



## مقاله پژوهشی

## بررسی کانی‌زایی آنتیموان و انتقال جرم در سنگ‌های میزبان، بائوت، غرب زاهدان (جنوب شرق ایران)

حلیمه مجددی مقدم\*، محمد بومری و حبیب بیابانگرد

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۵/۲۹، پذیرش: ۱۳۹۸/۱۱/۲۷

### چکیده

کانسار آنتیموان بائوت در غرب زاهدان و در پهنه زمین درز سیستان واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل سنگ‌های مجموعه‌های افیولیت و فلیش هستند. کانی‌زایی آنتیموان به شکل رگه‌های کوارتز-استینیت و کوارتز، کربنات-استینیت در گسل‌های شمال شرقی منطقه تشکیل شده‌اند. سنگ‌های بازیک مثل بازالت و گابرو در مجاورت رگه‌های استینیت دار دگرسانی پروپلیتیک و فلیش‌ها دگرسانی فلیک نشان می‌دهند. هدف از این مقاله بررسی مشخصات و شرایط تشکیل کانسار آنتیموان بائوت و بررسی میزان تغییرات عناصر در طی فرایند کانی‌سازی است. بدین منظور ۳۶ نمونه از سنگ میزبان و رگه‌های معدنی با میکروسکوپ‌های پلاریزان بررسی و تعدادی از آنها به روش‌های ICP-OES، ICP-MS، XRF آنالیز شدند. نتایج نشان می‌دهد بازالت‌های دگرسان شده در مقایسه با بازالت‌های کمتر دگرسان شده از  $\text{SiO}_2$  و Pb غنی و از عناصر Sb و As تهی شده‌اند.

غنی‌شدگی  $\text{CaO}$  و  $\text{SiO}_2$  در سنگ‌های میزبان به دلیل نفوذ رگه‌های سیلیسی و کلسیتی در آنهاست. بررسی سیالات در گیر روی کانی کوارتز نشان می‌دهد که دمای همگن شدن و درجه شوری سیالات در گیر در کوارتزهای همراه با استینیت در بائوت به ترتیب از ۱۳۰ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد و ۲ تا ۳ درصد وزنی معادل NaCl متغیر است. این دما و شوری در محدوده دما و شوری کانسارهای اپی‌ترمال و آب‌های جوی است.

**واژه‌های کلیدی:** پهنه زمین درز سیستان، کانی‌زایی آنتیموان، اپی‌ترمال، دما و شوری

### مقدمه

عرض‌های جغرافیایی  $29^{\circ} 31' 31''$  تا  $29^{\circ} 43' 29''$  واقع شده است. آنتیموان یک عنصر گران‌بهاست که از زمان باستان برای آرایش چهره استفاده شده است. هرچند آنتیموان عنصر کمیابی است؛ ولی در کانی‌های متعدد، به‌خصوص سولفیدها و سولفوسلت‌ها

کانسار آنتیموان بائوت در استان سیستان و بلوچستان در ۸۰ کیلومتری غرب زاهدان واقع شده است و محدوده ثبتی آن بین طول‌های جغرافیایی  $60^{\circ} 10' 37/6''$  تا  $60^{\circ} 11' 58''$

متمرکز و ذخایر پرعیار آن در نقاط مختلف زمین وجود دارد. کانسارهای آنتیموان اغلب به شکل رگه‌ای و در محیط‌های برخورداردی و بعد از برخورد گسترش بیشتری دارند (Yang et al., 2009). در کانسارهای اپی‌ترمال پرسولفور<sup>۱</sup> و کم‌سولفور<sup>۲</sup> و کارلین، آنتیموان همراه با سنگ‌های خروجی و توده‌های نفوذی رایج در جایگاه‌های مرتبط با فرورانش جوان یافت می‌شوند. برای مثال در صربستان، بولیوی و جنوب شرق آسیا کانسارهای آنتیموان همراه با سرب، روی، تنگستن و قلع در سنگ‌های رسوبی غنی از کلسیم، در مجاورت با گرانیت‌های تصادمی و یا در کمانهای ماگمایی تشکیل شده‌اند (Dill et al., 2008). کانسارهای آنتیموان نوع اسکارن و چینه کران و چینه-سان اغلب در سنگ‌های رسوبی مشاهده شده‌اند. در این میان بیشتر کانسارهای آنتیموان، غالباً از محلول‌های گرمابی و در مناطق دگرگونی درجه پایین در مناطق برشی و گسل‌ها تشکیل شده‌اند، به عنوان مثال می‌توان به کانسارهای آنتیموان در کمر بند واریسکن (Gumiel and Arribas, 1987) اشاره کرد. رگه‌های سیلیسی آنتیموان-طلا در آلاسکا، استرالیا، بولیوی، کانادا، اروپا، نیوزلند و چین همراه با سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده، تشکیل شده‌اند (Neiva et al., 2008). کانی‌زایی‌های آنتیموان در ایران اغلب رگه‌ای و گرمابی و در ارتباط با فعالیت‌های ولکانیکی و پلوتونیکی هستند. مهم‌ترین رگه‌های حاوی آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان شامل شورچاه و توزگی، در گیابان، سفید سنگ، بائوت، چاه بریش، لخشک و سفیدابه هستند (Boomeri, 2014, Boomeri et al., 2018). از مهم‌ترین بررسی‌های که روی کانسار بائوت انجام شده است، می‌توان به پژوهش‌های عامری (Ameri, 2010) و خرمی (Khorrami, 2012) اشاره کرد. بر اساس این پژوهش‌ها، کانی‌زایی آنتیموان از نوع اپی‌ترمال و کنترل‌کننده اصلی آن گسل‌های شمال شرقی بوده‌اند. هدف از این پژوهش، سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی سنگ‌های میزبان و رگه‌های کانه‌دار، تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر مختلف به‌خصوص

آنتیموان و عناصر وابسته در مناطق دگرسانی و بررسی سیالات در گیر در کوارتز همراه با استیپیت است.

### زمین‌شناسی

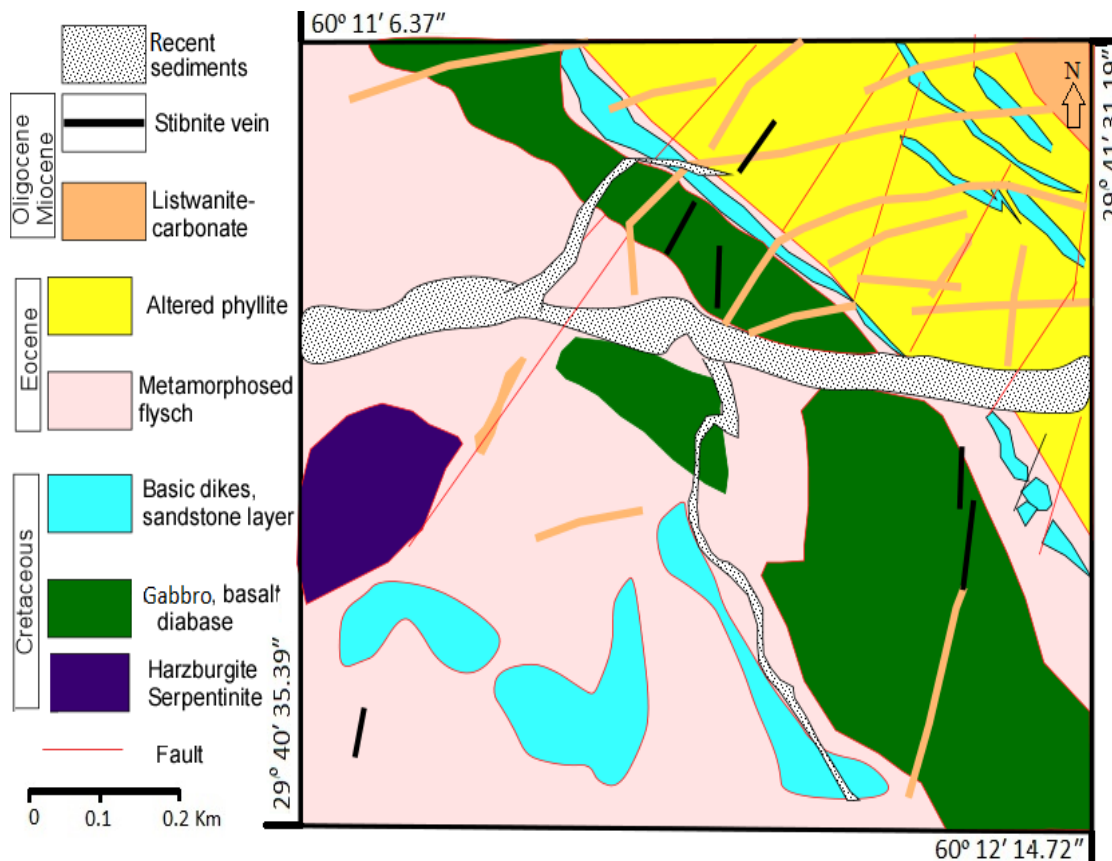
کانسار آنتیموان بائوت در پهنه زمین‌درز سیستان واقع شده است. این پهنه از اواسط کرتاسه تحت‌تأثیر گروهی حوادث زمین‌ساختی مهم؛ ولی کوتاه‌مدت قرار گرفته؛ به طوری که ریفینینگ اواسط کرتاسه باعث جدایی بلوک‌های لوت و افغان و گسترش اقیانوس بینابینی و نهشته‌شدن رسوبات دریایی ضخیمی شده است (Camp and Griffis, 1982). حجم زیاد فیولیت‌ها و فیولیت‌ملاژها در پهنه زمین‌درز سیستان نیز شاهدی از یک پوسته اقیانوسی هستند. فرورانش این اقیانوس در ائوسن و قبل از آن باعث ایجاد سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی در بخش‌هایی از این پهنه شده است. سپس در اواسط ائوسن، برخورد این اقیانوس با بلوک‌های لوت و افغان به توده‌های گرانیتی متعددی مثل گرانیتوئید زاهدان منجر شده است. هم‌گرایی بلوک‌های لوت و افغان بعد از برخورد هم ادامه داشته و به چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی امتداد لغز مزدوج و فعالیت‌های ماگمایی متنوعی در الیگوسن و میوسن منجر شده است (Camp and Griffis, 1982). این رویدادها باعث ایجاد کانسارهای متعددی از جمله کانسارهای آنتیموان در پهنه زمین‌درز سیستان شده است. (Farshidpour, 2012; Moradi, 2012; Moradi et al., 2014; Boomeri, 2016; Marzi, 2014). در منطقه بائوت و اطراف آن واحدهای سنگ‌شناسی شامل سنگ‌های آذرین، دگرگونه و رسوبی (توریداتی) است (شکل ۱). سنگ‌های آذرین که اغلب مربوط به مجموعه افیولیتی هستند، در نزدیک محدوده مقدار کمی دایک‌های داسیتی و آندزیتی لبه لوت نیز رخنمون دارند. مجموعه افیولیتی در بائوت شامل هارزبورژیت، سرپانتینیت، گابرو، بازالت و سنگ آهک است. واحدهای توریداتی شامل شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون بوده که گاهی متحمل درجات

1. High Sulfur

2. Low Sulfur

فلش‌های کمی دگرگونه گسترش دارند. دگرسانی سیلیسی و کربناته در داخل و اطراف رگه‌های معدنی معمول تر هستند.

