیه قاره‌ای نوع A رده‌بندی شده است (آهنکوب، ۱۳۹۲).

توده گرانیتویدی نوع S میشو (M_{gr}) متشکل از گرانودیوریت، مونوزوگرانیت، سینوگرانیت و گرانیت دو میکایی، عمدتاً در بخش‌های شمالی



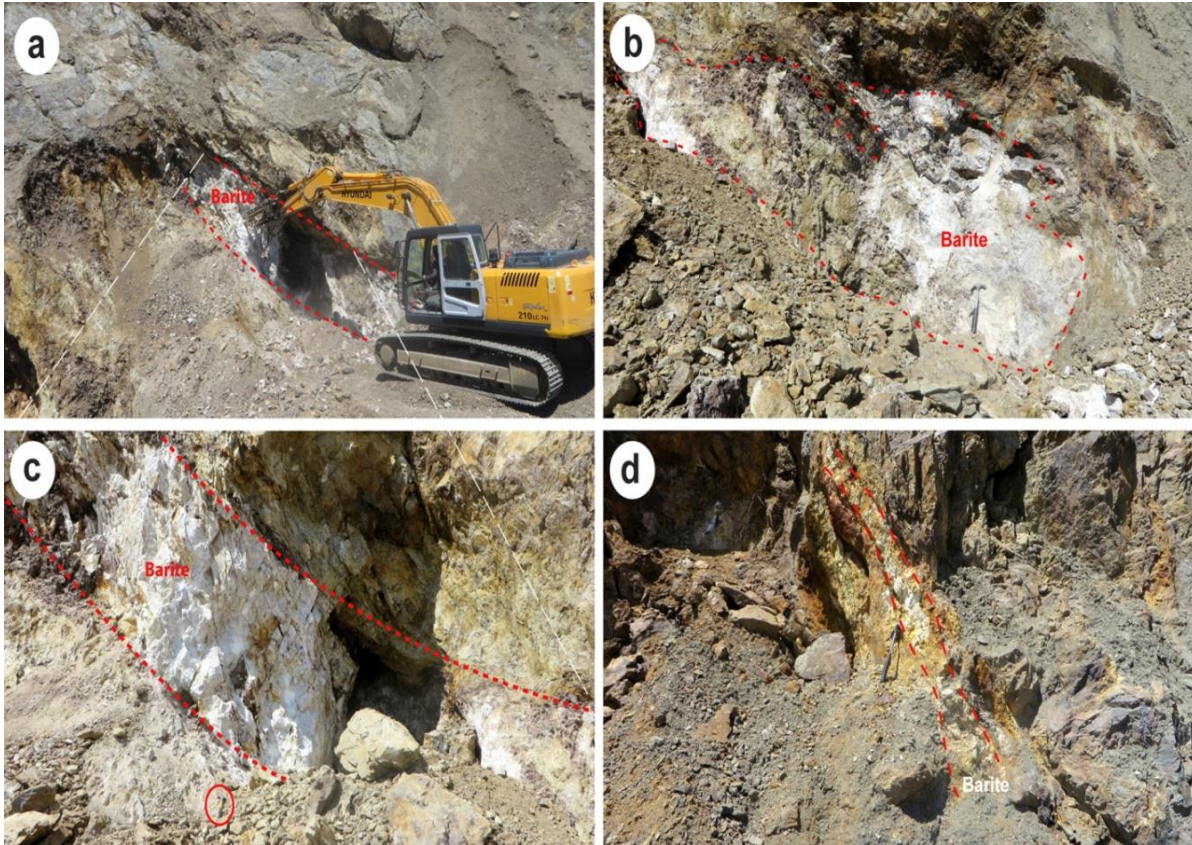
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرند؛ اسدیان و همکاران، ۱۳۷۳)

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی ۳ نمونه باریت از معدن شانجان به روش XRF

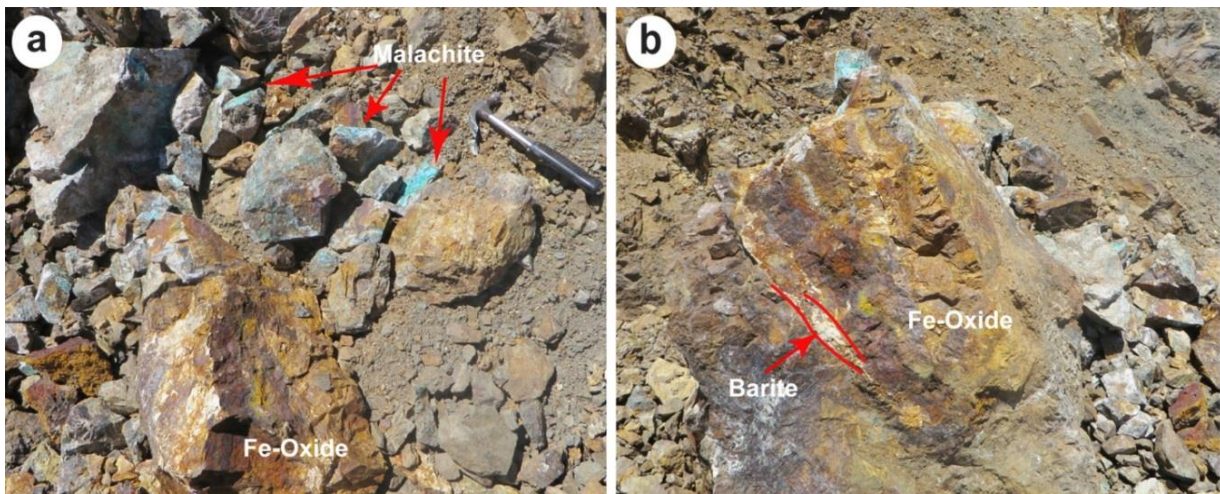
	A1	A2	A3
SiO ₂ (%)	۳/۵۰	۴/۴۵	۳/۴۷
Al ₂ O ₃ (%)	ناچیز	۰/۳۹	۰/۲۱
Fe ₂ O ₃ (%)	۰/۳۱	۰/۸۲	۰/۶۳
CaO (%)	۰/۵۴	۰/۲۸	۰/۴۵
MgO (%)	۰/۱۰	۰/۳۱	۰/۲۱
BaO (%)	۵۴/۶۳	۵۴/۶۶	۵۴/۹۰
P ₂ O ₅ (%)	n.d.	n.d.	n.d.
MnO (%)	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O (%)	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲
K ₂ O (%)	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۵
SO ₃ (%)	۳۸/۱۸	۳۸/۳۰	۳۸/۶۶
L.O.I (%)	۰/۴۵	۰/۵۱	۰/۴۵

سانتی‌متر می‌رسد و از همان امتداد رگه‌های باریت پیروی می‌کند. همچنین رگچه‌های ریزی از کانی‌های سولفیدی، رگه باریت را قطع کرده‌اند. آثار کانی‌سازی سولفیدی بین دانه‌ای و پراکنده در درون کانسنگ نیز مشهود است. بخشی از این کانی‌های سولفیدی در بخش‌های سطحی، متحمل اکسایش برونزاد شده و تا حد زیادی به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (لیمونیت- گوتیت) و کرنات مس (مالاکیت) تبدیل شده‌اند. (شکل ۴).

