

سنگ‌زایی، ژئوشیمی و نقش دگرشکلی در کنترل الگوی پراکندگی عناصر کانه‌ساز در کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلای باریکا، خاور سردشت، سندج – سیرجان شمالی

حسینعلی تاج‌الدین^۱، ابراهیم راستاد^۲، عبدالمجید یعقوب پور^۲ و محمد محجل^۱

^۱گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۰/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۷/۰۶

چکیده

کانسار باریکا، اولین و تنها کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلا (و نقره) گزارش شده در ایران است که در ۱۸ کیلومتری خاور شهر سردشت در شمال باختر پهنه دگرگونی سندج-سیرجان قرار دارد. واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در محدوده باریکا، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی زیردریایی دگرگون شده با سن کرتاسه پیشین، شامل سنگ‌های آندزیت-تراکی آندزیتی، متاتوفیت، فیلیت، اسلیت و کربنات هستند. سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده آندزیتی K^{Mv1} ، سنگ میزبان کانسار است و هر دو بخش چینه‌سان و زون استرینگر کانسار را در بر دارد. کانسار باریکا و سنگ میزبان آن، پس از تشکیل، متحمل دگرگونی ضعیف (در حد رخساره شست سبز) و دگرشکلی شدید (میلونیتی شدن) شده است. بخش چینه‌سان کانسار از نظر کانی‌شناسی تنوع زیادی داشته و از پیریت، اسفالریت، گالن، استینیت، مجموعه‌ای از سولفوسالت‌ها و الکتروم تشکیل شده است. کانی‌شناسی رگه‌های سیلیسی زون استرینگر ساده بوده و شامل پیریت، گالن، اسفالریت، تتراهدريت و مقادیر کمی کالکوپیریت است. عیار میانگین طلا و نقره در بخش چینه‌سان کانسار به ترتیب ۴/۲ و ۲۶۰ گرم در تن و در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر به ترتیب ۰/۷ و ۳۲ گرم در تن اندازه‌گیری شده است. مجموع عیار فلزات پایه در کانسار باریکا همواره کمتر از ۱ درصد است. مطالعات سنگ-زمین‌ساختی و بررسی نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب و نمودار نسبت‌های Nb/U و Ce/Pb مربوط به سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده منطقه باریکا، نشان می‌دهد که واحدهای آتشفشانی منطقه که سنگ میزبان کانسار را نیز شامل می‌شود، از یک گوشته غنی شده (نسبت به موب) در بالای یک زون فروانش منشأ گرفته و در قلمرو کمان قاره‌ای حاصل از فروانش قرار دارند. مطالعات ژئوشیمیایی کانسار باریکا، حاکی از آن است که الگوی پراکندگی و همبستگی ژئوشیمیایی عناصر کانه‌ساز در بخش‌های مختلف کانسنگ چینه‌سان و رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، با الگوی ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی یک کانسار سولفید توده‌ای دگرشکل نشده، همخوانی دارد. شواهد ژئوشیمیایی حاکی از آن است که به‌رغم عملکرد دگرگونی ضعیف و دگرشکلی شدید بر روی کانسار باریکا، الگوی پراکندگی عناصر و نسبت‌های فلزی کانسار آتشفشان‌زاد اولیه تا حد زیادی حفظ شده است، به گونه‌ای که ویژگی‌های ژئوشیمیایی کانسار باریکا، به مقدار زیادی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی یک کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد غنی از طلای دگرشکل نشده مطابقت دارد. شواهد بافتی آشکاری برای تحرک دوباره کانی‌های Ag ، Pb ، Bi و Sb همراه با طلا در محدوده کانسنگ‌های سولفیدی و باریتی باریکا وجود دارد، اما به نظر می‌رسد که فلزات تحرک دوباره یافته، فراتر از محدوده کانه‌دار اولیه حرکت نکرده‌اند.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌زایی، ژئوشیمی، کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلا، دگرگونی، دگرشکلی، کانسنگ سیاه کوروکو، باریکا، پهنه سندج-سیرجان

E-mail: rastad@modares.ac.ir

*نویسنده مسئول: ابراهیم راستاد

۱- مقدمه

کانسار باریکا، اولین و تنها کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلا (و نقره) گزارش شده در ایران است که در ۱۸ کیلومتری خاور سردشت در شمال باختر پهنه دگرگونی سندج-سیرجان قرار دارد. یار محمدی (۱۳۸۵) و یارمحمدی و همکاران (۱۳۸۴ و ۱۳۸۷)، کانسار باریکا را با ذخایر غنی از طلای $Au-Zn-Pb-Ag$ (Large et al., 1989) و چند ذخیره تپ کوروکو با سن میوسن در Hokuoko Basin ژاپن (Huston., 2000)، قابل مقایسه دانسته‌اند.

در این پژوهش، ۱۱ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه، به منظور مطالعات رفتار عناصر RE و کمیاب و شناسایی محیط زمین‌ساختی تشکیل ماگمای مولد، برداشت و به روش ICP-MS، در آزمایشگاه ALS کانادا تجزیه شدند (جدول ۱). افزون بر آن، تعداد ۱۰۴ نمونه از رگه‌های سیلیسی زون استرینگر و ۴۵ نمونه از بخش چینه‌سان کانسار، برداشت و برای عناصر Au ، Ag ، As ، Sb ، Hg ، Te ، Tl ، Mo ، W ، Sn ، Pb ، Zn ، Cu معدنی کشور، به روش‌های جذب اتمی و ICP-OES تجزیه شدند. در این تحقیق، افزون بر بررسی محیط‌زمین‌ساختی حاکم در زمان شکل‌گیری کانسار سولفید توده‌ای باریکا، با استفاده از فراوانی و به کارگیری برخی از نسبت‌های ژئوشیمیایی عناصر کانه‌ساز در دو بخش چینه‌سان و رگه‌های سیلیسی زون استرینگر کانسار، منشأ احتمالی سیال کانه‌ساز و فلزهای موجود در آن، مشخصات فیزیکوشیمیایی و فرایندهای نهشت سیال کانه‌ساز، پیش‌بینی اندازه و پتانسیل فلزی کانسار و نیز

همانند بیشتر کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد، کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از طلا نیز از عدسی‌های سولفید توده‌ای تا تقریباً توده‌ای موازی تشکیل شده‌اند که بر روی مناطق تغذیه‌کننده استوک و رک، که در کمر پایین کانسار گسترش دارند، قرار گرفته‌اند. اختلاف بین کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از طلا و دیگر کانسارهای VMS در غلظت طلای آنهاست. به گونه‌ای که در این دسته از کانسارها، مقدار طلا (بر حسب گرم در تن)، بیشتر از مجموع عیار Cu ، Pb و Zn (بر حسب درصد) است (Dube et al., 2007; Poulsen & Hannington, 1995). از این رو، در این دسته از کانسارها، طلا فلز اصلی است. عناصر فلزی همراه با کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از طلا Ag ، Cu ، As ، Sb ، Hg ، Zn ، Pb ، Cu ، Se و Bi هستند (Dube et al., 2007).

در بیشتر کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از طلا، Au یک همراهی فلززادی با Zn یا Cu نشان می‌دهد. از این رو، Huston & Large (1989) و Huston (2000)، کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از طلا را به دو گروه دسته‌بندی کرده‌اند:

۱) کانسارهای $Au-Zn-Pb-Ag$ که در آنها Au در رأس و یا در طول حاشیه عدسی‌های سولفید توده‌ای یا در کلاهک باریتی تمرکز یافته است و ۲) کانسارهای $Au-Cu$ که در آنها Au در قاعده عدسی‌های سولفید توده‌ای و یا در زون استرینگر کانسار تمرکز یافته است. در تعداد کمی از کانسارها نیز، طلا در زون‌های پیریتی، که دارای مقادیر نسبتاً کمی از فلزات پایه است، تمرکز می‌یابد.

بررسی نقش دگرشکلی در کنترل الگوی پراکندگی عناصر کانه‌ساز مورد بحث قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی کانسار

کانسار باریکا در شمال باختر پهنه سندانج- سیرجان و در زیر پهنه حاشیه‌ای آن (Mohajjel et al., 2003) قرار دارد. (Azizi and Jahangiri, 2008) و (Azizi and Moinevaziri, 2009) سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته در شمال باختر پهنه سندانج- سیرجان را به یک محیط کمان قاره‌ای با ماهیت کلسیمی-قلیایی نسبت داده است که در زمان کرتاسه پیشین (Eftekhari-Nezhad, 2004) تشکیل شده‌اند.

واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده باریکا، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی زیردریایی دگرگون شده با سن کرتاسه پیشین هستند که از سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده آندزیت- تراکی آندزیتی، متاتوفیت، فیلیت و اسلیت تشکیل شده‌اند. در محدوده کانسار باریکا، واحدهای آتشفشانی و توفی دگرگون شده، بیشترین گسترش را دارند. واحدهای آتشفشانی دگرگون شده، با مشخصات ظاهری و ترکیب سنگ‌شناسی مشابه، به صورت دو واحد گدازه‌ای (K^{Mv1} و K^{Mv3}) و یا به صورت بین لایه‌های گدازه‌ای (واحد K^{Mv2}) در واحد توفیتی رخنمون دارند (شکل ۱).

کانسار باریکا، یک کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلا (و نقره) است که از دو بخش (الف) کانسنگ چینه‌سان (شکل ۲) و (ب) کانسنگ رگه‌ای (زون استرینگر) تشکیل شده است. واحد آندزیتی K^{Mv1} ، به عنوان قدیمی‌ترین واحد گدازه‌ای رخنمون یافته در محدوده، سنگ میزبان این کانسار است و به طور کامل هر دو بخش چینه‌سان و زون استرینگر کانسار را در بر دارد. کانسار باریکا و سنگ میزبان آن، بعد از تشکیل متحمل دگرگونی (در حد رخساره شیست سبز) و متعاقباً تحت تأثیر عملکرد پهنه برشی، با راستای شمال باختر - جنوب خاور قرار گرفته و به شدت دگرشکل شده است (شکل ۱). شکل هندسی، شدت و روند پهنه برشی، توسط هندسه، شدت و روند پهنه دگرسانی گرمایی، که در زمان تشکیل کانسار سولفید توده‌ای تشکیل شده، کنترل شده است (تاج‌الدین و همکاران، ۱۳۸۸)، به گونه‌ای که گستره عملکرد پهنه برشی، به طور کامل با گستره کانسار باریکا و زون دگرسانی میزبان آن منطبق است و بیشترین شدت دگرشکلی بر کانسار باریکا (بخش چینه‌سان) همخوانی دارد.