دگرگونی پایین شده است. فیلیت و انواع شیست‌های سبز واحدهای دگرگونه منطقه را تشکیل می‌دهند. دگرسانی پروپیلیتیک در بازالت‌ها و گابروها، و دگرسانی سریستی در



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی بخشی از محدوده بائوت بر اساس تصاویر Google Earth و بررسی‌های صحرایی (سن‌ها از بهروزی (Behrouzi, 1993) اقتباس شده است).

Fig. 1. A geological map from a part of Baout area based on google earth images and filed observation (ages from Behrouzi, 1993).

و ICP-MS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران آنالیز شد. برای تعیین عیار آنتیموان و عناصر همراه تعدادی نمونه از کانسنگ آنتیموان در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه سیستان و بلوچستان با روش ICP-OES آنالیز شدند. تعداد ۶ نمونه کانی کوارتز حاوی کانی‌زایی استینیت برای تهیه مقطع دوبر صیقل انتخاب شد که پس از انجام بررسی‌های پتروگرافی، تعداد ۳ مقطع مناسب از نظر اندازه و فراوانی سیالات در گیر انتخاب شد.

### روش مطالعه

پس از بررسی‌های صحرایی ۵۰ نمونه از سنگ میزبان، رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی و ماده معدنی نزدیک به رگه‌های کوارتز-استینیت برداشت شد. برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌شناسی، تعداد ۲۰ مقطع نازک، ۱۰ مقطع صیقلی و ۶ مقطع نازک-صیقلی تهیه شد. تعدادی از این نمونه‌ها برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی به ترتیب با روش XRF

بعد از بررسی کامل مشخصات پتروگرافی با میکروسکوپ، اندازه‌گیری دما و شوری با استفاده از دستگاه گرمایش-سرمایش مدل THMS600 شرکت Linkam در آزمایشگاه تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران انجام شد. دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است. کالیبراسیون دستگاه در گرمایش با دقت  $\pm 0/6$  درجه با نیترات سزیم<sup>۲</sup> با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه انجام شد و در انجماد با دقت  $\pm 0/2$  درجه و با ماده استاندارد ان-هگزان<sup>۲</sup> با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام شد.

### سنگ‌نگاری

چنان‌که بیان شد، واحدهای سنگی در بائوت شامل سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی است. سنگ‌های آذرین را می‌توان به سه گروه اولترامافیک، مافیک و حداوسط تا اسیدی تقسیم کرد. مهم‌ترین سنگ‌های رسوبی، سنگ آهک و تورییدات‌ها به‌خصوص ماسه‌سنگ و سیلتستون است و مهم‌ترین سنگ دگرگونی فیلیت است که از دگرگونی شیل حاصل شده است.

### سنگ‌های اولترامافیک

رخنمون‌های این سنگ‌ها در بائوت بخشی از پهنه افیولیتی در پهنه زمین‌درز سیستان است که اغلب هارزبورژیت سرپانتینیته شده و سرپانتینیت هستند. بخش‌هایی از این سنگ‌ها به لیستونیت تبدیل شده‌اند. بافت اولیه هارزبورژیت گرانولار و انباشتی و کانی‌های اولیه آنها اغلب بلورهای درشت ارتوپیروکسن و فورستریت هستند. سرپانتین فراوان‌ترین کانی ثانویه بوده که جانشین کانی‌های قبلی شده و به شکل رشته‌ای و تیغه‌ای در جهت‌های مختلف رشد کرده است (شکل ۲-۱A). کانی‌های اوپک مثل کرومیت نیز در این سنگ وجود دارد. بیش از ۹۰ درصد لیستونیت از کلسیت و کوارتز تشکیل شده است که به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و جانشینی تشکیل شده است و گاهی بلورهای آن تا بیش از یک میلی‌متر رشد کردند

(شکل ۲-۱B).

### سنگ‌های مافیک

سنگ‌های مافیک از گابرو تا بازالت بالشی (اغلب دیاباز) متغیر هستند (شکل ۲-۱C، D، E و F). در مقایسه با سنگ‌های اولترامافیک، رخنمون این سنگ‌ها به صورت توده‌های سبز در بخش میانی محدوده بائوت گسترش بیشتری دارد. بافت سنگ گابرو اغلب بلوری و بافت سنگ بازالت اینترسرتال و واریولیتی است. این سنگ‌ها اغلب از تیغه‌های پلاژیوکلاز در اندازه ۰/۱ تا بیش از ۲ میلی‌متر و کمی پیروکسن تشکیل شده‌اند. تیغه‌های پلاژیوکلاز در دیاباز و بازالت‌های بالشی در جهت‌های مختلفی رشد کرده و گاهی به صورت شعاعی رگچه‌های متعددی از کوارتز و کلسیت این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند. این کانی‌ها در دیگر فضاها خالی به‌خصوص در حفره این سنگ‌ها نیز دیده می‌شوند. در نمونه‌هایی که دچار دگرسانی گرمابی شده‌اند، کانی‌های مثل آمفیبول، کلریت و اپیدوت نیز تشکیل شده‌اند و مقدار کوارتز در آنها به شدت افزایش پیدا کرده است (شکل ۲-۱F). پیروکسن‌ها احتمالاً تخریب و تجزیه شده‌اند. بعضی از نمونه‌ها دارای مقدار زیادی هورنبلند سبز اولیه هستند که نشان‌دهنده حضور سنگ‌هایی با ترکیب دیوریت یا دیوریت گابرو هستند (شکل ۲-۱E). بافت غالب در دیوریت اینترسرتال و اینترگرانولار است و از پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده است (شکل ۲-۱D و E). پلاژیوکلاز در این سنگ به صورت فنو کریست‌های نیمه شکل‌دار در اندازه ۰/۳ تا ۰/۷ میلی‌متر است (شکل ۲-۱D). هورنبلندها به ندرت کلریتی شده‌اند. کلسیت و کوارتز به صورت رگه‌ای و پراکنده در این سنگ‌ها وجود دارند (شکل ۲-۱F).

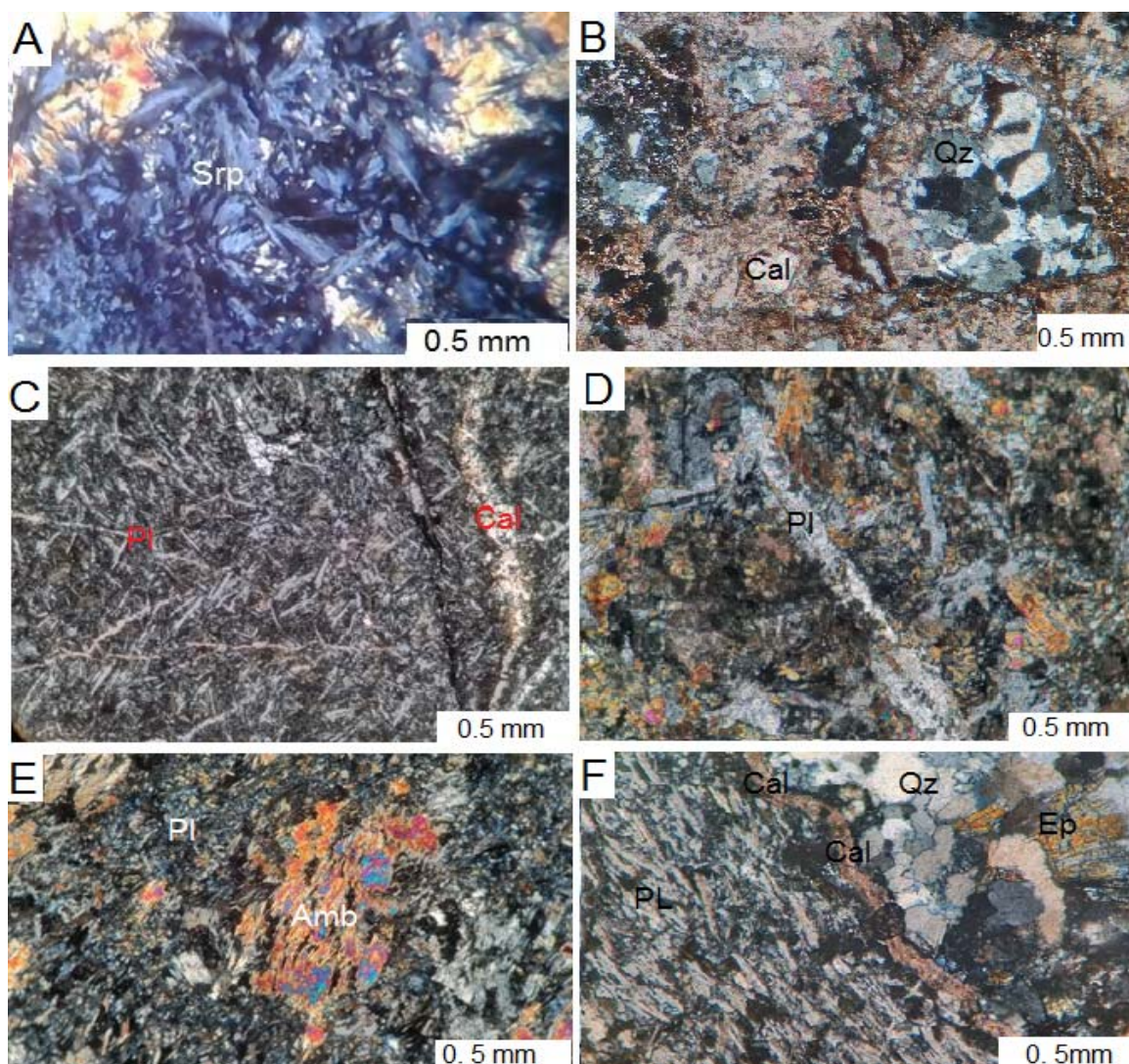
### سنگ‌های رسوبی و دگرگونی

سنگ‌های رسوبی اغلب شامل سنگ آهک، شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون هستند. این سنگ‌های دچار دگرگونی ضعیفی شده‌اند؛ به طوری که شیل‌ها به فیلیت و سیست تبدیل شده‌اند.

1. Cesium nitrate  
2. n-Hexane

بلورهای دوکی شکل کوارتز اولیه را کوارتز ثانویه و کانی‌های فیلسیلیکاته فراگرفته‌اند.