افزون بر کانی‌سازی باریت در منطقه، آثار کانی‌سازی سولفیدی نیز در درون کانسنگ و در مرز تماس آن با سنگ دیواره مشاهده می‌شود که از نظر توالی همزادی، به‌روشنی جوان‌تر از کانی‌سازی باریت بوده و آثار و شواهد قطع‌شدگی باریت توسط کانی‌های سولفیدی به‌روشنی آشکار هستند. در مرز بین رگه‌های باریت و سنگ دیواره، حجم زیادی کانی‌سازی سولفیدی رگه- رگچه‌ای رخ داده که ضخامت این زون مرزی گاه تا ۲۰



شکل ۳- تصاویر صحرایی از رگه‌های باریت در شانجان (دید به سمت شمال)

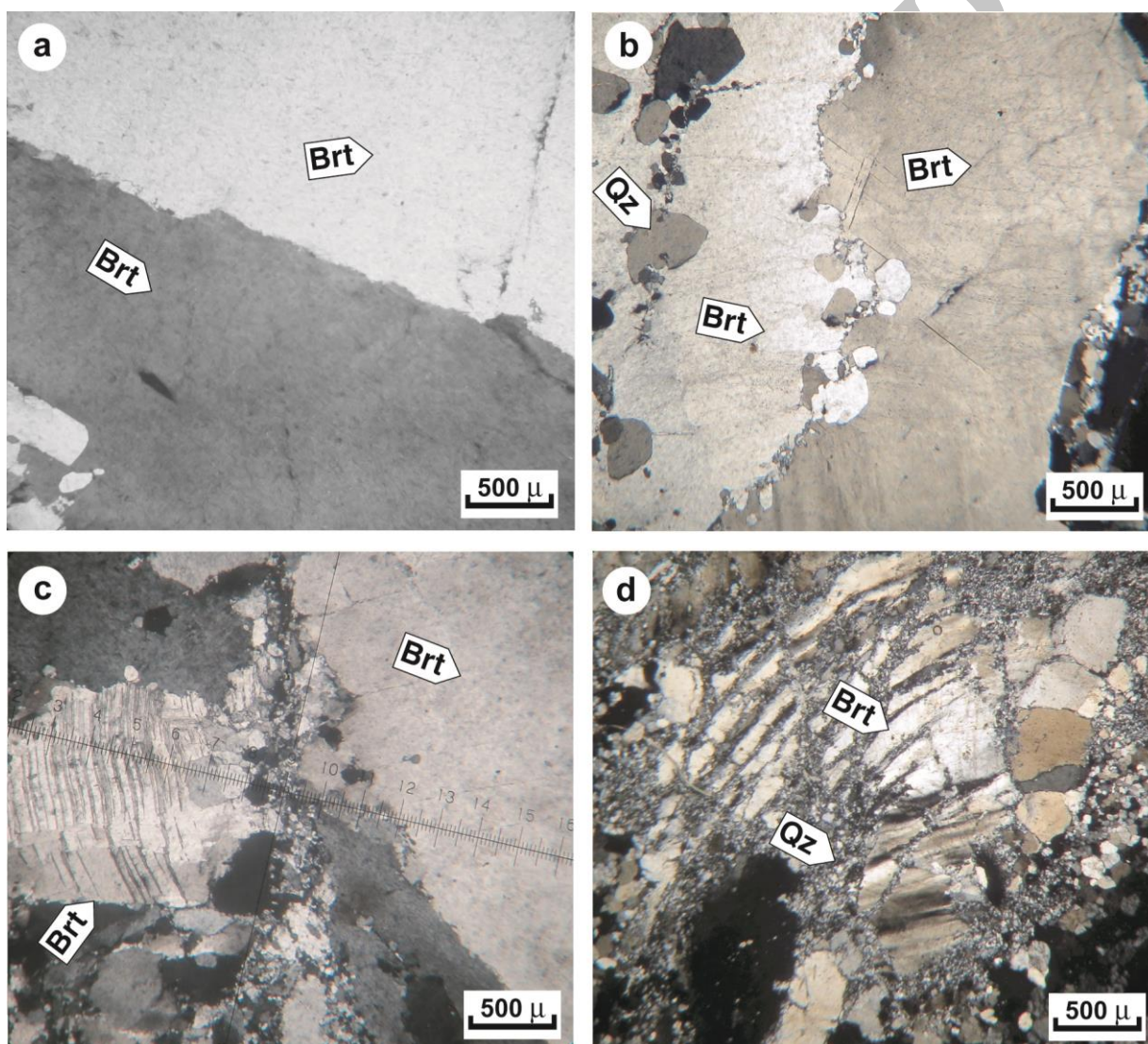


شکل ۴- اکسایش برونزاد کانی‌های سولفیدی و شکل‌گیری اکسیدها- هیدروکسیدهای آهن و مالاکیت

۳-۳- مطالعه میکروسکوپی رگه‌های معدنی باریت

بلندمدت با محلول‌های کانه‌دار باشد. برخی بلورهای باریت دوقلویی پلی‌سنتتیک نشان می‌دهند (شکل ۵c). این حالت بویژه در مجاورت شکستگی‌های پرشده توسط کوارتز و کانی‌های سولفیدی بیشتر مشهود است و بنابراین می‌توان رخداد دوقلویی را به تاثیر تنش‌های برشی نسبت داد (Pichler and Schmitt-Riegraf, 1997). در مجاورت بلافضل شکستگی‌های پرشده توسط کوارتز، خم‌شدگی دوقلویی بلورهای باریت در اثر دگرشکلی و فشار وارده مشاهده می‌شود (شکل ۵c). همچنین در مجاورت زون‌های برشی و خردشده، بلورهای بزرگ باریت در اثر فشارهای زمین‌ساختی وارده، خرد شده و نیز خاموشی موجی از خود نشان می‌دهند.

مطالعات میکروسکوپی انجام‌شده بر روی نمونه‌های کانسنگی باریت، نشانگر حضور بلورهای بزرگ شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار صفحه‌ای، الواری و گاه منشوری باریت هستند که اندازه بلورها در برخی نمونه‌ها تا ۲ سانتی‌متر در طول محور C بلورشناسی می‌رسد (شکل ۵). بافت آنها به‌صورت موزاییکی ناهمسان‌دانه است. مرز تماس بلورهای باریت گاهی ساده و در برخی موارد به‌صورت مضرس است (شکل ۵a, b). در حالت دوم، تنش‌های زمین‌ساختی موجود باعث فرورفتن بلورها در یکدیگر شده‌اند. حضور بلورهای بزرگ باریت می‌تواند نشانگر رشد آرام و نسبتاً بلندمدت آنها و بنابراین وجود تعادل



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از کانسنگ باریت. (a) بلورهای درشت باریت با مرز تقریباً مسطح و خطی. (b) بلورهای درشت باریت که در اثر فشارهای زمین‌ساختی، مرز مضرس و در هم رفته دارند و بلورهای کوارتز بعدی در محل مرز دو بلور تشکیل شده‌اند. (c) دوقلویی پلی‌سنتتیک با آثار خم‌شدگی در بلور باریت، که به‌ویژه در محل شکستگی‌ها و رگچه‌های کوارتزی مشاهده می‌شود. (d) گسیختگی بلور باریت از محل دوقلویی آن و پرشدن فضای ایجادشده توسط رگچه‌های کوارتزی تحت تاثیر تنش‌های زمین‌ساختی بعدی