۳- کانی‌سازی

بخش چینه‌سان کانسار، شامل کانسنگ‌های سولفید و باریت توده‌ای- نواری همراه با بخش‌های فرعی از نوارهای سیلیسی است که در مجموع در طول افزون بر ۱۵۰ و ستبرای ۲۰-۱ متر رخنمون دارند (شکل ۲). عیار میانگین طلا و نقره در بخش‌های مختلف این بخش از کانسار به ترتیب ۴/۲ و ۲۶۰ گرم در تن اندازه‌گیری شده است (جدول ۲). کانه‌های تشکیل‌دهنده بخش‌های مختلف کانسنگ چینه‌سان، تنوع زیادی دارند و شامل پیریت، اسفالریت، گالن، استیب‌نیت، الکتروم و انواعی از کانه‌های سولفوسالت شامل تتراهدريت- تنانیت، استغانیت، پیرارژیریت، ترجمنیت، اسمائیت، میارژیریت، آندوریت، ژئوکرویت، سلیگمانیت، گوتاردیت و یک کانی ناشناخته با فرمول $Ag_2Pb_4As_4Sb_4S_{17}$ است. ترکیب متوسط کانی‌های سولفوسالنی موجود در کانسنگ چینه‌سان در جدول ۳ آمده است.

بخش کانسنگ رگه‌ای یا زون استرینگر، از رگه و رگچه‌های سیلیسی سولفیددار با ساختار استوک ورک تشکیل شده است. این بخش از کانسار در محدوده‌ای به طول افزون بر ۲ کیلومتر و پهنای ۵۰۰-۱۰۰ متر با راستای شمال، شمال باختر- جنوب، جنوب خاور در کمر پایین کانسنگ چینه‌سان رخ داده است (شکل ۱). رگه

و رگچه‌های سیلیسی سولفیددار زون استرینگر، در طول‌های چند سانتی‌متر تا ده‌ها متر و با ستبراهای میلی‌متری تا حدود ۱ متر رخنمون دارند. عیار میانگین طلا و نقره در رگه‌های سیلیسی این بخش از کانسار به ترتیب ۰/۷ و ۳۲ گرم در تن اندازه‌گیری شده است (جدول ۲).

کانی‌شناسی رگه و رگچه‌های سیلیسی زون استرینگر، نسبت به کانسنگ سولفید توده‌ای ساده و شامل پیریت، اسفالریت، گالن، تتراهدريت و مقادیر کمی کالکوپیریت است. در محدوده گسترش رگه و رگچه‌های سیلیسی زون استرینگر، انواع دگرسانی‌های سریستی، کوارتز- سریست، سیلیسی، سولفیدی و کلریتی مشاهده شده است (شکل ۱). معمولاً در زون‌های دگرسانی کوارتز - سریست، سیلیسی و سولفیدی اطراف رگه و رگچه‌های سیلیسی، کانه‌زایی سولفیدی (پیریت، گالن، اسفالریت و تتراهدريت) نیز مشهود است. در جدول ۴، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بخش‌های چینه‌سان و رگه‌های سیلیسی زون استرینگر آمده است.

۴- ماهیت و سری‌های ماکمایی سنگ‌های میزبان و آتشفشانی محدوده کانسار

سنگ میزبان کانسار باریکا (واحد K^{Mv1})، یک واحد گدازه‌ای دگرگون‌شده به رنگ سبز تا خاکستری روشن است که ترکیب آن در بخش‌های مختلف از آندزیت تا تراکی آندزیت متغیر است. این واحد از نظر ویژگی‌های ظاهری و ترکیب سنگ‌شناسی با واحد گدازه‌ای K^{Mv3} ، که بلندترین ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهد، کاملاً مشابه است. این دو واحد، در رخساره شیست سبز دگرگون‌شده و در خارج از محدوده عملکرد پهنه برشی باریکا، فابریک‌های ضعیفی از برگوارگی دگرگونی را نشان می‌دهند، اما غالباً بافت پورفیری آنها قابل تشخیص است. به منظور بررسی و مقایسه ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب واحدهای گدازه‌ای K^{Mv1} و K^{Mv3} و شناسایی موقعیت زمین‌ساختی تشکیل این سنگ‌ها، از رخنمون‌های کمتر دگرسان‌شده واحدهای K^{Mv1} و K^{Mv3} ، ۱۱ نمونه (۶ نمونه از واحد K^{Mv1} و ۵ نمونه از واحد K^{Mv2}) برداشت شد و پس از آماده‌سازی، برای انجام تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، جزئی و کمیاب به روش ICP MS به آزمایشگاه ALS در کانادا، ارسال شد (جدول ۱). بر اساس رده‌بندی شیمیایی (Winchester and Floyd, 1977) و (Le Bas et al., 1986) سنگ‌های آتشفشانی منطقه باریکا عمدتاً در محدوده آندزیت و کمتر تراکی آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-الف و ب). در نمودارهای تغییرات عناصر قلیایی بر حسب سیلیس، همه سنگ‌ها در قلمرو نیمه قلیایی (شکل ۳-ج) و در نمودارهای AFM (Irvine & Baragar, 1971) در محدوده کلسیمی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۳-د).

۵- محیط زمین‌ساختی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی

ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه با کندریت‌ها (Sun, 1980) و مورب (Pearce, 1983) به‌نجارسازی و بررسی شده‌اند (شکل ۴). نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب، عادی‌سازی‌شده (شکل ۴-الف)، با مورب (MORB)، نشان می‌دهند که گوشته مولد ماگماتیسیم منطقه مورد مطالعه، نسبت به گوشته زیر مورب، از عناصر کمیاب نسبتاً کم‌تحرک (HFSE) تهی بوده اما از عناصر LILE، که توسط سیال‌ها آسان‌تر حمل می‌شوند (Ta, Th, Ba, Rb K) غنی شده است (شکل ۴-ب).

نمودارهای عنکبوتی، از نمونه‌های سنگی منطقه که نسبت به شخانه (متئوریت) کندریتی به‌نجارسازی شده‌اند، نیز از غنی‌شدگی عناصر ناسازگار نسبت به عناصر سازگار حکایت دارند. بی‌هنجاری مثبت Pb و Sr، بی‌هنجاری منفی Ti, Nb و غنی‌شدگی از عناصر گروه LIL و LREE نیز نشان می‌دهد که ماگمای مادر این

خلاصه‌ای از ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی بخش‌های مختلف کانسار باریکا آمده است. میانگین طلا و نقره در بخش‌های مختلف کانسنگ چینه‌سان باریکا به ترتیب ۴/۲ و ۲۶۰ گرم در تن اندازه‌گیری شده است (جدول ۲) که گویای اهمیت اقتصادی این بخش از کانسار است.

در جدول ۵، ضرایب همبستگی عناصر، به روش اسپیرمن و در سطح اعتماد بیشتر از ۹۵ درصد آمده است. در این جدول، طلا با نقره بیشترین همبستگی مثبت (۰/۹۲) را نشان می‌دهد و با عناصر جیوه، مس، آنتیموان و آرسنیک نیز همبستگی مثبت قابل توجهی (۰/۴۳) دارد. بر اساس این جدول، نقره با طلا و آنتیموان همبستگی خیلی بالا (به ترتیب ۰/۹۲ و ۰/۸) و با مس، آرسنیک و جیوه همبستگی قابل توجهی (۰/۴۴) دارد.

ب) ژئوشیمی بخش استوک ورک (رگه‌های سیلیسی زون استرینگر)

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، از میان ۱۲۳ نمونه برداشت‌شده از رگه‌های سیلیسی این زون، نتایج تجزیه ۱۰۴ نمونه، که دارای مقدار طلای بالاتر از ۰/۱ گرم در تن بودند، مورد استفاده قرار گرفت. تمامی این رگه‌ها در واحد آتشفشانی دگرگون‌شده آندزیتی (K^{Mv1}) دگرسان‌شده، رخ داده‌اند.

عملکرد پهنه‌برشی باریکا بر روی زون استرینگر، با چین‌خوردگی، بودین‌شدگی، ایجاد شکستگی در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر همراه شده است. اگرچه در اغلب موارد، رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، به موازات بر گوارگی غالب در منطقه (D2)، هم‌راستا هستند و با رگه‌های سیلیسی مرتبط با پهنه‌های برشی شباهت زیادی دارند، اما نتایج بررسی‌های ژئوشیمی و پاراژنز کانه‌ها، تشکیل این رگه‌ها را با رخداد پهنه‌های برشی در ارتباط ندانسته، بلکه آنها را از نظر زایشی با کانسار سولفید توده‌ای باریکا مرتبط می‌داند (تاج الدین و همکاران، ۱۳۸۸).

در جدول ۶ ضرایب همبستگی عناصر موجود در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، به روش اسپیرمن و در سطح اعتماد بیشتر از ۹۵ درصد، نسبت به یکدیگر محاسبه شده است. همان‌گونه که در جدول ملاحظه می‌شود، فلزات پایه (سرب، روی و مس)، نقره و آنتیموان همبستگی مثبت بالایی با یکدیگر نشان می‌دهند (۰/۶۹)، در حالی که طلا تنها با آرسنیک همبستگی مثبت قابل توجهی (۰/۵۷) دارد.

در شکل ۶، نمودارهای مربوط به همبستگی دو عنصر طلا و نقره با دیگر عناصر کانه‌ساز در دو بخش چینه‌سان و زون استرینگر آمده است و در شکل‌های ۷ و ۸، فراوانی عناصر طلا و نقره در دو بخش چینه‌سان و زون استرینگر با یکدیگر مقایسه شده است.