فیلیت دارای بافت لپیدوبلاستیک و گاهی میلونیتی هستند و اغلب از کوارتز و مسکویت و مقداری اورتوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۱). این کانی‌ها جهت یافته هستند و اطراف

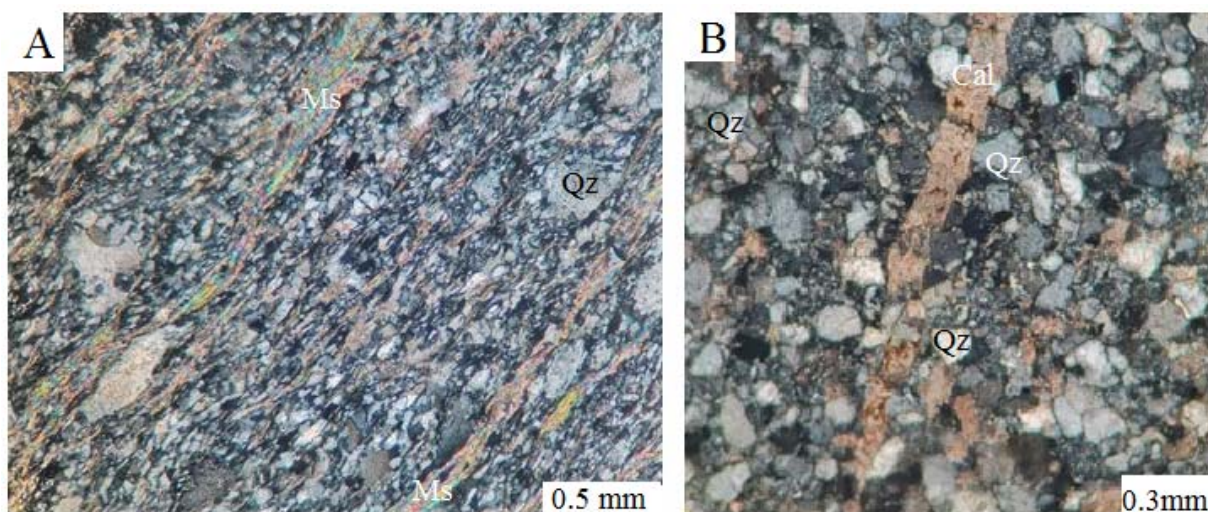


شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آذرین در منطقه بائوت در نور XPL، A: پریدوتیت سرپانتینیزه شده، B: لیستونیت متشکل از کلسیت و کوارتز، C: بازالت بالشی، D: دیاباز دارای بلورهای کشیده پلاژیوکلاز، کانی‌های رنگی کانی‌های ثانویه مثل آمفیبول و اپیدوت هستند، E: دیاباز دارای آمفیبول و F: رگچه‌های کوارتز و کلسیت با اپیدوت که یک بازالت را قطع کرده‌اند. علائم اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Srp: سرپانتین، Amp: آمفیبول، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت).

**Fig. 2.** Microphotographs of igneous rocks in Baout in XPL, A: Serpentinized peridotite, B: Listvinite composed of calcite and quartz, C: Pillow basalt D: Diabase contains plagioclase crystals, colored minerals, secondary minerals such as amphibole and epidote, E: Diabase contains crystals of amphibole, and F: Quartz and calcite veins with epidote that cut a basalt. Abbreviations from Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz, Pl: plagioclase, Srp: serpentine, Amp: amphibole, Cal: calcite, Ep: epidote).

سنگ و اوپک قابل مشاهده است (شکل ۳-۲). بلورهای کوارتز زاویه و در اندازه ۰/۱ میلی‌متر، بلورهای فلدسپات به صورت نیمه‌شکل‌دار در اندازه ۰/۳ میلی‌متر بوده که به سرسیت تبدیل شده‌اند. این سنگ‌ها نیز در محدوده مورد بررسی اغلب مورد هجوم رگچه‌های کوارتز و کربناته واقع شده‌اند (شکل ۳-۲).

کلسیت و کوارتز به شدت به این سنگ‌های هجوم آورده به شکل‌های رگه‌ای، رگچه‌ای، پرکنده حفره‌ها، جانیشینی و پراکنده هستند. ماسه‌سنگ و سیلتستون از لحاظ بافتی و کانی‌شناسی متنوع هستند و در مقطع میکروسکوپی این سنگ‌ها کوارتز، فلدسپات، مسکویت، کلسیت، کانی‌های رسی، قطعه



**شکل ۳.** عکس‌های میکروسکوپی از سنگ‌های دگرگونی و رسوبی از منطقه بائوت در نور XPL، A: فیلیت که اغلب دارای کوارتز و موسکویت است و B: ماسه‌سنگ متشکل از کوارتز، لیتیک، فلدسپات و کانی‌های ثانویه. علائم اختصاری بر اساس ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Ms: مسکویت، Cal: کلسیت).

**Fig. 3.** Microphotographs of sediment and metamorphic rocks in Baout in XPL, A: phyllite contains crystals of quartz and muscovite, and B: sandstone composed of quartz, lithic, feldspar and secondary minerals. Abbreviations from Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz, Cal: calcite, Ms: muscovite).

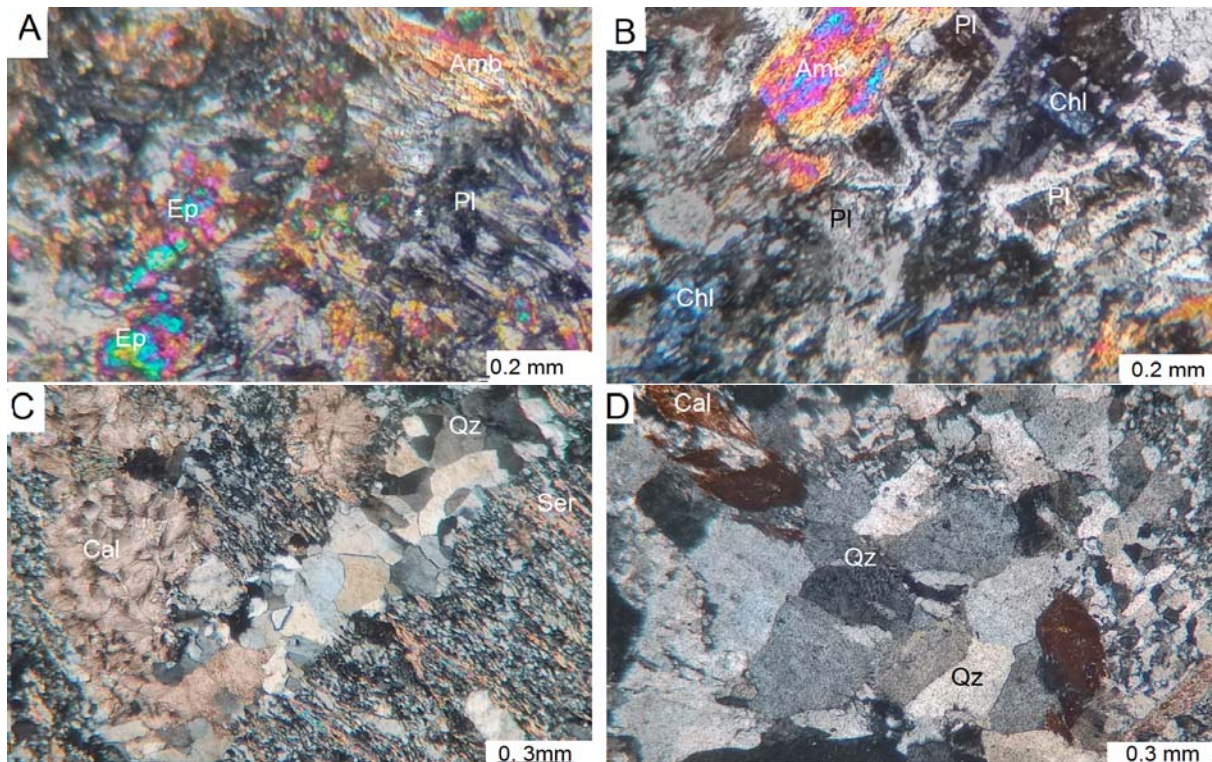
کانی‌های ثانویه به خصوص کوارتز و کلسیت به صورت پرکننده حفره‌ها و رگچه‌ای نیز تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۲ و ۴-۳). سرسیت و مسکویت در فلیش‌های میزبان به مقدار زیادی تشکیل شده است. این کانی‌ها در فیلیت‌ها به صورت رشته‌های پیچ‌خورده و جهت‌یافته و متناوب با لامینه‌های کوارتز دیده می‌شود (شکل ۳-۲). سرسیت در ماسه‌سنگ‌ها و سیلتستون‌ها به صورت پرکننده فضای خالی حضور دارند. در فلیش‌ها نیز رگچه‌های متعددی از کوارتز و کلسیت دیده می‌شود. مجموعه‌ای از کوارتزهای رسوبی، دگرگونی، دیاژنزی و گرمایی

### دگرسانی

سنگ‌های اولترامافیک اغلب به سرپانتین و لیستونیت دگرسان شده‌اند. درحالی‌که سنگ‌های مافیکی میزبان کانی‌زایی در منطقه بائوت اغلب متحمل دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند. بر اثر این دگرسانی کانی‌های مافیکی اولیه به اپیدوت، کلینوزویت، ترمولیت، کوارتز و کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۲-۲، E، D و F و شکل ۴-۲ و B). پلاژیوکلاز که فراوان‌ترین کانی این سنگ‌هاست تا حدودی بدون تغییر باقی‌مانده و یا قسمت‌هایی به سرسیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده است. علاوه بر این

رگه و رگچه‌های کوارتز و کربنات واقع شده‌اند و دگرسانی سیلیسی و کربناتی شاخص‌ترین دگرسانی در بائوت است.

در این سنگ‌ها وجود دارند که در اندازه و شکل‌های مختلفی آرایش پیدا کرده‌اند. به‌طور کلی تمام سنگ‌های منطقه شامل سنگ‌های مجموعه افیولیت و توریدیت‌ها مورد هجوم شدید



شکل ۴. عکس‌های میکروسکوپی از دگرسانی‌های محدوده بائوت در نور XPL، A و B: دگرسانی پروپلیتیک در دیاباز با تشکیل اپیدوت، ترمولیت و کلریت، C: رگچه کوارتز و کلسیت در یک فیلیت و D: بلورهای کربنات در رگچه کوارتزی. علائم اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Amp: آمفیبول، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت، Ser: سرسیت).

**Fig. 4.** Microphotographs of alterations in Baout in XPL, A and B: propylitic alteration in diabase with the formation of epidote, tremolite and chlorite, C: quartz and calcite veinlets in phyllite, and D: quartz veinlet contains crystals of carbonate. Abbreviations from Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz, Pl: plagioclase, Amp: amphibole, Cal: calcite, Ep: epidote, Ser: sericite).

(Grant, 2005, 1990). در این مقاله از روش ایزوکن استفاده شده است (Grant, 2005). پایه و اساس این روش بررسی مقادیر عناصر موجود در سنگ‌های دگرسان‌شده نسبت به سنگ‌های سالم در منطقه است. داده‌های شیمیایی در جدول ۱ نشان‌دهنده شده است. در روش ایزوکن برای بررسی وضعیت دگرسانی و تبادل عناصر با سیالات گرمایی از عناصر نامتحرکی مانند Nb, Zr, Ti, Al و Y استفاده می‌شود.