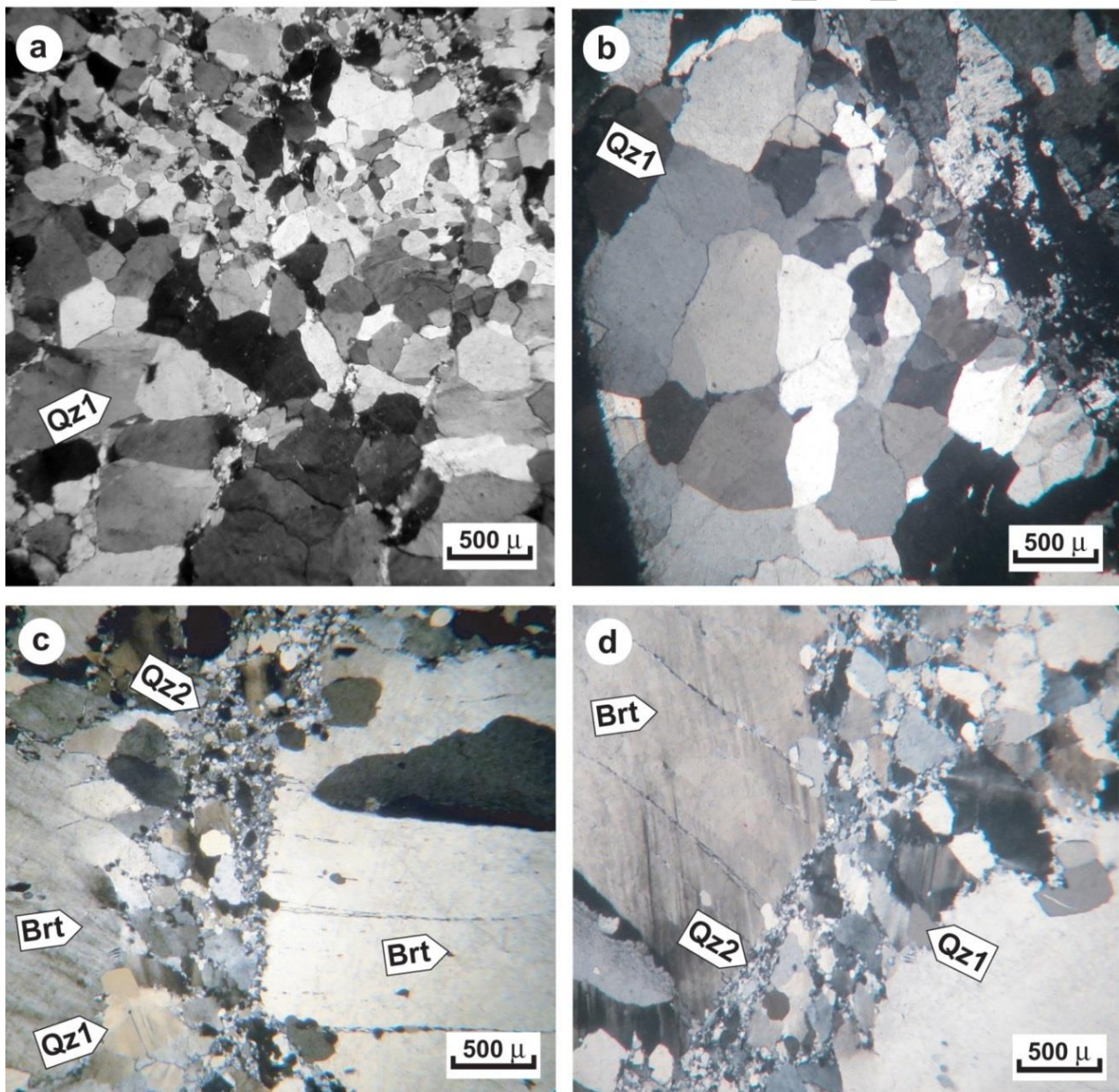
کوارتز

کوارتز، کانی باطله اصلی کانسنگ باریت است که عمدتاً شکستگی‌ها و زون‌های خردشده ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی پس از تشکیل کانسنگ باریت را پر می‌کند. بر اساس مطالعه مقاطع میکروسکوپی دو نسل کوارتز را می‌توان در درون این رگچه‌ها تشخیص داد (شکل ۶).

نسل اول به‌صورت بلورهای نسبتاً درشت تا متوسط نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با بافت ناهمسان‌دانه است (شکل ۶a, b). ضخامت شکستگی‌های حاوی این نوع رگچه‌ها تا ۵/۰ سانتی‌متر می‌رسد اما عمدتاً در حد ۱ تا ۲ میلی‌متر است. اندازه بلورهای این نسل بیشتر بین ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون است. در رگچه‌های کوارتزی این نسل، کانی‌سازی سولفیدی به‌صورت

پراکنده و پرکننده فضاهای خالی و گاه توده‌ای قابل مشاهده است. نسل دوم بلورهای کوارتز خیلی ریزدانه تا نهان‌بلور بوده و ابعادی در حد چند میکرون دارند و در ریزرگچه‌هایی با ضخامت حدود ۱۰ میکرون پر شده‌اند که این ریزرگچه‌ها، هم بلورهای درشت باریت را قطع کرده‌اند و هم در محل بازشدگی دوباره رگچه‌های نسل اول کوارتز پر شده‌اند (شکل ۶c, d).

این حالت نشانگر آن است که فعالیت زمین‌ساختی در منطقه به‌طور متناوب ادامه داشته است. ریزرگچه‌های کوارتزی نسل دوم حتی در مرز بین بلورهای درشت باریت یا گسیختگی‌های رخ داده در محل دوقلویی این بلورها شکل گرفته‌اند (شکل ۶d).



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از کانسنگ باریت. (a) و (b) رگچه‌های کوارتزی نسل اول که درشت‌بلور هستند. (c) و (d) رگچه‌های کوارتزی نسل دوم که ریز تا نهان‌بلور بوده و رگچه‌های نسل اول را قطع کرده و یا به‌دلیل بازشدگی دوباره، در درون آنها جای گرفته‌اند

کانی‌های سولفیدی

گرفته‌اند (شکل ۷c).

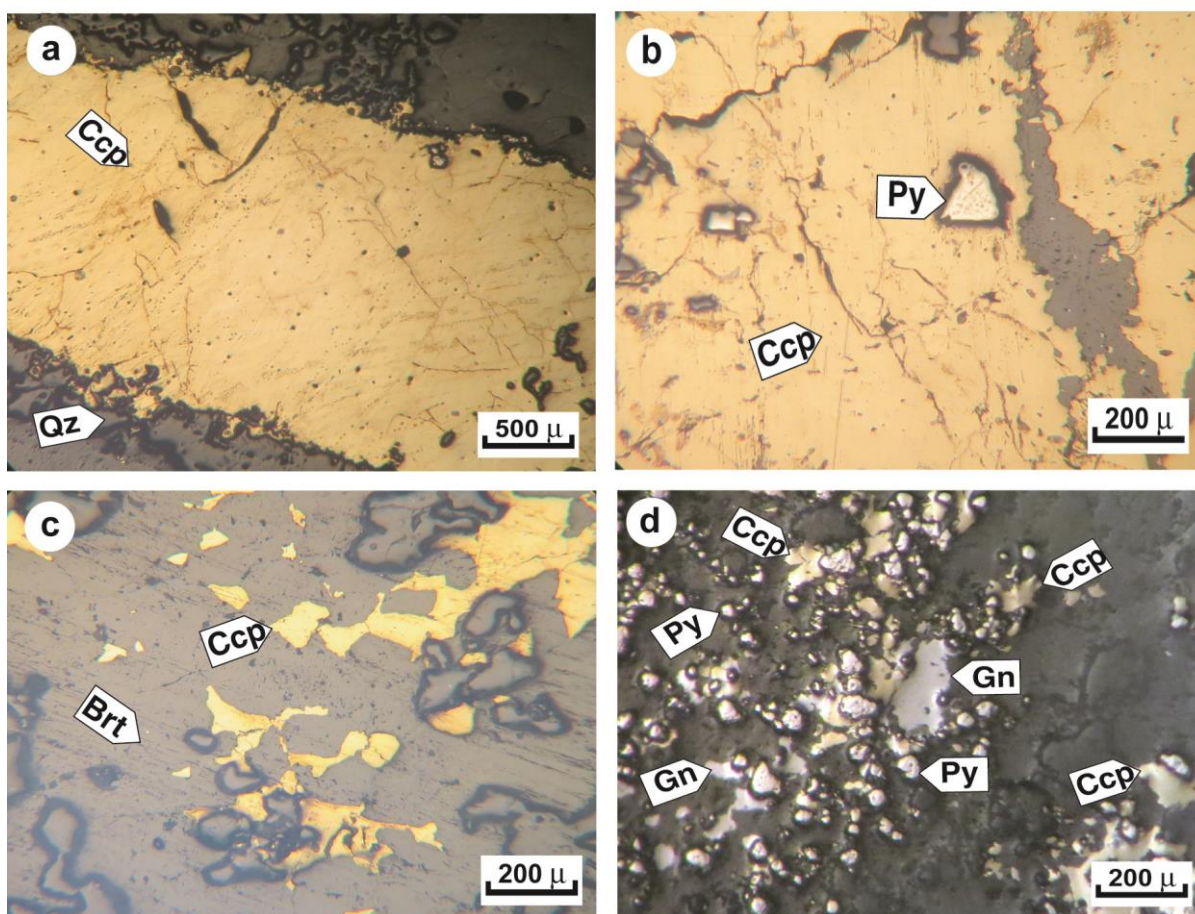
کالکوپیریت

پیریت

بلورهای پیریت به‌صورت دانه‌های ریز پراکنده نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در متن کانسنگ باریت و در درون رگچه‌های کوارتزی درون آن دیده می‌شوند. این کانی ارتباط نزدیکی با کانی‌سازی کالکوپیریت داشته و بلورهای آنها در جوار یکدیگر مشاهده می‌شوند (شکل ۷d, b). اندازه بلورهای آن حدوداً ۵۰ میکرون است.

دانه‌های پیریت توسط کالکوپیریت احاطه شده‌اند (شکل ۷b) که می‌تواند نشانگر تأخر کالکوپیریت نسبت به پیریت باشد. از این رو می‌توان پیریت را اولین کانی سولفیدی شکل گرفته در منطقه دانست.

کالکوپیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی یافت شده در درون رگه‌های باریت شانجان است. این کانی به‌صورت رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی مشاهده می‌شود (شکل ۷). در حالت اول، رگچه‌هایی با ضخامت کمتر از ۱ سانتی‌متر در امتداد شکستگی‌ها و زون‌های خردشده تشکیل شده که خود این رگچه‌ها نیز دچار گسیختگی و قطع‌شدگی دوباره شده‌اند (شکل ۷a, b). این شکستگی‌ها توسط کوارتز نسل دوم پر شده‌اند. در حالت دوم، دانه‌های ریز و بی‌شکل این کانی با اندازه حدود ۱۰ میکرون به‌صورت ریز و افشان در لابه‌لای بلورهای کوارتز نسل اول و یا درون کانسنگ باریت شکل



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های سولفیدی شکل گرفته در درون و مرز رگه‌های باریت با سنگ دیواره. (a) رگچه کالکوپیریت، که حاوی بلورهای ریز پیریت است. (b) احاطه‌شدگی بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پیریت توسط کالکوپیریت، که حاکی از تقدم پیریت است. (c) شکل‌گیری کالکوپیریت به‌صورت افشان و بین دانه‌ای، بین بلورهای باریت و کوارتز نسل اول. (d) کانی‌سازی پیریت، کالکوپیریت و گالن به‌صورت افشان در کانسنگ باریت

گالن

سایر کانی‌های سولفیدی مشاهده می‌شود و به‌ویژه دانه‌های پیریت و کالکوپیریت را احاطه کرده است (شکل ۷d). از این رو، متاخرتر از کالکوپیریت می‌باشد و شواهد جانمایی آن در داخل کالکوپیریت کاملاً

گالن به‌صورت دانه‌های بی‌شکل پراکنده در رگچه‌های کوارتزی حاوی

مشهود است.

گرفته‌اند. در ادامه، تداوم تنش‌های زمین‌ساختی در منطقه موجب دگرشکلی بلورهای باریت به‌صورت محلی و در نهایت گسیختگی آنها شده است که در فضاهای ایجادشده نسل اول رگچه‌های کوارتزی با بلورهای نسبتاً درشت تشکیل شده‌اند. تداوم این تنش‌ها منجر به بازشدگی مجدد شکستگی‌های قبلی و ایجاد گسیختگی‌های جدید شده که در این مرحله، نسل دوم رگچه‌های کوارتزی ریزبلور شکل گرفته‌اند. کانی‌های سولفیدی عمدتاً پس از تشکیل کانسنگ باریت تشکیل شده‌اند که به‌صورت پرکننده خلل و فرج و شکستگی‌های درون کانسنگ باریت و رگچه‌های کوارتزی و نیز به‌صورت رگچه‌های سولفیدی رخ داده‌اند. بنابراین به احتمال زیاد، محلول‌های کانه‌ساز به‌صورت پالس‌هایی در منطقه وارد شده و منجر به نهشت مواد کانسنگی با روابط بافتی متقاطع شده‌اند. در نهایت، فرایندهای برون‌زاد موجب اکسایش کانی‌های سولفیدی و شکل‌گیری کانی‌های اکسیدی-هیدروکسیدی آهن و مالاکیت شده‌اند.

کانی‌های برون‌زاد

فرایندهای برون‌زاد و تأثیر سیالات جوی اکسند و اسیدی موجب اکسایش کانی‌های سولفیدی موجود در کانسنگ باریت و مرز آن با سنگ دیواره شده و نتیجه آن، شکل‌گیری حجم زیاد کانی اکسید-هیدروکسید آهن است که در بخش‌های سطحی، به‌روشنی قابل مشاهده هستند. اکسایش کالکوپیریت همچنین موجب آزاد شدن مس شده که بخشی از آن به‌صورت مالاکیت در سطح رخنمون‌ها یافت می‌شود (شکل ۴).

با توجه به شواهد میکروسکوپی، توالی همزادی کانی‌سازی در کانسنگ شانجان را می‌توان به‌صورت زیر خلاصه کرد (شکل ۸). ابتدا کانی‌سازی باریت در شکستگی‌های زمین‌ساختی موجود در سنگ میزبان رخ داده که با توجه به وجود فضای کافی و ته‌نشست آرام، بلورهای درشت باریت شکل

	مرحله درون زاد	مرحله برون زاد
باریت	████████████████████	
کوارتز		████████████████████
پیریت	████████████████████	
کالکوپیریت	████████████████████	
گالن	████████████████████	
اکسید - هیدروکسیدهای آهن		████████████████████
مالاکیت		████████████████████

شکل ۸- توالی همزادی کانی‌های رگه‌ای منطقه شانجان

۳-۴- مطالعه میانبارهای سیال بر روی کانی باریت

میانبارهای ۳ فاز، بلور نوزاد هالیت به‌صورت شفاف و مربعی‌شکل با ابعاد کوچک‌تر از ۱ میکرون مشاهده می‌شود.

شکل این میانبارهای سیال متنوع و شامل شکل‌های گرد، بیضوی، کشیده تا نامنظم است. از این میان اغلب میانبارها دارای شکل گرد هستند (شکل ۸). آثار باریک‌شدگی در میانبارها مشاهده نشد. نسبت‌های فازی میانبارهای سیال اولیه تقریباً یکنواخت بوده و درجه پرشدگی غالب آنها بالای ۸۰ درصد است و اندازه حباب کوچک‌تر از ۱ میکرون است. همچنین هیچ نوع شواهدی دال بر وقوع پدیده جوشش، اعم از همزیستی میانبارهای سیال تک‌فاز بخار یا دوفازی غنی از بخار در همراهی با میانبارهای دوفازی غنی از مایع و چندفازی و نیز فراوانی بالای انواع چندفازی، مشاهده نشد. نسبت‌های بخار به مایع تقریباً یکنواخت میانبارهای سیال نیز وقوع پدیده جوشش را رد می‌کنند.

افزون بر این، تعداد زیادی میانبار سیال ثانویه به‌صورت ردیفی در شکستگی‌های مهر و موم شده، محبوس شده‌اند که عمدتاً گرد تا بیضوی بوده و دوفازی و تک‌فاز مایع هستند و اندازه آنها حدود ۱ میکرون است. همچنین در برخی بلورها، ردیف‌هایی از میانبارهای سیال ثانویه دروغین