فراوانی عناصر فلزی در کانسار باریکا (جدول ۲ و ۴)، نشان می‌دهد که تنها بخش چینه‌سان کانسار، از نظر طلا و نقره اهمیت اقتصادی دارد و بخش رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، از نظر پتانسیل اقتصادی طلا، نقره و یا فلزات پایه، اقتصادی نیستند. بر اساس نمودار سه تایی فلزات پایه، طلا و نقره (Hannington et al., 1999) کانسار باریکا در محدوده کانسارهای طلا قرار می‌گیرد (شکل ۹).

– کنترل‌کننده‌های اولیه در پراکندگی و همبستگی عناصر کانه‌ساز کانسار باریکا

تلفیق مطالعات کانه‌نگاری و ژئوشیمی نمونه‌های برداشت‌شده از بخش‌های مختلف (رگه‌های سیلیسی زون استرینگر و بخش کانسنگ چینه‌سان) کانسار باریکا، حاکی از آن است که روابط همبستگی و پراکندگی ژئوشیمیایی عناصر کانه‌ساز، توسط پاراژنز کانه‌ای کانسنگ‌ها کنترل می‌شود، به گونه‌ای که با تغییر شرایط نهشت سیال کانه‌ساز از محیط رگه‌های سیلیسی زون استرینگر به محیط روی کف دریا (بخش چینه‌سان) تغییر محسوسی در پاراژنز کانه‌ها و نیز در پراکندگی عناصر ایجاد شده است.

ترکیب کانی‌شناختی رگه‌های سیلیسی زون استرینگر شامل گالن، پیریت، اسفالریت، تتراهدريت – تنانتیت و $\pm$ کالکوپیریت است. همبستگی بالای فلزات پایه

سنگ‌ها از یک گوشته غنی‌شده (نسبت به گوشته مورب) در بالای یک زون فرورانش منشأ گرفته است. بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، که معرف مناطق فرورانش است، می‌تواند نشانه‌ای از سیال‌های آزاد شده از یک پوسته اقیانوسی فرورانده باشد که ذوب‌بخشی گوشته پریدوتیتی و تشکیل ماگمای آندزیتی را امکان‌پذیر کرده است. شیب زیاد منحنی‌ها و بی‌هنجاری منفی P معرف آهنک ذوب پایین است (معین‌وزیری و همکاران، ۱۳۸۷).

با توجه به اینکه در نمودارهای عنکبوتی عناصر گروه REE (شکل ۴-ج و د) یک روند نزولی تدریجی از گروه LREE (سمت چپ) به سمت گروه HREE (سمت راست نمودار) دارند و نمونه‌ها به طور نسبی از این عناصر، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (۳۵ الی ۶۰ برابر کندریت‌ها). بر اساس کارهای تجربی انجام شده (Bernan et al., 1995; Keppler, 1996; Ayers, 1998) یک فاز سیال آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورو، می‌تواند باعث این غنی‌شدگی از عناصر LILE شده باشد. در مورد سنگ‌های آتشفشانی منطقه، این فاز سیال ممکن است ناشی از آبدهی پوسته اقیانوسی نوتتیس در طول یک دوره فرورانش به زیر سندج – سیرجان در کرتاسه باشد.

نمودارهای Nb/U و Ce/Pb نیز می‌توانند در دستیابی به اطلاعات سنگ‌زایی کمک کنند. به گونه‌ای که نسبت پایین Ce/Pb و Nb/U در این سنگ‌ها در مقایسه با MORB و OIB، وابستگی این سنگ‌ها با محیط‌های فرورانش را نشان می‌دهد (شکل‌های ۵ – الف و ب). همچنان‌که نسبت‌های Th/Pb، Ba/Rb، Nb/U و Ce/Pb در این سنگ‌ها به طور قابل ملاحظه‌ای از میانگین پوسته قاره‌ای (Rudnik and Fountain, 1995; Taylor and McClellan, 1985) و میانگین بازال‌های اقیانوسی با منشأ گوشته‌ای مورب (Hofmann, 1988) کمتر هستند و با کمان‌های آتشفشانی همخوانی بیشتری دارند.

بر اساس نمودار تغییرات نسبت Nd/Yb در برابر Th/Yb سنگ‌های آتشفشانی منطقه در قلمرو کمان‌های قاره‌ای حاصل از فرورانش قرار می‌گیرند و در نمودار مثلثی (Pearce and Cann, 1973) تمامی سنگ‌های منطقه در قلمرو حاشیه مخرب قرار گرفته‌اند (شکل ۵).

۶- ژئوشیمی کانسار باریکا

به منظور بررسی رفتار ژئوشیمیایی طلا، فلزات پایه و برخی از عناصر کمیاب ۱۰۴ نمونه از رگه‌های سیلیسی زون استرینگر و ۴۵ نمونه از بخش چینه‌سان کانسار، برداشت و برای عناصر Au, Ag, As, Sb, Hg, Te, Tl, Mo, W, Sn, Pb, Zn, Cu، به روش‌های جذب اتمی و ICP در آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شدند. نمونه‌ها به روش لب‌پری و با وزن ۱-۳ کیلوگرم برداشت شده‌اند. در جدول ۲ ویژگی‌های آماری عناصر کانه‌ساز در بخش‌های مختلف کانسار باریکا آمده است. در این بخش از مقاله، فراوانی و برخی از نسبت‌های ژئوشیمیایی عناصر کانه‌ساز در توده معدنی چینه‌سان و در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر مطالعه شده است. به کارگیری نسبت‌های Cu/Zn، Au/Ag، (100Zn/(Zn+Pb))، و فراوانی عناصر کمیاب مانند Sn، Bi، Te، In و اطلاعات ارزشمندی را در رابطه با نوع کانی‌سازی، منشأ احتمالی سیال کانه‌ساز و فلزات، مشخصات فیزیکی‌شیمیایی سیال کانه‌ساز و پیش‌بینی اندازه و پتانسیل فلزی کانسار به دست می‌دهد. افزون بر این، در این تحقیق سعی شده با استفاده از برخی نسبت‌ها و روابط ژئوشیمیایی عناصر، نقش دگرشکلی در کنترل الگوی پراکندگی عناصر کانه‌ساز مورد بررسی قرار گیرد.

۶-۱. ژئوشیمی عناصر کانه‌ساز در کانسار باریکا

الف) ژئوشیمی بخش کانسنگ چینه‌سان

۴۵ نمونه از بخش‌های مختلف کانسنگ چینه‌سان (سولفید، باریت و سیلیس) برداشت و تجزیه شدند. در جدول ۲، برخی از پارامترهای آماری نمونه‌ها و در جدول ۴،

۶-۲. مقادیر و نسبت‌های فلزات پایه، گرانبها و کمیاب در کانسار باریکا

مقدار فلزی که از یک سیال گرمایی نهشته می‌شود به فرایندهای نهشت، مقدار تمرکز فلز در سیال و عواملی دیگر بستگی دارد (Ohmoto, 1996 and Ohmoto et al., 1983). به کارگیری نسبت Cu/Zn ، نسبت روی $(100Zn)/(Zn+Pb)$ ، نسبت Au/Ag و فراوانی عناصری مانند Bi, Co, Te, In و Sn اطلاعات ارزشمندی در رابطه با نوع کانی‌سازی و منشأ احتمالی سیال کانه‌ساز و فلزات موجود در کانسار به دست می‌دهد. در اینجا، کانسار باریکا از نظر مقادیر و نسبت‌های عناصر فلزات پایه، گرانبها و کمیاب مورد بررسی قرار می‌گیرد:

- نسبت Au/Ag

نسبت میانگین Au/Ag در بیشتر کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد حدود $1/60$ است (Ohmoto, 1996). این نسبت برای یک کانسنگ سیاه بسیار متفاوت و از کمتر از $1/1000$ تا حدود $1/10$ متغیر است (Ohmoto, 1996). نسبت Au/Ag ، در بیشتر کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد، مشابه است و مقدار آن به مراتب پایین‌تر از نسبت‌های معرفی شده برای کانسارهای شاخص کوه‌زایی (Robert et al., 2007) است. نسبت $Au/Ag > 5$ در بخش‌های کانسنگ سولفیدی و باریتی باریکا (کانسنگ سیاه) به ترتیب $0/006$ و $0/019$ و در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر $0/023$ است (جدول ۴) که کاملاً با نسبت Au/Ag در یک کانسار سولفید توده‌ای دگرشکل نشده مشابهت دارد. نسبت پایین Au/Ag در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، که بیشتر آنها به صورت موازی تا نیمه موازی نسبت به برگوارگی جهت یافته شده‌اند، این فرض را که بخشی از رگه‌های سیلیسی مذکور در اثر نهشت سیال‌های حاصل از کوه‌زایی در پهنه برشی باریکا تشکیل شده باشند (یعنی تشکیل رگه‌های سیلیسی طلادار تیپ کوه‌زایی) را منتفی می‌سازد. گرچه عملکرد پهنه برشی باریکا، به دگرشکلی شدید (بیشتر شکل پذیر) بخش چینه‌سان و رگه‌های سیلیسی زون استرینگر منجر شده است، اما در نسبت Au/Ag و به عبارت دیگر در محتوای طلا و نقره اولیه موجود در سامانه کانه‌زایی سولفید توده‌ای باریکا، تغییری ایجاد نکرده است.

- نسبت Cu/Zn

کانسارهای کوروکو بر اساس نوع کانسنگ و نسبت Cu/Zn به سه تیپ دسته‌بندی شده است (Horikoshi & Shikazono, 1978): (۱) تیپ کانسنگ سیاه، که عمدتاً از کانسنگ سیاه تشکیل است. در این نوع از کانسنگ‌ها، نسبت Cu/Zn کمتر از حدود $0/3$ است، (۲) تیپ کانسنگ ترکیبی، که از کانسنگ‌های زرد و سیاه با زون‌بندی خوب و نسبت‌های Cu/Zn بین حدود $0/3$ تا حدود $0/5$ تشکیل شده است و (۳) تیپ کانسنگ زرد، که به واسطه وجود یک کانسنگ پیریتی خوب توسعه یافته (کانسنگ پیریت << کانسنگ زرد) و یک نسبت مقدار Cu/Zn بزرگ‌تر از حدود $0/5$ ، از دو تیپ پیشین متمایز است. این تقسیم‌بندی بر این اصل استوار است که عموماً سیال‌های با دمای بالاتر نسبت به سیال‌های با دمای کمتر، دارای نسبت‌های بالاتر Cu/Zn و Cu/Pb هستند (Ohmoto, 1996).