### تغییرات جرم در دگرسانی

به تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی سنگ‌ها بر اثر محلول‌های گرمایی دگرسانی گفته می‌شود. طی فرایند دگرسانی ممکن است عناصری از سنگ خارج و یا وارد شوند. برای بررسی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در سنگ‌های دگرسان‌شده روش‌های مختلفی وجود دارد (Grant, 1967; Gresens, 1986; Maclean and Klanidioti, 1987; Maclean,

جدول ۱. مقادیر عناصر اصلی (wt.%) و عناصر فرعی (ppm) سنگ‌های آذرین میزبان در منطقه بائوت

Table 1. Major (wt.%) and trace (ppm) elements contents of hosted igneous rocks in Baout

Sample	B1	B8	B17	B5	Ku11-X1	BO
Rock	Basalt	Basalt	Gabbro	Basalt	Gabbro	Sb ore
SiO <sub>2</sub>	57.1	40.46	48.2	45.83	49.62	50.6
TiO <sub>2</sub>	0.53	2.08	1.16	1.19	1.34	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.85	15.69	13.47	13.24	15.85	2.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.98	13.97	11.52	12.85	13.95	2.95
MnO	1.8	1.94	1.22	2.31		0.09
MgO	1.23	5.43	5.77	5.81	4.8	0.86
CaO	6.83	10.6	10.19	13.42	6.2	17.64
Na <sub>2</sub> O	2.17	2.95	2.45	2.95	4.22	0.42
K <sub>2</sub> O	3.67	0.67	2.56	0	0.41	0.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.18	0.66	0.16	0.44	0.03
LOI	6.46	7.97	3.85	4.54	2.98	11.35
Total	101.81	101.94	101.05	102.3	99.81	87.45
As	5	10	3	5	1	
Ba	716	55	1238	10		939
Ce	21	17	83	16	4	
Cr	90	180	435	297	67	72
Cs	7.2	15.8	5.4	3.2	1	
Cu	12	32	42	38	34	161
Gd	1.6	4.1	3.9	4.1	4.8	
Hf	1	3.7	3.5	1.9	1.3	
La	13	6	48	7	6	
Mo	3.4	2.4	1.4	4.5	1	
Nb	11.7	15.6	16.4	12.6	9	
Nd	9	17	26	15	13	
Ni	67	55.4	104.5	96	11.3	17
Pb	24	15	26	22	12	816
Rb	95	27	47	30.1	1	8
Sb	5.1	74.3	8.8	49.9	1	80000
Sc	3	23.9	18.4	26.3	23	
Sm	4.3	4.8	8.1	4.5	1.6	
Sn	5.3	1.4	4.5	1.5	1	
Sr	343	255	911	203	248	238
Y	6	26	17	24	12	4
Zr	40	93	89	22	38	28
Zn	48	73	60	58	77	1614

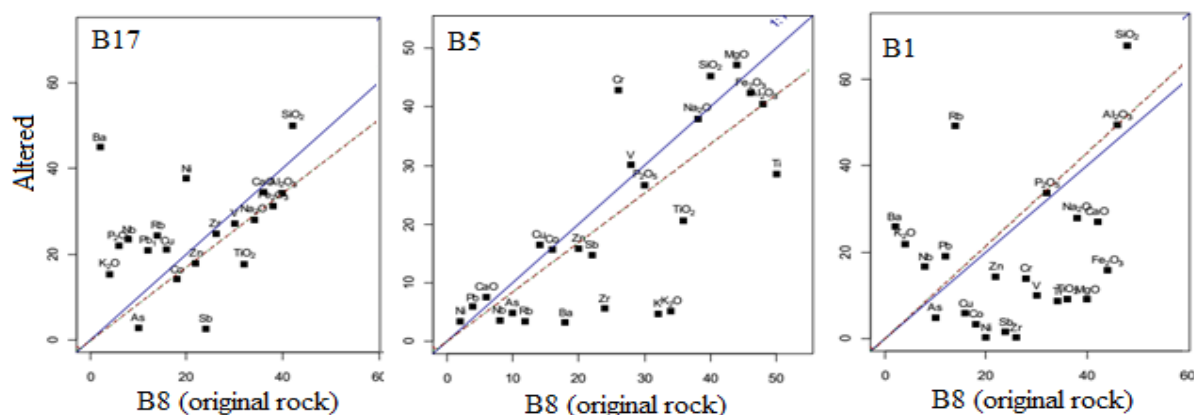
بالای خط ایزوکن عناصری هستند که در طول دگرسانی به سیستم اضافه شده‌اند، عناصر زیر خط ایزوکن عناصری هستند، که در طول دگرسانی از سیستم خارج شده‌اند و عناصر روی خط ایزوکن عناصری هستند که در طول دگرسانی بدون تحرک باقی مانده‌اند (Grant, 2005). نمونه‌های بازالتی مورد بررسی در کانسار بائوت که اغلب متحمل دگرسانی پروپلیتیک شده‌اند نسبت به یک بازالت کمتر دگرسان شده (نمونه B8) مورد

در روش ایزوکن ارتباط ترکیب و حجم از طریق معادله  $C_i^A = M^O / M^A (C_i^O + \Delta C_i)$  محاسبه می‌شوند. در این معادله  $C_i^O$  بیانگر غلظت یک عنصر در نمونه سالم،  $C_i^A$  بیانگر غلظت یک عنصر در نمونه دگرسان شده،  $M^O$  و  $M^A$  جرم‌های معادل قبل و بعد از دگرسانی و  $\Delta C_i$  اختلاف غلظت یک عنصر در نمونه سالم و دگرسان شده است. عناصر اضافه شده یا از دست رفته با مقایسه به نقاط عناصر با خط ایزوکن به دست می‌آیند. عناصر



و غنی‌شدگی Pb و SiO<sub>2</sub> در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به نمونه کمتر دگرسان شده است.

مقایسه قرار گرفته‌اند. البته در این نمونه نیز کلسیت ثانویه وجود دارد. نمودار تغییرات این نمونه‌ها در شکل ۵ قابل مشاهده است. مهم‌ترین نکات قابل ذکر در این نمودارها تهی‌شدگی As و Sb



شکل ۵. نمودارهای ایزوکن برای نمایش تغییرات عناصر در دگرسانی پروپلیتیک در منطقه بائوت

Fig. 5. Isocon diagram to show mass changes in propylitic alteration in the Baout area

منبع خوبی برای تأمین آنتیموان در رگه‌های کوارتز-استیبنیت بوده‌اند. میزان مس، روی و سرب در سنگ‌های کورین نسبت به سنگ‌های بائوت بیشتر است.

### کانی‌زایی

کانی‌زایی آنتیموان به صورت استیبنیت در رگه‌های سیلیسی تشکیل شده است؛ به عبارت دیگر به شکل رگه‌های کوارتز-استیبنیت هستند (شکل ۷). این رگه‌ها اغلب دارای امتداد شمال شرقی یا جنوب غربی هستند. رگه‌های دیگری هم با همین روند وجود دارد که دارای طول و ضخامت بیشتری هستند و اغلب کربناته هستند (شکل ۷-A). در بعضی از این رگه‌ها هم استیبنیت تشکیل شده است. ضخامت کانی‌زایی در امتداد رگه‌های کوارتز-استیبنیت متفاوت است و گاهی ضخامت آنها به ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۷-B). رگه‌های کوارتز-استیبنیت معمولاً دارای شیبی بیش از ۴۵ درجه به سمت شمال و شمال غرب هستند. سنگ‌های میزبان هم واحد مافییک و هم فلیش‌ها هستند. منطقه مورد بررسی دارای گسل، شکستگی و

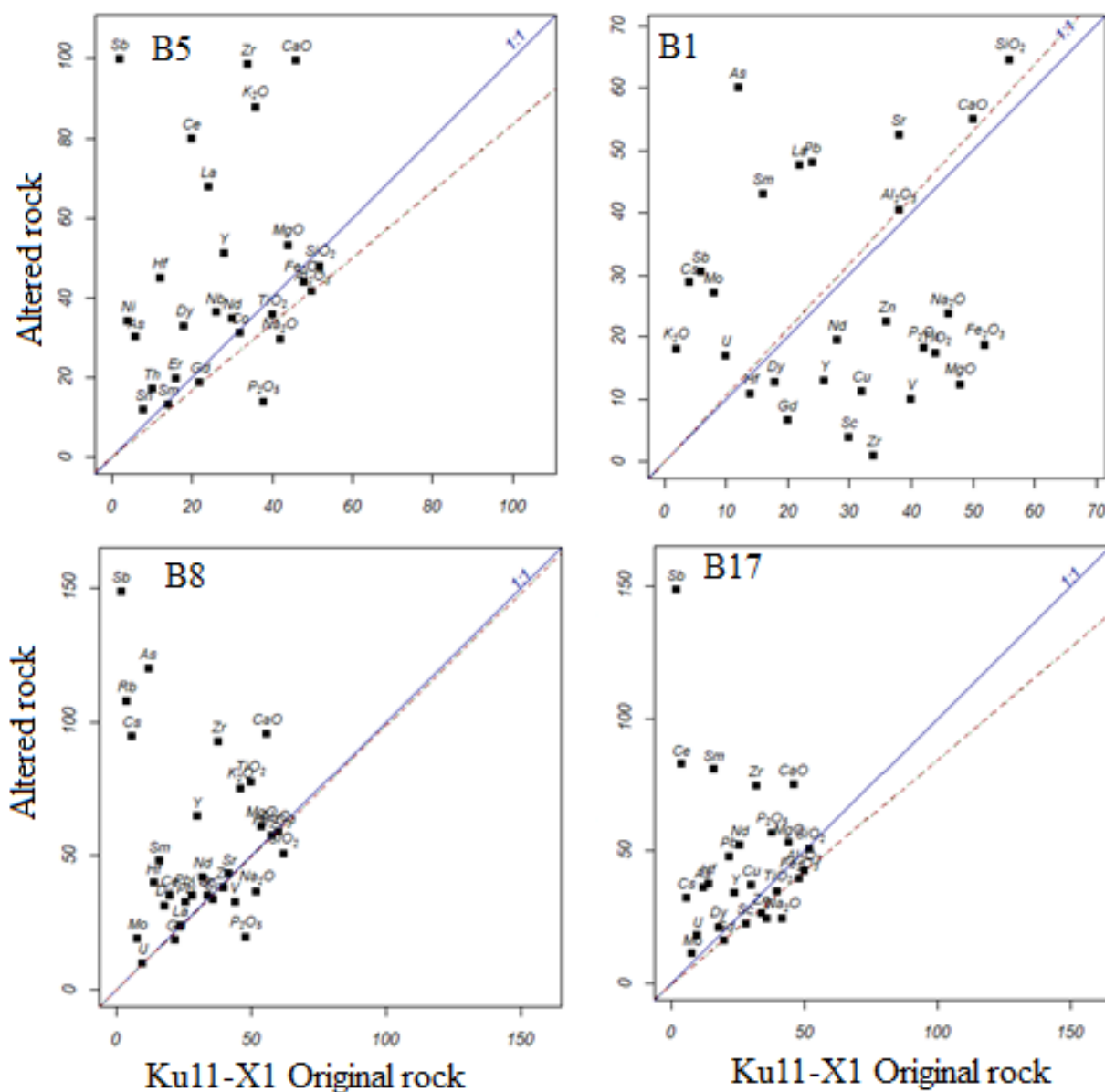
مقادیر Cu و Zn، روی ایزوکن عناصر نامتحرک قرار گرفته‌اند که بیانگر مقادیر تقریباً یکسان آنها در سنگ‌های دگرسان شده و کمتر دگرسان شده است. این بررسی‌ها نشان می‌دهد که در منطقه بائوت As و Sb که عناصر فوق‌العاده متحرکی هستند از سنگ‌های دگرسان شده به داخل رگه‌ها منتقل شده‌اند. علت تفاوت در افزایش و کاهش عناصر آنتیموان، آرسنیک، سرب، روی، مولیبدن و مس به میزان پایداری آنها در محلول‌های گرمایی انتقال‌دهنده آنها بستگی دارد که خود وابسته به دما، فشار، ترکیب سیال، pH و Eh است.