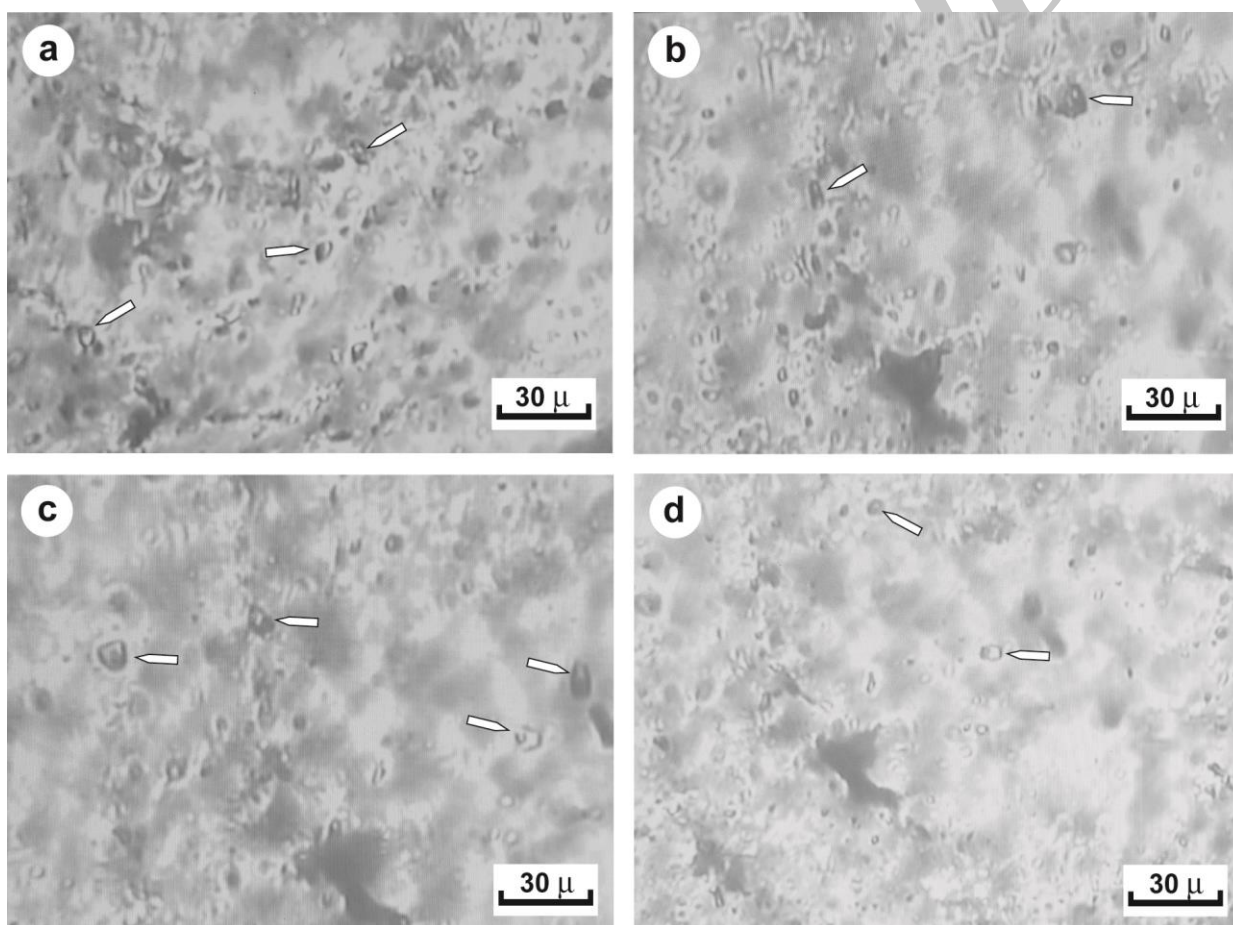
برای بررسی شرایط احتمالی نهشت رگه باریت از میانبارهای سیال به‌دام افتاده در ساختار کانی‌های باریت استفاده شد. اما متأسفانه به‌دلیل ریزبودن بیشتر میانبارهای سیال موجود و حساس‌بودن بلور باریت به دگرشکلی (Roedder, 1972; Ulrich & Bodnar, 1988; Corbella et al., 2006) و شفافیت کمتر مقاطع تهیه شده از باریت در مقایسه با مقاطع کوارتز، امکان انجام مطالعات ریزدماسنجی بر روی این میانبارها میسر نشد و تنها به مطالعه سنگ‌نگاری آنها بسنده شد. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری انجام شده بر روی میانبارهای سیال رگه باریت کوه‌های میشو و براساس رده‌بندی (Shepherd et al., 1985)، بیشتر سیالات مورد مطالعه از نوع دوفازی مایع-بخار هستند و افزون بر این، تعدادی میانبارهای سیال سه فازی حاوی کانی نوزاد هالیت نیز مشاهده شد (شکل ۹).

بیشتر میانبارهای مورد مطالعه اولیه هستند. اندازه این میانبارهای سیال بین ۱ تا ۵ میکرون بوده که انواع ریزتر فراوانی بیشتری دارند. در

بررسی، میانبرهای اولیه درجه پرشدگی بالایی از خود نشان می‌دهند. این میزان در برخی موارد به بیش از ۹۰ درصد می‌رسد اما معمولاً بالای ۸۰ درصد است. این آهنگ پرشدگی می‌تواند شاهدهی دال بر فقدان پدیده جوشش در سیال کانه‌دار و پایین بودن دمای این سیالات باشد. نبود کانی نوزاد هالیت در بیشتر میانبرهای سیال نیز حاکی از آن است که شوری سیال کانه‌ساز کمتر از ۲۶/۳ درصد وزنی NaCl بوده است (Shepherd et al., 1985). چرا که هالیت در شوری بیش از ۲۶ درصد وزنی (در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد) به حد اشباع می‌رسد. بر این اساس می‌توان ادعا کرد که احتمالاً عواملی مانند افت دما و/یا فشار سیال یا آمیختگی با سیالات دیگر در محل شکستگی‌های موجود در سنگ میزبان، موجب نهشت باریت رگه‌ای شده‌اند.

دید می‌شود که عمدتاً دوفازی بوده و دارای ابعاد خیلی ریز، کوچک‌تر از ۱ میکرون هستند. در کل، میانبرهای ثانویه فراوانی بیشتری نسبت به میانبرهای ثانویه دروغین دارند. این مسئله در کنار آثار درز و شکستگی‌های متعدد، شکل‌گیری نسل‌های مختلف ریزرگچه‌های کوارتزی در درون آنها، و نیز رخداد رگچه‌ها و ریزرگچه‌های سولفیدی متعدد در درون و مرز رگه باریت با سنگ دیواره، نشان از فعال بودن زمین‌ساخت و وقوع درز و شکستگی‌های جدید و بازشدگی شکستگی‌های قبلی در طول تاریخ زمین‌شناسی منطقه دارند.

درجه پرشدگی میانبر از جمله عوامل مهم در تفسیر شرایط نهشت کانیهاست. این مؤلفه اگرچه می‌تواند تحت‌تأثیر پدیده‌هایی مانند باریت‌شدگی و نشت و غیره قرار گیرد، اما با بررسی‌های دقیق می‌توان میانبرهای سالم را یافت و درجه پرشدگی تقریبی آنها را برآورد کرد. در منطقه مورد



شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی از میانبرهای سیال موجود در رگه باریت شانجان

گوگرد این نمونه‌ها در جدول ۲ آورده شده است. در مجموع، نوسان ترکیب ایزوتوپی گوگرد در نمونه‌های تجزیه‌شده نسبتاً ناچیز است که می‌تواند حاکی از کانی‌سازی نمونه‌های تجزیه‌شده در شرایط یکنواخت باشد. همچنان‌که انتظار می‌رود، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نمونه‌های باریت بیشتر از نمونه‌های سولفیدی است چرا که ^{34}S ترجیحاً در ترکیباتی که بالاترین

۳-۵- مطالعات مربوط به ایزوتوپ گوگرد در منطقه مورد مطالعه

مطالعات ایزوتوپی گوگرد بر روی ۲ نمونه باریت و ۲ نمونه کالکوپیریت جدا شده زیر میکروسکوپ بینوکولار صورت گرفت. نتایج تجزیه ایزوتوپی

منطقه پیروی می‌کند، حاکی از زایش اپی‌ژنتیک این ماده معدنی بر خلاف کانسارهای سولفید توده‌ای است اما در عین حال، می‌تواند بیانگر نقش گوگرد آب دریا در تشکیل کانسنگ شانجان باشد.

بر اساس شکل ۹b، تنها زمانی که سولفات‌های دریایی دارای چنین گوگرد سنگینی بوده‌اند در انتهای پرکامبرین (پروتروزویک پسین - ریفتن) و حدود ۵۸۰-۵۷۰ میلیون سال پیش بوده (حدود ۳۲ ‰) و ترکیب ایزوتوپی گوگرد آب دریا پس از این دوره زمانی، افت کرده و دیگر هیچ‌گاه به این نقطه اوج نرسیده است و در حال حاضر نیز نزدیک به ۲۰ ‰ است (Rollinson, 1993). بر این اساس، با استناد به ترکیب ایزوتوپی سنگین گوگرد نمونه‌های سولفاتی (باریت)، شباهت آن با ترکیب ایزوتوپی سولفات‌های دریایی اواخر پرکامبرین و حضور گسترده سازند کهر به سن اواخر پرکامبرین در کوه‌های میشو به‌عنوان میزبان رگه‌های باریت، می‌توان پیشنهاد کرد که آب‌های سازندی و منفذی محبوس در شیل‌های سازند کهر در اثر فشرده‌شدن رسوبات به دلیل افزایش ضخامت و نیز تحت‌تأثیر نیروهای فشارشی ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی و ماگماتیسم در منطقه آزادشده و علاوه بر داشتن تعامل بلندمدت با سنگ‌های شیلی و شیستی کهر، در حین مهاجرت از داخل آنها نیز، مقادیر دیگری گوگرد و فلزات را از آنها شسته و در خود حل کرده‌اند و در نهایت کانی‌سازی باریت و سولفیدها را شکل داده‌اند. مشابه این مدل ژنتیکی برای کانسار باریت شکلی مشابه این مدل ژنتیکی، کانسار باریت با میزبان رسوبی آواری دگرگون شده، با نرخ بالای دگر شکلی است و مقادیر ترکیب ایزوتوپی Aggneys-Gammsberg در آفریقای جنوبی نیز گزارش شده که دارای سنگ میزبان رسوبی (آواری) دگرگون شده بوده و مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ تعدادی از نمونه‌های آن بالاتر از ۳۰ ‰ بدست آمده است (McClung, 2007).