در کانسار باریکا نسبت مقدار Cu/Zn ، برای کانسنگ‌های باریتی و سولفیدی، $0/29$ است که در محدوده کانسنگ‌های سیاه واقع می‌شود. با توجه به نسبت پایین Cu/Zn (کمتر از $0/3$)، کانسار باریکا یک کانسار سولفید توده‌ای از نوع کوروکو است که در آن تنها بخش کانسنگی سیاه تشکیل شده است و فاقد بخش‌های کانسنگی زرد و پیریتی است.

بر اساس Ohmoto et al. (1983) و Ohmoto (1996)، درجه تکامل، تیپ و اندازه یک کانسار سولفید توده‌ای معدنی، به فاصله نسبی کانسار از منشأ گرما بستگی دارد. با افزایش فاصله از منشأ گرما، تیپ کانسار از ترکیبی به ساده تغییر می‌یابد و کانسار کوچک‌تر می‌شود، همین‌طور با فاصله گرفتن از منشأ گرما، نسبت Cu/Zn نیز در کانسارها کاهش می‌یابد. این تغییرات این حقیقت را آشکار می‌سازد که هم دما و

در این رگه‌ها، به علت همراهی گالن، اسفالریت و تتراهدريت $\pm$ تنانیت است، که با نسبت‌های تقریباً مشابه، در رگه‌های سیلیسی حضور دارند. کالکوپریت کمیاب بوده و به صورت میانبرهای کوچک در اسفالریت مشاهده شده است، از این رو فراوانی مس (و آرسنیک - آنتیموان) غالباً توسط تتراهدريت $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ و تنانیت $Cu_{12}As_4S_{13}$ کنترل می‌شود. از آنجا که فراوانی دو عنصر مس و آنتیموان غالباً توسط یک کانی مشابه (تتراهدريت) کنترل می‌شود، بنابراین، این دو، همبستگی مثبت بالایی ($0/97$) نشان می‌دهند.

بر اساس مطالعات الکترون میکروپروب، نقره با فراوانی $4/2 - 3/6$ درصد در کانه‌های تتراهدريت وجود دارد. یارمحمدی و همکاران (1384)، مقدار نقره موجود در تتراهدريت را تا بیش از 10 درصد نیز گزارش کرده است. از این رو، بخش عمده نقره موجود در کانسنگ سیلیسی زون استرینگر، در تتراهدريت تمرکز یافته است. کنترل فراوانی نقره، در همراهی با آنتیموان و مس، توسط تتراهدريت، همبستگی بالای نقره با مس و آنتیموان (به ترتیب $0/76$ و $0/78$) را موجب شده است. یادآوری می‌شود، فراوانی روی و سرب منحصراً توسط کانه‌های اسفالریت و گالن، که در تمام رگه‌ها با تتراهدريت حضور دارند، کنترل می‌شود. همبستگی بالای طلا با آرسنیک ($0/57$)، حضور طلا در همراهی با پیریت‌های آرسنیک‌دار را محتمل می‌سازد، به گونه‌ای که بر اساس داده‌های الکترون میکروپروب، مقدار طلا و آرسنیک در پیریت‌های آرسنیک‌دار به ترتیب تا 2000 و 15000 گرم در تن اندازه‌گیری شده است.

با تغییر محیط نهشت سیال در سنگ میزبان آندزیتی (تشکیل رگه‌های سیلیسی زون استرینگر)، به محیط نهشت بر روی بستر دریا (تشکیل کانسنگ چینه‌سان)، تغییرات قابل توجهی در پاراژنز کانه‌های تشکیل شده در دو بخش زون استرینگر و چینه‌سان کانسار رخ داده است که در نهایت به تغییر در فراوانی و روابط همبستگی ژئوشیمیایی عناصر کانه‌ساز در آنها منجر شده است. همبستگی مثبت بالای فلزات پایه (Cu, Pb, Zn) به نحو چشمگیری از $0/9 \geq$ (در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر) به $0/65 \leq$ (در بخش چینه‌سان) کاهش می‌یابد. علت این کاهش، آمیختگی نسبت‌های بالای آب دریا با سیال‌های گرمایی است که به کاهش سریع دما و تشکیل طیف وسیعی از کانی‌های سولفوسالتی منجر شده است. یک زون‌بندی ضعیف کانی‌شناسی - ژئوشیمیایی (جدول ۴) در بخش چینه‌سان (کانسنگ سیاه) می‌باشد که نسبت‌های متفاوتی از کانه‌های سولفوسالتی سرب، آنتیموان، مس و آرسنیک‌دار (مانند تتراهدريت - تنانیت، استفانیت، پیرارژیریت، ترچمنیت، اسمایت و ...) را دربردارند. در بخش چینه‌سان کانسار، کنترل فراوانی هر یک از فلزات پایه از سیستم تک کانه‌ای در زون استرینگر (گالن، اسفالریت و تتراهدريت - تنانیت) به سیستم چند کانه‌ای (گالن، اسفالریت، استینیت و دیگر سولفوسالت‌ها) تغییر می‌یابد که به خودی خود به کاهش همبستگی عناصر فلزات پایه در بخش چینه‌سان منجر شده است.

در بخش چینه‌سان کانسار باریکا، بیشترین همبستگی مثبت ($0/92$)، بین طلا و نقره و در درجه بعد بین نقره و آنتیموان ($0/8$) وجود دارد. طلا با مس، جیوه، آنتیموان و آرسنیک نیز همبستگی مثبت بالاتر از $0/43$ را نشان می‌دهد (جدول ۵). علت همبستگی بالای طلا با عناصر ذکر شده، به علت نهشت طلا در همراهی نزدیک با سولفوسالت‌های Pb, As, Sb, Cu (تتراهدريت - تنانیت، بورونوئیت، بولانژریت، جیمسونیت و ...) و رخداد سیناپار است که همگی در اثر فرایند آمیختگی سیال‌های کانه‌دار با آب دریا، که به رقیق شدگی سیال و اکسایش H_2S به سولفات (تشکیل باریت) منجر شده است، تشکیل شده‌اند. نهشت همزمان طلا (در داخل پیریت) و سولفوسالت‌ها (به عنوان کانه‌های اصلی حمل‌کننده نقره)، دلیل اصلی همبستگی مثبت بالای طلا و نقره در کانسار باریکا است.

قابل توضیح باشد. نسبت پایین روی در کانسار باریکا، حاکی از آن است که سیال کانه‌ساز باریکا از نظر روی و سرب تحت اشباع بوده است، بنابراین چنین سیالی ماهیتاً نمی‌توانسته پتانسیل قابل توجهی از کانه‌زایی روی و سرب ایجاد کند، به گونه‌ای که مجموع میانگین مقادیر روی و سرب در بخش‌های مختلف کانسار باریکا، همواره کمتر از ۰/۵ درصد است (جدول ۲).

۷- ژئوشیمی عناصر کمیاب

Franklin et al. (2005) فراوانی و رفتار ژئوشیمیایی فلزات سیال‌های کانه‌ساز در سیستم‌های سولفید توده‌ای فعال بستر دریا را به خوبی بررسی کردند. اساساً دو منشأ برای فلزات موجود در این دسته کانسارها در نظر گرفته شده است. بر اساس مدل اول، اعتقاد بر این است که فلز در یک زون واکنشی دما بالا، در ژرفایی بیشتر از ۱ کیلومتر از درون چینه‌های کمر پایین کانسارهای VMS منشأ گرفته است. در این مدل فلزات و گوگرد در اثر واکنش آب دریای داغ از سنگ مشتق شده‌اند. مدل دوم منشأ تمام یا بخشی از فلزات و گوگرد موجود در کانسارها را بر اثر شرکت مستقیم ماگما در طی فرایند فرآرزدایی (devolatilization) به شمار می‌آورد.

Yang & Scott (2003) معتقدند که فلزات می‌توانند مستقیماً از سیال ایجاد شده با منشأ ماگمایی سرچشمه بگیرند و حتی بخش کوچکی از سیال ماگمایی غنی از فلز می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای بودجه فلز موجود در سیستم‌های گرمایی زیر کف دریا را افزایش دهد.

بر اساس Hannington et al. (1999) و Large et al. (2001)، در کانسارهای VMS غنی از طلا، غنی‌شدگی کانسار از عناصر Sn, Co, Bi, Te, In نشانه‌هایی از وجود یک منشأ ماگمایی در تأمین فلزات و طلا است. با توجه به جداول ۲ و ۴، مقدار عناصر مذکور در کانسار باریکا، در هر دو بخش چینه‌سان و استرینگر، به اندازه‌ای پایین است که نقش مستقیم ماگما در تأمین فلزات موجود در سیال‌های کانه‌ساز را منتفی می‌سازد.

۸- زون‌بندی کانی‌شناسی و عنصری کانسار

زون‌بندی کانی‌شناسی و عنصری در کانسار باریکا در دو بخش الف) کانسنگ توده‌ای و نواری و ب) رگه‌های سیلیسی زون استرینگر قابل بررسی است.

الف) زون‌بندی کانی‌شناسی و عنصری در بخش کانسنگ توده‌ای و نواری:

کانسار باریکا یک کانسار سولفید توده‌ای است که پس از تشکیل دگرگون و دگرشکل شده است. در اثر دگرشکلی بخشی از کانی‌های سولفوسالت و طلا تحرک دوباره حاصل کرده و در فضاهای شکستگی‌ها (در نواری‌های سیلیسی) و برگوارگی‌ها (در بخش‌های سولفیدی و باریتی) تمرکز دوباره یافته است (شکل ۱۱)، گرچه الگوی پراکندگی عناصر و نسبت‌های فلزی کانسار آتشفشان‌زاد اولیه تا حدود زیادی حفظ شده است و ظاهراً مواد دوباره تحرک یافته کانه‌ها فراتر از حاشیه‌های گستره کانه‌زایی اولیه حرکت نکرده‌اند. از آنجا که کانسار باریکا، فاقد بخش‌های کانسنگی زرد و پیریتی است، بنابراین در این کانسار، وجود یک زون‌بندی کامل کانی‌شناسی و عنصری، که در یک کانسار تیپ کوروکو تکامل یافته وجود دارد، را نمی‌توان انتظار داشت. در جدول ۴، مشخصات کانی‌شناسی و پراکندگی عنصری بخش‌های مختلف کانسار باریکا آمده است. همان گونه که در جدول ۴ نشان داده شده است، در انواع مختلف کانسنگ‌های بخش چینه‌سان کانسار باریکا، یک تمایز آشکار از کانه‌ها و عناصر کانه‌ساز وجود دارد.