افزایش و کاهش عناصر در سنگ‌های دگرسان شده بائوت با یک سنگ کمتر دگرسان شده آن از پهنه افیولیتی کورین نیز بررسی شده است (نمونه Ku11-X1). تغییرات جرم در سنگ‌های دگرسان شده بائوت نسبت به این نمونه در شکل ۶ نمایش داده شده است.

بر اساس این شکل‌ها، مقدار Sb در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به نمونه کمتر دگرسان شده کورین غنی‌شدگی دارد که نشان می‌دهد، سنگ‌های میزبان بائوت از آنتیموان غنی شده‌اند و

ساختاری به‌خصوص گسل‌ها در جهت شمال شرق عاملی مهم در قابلیت نقل و انتقال سیالات در محدوده مورد بررسی بوده‌اند.

خردشدگی‌های زیادی هست که فضای خالی برای ته‌نشست ماده معدنی را ایجاد کرده است. کنترل‌کننده‌های



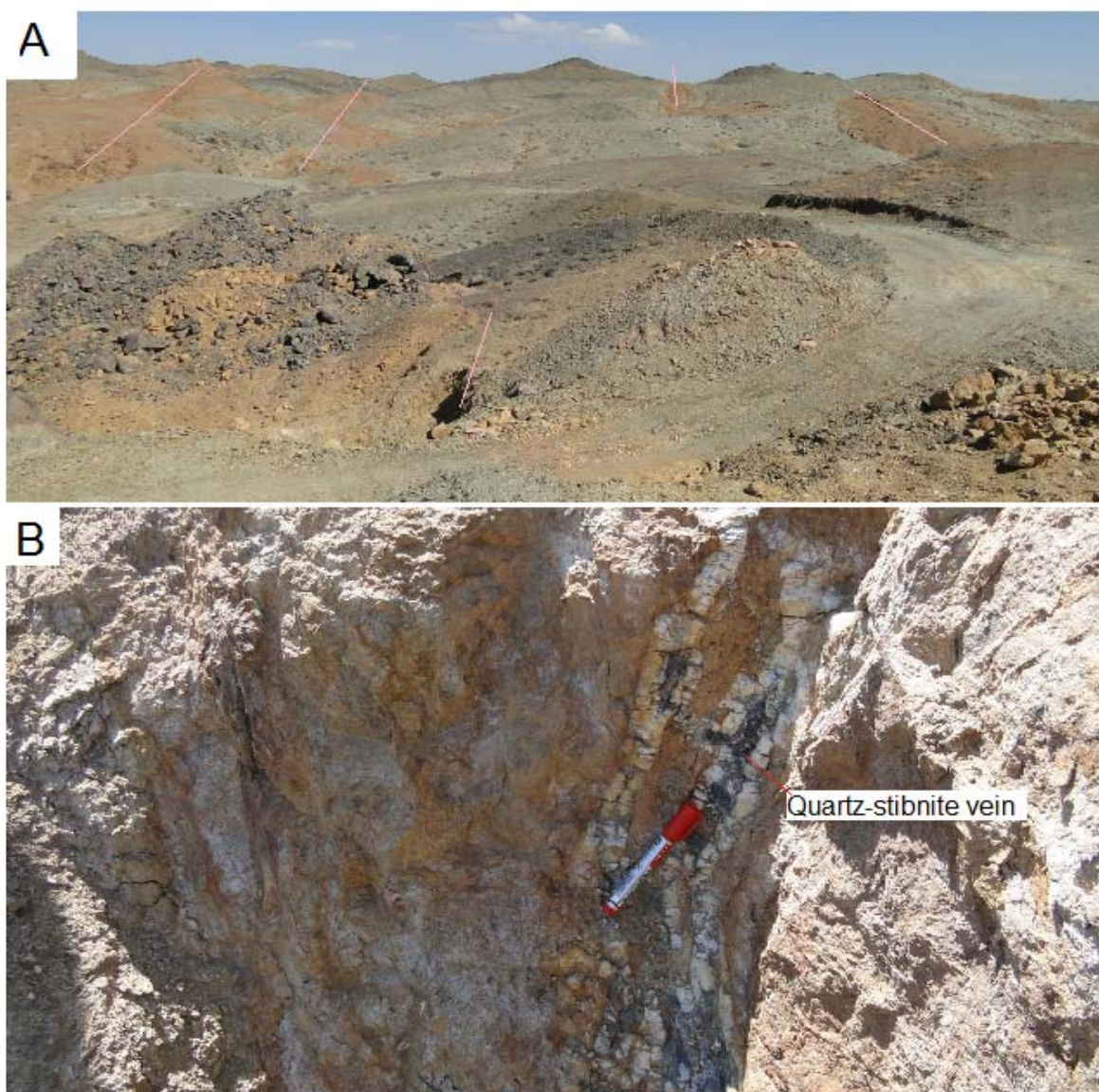
شکل ۶. نمودار ایزوکن برای نمایش تغییرات عناصر در سنگ‌های میزبان در منطقه بائوت نسبت به یک گابروی کم دگرسان‌شده از منطقه کورین  
 Fig. 6. Isocon diagram to show mass changes of hosted rocks of Baout relative to a less-altered gabbro of Kurin area

(2005). کانسنگ آنتیموان در بائوت بافت پرکننده فضای خالی دارد؛ به‌طوری‌که ابتدا کوارتز در رگه تشکیل شده و سپس

این کنترل‌کننده‌ها باعث جریان سیال گرمایی و در شرایط مناسب، باعث تمرکز و تجمع کانه‌ها می‌شود (Leach et al., )

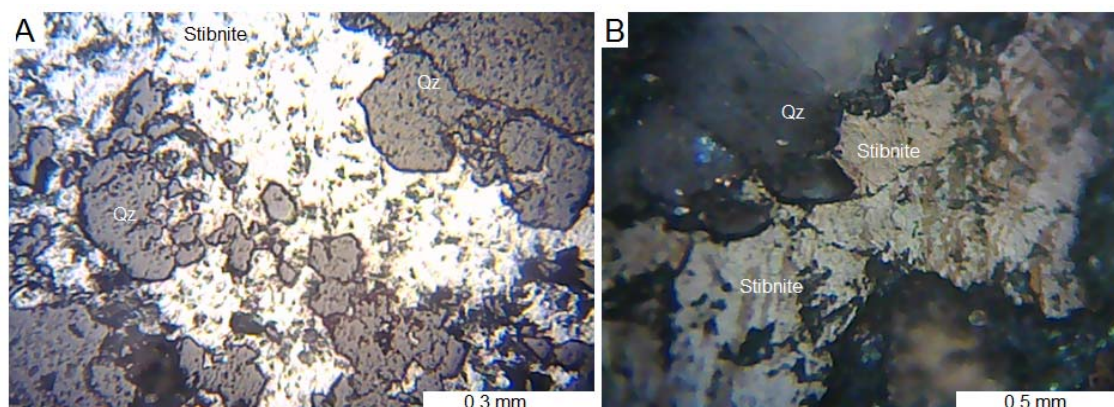
مهم کانسنگ آنتیموان بائوت هستند (شکل ۷). نتیجه یک آنالیز XRD از رگه کوارتز استیبنیت به شناسایی کوارتز، کلسیت و استیبنیت به‌عنوان فازهای اصلی و آنکریت به‌عنوان فاز فرعی منجر شده است.

استیبنیت در فضاهای خالی آن رشد کرده است (شکل ۸-A و B). علاوه بر استیبنیت ( $Sb_2S_3$ ) به‌عنوان کانه اصلی در رگه‌های کوارتز-استیبنیت، کانه‌های والتینیت ( $Sb_2O_3$ )، سنارمونیت ( $Sb_2O_3$ )، و استیکونیت ( $Sb_2O_4 \cdot H_2O$ )، نیز گزارش شده است (Khorrami, 2012). کوارتز، کلسیت، و آنکریت باطله‌های



شکل ۷. عکس‌های صحرایی از A: سنگ میزبان (دیاباز) و رگه‌های کربناته، و کوارتز-کربنات و B: رگه کوارتز-استیبنیت، از منطقه بائوت

**Fig. 7.** Field photographs of, A: host rock (diabase) and carbonate and quartz-carbonate veins, and B: Quartz-stibnite vein in Baout.



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی از استینیت با نور انعکاسی از منطقه بائوت، A: نور PPL و B: نور XPL. علامت اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز).

**Fig. 8.** Microphotographs of stibnite under reflective light in Baout, A: PPL, and B: XPL. Abbreviations from Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz).

بعضی نمونه‌ها به ۳ گرم در تن هم می‌رسد (جدول ۲). کانسنگ‌های آنتیموان عیار بالا یا به عبارت دیگر، استینیت خالص معمولاً در دمای پایین تمرکز می‌یابند (Marshall and Joensuu, 1961). در بعضی نمونه‌ها مقادیر قابل توجهی از عناصر آرسنیک، و روی مشاهده می‌شود (جدول ۲).