تمرکز کانی‌سازی باریت و سولفیدهای همراه در شکستگی‌های همروند با ساختارهای زمین‌ساختی و گسل‌ها در بخش‌های مختلف کوه‌های میشو و مورو نیز حاکی از نقش این شکل‌های ساختاری به‌عنوان مسیر مهاجرت سیالات کانه‌دار و ماهیت اپی‌ژنتیک کانسنگ است. در توضیح این سازوکار پیشنهادی برای سیالات کانه‌دار باید اضافه کرد که محیط ته‌نشینی واحدهای شیلی معمولاً دریایی عمیق و کاهیده بوده و معمولاً مقادیری ماده آلی و کانی‌های سولفیدی در درون آنها وجود دارد که می‌توانند منشای برای گوگرد باشند. حال آنکه خود این واحدهای شیلی پرکامبرین (پروتروزویک بالایی) در محیط و شرایطی ته‌نشین شده‌اند که آب دریا و سولفات‌های رسوبی دریایی در اثر فعالیت باکتری‌های بی‌هوازی کاهنده سولفات مانند *Desulfovibrio* شدیداً غنی از ^{34}S بوده‌اند چرا که در اثر کاهیده شدن فزاینده سولفات آب دریا توسط باکتری‌ها و خارج شدن گوگرد سبک از آب اقیانوس به‌صورت ترکیب کانی‌های سولفیدی (مانند پیریت، مارکاسیت یا هیدروتروپولیت)، مقدار $\delta^{34}\text{S}$ سولفات باقیمانده در آب دریا افزایش یافته است (Faure, 1986).

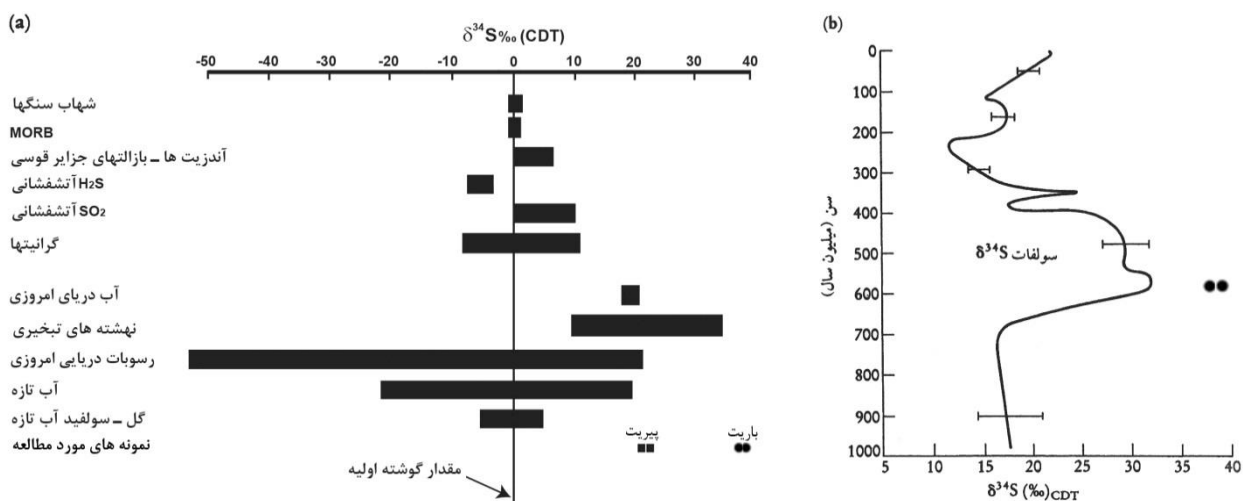
حالت اکسایش گوگرد را دارند و یا قوی‌ترین پیوند را با گوگرد تشکیل می‌دهند، وارد می‌شود (Bachinski, 1969) و در این بین، یون‌های اکسیدی مانند سولفات‌ها، پیوند قوی‌تری با گوگرد برقرار می‌کنند.

جدول ۲- مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ (برحسب پرمیل) کانی‌های سولفیدی و سولفاتی کانسنگ باریت شانجان

کانی	$\delta^{34}\text{S}$ (‰) (V-CDT)
کالکوپیریت ۱	۲۱/۴۶
کالکوپیریت ۲	۲۲/۵۲
باریت ۱	۳۷/۸۱
باریت ۲	۳۹/۱۱

ترکیب ایزوتوپی گوگرد نمونه‌های سولفیدی منطقه بین ۲۱/۴۶ و ۲۲/۵۲ ‰ در نوسان است. چنین گوگرد سنگینی در تضاد با منشأ آذرین می‌باشد که معمولاً مقادیر نزدیک به صفر را شامل می‌شود (۳ ± ۰ ‰) (Rollinson, 1993) (شکل ۱۰a). این مقادیر با ترکیب ایزوتوپی گوگرد رسوبات تبخیری همپوشانی خوبی دارند اما با توجه به فقدان رسوبات تبخیری در واحدهای سنگی کوه‌های میشو (به استثنای میان‌لایه‌های نازک گچ در واحدهای میوسن با گسترش محدود)، در نظر گرفتن چنین منشای برای گوگرد، نامحتمل است. از سوی دیگر، مقادیر به‌دست آمده با ترکیب ایزوتوپی گوگرد رسوبات دریایی نیز همپوشانی نشان می‌دهند که براساس شکل ۹a از مقادیر بسیار منفی (زیر ۴۰ ‰) تا مقادیر بسیار مثبت (تا ۵۰ ‰) را در بر می‌گیرد (Barnes, 1979; Rollinson, 1993). به اعتقاد (Rollinson, 1993)، مقدار $\delta^{34}\text{S}$ رسوبات دریایی امروزی دارای دامنه تغییرات وسیعی از حدود ۲۰ ‰ تا ۵۶ ‰ (نشانگر ترکیب آب دریا) تا ۵۶ ‰ (ناشی از کاهیدگی باکتریایی سولفات) هستند که البته این عدد در زمان‌های گذشته متفاوت بوده است (شکل ۱۰b). برخی رسوبات کمی دگرگون شده نیز دارای $\delta^{34}\text{S}$ تا ۴۰ ‰ هستند.

ترکیب ایزوتوپی دو نمونه باریت بین ۳۷/۸۱ و ۳۹/۱۱ ‰ متغیر است. ترکیب ایزوتوپی این نمونه‌ها بسیار سنگین‌تر از نمونه‌های سولفات کانسارهای پورفیری (۵ تا ۱۵ ‰) به‌عنوان جزئی از کانسارهای ماگمایی - گرمایی است و منشأ دیگری باید برای آنها جستجو کرد. کانسارهای سولفیدی توده‌ای دارای $\delta^{34}\text{S}$ سولفید حدود صفر تا ۱۷ ‰ و سولفات‌ها حدود ۲۰ ‰ تا ۳۵ ‰ هستند (Barnes, 1979). کریم‌پور و سعادت، (۱۳۸۱). با اینکه این مقادیر نزدیک به مقادیر به‌دست آمده از کانسنگ شانجان هستند اما نحوه رخداد ماده معدنی در این محدوده، که به‌صورت رگه‌ای و عدسی‌شکل بوده و از روند شکستگی‌ها و گسل‌های



شکل ۱۰- (a) میزان و دامنه تغییرات ایزوتوپ گوگرد در سنگ های مختلف و آب دریا (Rollinson, 1993). (b) تغییرات $\delta^{34}\text{S}$ کانی های سولفاتی در تعادل با آب دریا از پرکامبرین پایانی تا عهد حاضر. $\delta^{34}\text{S}$ نسبت به تروپلیت کانیون دیابلو محاسبه شده است. این منحنی بر اساس ترکیب ایزوتوپی سولفات در نهشته های تبخیری بوده و خطای آن به صورت خطوط افقی عدم اطمینان، در فواصل زمانی مختلف نشان داده شده است (Claypool et al., 1980). همچنین موقعیت ترکیب نمونه های باریت مورد مطالعه نشان داده شده است.