ب) زون‌بندی کانی‌شناسی و عنصری در بخش رگه‌های سیلیسی زون استرینگر:

عملکرد فرایند دگرشکلی بر روی رگه‌های سیلیسی زون استرینگر اغلب با دگرشکلی شکل پذیر رگه‌های سیلیسی به صورت بودین‌شدگی، چین‌خوردگی و جهت‌یافتگی به موازات برگوارگی‌های حاصل از فاز اصلی دگرشکلی (D2) همراه است. به ندرت

هم مقدار کل سیال‌های تخلیه شده در هر دو مرحله از فعالیت‌های گرمایی عموماً با افزایش فاصله از منشأ گرما کاهش خواهد یافت.

به طور کلی سیال‌های داغ‌تر، که نسبت بالاتری از Cu/Zn را دارا هستند، می‌توانند فلزات بیشتری را به محل نهشت انتقال دهند (یعنی تشکیل توده‌های کانسنگ بزرگ‌تر) و قادرند کانه‌هایی که قبلاً تشکیل شده را حل کرده و در تغییر کانسنگ سیاه $\rightarrow$ کانسنگ زرد $\leftarrow$ کانسنگ پیریتی مؤثر باشند. در حالی که، کانسارهایی که دورتر از منشأ گرما هستند، اندازه کوچک‌تر دارند و از نوع کانسنگ سیاه هستند.

نسبت پایین Cu/Zn در کانسار باریکا (۲۹/۰)، آشکار می‌سازد که سیال کانه‌ساز کانسار باریکا، سیالی دما پایین (حدود ۱۵۰-۳۰۰ درجه) بوده که فقط توانسته است کانسنگ سیاه را به جای بگذارد و دمای سیال (سیال‌های) کانه‌ساز به اندازه‌ای نبوده که در طی فرایند زون پالایش (zone refining) امکان تشکیل کانی‌های مس‌دار (کالکوپریت، بورنیت) به صورت محصولات جانشینی کانی‌های کانسنگ سیاه (اسفالریت، گالن، تتراهدريت، باریت، پیریت) را فراهم آورد. از سوی دیگر، نسبت پایین Cu/Zn، به کوچک بودن کانسار باریکا، که در فاصله دور از منشأ حرارتی تشکیل شده است، اشاره دارد.

– نسبت روی 100Zn/(Zn+Pb)

نسبت 100Zn/(Zn+Pb)، که به عنوان نسبت روی بیان می‌شود، به طور قابل ملاحظه‌ای در نمونه‌های کانسارهای آتشفشان‌زاد سولفید توده‌ای فانروزوییک سراسر جهان مشابه است و دامنه بسیار محدودی را نشان می‌دهد (Huston & Large, 1987). نسبت روی برای کانسارهای سولفید توده‌ای موجود در سنگ‌های آتشفشانی Mount Read استرالیا، ۷۷-۶۰ است، در حالی که این نسبت در انواع دیگر کانی‌سازی، دامنه‌ای وسیع‌تر، اما در مقادیر پایین‌تر از مقادیر میانه (۶۱-۳۹) دارند (Huston & Large, 1987). تغییرات این نسبت، می‌تواند اطلاعات جدیدی درباره منشأ فلزات، سازوکار انتقال، یا شرایط نهشت فلز برای سیستم کانی‌سازی مورد نظر را به دست دهد.

محاسبات ترموشیمیایی بر روی محلول‌های اشباع شده سرب و روی نشان می‌دهد که نسبت روی با دما و درجه شوری کنترل می‌شود و با pH، fO_2 و فعالیت گوگرد محلول بستگی ندارد (Huston & Large, 1987). به منظور محاسبه نسبت روی در کانسار باریکا داده‌های Pb-Zn برای ۱۴۷ نمونه که از چهار نوع کانسنگ برداشت شده‌اند، مطالعه شدند. این چهار دسته کانسنگ شامل موارد زیر هستند:

۱) رگه‌های سیلیسی زون استرینگر (۱۰۴ نمونه)، ۲) سولفید توده‌ای-نیمه توده‌ای، عمدتاً پیریت (۱۸ نمونه)، ۳) باریت توده‌ای (۱۸ نمونه) و ۴) نواری‌های سیلیسی موجود در زون سولفیدی (۷ نمونه).

همان گونه که در شکل ۱۰ و جدول ۴ مشاهده می‌شود، نسبت روی برای بخش‌های مختلف کانسنگ‌های سولفیدی، باریتی و سیلیسی، که به صورت چینه‌سان در کف دریای باریکا نهشته شده‌اند در یک دامنه وسیع (۶۳-۱۳) متغیر است. این نسبت برای نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های سیلیسی زون استرینگر نیز در دامنه (۷۷-۱۴) تغییر می‌کند. میانگین این نسبت در دو بخش چینه‌سان (سولفید و باریت توده‌ای و نواری‌های سیلیسی) و رگه‌های سیلیسی زون استرینگر به ترتیب ۴۷ و ۴۲ است که نسبت به مقادیر میانگین گزارش شده برای بیشتر کانسارهای آتشفشان‌زاد سولفید توده‌ای فانروزوییک جهان (Huston & Large, 1987)، به مقدار قابل ملاحظه پایین‌تر بوده و در دامنه وسیع‌تری متغیر است.

نسبت روی در دامنه ۷۷-۶۰، برای کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد، با این فرض تعبیر شده است که روی و سرب در محلول‌های گرمایی به صورت کمپلکس‌های کلریدی اشباع شده‌اند (Huston & Large, 1987). اختلافات مشاهده شده در این نسبت ممکن است به علت عدم اشباع‌شدگی روی و سرب، تغییرات شوری و / یا دمای محلول، وجود کمپلکس‌های مختلف در سیال‌های گرمایی

بخش‌هایی از رگه‌های سیلیسی با دگرشکلی شکن، به‌صورت رگه و رگچه‌های سیلیسی سولفیددار (اغلب گالن) قطع‌کننده رگه‌های زون استرینگر، مشاهده شده‌اند. در بخش رگه‌های سیلیسی زون استرینگر کانسار باریکا، توپوگرافی و فاصله رگه‌ها از کانسار سولفید توده‌ای، نقش مهمی در عیار طلا و نقره دارد، به‌گونه‌ای که بالاترین عیار طلا و نقره در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر پایین دست معدن و در رگه‌های سیلیسی واقع در ترازهای بالاتر توپوگرافی به ثبت رسیده است. مطالعات کانی‌شناسی و بافتی انجام‌شده بر روی رگه‌های سیلیسی زون استرینگر (تاج‌الدین و همکاران، ۱۳۸۸)، نشان می‌دهد که دگرشکلی در توزیع دوباره کانه‌ها نقش چندانی نداشته و تنها به تحرك دوباره و انتقال سرب از رگه‌های سیلیسی اولیه و تمرکز دوباره آن در رگه و رگچه‌های کششی ایجادشده در مرحله دگرشکلی کانسار منجر شده است.

۹- نقش دگرشکلی در کنترل پراکندگی عناصر کانه‌ساز

در طی ۲۰-۳۰ سال گذشته، کانسارهای Au-VMS، به‌ویژه از نظر زمان نهشت طلا نسبت به زمان تشکیل پیکره سولفید توده‌ای (همزمان با آتشفشان یا همزمان با زمین‌ساخت) موضوع بحث‌های بسیاری بوده‌اند (Dube et al., 2007). همان‌گونه که (Poulsen & Hannington, 1996) بیان داشتند، دو مدل اصلی برای تشکیل این دسته از کانسارها وجود دارد: ۱) کانسار سولفید توده‌ای فقیر از طلا، به‌صورت همزمان با سنگ‌های آتشفشانی میزبان تشکیل شده و متعاقباً در طی دگرشکلی و دگرگونی در مقیاس ناحیه‌ای، کانی‌سازی طلای همزمان با دگرشکلی در سیستم کانسنگ سولفیدی وارد شده است (Tourigny et al., 1989, 1990; Marquis et al., 1990a, 1990b, 1990c; Yeats and Groves, 1998). سولفید توده‌ای غنی از طلا، به‌صورت همزمان (سین ژنتیک) از نهشت یک سیال با بی‌هنجاری بالای طلا و/یا نهشت در اثر فوران زیر آبی کم ژرفا تا فوران هوایی تشکیل شده‌اند (Poulsen & Hannington, 1996; Sillitoe et al., 1996; Hannington et al., 1999; Huston, 2000). طرفداران نظریه اخیر معتقدند که در کانسارهای Au-VMS، دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی، تنها توزیع دوباره برخی از تشکیل‌دهنده‌ها (عناصر) به داخل ساختارهایی که توسط دگرشکلی ایجاد شده است را موجب شده‌اند که ممکن است با تغییر کانی‌شناسی کانی‌های اولیه، همراه شود (Valliant & Barnett, 1982; Tourigny et al., 1993; Dubé et al., 2004).

شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، مانند پاراژنز کانه‌ای، پراکندگی و توزیع عنصری و نسبت Au/Ag، حاکی از آن است که به‌رغم عملکرد دگرگونی و دگرشکلی بر روی کانسار باریکا، که با ایجاد ساختار و بافت‌های جدید دگرشکلی، تبلور دگرگونی و تحرك دوباره طلا و برخی از فلزات همراه شده است، الگوی پراکندگی عناصر و نسبت‌های فلزی کانسار آتشفشان‌زاد اولیه تا حدود زیادی حفظ شده است. از این‌رو گرچه شواهد بافتی آشکاری برای تحرك دوباره کانی‌های Ag, Pb, Bi و Sb همراه با طلا در محدوده کانسنگ‌های سولفیدی و باریتی باریکا وجود دارد، اما مواد دوباره تحرك‌یافته کانه‌ها ظاهراً فراتر از حاشیه پیکره‌های معدنی و منطقه‌بندی فلزی اولیه حرکت نکرده‌اند. از مهم‌ترین شواهد ژئوشیمیایی که بر آتشفشان‌زاد بودن الگوی فراوانی عناصر کانه‌ساز باریکا دلالت داشته و بر عدم کارآمدی پهنه‌برشی باریکا در ایجاد الگوی جدید پراکنش عنصری دلالت دارند عبارتند از:

۱- تلفیق مطالعات کانه‌نگاری و ژئوشیمی نمونه‌های برداشت‌شده از رگه‌های سیلیسی زون استرینگر و بخش کانسنگ چینه‌سان کانسار باریکا، حاکی از آن است که پراکندگی و روابط همبستگی ژئوشیمیایی عناصر کانه‌ساز، کاملاً با الگوی ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی یک کانسنگ سیاه غنی از طلای نوع کوروکوی دگرشکل‌نشده، همخوانی دارد و رخداد پهنه‌برشی باریکا، نتوانسته است بی‌هنجاری

۲- نسبت Au/Ag در بخش‌های مختلف کانسار باریکا، مشابه با نسبت‌های ارائه شده برای کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد بوده و کاملاً با مقدار این نسبت برای کانسارهای تیپ کوهزایی (بزرگ‌تر از ۵) متفاوت است. نسبت Au/Ag در کانسنگ سولفیدی و باریتی (کانسنگ سیاه) باریکا، به ترتیب ۰/۰۰۶ و ۰/۱۹ و در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر ۰/۲۳ است (جدول ۴). وجود نسبت پایین Au/Ag در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، این فرض را که بخشی از رگه‌های سیلیسی، در اثر نهشت سیال‌های دگرگون‌زاد در پهنه‌برشی باریکا حاصل شده باشند (یعنی تشکیل رگه‌های سیلیسی طلا‌دار تیپ کوهزایی) را منتفی می‌سازد. اگرچه اغلب رگه‌های سیلیسی زون استرینگر شدیداً دگرشکل‌شده‌اند، اما پاراژنز کانه‌ای و نسبت Au/Ag این رگه‌ها، کاملاً با رگه‌های سیلیسی تشکیل‌شده در زون استرینگر یک کانسار سولفید توده‌ای، منطبق است.

۱۰- نتیجه‌گیری

براساس نتایج حاصل از تجزیه سنگ‌ها، سنگ‌های آتشفشانی منطقه باریکا عمدتاً در محدوده آندزیت و کمتر تراکی آندزیت قرار می‌گیرند و ماگمای مادر این سنگ‌ها از یک گوشته غنی شده (نسبت به گوشته مورب) در بالای یک زون فروارانش منشأ گرفته است. براساس نمودار تغییرات نسبت Nd/Yb بر حسب Th/Yb، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در قلمرو کمان قاره‌ای حاصل از فروارانش و در نمودار Pearce et al. (1977) تمامی سنگ‌های منطقه در قلمرو حاشیه مخرب قرار گرفته‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی انجام‌شده بر روی کانسار باریکا، حاکی از آن است که الگوی پراکندگی و همبستگی ژئوشیمیایی عناصر کانه‌ساز در بخش‌های مختلف کانسنگ چینه‌سان و رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، کاملاً با الگوی ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی یک کانسار سولفید توده‌ای، همخوانی دارد. فراوانی فلزات در کانسار باریکا، نشان می‌دهد که بخش چینه‌سان کانسار، از نظر طلا و نقره دارای اهمیت اقتصادی بوده و کانسار باریکا از نظر تمرکز اقتصادی فلزات پایه قابل توجه نمی‌باشد. نسبت Au/Ag در بخش‌های کانسنگ سولفیدی و باریتی (کانسنگ سیاه) و در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر کانسار باریکا، با نسبت Au/Ag برای یک کانسار سولفید توده‌ای منطبق است. نسبت پایین Au/Ag در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر، که اغلب آنها در حال حاضر به‌صورت موازی تا نیمه موازی نسبت به برگوارگی جهت‌یافته شده‌اند، این فرض را که بخشی از رگه‌های سیلیسی مذکور در اثر نهشت سیال‌های حاصل از کوهزایی در پهنه‌های برشی حاصل شده باشند (یعنی تشکیل رگه‌های سیلیسی طلا‌دار تیپ کوهزایی) را منتفی می‌سازد.

نسبت Cu/Zn، برای کانسنگ‌های باریتی و سولفیدی کانسار باریکا، ۰/۲۹ است که در محدوده کانسنگ‌های سیاه واقع می‌شود. با توجه به نسبت پایین Cu/Zn،

دگرگونی ضعیف و دگرشکلی شدید در محدوده کانسار، که با ایجاد ساختار و بافت‌های جدید دگرشکلی، تبلور دگرگونی و تحرک دوباره طلا و برخی از فلزات همراه شده است، الگوی پراکندگی عناصر و نسبت‌های فلزی کانسار آتشفشان‌زاد اولیه تا حدود زیادی حفظ شده است، به گونه‌ای که ویژگی‌های ژئوشیمیایی کانسار باریکا، به مقدار زیادی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی یک کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد غنی از طلای دگرشکل نشده، همخوانی داشته و مواد دوباره تحرک یافته کانه‌ها ظاهراً فراتر از حاشیه‌های پیکره‌های معدنی و منطقه‌بندی فلزی اولیه حرکت نکرده‌اند.

سیاست‌گذاری

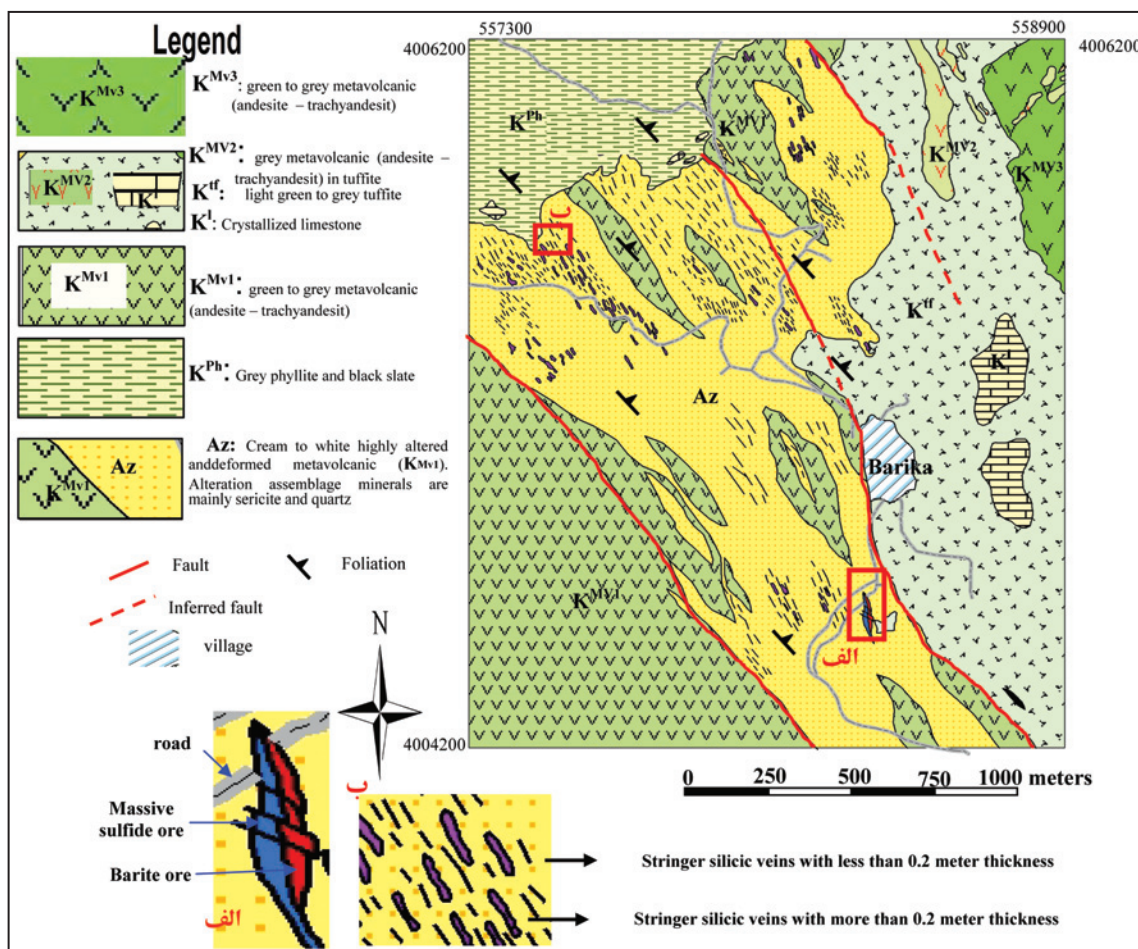
عملیات اجرایی و اکتشافی این تحقیق در قالب طرح‌های اکتشافی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به انجام رسیده است، بنابراین از آقای مهندس ناصر عابدیان، معاون محترم اکتشاف سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و آقای مهندس بهروز برنا، مدیر محترم امور اکتشافات معدنی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، که امکانات صحرائی و آزمایشگاهی لازم جهت انجام این تحقیق را فراهم آورده‌اند، صمیمانه تقدیر و تشکر می‌گردد.

کانسار باریکا یک کانسار سولفید توده‌ای از نوع کوروکو است که در آن تنها بخش کانسنگ سیاه تشکیل شده است و فاقد بخش‌های کانسنگی زرد و پیریتی است. از سوی دیگر، نسبت پایین Cu/Zn، به کوچک بودن کانسار باریکا، که در فاصله دور از منشأ گرما تشکیل شده است، اشاره دارد.