### ژئوشیمی رگه‌های کوارتز-استینیت

نتایج تجزیه‌های شیمیایی انجام شده روی نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های استینیت مورد بررسی نشان می‌دهد که علاوه بر آنتیموان، طلا و احتمالاً نقره عناصر ارزشمندی هستند که در کانسنگ حضور دارند (جدول ۲). مقدار آنتیموان در کانسنگ بائوت بالا بوده (متوسط = ۳۱/۲۸ درصد وزنی) و مقدار طلا در

جدول ۲. نتایج آنالیز کانسنگ آنتیموان از رگه‌های کوارتز-استینیت در منطقه بائوت (تمامی مقادیر به جز عنصر Sb، بر اساس ppm)

**Table 2.** Elemental composition of Sb ore from quartz-stibnite veins in Baout (in ppm except for Sb in wt.%)

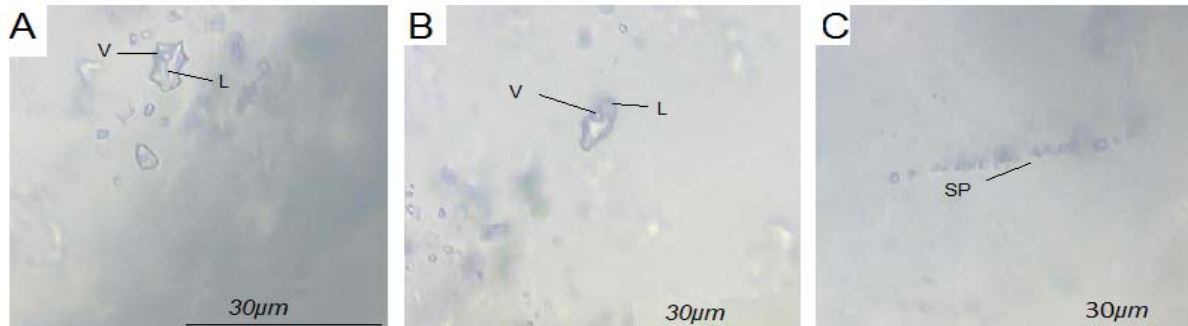
Sb (wt.%)	15.6	29.5	38	42	36.4	37.5	38.7	41.8
Hg	12	N. d	N. d	N. d	N. d	N. d	N. d	N. d
Cu	18	16	14	16	17	22	20	16
Zn	167	20	12	69	43	53	71	69
As	63	<20	<20	<20	506	429	725	<20
Ag	0	<1	5.2	<1	<1	<1	<1	<1
Au	N.d	N.d	N.d	N.d	3.21	0.33	0.71	0.36

می‌شوند (شکل ۹-A، B و C). بیشتر سیالات درگیر و به خصوص انواع ثانویه و ثانویه کاذب بسیار ریز و غیر قابل اندازه‌گیری هستند. سیالات درگیر اولیه از لحاظ ظاهری اغلب دارای شکل‌های منظم بیضوی و کروی و با اندازه ۲ تا ۶

### سیالات درگیر

سیالات درگیر در کوارتز از رگه‌های کوارتز-استینیت بائوت در دمای معمولی و بر اساس تقسیم‌بندی رایج (Shepherd et al., 1985) شامل سیالات درگیر اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب

میکرون هستند. سیالات درگیر اولیه شامل تک فازی و دوفازی می‌شوند. انواع دوفازی و قابل اندازه‌گیری اغلب غنی از مایع و



شکل ۹. A و B: تصاویر میکروسکوپی از سیالات درگیر اولیه دوفازی و ثانویه در منطقه بانوت L: فاز مایع و V: فاز بخار و C: سیالات درگیر کاذب (SP)

**Fig. 9.** A and B: microphotograph of two-phase primary and secondary fluids inclusion in the Baout, L: liquid phase, V: vapor phase, and C: pseudo-secondary fluid inclusions (SP).

زیادی هست که فضای خالی برای ته‌نشست ماده معدنی را ایجاد کرده است. کنترل‌کننده‌های ساختاری به‌خصوص گسل‌ها در جهت شمال‌شرق عاملی مهم در قابلیت نقل و انتقال سیالات در محدوده مورد بررسی بوده‌اند. این کنترل‌کننده‌ها باعث جریان سیال گرمایی و در شرایط مناسب باعث تمرکز و تجمع کانه‌ها می‌شود (Leach et al., 2005). سیر تحول سیالات درگیر در شکل ۱۰ نشان‌دهنده شده است. نمونه‌های مورد بررسی بر پایه مقادیر محدوده Th و شوری در امتداد و روند ۴ و ۶ قرار می‌گیرند که نشانه سردشدن سیال و کاهش فشار بر روی آن است (Shepherd et al., 1985). سیالات درگیر در نمونه‌های مورد بررسی در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال (شکل ۱۱-A) و منشأ سیال کانی‌ساز در محدوده آب‌های دگرگونی و جوی قرار گرفته است (شکل ۱۱-B). نبود بلورهای دختر مثل هالیت و سیلیت نشانه‌دهنده وجود محلول‌های گرمایی فقیر از کمپلکس‌های کلریدی و دارای شوری پایین است (Mehvari et al., 2010; Hashemian et al., 2018). سیالات گرمایی با شوری بالا و دماهای بالا اغلب توسط کمپلکس‌های کلریدی و سیالات گرمایی دما پایین و شوری کم توسط کمپلکس‌های

به‌طور کلی دمای همگن شدن و شوری ۱۸ سیال درگیر اولیه اندازه‌گیری شد. نتایج میکروتومتری در جدول ۳ آمده است. دمای همگن شدن (Th) سیالات درگیر اندازه‌گیری شده از ۱۳۰ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و در تمامی نمونه‌ها همگن شدن به فاز مایع صورت گرفته است. شروع دمای ذوب در حدود منهای ۲۱ درجه سانتی‌گراد است که نشان می‌دهد سیال مسئول کانی‌سازی در کانسار بانوت دارای ترکیب  $H_2O-NaCl$  بوده است؛ زیرا که دمای یوتکتیک در این سیستم برابر یا نزدیک به ۲۱- درجه سانتی‌گراد است (Shepherd et al., 1985).

دمای نهایی ذوب ( $T_{mice}$ ) بین ۱/۲- تا ۱/۸- درجه سانتی‌گراد متغیر است. بر اساس سیستم  $H_2O-NaCl$  (Bodnar, 1993) مقدار شوری سیالات درگیر بررسی شده بین ۲/۰۷ تا ۳/۰۶ و میانگین شوری حدود ۲/۶۴ درصد وزنی معادل نمک طعام بوده و چگالی میانگین آن ۰/۹۱۴ (گرم بر سانتی‌متر مکعب) به‌دست آمده است.

## بحث

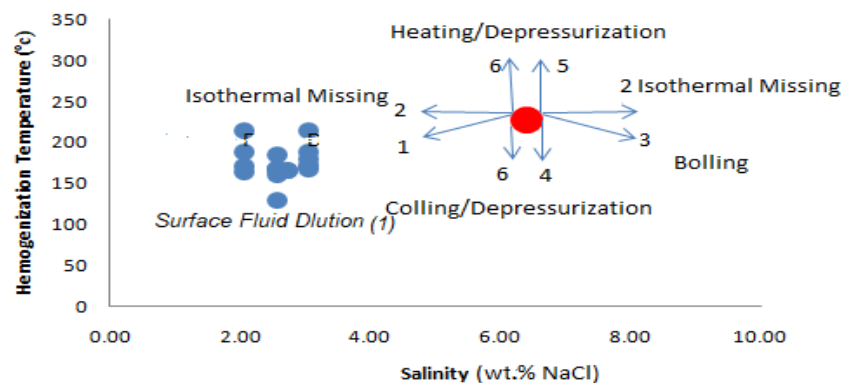
منطقه مورد بررسی دارای گسل، شکستگی و خردشدگی‌های

سولفیدی منتقل می‌شوند (Barnes, 1998)، نمونه‌های مورد  
 بررسی در محدوده کمپلکس‌های سولفیدی که نشانگر دماهای  
 پایین و شوری پایین هستند، تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱- A).

جدول ۳. خلاصه نتایج میکروترموتری روی سیالات درگیر در منطقه بانوت

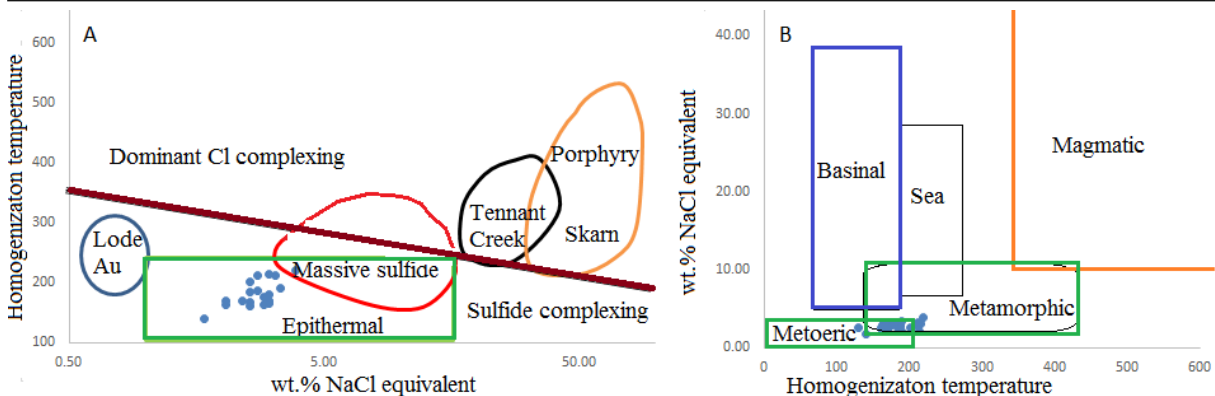
Table 3. Summary of Microthermometric data of fluid inclusions of the Baout area

n	Size( $\mu\text{m}$ )	Te ( $^{\circ}\text{C}$ )	Tmice ( $^{\circ}\text{C}$ )	Wt.% NaCl	Thv-l ( $^{\circ}\text{C}$ )	Density g/cm <sup>3</sup>
1	5	-21	-1.2	2.07	189	0.895
2	6	-21	-1.8	3.06	188	0.903
3	15	-21	-1.2	2.07	214	0.864
4	15	-21	-1.5	2.57	167	0.922
5	8	-21	-1.6	2.74	166	0.925
6	8	-21	-1.6	2.74	165	0.926
7	8	-21	-1.8	3.06	170	0.923
8	7	-21	-1.5	2.57	168	0.921
9	5	-21	-1.5	2.57	130	0.956
10	6	-21	-1.5	2.57	168	0.921
11	7	-21	-1.2	2.07	164	0.922
12	6	-21	-1.2	2.07	170	0.916
13	17	-21	-1.5	2.57	161	0.928
14	10	-21	-1.5	2.57	185	0.903
15	7	-21	-1.8	3.06	180	0.912
16	6	-21	-1.8	3.06	170	0.923
17	12	-21	-1.8	3.06	167	0.926
18	12	-21	-1.8	3.06	215	0.871



شکل ۱۰. نمودار مقدار شوری در مقابل دمای همگنی در منطقه بانوت. روند های ۱ تا ۶ فرایندهای مؤثر در تکامل سیال است (Shepherd et al., 1985).

Fig. 10. Diagram of Salinity against homogenization temperature in the Baout area. Trends 1 to 6 is main processes of fluid evolution (Shepherd et al., 1985).



شکل ۱۱. نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری در منطقه بائوت A: برای تعیین نوع کانسار (Wilkinson, 2001; Pirajno, 2009) و قرارگیری سیالات در گیر بائوت در محدوده اپی ترمال و B: برای تعیین منشأ سیال به دام افتاده (Kesler, 2005) و قرارگیری سیالات در گیر منطقه بائوت در محدوده آب دگرگونی

**Fig. 11.** Homogeneous temperature diagram for salinity in the Baout area, A: To determine the type of ore deposit (Wilkinson, 2001; Pirajno, 2009) and plot of fluid inclusions of Baout in the epithermal field, and B: To determine the origin of trapped fluid (Kesler, 2005) and plot of fluid inclusions of Baout area in the metamorphic water field.