دگرگونی آن شده اند و احتمالاً نفوذ توده های آذرین قدیمی تر از کانی سازی، که هاله های دگرگونی همبری در اطراف خود تشکیل داده اند، نسبت داد چرا که دگرگونی می تواند موجب تغییر در نسبت ایزوتوپی گوگرد شود، چون پیوند ^{32}S در طی دگرگونی راحت تر شکسته شده و به راحتی انتشار می یابد (Faure, 1986). برای مثال، اشاره شد که ترکیب ایزوتوپی گوگرد در برخی رسوبات کمی دگرگون شده، تا $+40\%$ نیز گزارش شده است (Rollinson, 1993). البته تفکیک ایزوتوپی در طی کانی سازی نیز ممکن است در این مسئله دخیل بوده باشد.

در مورد نقش توده های نفوذی منطقه در کانه زایی، با توجه به اینکه ارتباط زمانی جایگیری این توده ها با کانی سازی باریت مشخص نیست، نمی توان اظهار نظر صریحی داشت اما با در نظر گرفتن موارد زیر می توان به نتایجی دست یافت. در وهله اول، توده های نفوذی منطقه شامل توده های گابرویی، دیابازی، گرانیت های تیپ A و S، ترکیبات بی آب یا فقیر از آب هستند که احتمال تولید سیال آبگین کانه ساز توسط آنها ضعیف است و به عبارتی، نقش اندک یا ناچیزی در تأمین سیال داشته اند. از سوی دیگر، سیال مولد کانی سازی به احتمال زیاد دمای پایینی داشته که از روی غنی شدگی شدید ^{34}S در سیال کانه دار و درجه پرشدگی بالای میانبارهای سیال و نبود دگرسانی قابل توجه در سنگ دیواره رگه ها قابل استنباط است، حال آنکه سیال فراخاسته از یک توده گرانیتی، که به فاصله کمی از محل رخداد رگه های باریت جایگیری نموده، نمی توانسته در یک مسافت کم، چنین افت دمایی شدیدی داشته باشد. افزون بر این، اگر در نظر بگیریم که یک سیال ماگمایی - گرمایی منشعب از یکی از توده های نفوذی، با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نزدیک به صفر، از میان سازند کهر عبور کرده و با گوگرد موجود در آن برهم کنش داشته، رسیدن به مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ خیلی مثبت نظیر آنچه در

وجود آثار گرافیت در سازند کهر در کوه های میشو، نشانه وجود مواد آلی در آن است که تحت تاثیر دگرگونی های بعدی، به گرافیت تبدیل شده - اند. از سوی دیگر، پیریت زایی دیاژنتیک در رخساره ماسه سنگی سازند کهر توسط وثوق، (۱۳۸۹) از کوه های مورو در مجاورت شمال شرقی کوه های میشو که میزان رگه های باریت مشابهی هستند، گزارش شده است که به صورت پیریت های به شدت فرسایش یافته تمشکی در ماسه سنگ ها مشاهده شده اند. در فرایند پیریت زایی دیاژنتیک، گوگرد به صورت H_2S احتمالاً از باقیمانده های آلی قدیمی موجود در رسوبات، و آهن نیز از ساختار کانی های آهن دار مانند بیوتیت ها و سایر کانی های تخریبی آهن دار تأمین شده است.

با توجه به مقادیر ایزوتوپی به دست آمده، می توان گفت که ترکیب چیره گوگرد در سیال کانه دار، به صورت SO_4^{2-} بوده که منجر به ته نشینی گوگرد سنگین در سولفات ها و سولفیدها شده است. بر این اساس، pH سیال باید بالاتر از ۵ بوده باشد (Ravenhurst et al., 1989). از سوی دیگر، تفکیک بین SO_4^{2-} و گونه کاهیده S^{2-} (به عبارت دیگر گوگرد سنگین و سبک) در دماهای پایین تر بیشتر است (Sakai, 1968; Guilbert and Park, 1986). بنابراین با توجه به غنی شدگی شدید گونه SO_4^{2-} در سیال کانه دار که از روی فراوانی گوگرد سنگین در ترکیبات گوگرد دار منطقه قابل استنباط است، و درجه پرشدگی بالای میانبارهای سیال داخل باریت که معمولاً بالای ۸۰ درصد است، می توان گفت که دمای سیال ته نشین کننده باریت پایین بوده است.

البته ترکیب ایزوتوپی نمونه های باریت شانجان اندکی سنگین تر از سولفات آب دریای اواخر پرکامبرین است. این مسئله را می توان به تأثیر کوهزایی های مختلف بر سازند کهر و منطقه مورد مطالعه، که موجب

زمین‌ساختی فشارشی و ایجاد شکستگی‌ها و گسل‌های متعدد به‌عنوان مسیرهای مناسبی برای مهاجرت سیالات، به زون‌های شکسته و گسلی راه یافته و در اثر عواملی مانند کاهش دما و فشار، آمیختگی و تغییر pH، موجب نهشت کانسنگ شده‌اند. در این مرحله به دلیل بالا بودن فوگاسیته اکسیژن، ابتدا کانی سولفاتی باریت نهشته شده است. اما با گذشت زمان، تداوم حرکات زمین‌ساختی منجر به ایجاد شکستگی‌های جدید یا باز شدن رگه‌های پر شده قبلی و نفوذ سیال کانه‌دار باقیمانده شده که محتوای گوگرد آن از نظر ترکیب ایزوتوپی، به دلیل تمرکز ^{34}S در کانی‌سازی باریت مرحله اول، به سمت مقادیر نسبتاً سبک‌تر تحول یافته است. از سوی دیگر، به دلیل افت فوگاسیته اکسیژن در اثر مصرف شدن آن برای نهشت باریت و نیز احتمالاً کاهش شدن غیرزیستی سولفات این سیالات در اثر برخورد با مواد آلی موجود در داخل سازند کهر (Robb, 2005)، محیط کاهیده مناسب جهت شکل‌گیری کانی‌های سولفیدی فراهم آمده سولفیدی با ترکیب گوگرد سبک‌تر بوده است. در عین حال، حجم کم کانی‌سازی سولفیدی و به‌ویژه پیریت می‌تواند نشانگر فعالیت پایین گوگرد در سیالات کانه‌ساز در این مرحله باشد. با این توصیفات می‌توان نتیجه‌گیری کرد که سازوکار کانی‌سازی در کانسنگ باریت، مشابه کانسارهای MVT بوده است که معمولاً شوره‌های دما پایین (محدوده دمایی $150-100^\circ\text{C}$ و شوری >15 درصد وزنی معادل NaCl) همراه با CO_2 ، SO_4^{2-} و CH_4 قابل ملاحظه می‌باشند (Robb, 2005).

مراجع

آهنکوب، م.، ۱۳۹۲، "بررسی ژئوشیمی و پترونز گرانیتوئیدهای شرق میشو" پایان‌نامه دکترای پترولوژی، دانشگاه تبریز، ۱۴۸ صفحه.

اسدیان، ع.، راستگار میرزایی، ع.، محجل، م. و حاج علیلو، ب.، ۱۳۷۳، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرنده" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شاهزیدی، م.، ۱۳۹۲، "ژئوشیمی و پترولوژی گرانیتوئیدهای جنوب غرب مرنده، جنوب روستای عیش‌آباد و پیربالا، شمال غرب ایران" پایان‌نامه دکترای تخصصی، دانشگاه تبریز، ۱۶۰ صفحه.

شاهزیدی، م.، موید، م.، آرای، ش.، پیرنیا، ت.، احمدیان، ج.، ۱۳۹۱، "زمین‌شناسی و زمین‌شیمی توده گرانیتوئیدی S-type میشو، شمال غرب ایران" مجله پترولوژی شماره ۱۱، صفحه ۱۱۱-۱۲۶.

قربانی، م.، ۱۳۸۶، "زمین‌شناسی ذخایر معدنی و طبیعی ایران" انتشارات آریز زمین ایران، تهران، ۴۹۲ صفحه.

کریم‌پور، م. و سعادت، س.، ۱۳۸۱، "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی" نشر مشهد، چاپ دوم، ۵۳۵ صفحه.

وثوق، ب.، ۱۳۸۹، "بررسی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی ذخیره باریت کوه‌های مورو، شمال غرب تبریز" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور تبریز، ۱۳۸ صفحه.