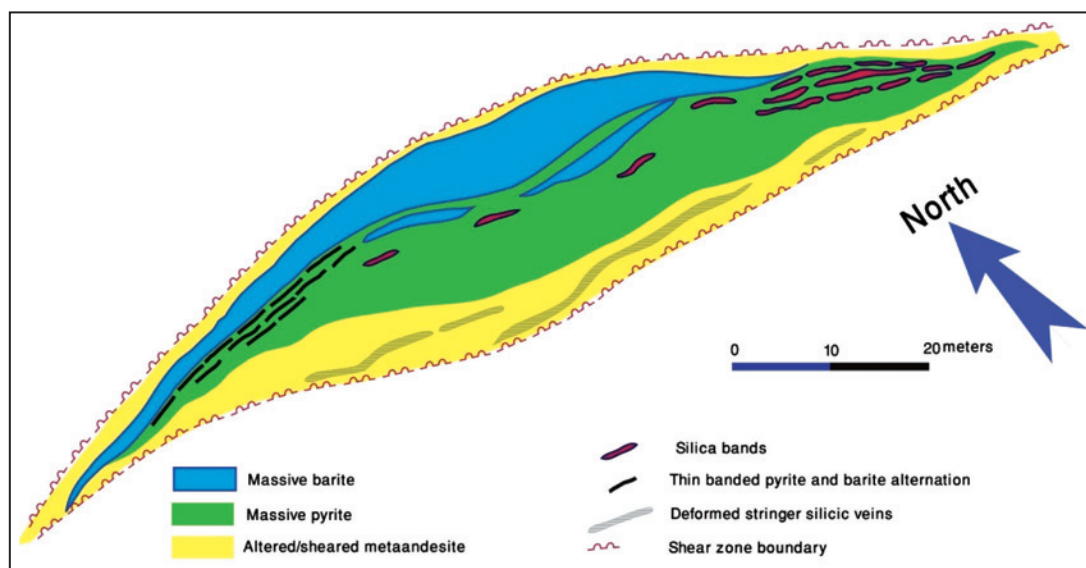
نسبت $100Zn/(Zn+Pb)$ ، که به عنوان نسبت روی بیان می‌شود، برای بخش‌های مختلف کانسنگ چینه‌سان باریکا، نسبت به مقادیر میانگین گزارش شده برای اغلب کانسارهای آتشفشان‌زاد سولفید توده‌ای فانروزوییک جهان، به مقدار قابل ملاحظه‌ای پایین‌تر بوده و در دامنه وسیع‌تری متغیر است. نسبت پایین روی در کانسار باریکا، حاکی از آن است که سیال کانه‌ساز باریکا از نظر روی و سرب تحت اشباع بوده است. از این‌رو کانسار باریکا فاقد پتانسیل قابل توجهی از کانه‌زایی روی و سرب است، به گونه‌ای که مجموع میانگین مقادیر روی و سرب در بخش‌های مختلف کانسار باریکا، همواره کمتر از ۰/۵ درصد است.

مقادیر پایین عناصر کمیاب Sn و Co، Bi، Te، In در هر دو بخش چینه‌سان و استرینگر کانسار باریکا، نقش مستقیم ماگما در تأمین فلزات موجود در سیال‌های کانه‌ساز را منتفی می‌سازد.

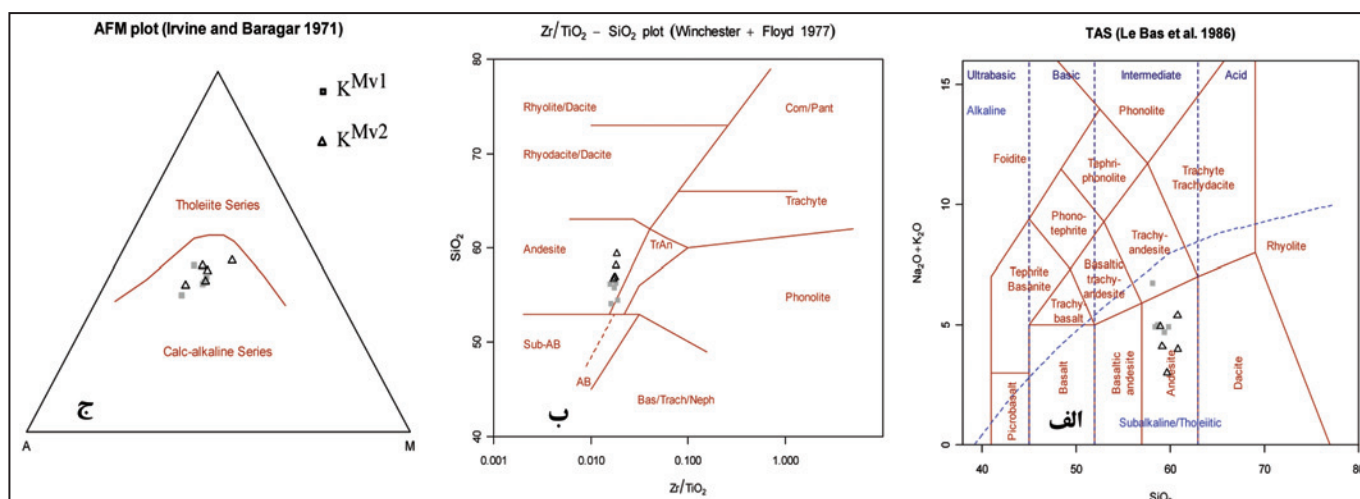
شواهد ژئوشیمیایی، حاکی از آن است که در کانسار باریکا به‌رغم عملکرد



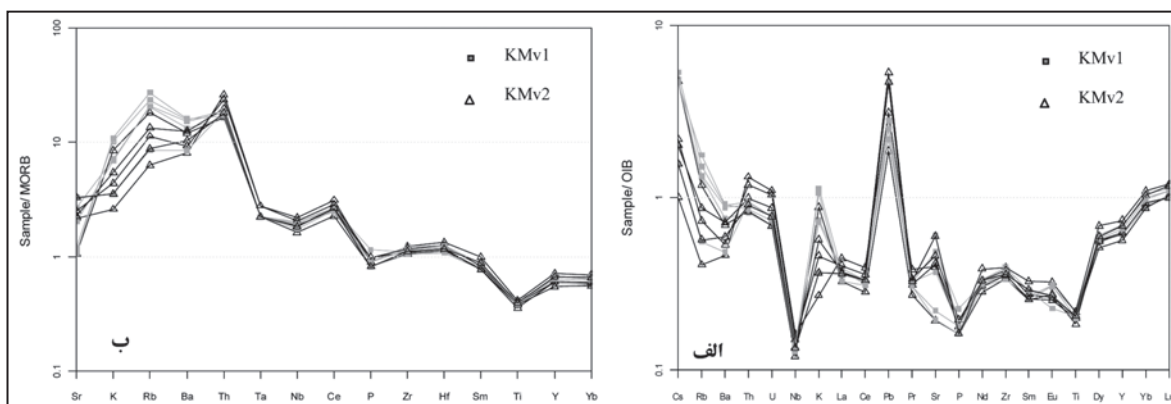
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی کانسار سولفید توده‌ای باریکا. الف) نمای نزدیک از موقعیت کانسنگ چینه‌سان (سولفید و باریت توده‌ای)، ب) نمای نزدیک از زون استرینگر



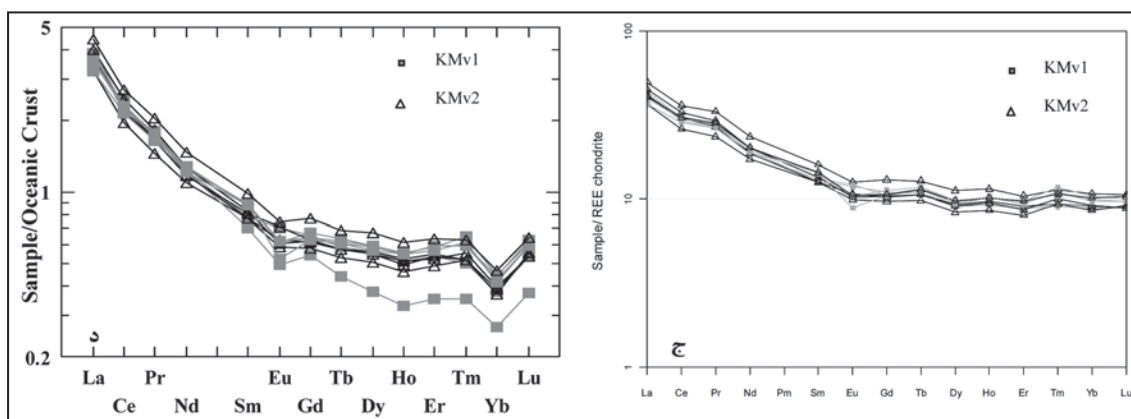
شکل ۲- بخش‌های مختلف کانسنگ چینه‌سان باریکا