کربن دی‌اکسیددار میسر نبود. حلالیت و تحرک بیشتر آنتیموان نسبت به آهن در پیریت معمولاً موجب می‌شود که این دو عنصر از هم جدا شده و استینیت‌های بدون همراهی دیگر سولفیدها تشکیل شود. در صورتی که مقدار و فعالیت گوگرد کاهش پیدا کند، ممکن است طلا نیز به‌طور محلی در گسل‌ها و مناطق برشی ته‌نشست کند (Hagemann and Luders, 2003). سنگ میزبان کانی‌زایی آنتیموان داشکسن (شرق قروه-استان کردستان) را سنگ‌های میکروگرانیت پورفیری و میکروگرانودیوریت پورفیری و سنگ‌های داسیتی-ریوداسیتی سازنده گنبد‌های اقداغ و ساری‌داغ تشکیل می‌دهند که با انواع دگرسانی‌های هیدروترمالی آرژیلیکی، سیلیسی، پیریتی و سرسیتی همراه هستند. بررسی‌های میکروترموتری سیالات در گیر، در نمونه‌های برداشت‌شده از رگه‌های سیلیسی حاوی کانسنگ نشان‌دهنده آن است که سیالات در گیر اولیه اغلب دوفازه (گاز + مایع) بوده، دمای همگن شدن آنها از ۱۸۳ تا ۲۵۵ اندازه‌گیری شده است. درجه شوری سیالات در گیر اولیه از ۸/۹ تا ۱۸/۸ معادل درصد وزنی کلرید سدیم متغیر است (Niroumand, 2000). سنگ میزبان کانی‌زایی آنتیموان

در نمودار pH در مقابل Log فوگاسیته اکسیژن در دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و مقدار فعالیت گوگرد ۰/۰۱، محدود پایداری استینیت تقریباً منطبق بر محدوده پایداری پیریت و  $H_2S$  نزدیک به مرز با محدوده  $SO_4^{2-}$  است؛ ولی در دمای ۱۵۰ درجه و فعالیت بیشتر گوگرد محدوده پایداری استینیت به‌شدت افزایش پیدا می‌کند و امکان تشکیل آن در شرایط‌های اسیدی، قلیایی، احيایی و اکسیدان وجود دارد (Guillemette and Williams-Jones 1993; Williams-Jones and Normand, 1997). اینکه چرا استینیت در بائوت به‌وسیله سولفیدهای دیگری همچون پیریت همراهی نمی‌شود Y به دلیل همین شرایط فیزیکوشیمیایی خاص محیط تشکیل آن است. استینیت در دماهای بالا و شرایط قلیایی کاملاً محلول است و ته‌نشست استینیت اغلب در شرایط اسیدی و دمای کمتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد (Williams-Jones and Normand, 1997). همانند ته‌نشست طلا نوسانات و کاهش آدیاباتیک فشار در گسل‌ها نیز نقشی مهم در ته‌نشست استینیت دارد، جایی که احتمال جوشش و ناآمیختگی سیال به دو سیال غنی از آب و غنی از کربن دی‌اکسیددار است (Sibson et al., 1998). به دلیل ریز بودن سیالات در گیر، شناسایی سیال

هستند. دمای همگن شدن (Th) در سیالات درگیر موجود در رگه‌های منطقه لخشک، در گستره ۱۶۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده و میانگین این دما در سیالات درگیر یادشده ۱۸۴/۰۵ درجه سانتی‌گراد است (Mazlum, 2017). در منطقه سفیدسنگ دمای همگن شدن (Th) در سیالات درگیر موجود در رگه‌های منطقه سفیدسنگ در گستره ۲۲۱ تا ۳۲۲ درجه سانتی‌گراد بوده و میانگین این دما در سیالات درگیر یادشده ۲۶۲/۵ درجه سانتی‌گراد است. محاسبه شوری در سیالات درگیر مورد بررسی در گستره ۰/۲۱ تا ۳/۵۶ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرد که این سیالات درگیر دارای میانگین شوری حدود ۳/۰۷ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (Marzi, 2016). در منطقه شورچاه دمای همگن شدن (Th) در سیالات درگیر موجود در رگه‌های منطقه شورچاه در گستره ۱۴۶/۵ تا ۳۲۷/۹ درجه سانتی‌گراد بوده و میانگین این دما در سیالات درگیر مذکور ۲۴۴ درجه سانتی‌گراد است. محاسبه شوری در سیالات درگیر مورد بررسی در گستره ۰/۲۱ تا ۴/۶۴ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرد که این سیالات درگیر دارای میانگین شوری حدود ۲/۸۹ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (Moradi, 2012). در پهنه زمین‌درز سیستان رگه‌های کوارتز و استیبنیت در مناطق متعددی وجود دارد (Boomeri and Mojadadi, 2018). در تمام این مناطق واحدهای توریداتی کمی دگرگون‌شده وجود دارند. دگرگونی در مناطقی که همراه با رخنمون‌های گرانیتی و شیت‌های گارنت‌دار است، مثل شورچاه، سفیدسنگ و لخشک شدیدتر است. ویژگی دیگری که در تمام مناطق مشترک است، حضور گسل‌های مزدوج و مناطق برشی است. رگه‌های استیبنیت در بانوت جوان‌تر از آخرین فاز ماگمایی در منطقه هستند. این فاز ماگمایی در منطقه که اغلب در شکستگی‌ها، گسل‌های امتداد لغز و گسل‌های مزدوج تزریق‌شده، مرتبط با فاز کششی پس از برخورد بلوک لوت و افغان است (Boomeri et al., 2019). چنان‌که قبلاً بیان شد، در دیگر مناطق دنیا نیز کانی‌زایی آنتیموان اغلب با سنگ‌های رخساره فلیش و فاز کششی و بعد از

چلیپو-کلاته چوبک (شمال کاشمر) میکروگرانیت و مارن با بین لایه‌هایی از توف، ماسه‌سنگ و کنگلومراست. دگرسانی‌های موجود در این کانسار شامل دگرسانی آرزیلیکی، پیریتی و سیلیسی است (Narimani, 2001). سنگ میزبان کانی‌زایی آنتیموان نیگتان (شمال بشرویه) شامل اسلیت، سنگ کربناته، متاسنداستون و متاپلیت است. دگرسانی‌های موجود در این کانسار کربناتی، دولومیتی و سیلیسی-کربناتی است (Nazarghazvinian, 2014). در پهنه زمین‌درز سیستان کانی‌زایی آنتیموان در تمام مناطق به شکل رگه‌های کوارتز و استیبنیت رخ داده است (Boomeri and Mojadadi, 2018). در تمام این مناطق واحدهای فلیش و توریداتی وجود دارند که به جز سفیدابه در بقیه مناطق دچار دگرگونی ضعیف تا متوسطی شده‌اند. دگرگونی در مناطقی که همراه با رخنمون‌های گرانیتی هستند، مثل شورچاه، سفیدسنگ و لخشک شدیدتر است. ویژگی دیگری که در تمام مناطق مشترک است، حضور گسل‌های مزدوج و مناطق برشی است. سنگ میزبان در بانوت علاوه بر فلیت شامل افولیت هم می‌شود و همراه با رگه‌های لیستونیتی هم استیبنیت وجود دارد. در منطقه سفیدابه دمای همگن شدن (Th) در این سیالات درگیر ۱۱۸/۲ تا ۱۸۲/۹ درجه سانتی‌گراد بوده و میانگین این دما در سیالات درگیر یادشده ۱۵۵/۰۱ درجه سانتی‌گراد است. محاسبه شوری در سیالات درگیر مورد بررسی در گستره ۴/۰۷ تا ۱۲/۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرد که این سیالات درگیر دارای میانگین شوری حدود ۷/۵۹ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (Saboori, 2017). در منطقه بانوت دمای همگن شدن (Th) سیالات درگیر اندازه‌گیری شده از ۱۳۰ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و مقدار شوری سیالات درگیر بررسی‌شده بین ۲/۰۷ تا ۳/۰۶ و میانگین شوری حدود ۲/۶۴ درصد وزنی معادل نمک طعام است. در منطقه لخشک، محاسبه شوری در سیالات درگیر مورد بررسی در گستره ۰/۸ تا ۶/۶۲ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرد که این سیالات درگیر دارای میانگین شوری حدود ۴/۴۶ درصد وزنی معادل نمک طعام



در منطقه بائوت، سنگ‌های میزبان فلیشی به‌خصوص فلیت اغلب سریسیتی و سنگ‌های مافیک (بازالت، دیاباز و گابرو) اغلب پروپلیتیکی شده‌اند. فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه در همه واحدهای سنگی کوارتز و کلسیت هستند که به شکل رگه، رگچه و پرکننده فضای خالی تشکیل شدند.

موازنه جرمی سنگ‌های مافیک دگرسان شده با معادل کم دگرسان شده آنها نشان داد که  $\text{SiO}_2$  به سنگ‌های دگرسان شده اضافه ولی عناصر متحرکی مثل آرسنیک و آنتیموان کاهش پیدا کرده است. مقایسه نمونه‌های بائوت با نمونه معادل از منطقه کورین نشان داد که نمونه‌های بائوت دارای آنتیموان بیشتری هستند.

کانی‌زایی آنتیموان از نوع رگه‌ای کوارتز-استیبینیت دما پایین است که به وسیله گسل‌های شمال شرقی کنترل شده است. آب‌های جوی و دگرگونی رقیق تحت تأثیر آخرین فاز ماگمایی (دایک‌های حدواسط و اسیدی) گرم شده و با چرخش و عبور از سنگ‌های میزبان در گسل‌های با سطح منحنی و ساخت باقلایی باعث تشکیل رگه‌های کوارتز-استیبینیت و دگرسانی‌های سیلیسی و کربناتی شده‌اند. بر اثر برخورد آب‌های سطحی با سولفیدهای اولیه، آغشتگی‌هایی از هیدروکسیدهای آهن و اکسیدهای آنتیموان تشکیل شده است.

برخوردی همراه است. در میدان‌های زمین گرمایی مرتبط با فاز ماگمایی بعد از برخورد، محلول‌های گرمایی کم دما و رقیق با منشأ جوی و دگرگونی، آنتیموان را از سنگ‌های رخساره فلیش دگرگون شده گرفته و به داخل گسل‌ها منتقل کرده که در نهایت در مکان‌های مناسب از لحاظ دما، فشار، pH، Eh،  $f\text{O}_2$  و فعالیت گوگرد این عنصر به اشباع رسیده و موجب تشکیل استیبینیت شده است.

### نتیجه‌گیری

در بائوت، رخنمون‌های افیولیتی شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و لیستونیتی شده، گابرو و بازالت قدیمی‌ترین واحدهای سنگی (کرتاسه) هستند که در کنار واحدهای توریاداتی جوان‌تر (ائوسن) واقع شده‌اند. این واحدها مورد نفوذ دایک‌های حدواسط و اسیدی الیگوسن-میوسن واقع شده‌اند. گسل‌های متعددی به‌خصوص در جهت شمال شرق-جنوب غرب این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند.

هم واحدهای افیولیتی و هم واحدهای فلیش، میزبان رگه‌های معدنی در بائوت هستند. قدیمی‌ترین رگه‌ها، رگه‌های کوارتز نابارور و به دنبال آن به ترتیب رگه‌های کوارتز-استیبینیت و کربنات هستند. این رگه‌ها اغلب دارای روند شمال شرقی هستند.