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵، "دیبچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۱۰۹ صفحه.

این مطالعه به‌دست آمده، آن هم در یک مسافت نسبتاً کوتاه نامحتمل به‌نظر می‌رسد. بنابراین در مجموع می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که منشأ گوگرد از آب‌های سازندی بوده و نقش توده‌های نفوذی منطقه در صورت تقدم احتمالی نسبت به کانی‌سازی (به‌ویژه توده گرانیتی نوع A با سن کامبرین پیشین که قدیمی‌ترین واحد نفوذی در داخل سازند کهر است)، احتمالاً افزایش شیب زمین‌گرمایی منطقه به‌عنوان موتور گرمایی و ایجاد جریان همرفتی آب‌های سازندی و منفذی و افزایش قابلیت انحلال فلزات از سنگ میزبان بوده است. همچنین در صورت تقدم جایگیری آنها نسبت به کانی‌سازی، احتمال شسته‌شدن فلزات از آنها توسط جریان‌های همرفتی آب-های سازندی و منفذی امکان‌پذیر بوده است.

۳-۶- منشأ باریت و فلزات پایه

در خصوص منشأ باریت این کانسنگ، مطالعاتی که توسط وثوق، (۱۳۸۹) در کوه‌های میشو و مورو بر روی واحدهای سازند کهر و سنگ‌های ریولیتی موجود در آن انجام شده، نشان داده‌اند که میانگین غلظت باریت در شیل‌های مورو ppm ۶۷۴ و در میشو ppm ۳۰۳-۳۷۰ است. از سوی دیگر، واحدهای آتشفشانی اسیدی (ریولیتی) موجود در سازند کهر از میزان باریت بالایی برخوردار بوده و نتیجه تجزیه شیمیایی یک نمونه میانگین از آنها که به صورت لپ‌پری تهیه شده بود، مقدار ppm ۱۵۳۵ باریت را نشان داده است (وثوق، ۱۳۸۹). با در نظر گرفتن این مسئله، لازم به ذکر است که برای مثال، Kesler, (1977) عنوان کرده حضور تنها ppm ۱۰۰ باریت در آب سازندی برای ایجاد تمرکزهای بالای باریت کافی است. همچنین آلبیتی‌شدن و تخریب فلدسپار پتاسیم، میکا و کانی‌های رسی موجود در شیل‌ها (از جمله تبدیل مونت‌موریلونیت به ایلیت که موجب خروج آب میان‌لایه‌ای و کاتیون‌ها می‌شود؛ Chaudhuri et al., 1987) و نیز سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی موجود در سازند کهر می‌تواند مقادیر کافی از باریت، سرب، روی و مس را وارد سیالات کانه‌ساز نماید (Liaghat et al., 2000; Rajabzadeh, 2007). مطالعات تجربی انجام‌شده توسط Hemley et al., (1986) نیز نشان داده است که فلزات می‌توانند در طول مسافت‌های زیادی در جهت شیب کاهش فشار حمل شوند به شرطی که افت دمای کلی سیال کم باشد. این سازوکار حمل فلز، سازگار با مهاجرت سیالات کانه‌دار تحت فشارش به سمت زون‌های کم فشار خرد شده و گسلی است.

نتیجه‌گیری

با توجه به نتایج تجزیه ایزوتوپی گوگرد، سیالات مولد کانسنگ باریت در معدن شانجان احتمالاً آب‌های سازندی و منفذی بوده‌اند که اولاً ترکیب ایزوتوپی گوگرد دریایی اواخر پرکامبرین را به ارث برده‌اند، ثانیاً به دلیل تعامل درازمدت با ماسه‌سنگ‌های حاوی پیریت دیاژنتیک، شیل‌ها و شیست‌های حاوی مواد آلی و کانی‌های سولفیدی و عناصر فلزی، و نیز سنگ‌های ریولیتی غنی از باریت سازند کهر و با توجه به ماهیت شورابی‌شان، باریت و فلزات دیگر را در خود حل کرده و در طی فرایندهای

- Alatorre, A.E., Barker, J.M., Santini, K.S., 1998**, "Barite-Mexican producers and Gulf markets", *Industrial Materials*, 371, P. 37-79.
- Alavi, M., 1991**, "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", *Geological Society of America Bulletin*, 103, P. 983-992.
- Bachinski, D.J., 1969**, "Bond strength and sulfur isotopic fractionation in coexisting sulfides", *Economic Geology*, 64, P. 56-65.
- Barnes, H.L., 1979**, "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", *Wiley Interscience, New York*, P. 798.
- Chaudhuri, S., Broedel, V., Clauer, N., 1987**, "Strontium isotopic evolution of oil-field waters from carbonate reservoir rocks in Bindley Field, central Kansas, USA", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, P. 45-53.
- Claypool, G.E., Hosler, W.T., Kaplan, I. R., Sakai, H., Zak, I., 1980**, "The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfur and their mutual interpretation", *Chemical Geology*, 28, P. 199-260.
- Corbella, M., Ayora, C., Candellach, E., Soler, A., 2006**, "Reactive transport modeling and hydrothermal karst genesis: the example of the Rocabrana barite deposit (Eastern Pyrenees)", *Chemical Geology*, 233, P. 113-125.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1991**, "Rock forming minerals", *Longman Scientific and Technical Pub., London*, P. 528.
- Faure, G., 1986**, "Principles of isotope geology", 2nd edition, *New York, John Wiley*, P. 589.
- Guilbert, J.M., and Park, Jr.C.F., 1986**, "The geology of ore deposits", *Freeman and Company, New York*, P. 985.
- Hemley, J.J., Cygan, G.L., d'Angelo, W.M., 1986**, "Effect of pressure on ore mineral solubilities under hydrothermal conditions", *Geology*, 14, P. 377-379.
- Kesler, S.E., 1977**, "Geochemistry of Manto fluorite deposits, Northern Coahuila, Mexico", *Economic Geology*, 72, P. 204-218.
- Klein, C., Hurlbut, C.S., 2001**, "Manual of mineralogy", 22nd edition, *John Wiley and Sons*, P. 681.
- Liaghat, S., Moore, F., Jami, M., 2000**, "The Kuh-e-Surmeh mineralization, a carbonate-hosted Zn-Pb deposit in the simply folded belt of Zagros Mountains, SW Iran", *Mineralium Deposita*, 35, P. 72-78.
- McClung, C.R., 2007**, "Basin analysis of the Mesoproterozoic Bushman-land Group of the Namaqua Province, South Africa", *unpublished Ph.D. Thesis, University of Johannesburg*, P. 317.
- Milovsky, A.V., Kononov, O.V., 1985**, "Mineralogy", 1st ed., *Mir publishers, Moscow*, P. 320.
- Pichler, H., Schmitt-Riegraf, C., 1997**, "Rock forming minerals in thin section", 2nd ed., *Chapman and Hall*, P. 224.
- Rajabzadeh, M.A., 2007**, "A fluid inclusion study of a large MVT barite-fluorite deposit: Komshecheh, central Iran", *Iranian Journal of Science and Technology, Transaction A*, 31, P. 73-87.
- Ravenhurst, C.E., Reynolds, P.H., Zentilli, M., Krueger, H.W., Blenkinsop, J., 1989**, "Formation of Carboniferous Pb-Zn and barite mineralization from basin-derived fluids, Nova Scotia, Canada", *Economic Geology*, 84, P. 1471-1488.
- Robb, L., 2005**, "Introduction to ore-forming processes", *Blackwell Science Ltd*, P. 384.
- Roedder, E., 1972**, "Barite fluid inclusion geothermometry, Cartersville mining district, northwest Georgia: a discussion", *Economic Geology*, 67, P. 821-822.
- Rollinson, H.R., 1993**, "Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation", *Longman Scientific and Technical, John Wiley and Sons, New York*, P. 352.
- Sakai, H., 1968**, "Isotopic properties of sulphur compounds in hydrothermal processes", *Geochemical Journal*, 2, P. 22-40.
- Shahabpour, J., 2010**, "Feedback concept in the ore-forming systems", *Resource Geology*, 60, P. 109-115.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985**, "A practical guide to fluid inclusion studies", *Blackie, Glasgow*, P. 239.
- Ulrich, M.R., Bodnar, R.J. 1988**, "Systematics of stretching fluid inclusions. II. Barite at one atmosphere confining pressure", *Economic Geology*, 83, P. 1037-1046.