### References

- Ameri, H., 2010. Study of structural control on antimony ore- deposit genesis in Baout (Nosrat-abad) area, SE Iran. M.Sc. Thesis, Sistan and Baluchestan University, Zahedan, Iran, 138 pp. (in Persian with English abstract)
- Barnes, H.L., 1998. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. John Wiley & Sons, Malaysia, 972 pp.
- Behrouzi, A., 1993. Geological map of Zahedan, scale 1:250000. Geological Survey of Iran.

- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing-point depression of  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683-684.
- Boomeri, M., 2014. Ore deposits and mineral indexes of Sistan and Baluchestan province. 6<sup>th</sup> Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Boomeri, M. and Mojadadi, H., 2018. Sb-

- mineralization in Sistan suture zone. 10<sup>th</sup> Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Esfahan, Esfahan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Boomeri, M., Mojadadi, H., Biabangard, H., 2018. Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiabab areas, southeastern Iran. *Petrology*, 9(35): 193–216. (in Persian with English abstract)
- Boomeri, M., Moradi, R., Stein, H., Bagheri, S., 2019. Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran. *Ore Geology Reviews*, 104: 477–494.
- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15(3): 221–23
- Dill, H.G., Melcher, F. and Botz, R., 2008. Meso-to epithermal W-bearing Sb vein-type deposits in calcareous rocks in western Thailand: with special reference to their metallogenetic position in SE Asia, *Ore Geology Reviews*, 34(3): 242–262.
- Farshidpour, J., 2012. Genesis of Sefidabeh Sb ore deposit. M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 125 pp. (in Persian with English abstract)
- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram—a simple solution to Gresen equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81(8): 1976–1982.
- Grant, J. A., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30(17–18): 997–1004.
- Gresens, R.L., 1967. Composition–volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2: 47–55.
- Guillemette, N. and Williams-Jones, A.E., 1993. Genesis of the Sb-W-Au deposits at Ixtahuacan, Guatemala: evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Mineralium Deposita*, 28(3): 167–180.
- Gumiel, P. and Arribas, A., 1987. Antimony Deposits in the Iberian Peninsula, *Economic Geology*, 82(6): 1453–1463.
- Hagemann, S.G. and Luders, V., 2003. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infrared microthermometric constraints. *Mineralium Deposita*, 38(8): 936–952.
- Hashemian, E., Jamali, H. and Ahmadian, J., 2018. Mineralogy, alteration, fluid inclusion and geochemical constraints of the Tappeh-Khargoosh Cu-Au deposit (SW Ardestan). *Journal of Economic Geology*, 10(2): 299–324. (in Persian with English abstract)
- Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1(1): 13–18.
- Khorrani, Z., 2012. Genesis of Baout Antimony Deposit, Eastern Iran. M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zaheda, Iran, 149 pp. (in Persian with English abstract).
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C. R., Gutzmer, J. and Walters, S.S., 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A Global Perspective. *Economic Geology*, 100: 561–607.
- Maclean, W.H., 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, 25(1): 44–49.
- Maclean, W.H. and Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. *Economic Geology*, 82(4): 951–962.
- Marshall, R.R. and Joensuu, O., 1961. Crystal habit and trace element content of some galena. *Economic Geology*, 56(4): 758–771.
- Marzi, M., 2016. Mineralogy, alteration and origin of Sb and Au mineralization in Sefidsang, South of Zahedan. M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 267 pp. (in Persian with English abstract)
- Mazlum, Gh, 2017. Mineralogy, geochemistry and genesis of Lakhshak antimony deposit, Northwest, Zahedan. M.Sc. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 171 pp. (in Persian with English abstract)
- Mehvari, R., Shamsipour, R., Bagheri, H., Noghreyan, M. and Mackizadeh M.A., 2010. Mineralogical and fluid inclusion studies in the Kalchueh copper- gold deposit, East of Isfahan. *Journal of Economic Geology*, 1(1): 47–55. (in Persian with English abstract)

- Moradi, R., 2012. Style and origin of Sb and Au mineralization in Shurchah, southeast of Zahedan. M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 158 pp. (in Persian with English abstract)
- Moradi, R., Boomeri, M. and Bagheri, S., 2014. Petrography and geochemistry of intrusive rocks in the Shurchah antimony-bearing area southeast of Zahedan. *Journal of Petrology*, 5(18): 15-32. (in Persian with English abstract)
- Narimani, A., 2001. Structure, texture and paragenesis of Chelpo and Kalate-Choubak Sb-As-Au deposit (Kuh-Sorkh of Kashmar) and controlling factors on it genesis and concentration. M.Sc. Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran, 109 pp. (in Persian with English abstract)
- Nazarghazvinian, N., 2014. Geology, Alteration, Mineralization and geochemical exploration of Neygenan Fe and Sb- Au indexes, Northern of Boshrouyeh, South Khorasan province. M.Sc. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 121 pp. (in Persian with English abstract)
- Neiva, A.M.R., András, P. and Ramos, J.M.F., 2008. Antimony quartz and antimony-gold quartz veins from northern Portugal, *Ore Geology Reviews*, 34(4): 533-546.
- Niroumand, Sh., 2000. Geochemistry, mineralogy and genesis of Dashkasan Antimony Deposit (Kordestan Province-East of Qorveh). M.Sc. Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran, 255 pp. (in Persian with English abstract)
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlin, 1250 pp.
- Saboori, S., 2017. Mineralogy, geochemistry and genesis of Heydarabad antimony ore deposit, northwest of Zahedan. M.Sc. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 230 pp. (in Persian with English abstract)
- Shepherd, T.J., Ranbin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, Glasgow, 239 pp.
- Sibson, R.H., Robert, F. and Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16(6): 551-555.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviation for name of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilkinson, J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55(1): 229-272.
- Williams-Jones A.E. and Normand C., 1997. Controls of mineral parageneses in the system Fe-Sb-S-O. *Economic Geology*, 92: 308-324.
- Yang, Z., Hou, Z., Meng, X., Liu, Y., Fei, H., Tian, S., Li, Z. and Gao, W., 2009. Post-collisional Sb and Au mineralization related to the South Tibetan detachment system, Himalayan orogeny. *Ore Geology Reviews*, 36(1): 194-212.



## Investigation of Antimony mineralization and mass transfer in host rocks, Baout, west of Zahedan (southeast of Iran)

Halimeh Mojadadi Moghadam\*, Mohammad Boomeri and Habib Biabangard

Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Submitted: Aug. 20, 2019

Accepted: Feb. 16, 2020

**Keywords:** *Sistan suture zone, Sb mineralization, epithermal, temperature and salinity*

### Introduction

The Baout antimony deposit is located 80 km west of Zahedan. Antimony occurs as a trace element in Earth crust, introduced in many minerals, especially sulfides and sulfosalts and occurs as small high grade ore deposits in different parts of the earth. Antimony mineralization in Iran is mainly in the form of hydrothermal veins associated with volcanic and plutonic activities. The Sistan suture zone (SSZ) in east and southeast of Iran hosts high-grade Sb-veins in several areas from north to south such as Sefidabeh, Baout, Lakhshak, Sefidsang and Shurchah (Boomeri et al., 2018). The aim of this paper is petrography and mineralogy of the host rocks and ore-bearing veins, loss and gain of various elements, especially antimony and related elements in alteration zones, and investigation of fluid inclusions in quartz associated with stibnite.

### Geology

The Baout is located in the SSZ and consists of Cretaceous ophiolitic rocks, Eocene flysch sedimentary rocks (turbidite), Oligo-Miocene intermediate dikes and recent sediments. The ophiolites and flyschs are metamorphosed and altered and host several NE quartz-stibnite veins. The area is a shear zone and has been affected by strike-slip faults. The NE faults are dominant in the mineralized area.

### Method and material

20 thin sections and 10 polish and 6 thin-polish

sections were examined by polarizing microscope under transmission and reflected light for petrography, mineralogy and alteration and mineralization studies. A few samples from the fresh and altered rocks were analyzed by XRF and ICP-MS for major, trace and rare earth elements, respectively. Sb ores were analyzed by ICP-OES to study and interpret grade and variation of Sb, Cu, Au, As, Ag, and Zn. After optical observations three representative samples from Baout were chosen for subsequent micro thermometric measurements. The micro thermometric measurements were carried out by Linkham THMS600 heating-freezing stage (-196 to +600°C) at Iran processing research center.

### Result and discussion

#### Petrography

The igneous rocks in the Baout rock are serpentinized harzburgite, gabbro, diorite, basalt, diabase and dacite. These rocks mainly contain plagioclase with or without clinopyroxene, amphibole and biotite. The turbiditic rocks are sandstone, siltstone and metamorphosed shale (phyllite). Limestone and list waenite are other rocks of the area.

#### Alteration and Mineralization

The host rocks including igneous rocks in the study area are extensively altered. The propylitic alteration occurs in the mafic rocks and sericitic alteration in the turbiditic rocks. The propylitic alteration is characterized by quartz, actinolite,

\*Corresponding author Email: halimeh.mojadadi@gmail.com

epidote and calcite. Quartz and calcite are dominant secondary minerals that occur as vein, veinlets, and open space infillings in the host rocks. Serpentinization and list waenitization occur in harzburgite. Mass changes of altered igneous rocks are calculated by the Isocon method (Grant, 2005). The altered rocks are depleted relative to less-altered rocks of Baout from mobile elements of Sb and As while they are enriched by SiO<sub>2</sub> and immobile elements such as Pb. However, the host rocks in the Baout area have more Sb than equal rocks from non-mineralized area of the Kurin to the south.

The Sb mineralization is structurally controlled and occurs as NE quartz-stibnite veins. The stibnite is the most abundant sulfide and ore mineral and it occurs as open space filling mainly later than quartz. There are also locally variable amounts of valentinite, senarmontite and stibiconite calcite, and iron oxides in the veins. The Sb grade is mainly high and reaches up to more than 30 wt. %. Other anomalous elements are Au, Pb, Zn, As and Cu.

#### **Fluid inclusion**

Fluid inclusions in quartz from the Baout area are primary, secondary, and pseudo-secondary in type. The fluid inclusion homogenization temperature and salinity range from 130 to 215° C and 2.07 to 3.06 wt. % NaCl eq., respectively. They all fall

within the range of those from epithermal ore deposits and metamorphic waters.

#### **Conclusion**

The Sb mineralization in Baout occurs as quartz-stibnite veins. The ophiolitic and flysch units are host of the veins. The oldest veins are non-mineralized quartz veins followed by quartz-stibnite and carbonate veins, respectively. These veins are structurally controlled by NE Faults. The altered rocks are more depleted of Sb and As, and enriched in Pb and SiO<sub>2</sub> as compared with less altered rocks. According to homogenization temperatures and salinities of liquid-rich two-phase primary fluid inclusions in quartz, Sb mineralization was formed by metamorphic hydrothermal solutions.

#### **References**

- Boomeri, M., Mojadadi, H., Biabangard, H., 2018. Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiaban areas, southeastern Iran. *Petrology*, 9(35): 193– 216. (in Persian with English abstract)
- Grant, J. A., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30(17–18): 997–1004.