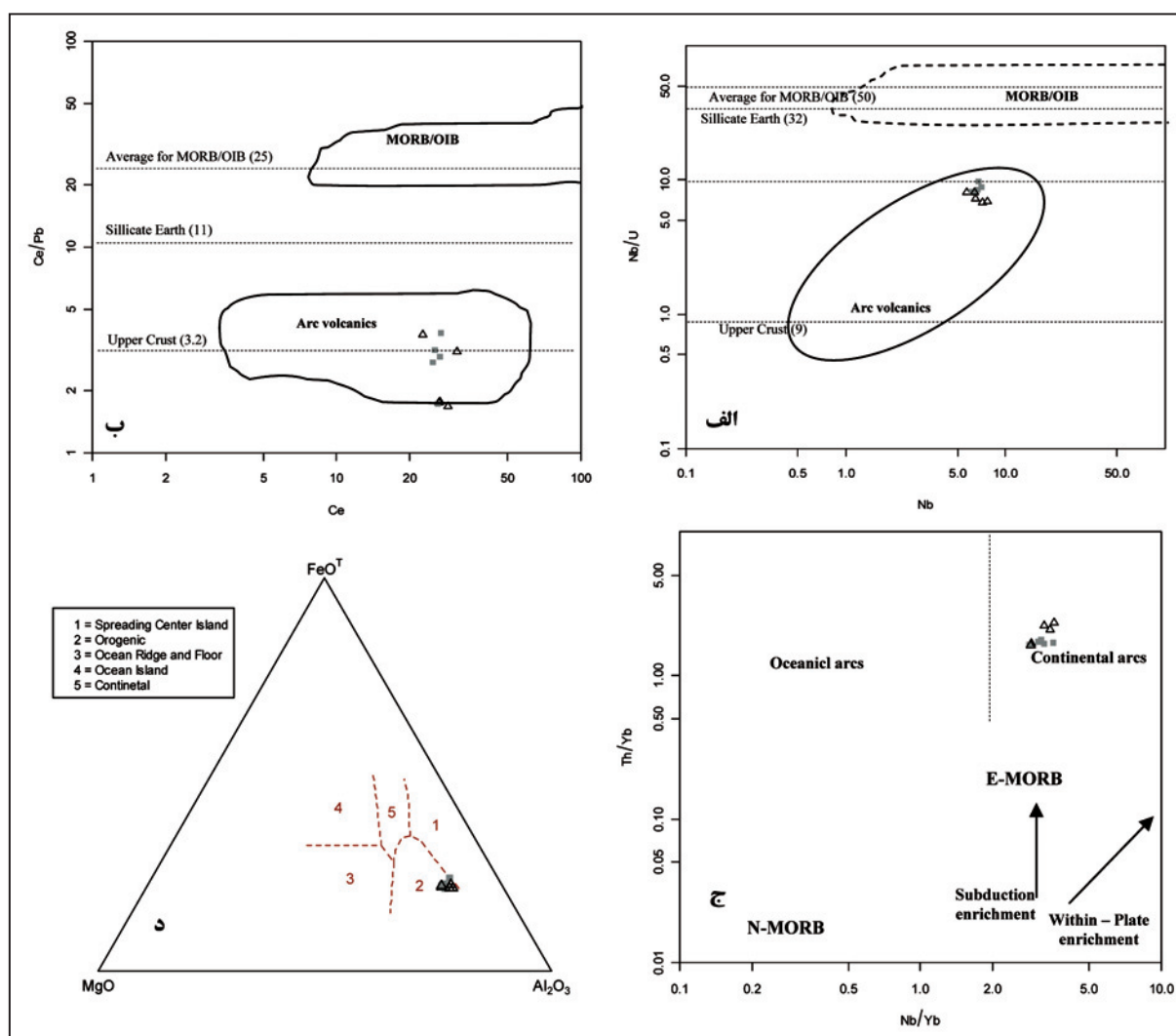
شکل ۳- در نمودارهای الف و ب) تغییرات عناصر قلیایی در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986) و تغییرات Zr/TiO_2 در برابر سیلیس (Winchester and Floyd, 1977) نشان داده شده‌اند. همان‌گونه که در این دو نمودار مشاهده می‌شود، همه سنگ‌ها در قلمرو آندزیت (و تراکی آندزیت) قرار می‌گیرند. نمودار الف، نشان می‌دهد که سنگ‌های میزبان ماهیت نیمه قلیایی دارند. ج) در نمودار AFM (Irvine & Baragar, 1971) همه سنگ‌ها در محدوده سری‌های کلسیمی قلیایی واقع شده و روند غنی شدن از آهن مشاهده نمی‌شود.



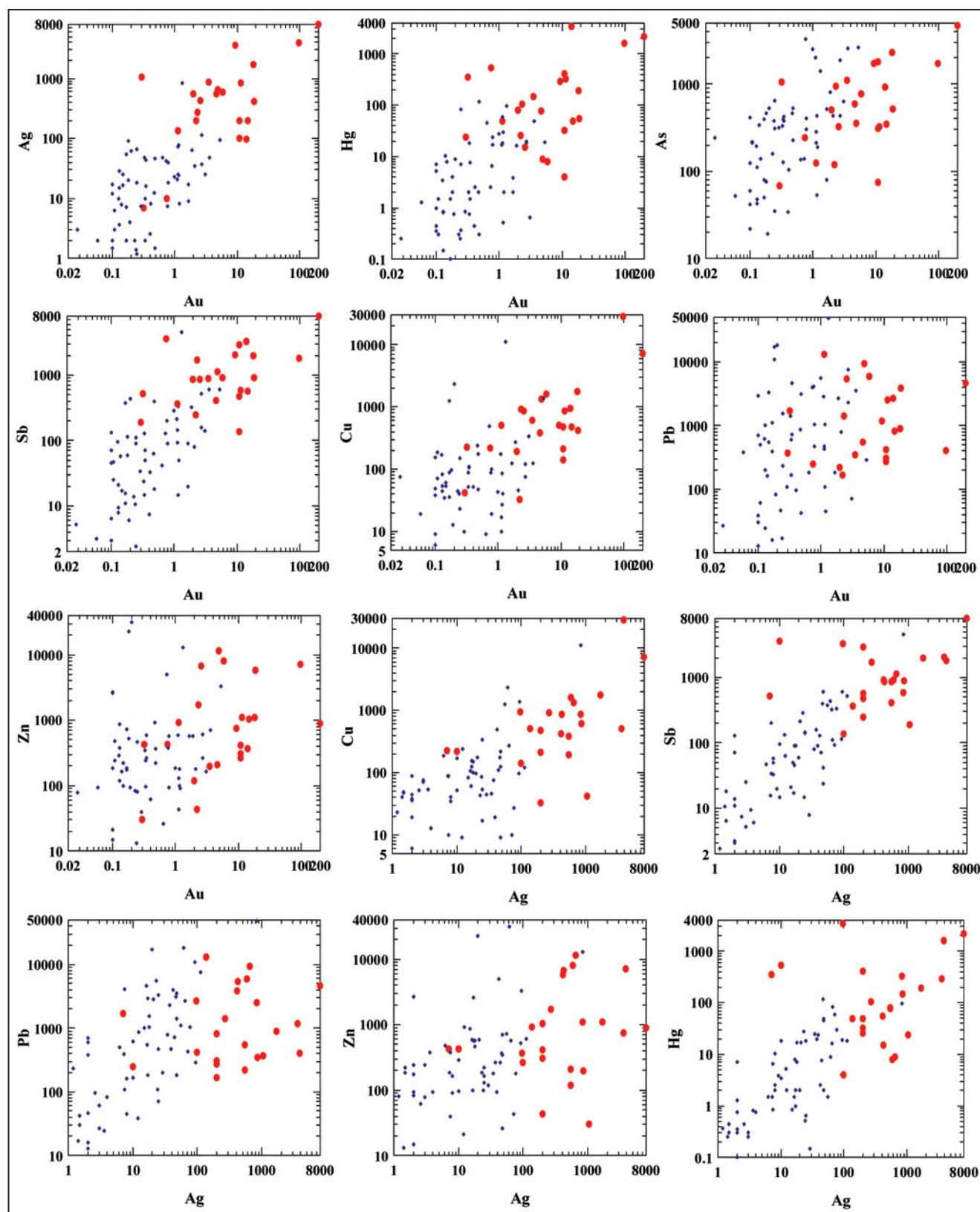
شکل ۴- بهنجار کردن ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه با نمونه‌های استاندارد: الف) کندریت‌ها (Sun, 1980)، ب) مورب (Pearce, 1983).



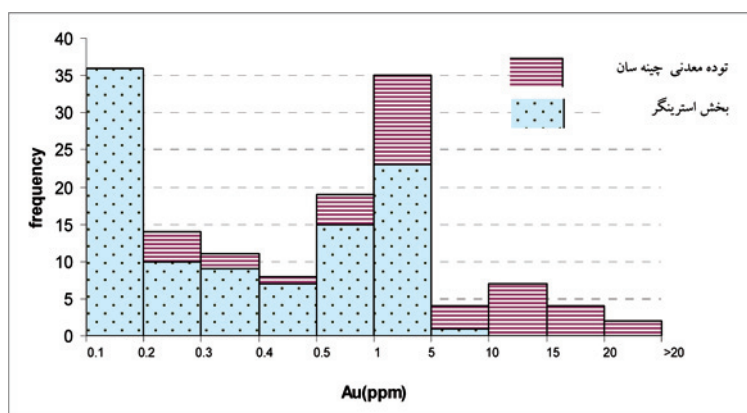
شکل ۴- ج) مقایسه عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های آتشفشانی منطقه باکندريت ها (Nakamura, 1974) و د) مقایسه عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های آتشفشانی منطقه باکندريت ها (Pearce, 1983). بی‌هنجاری منفی Ti و Nb در دو نمودار الف و ب و بی‌هنجاری مثبت Pb و Sr در نمودار الف مشاهده می‌شود که بیانگر تشکیل ماگمای اولیه این سنگ‌ها در بالای یک زون فرورانش است.



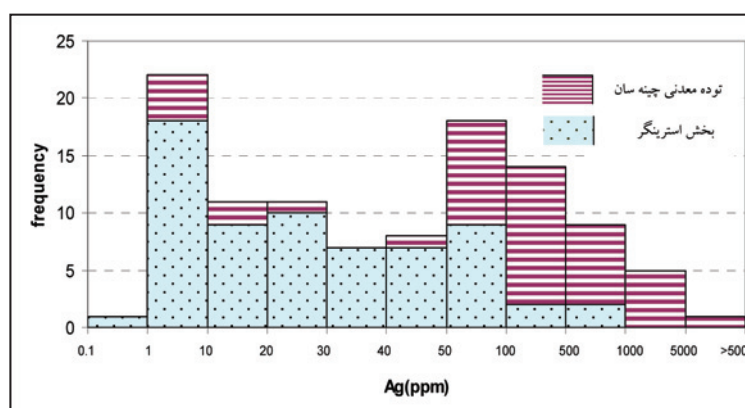
شکل ۵- الف و ب) تغییرات Nb/U در برابر Nb و تغییرات Ce/Pb در برابر Ce (Hofmann et al., 1986). بر اساس این نمودارها سنگ‌های آتشفشانی منطقه در قلمرو کمان‌های ماگمایی قرار می‌گیرند. نسبت‌های MORB/OIB، ترکیب کل پوسته سیلیسی زمین و پوسته قاره‌ای به ترتیب از Hofmann et al. (1986)، McDonough et al. (1992)، McDonough & Sun (1995) و Rudnick & Fountain (1995). ج) تغییرات نسبت Nd/Yb در برابر Th/Yb برای سنگ‌های گدازه‌ای منطقه. بر اساس این نمودار سنگ‌های آتشفشانی منطقه در قلمرو کمان‌های قاره‌ای حاصل از فرورانش قرار می‌گیرند. در این نمودار مقادیر N-MORB و E-MORB از Sun and McDonough (1989) نقل شده است. د) در نمودار مثلثی (Pearce and Cann, 1973) تمامی سنگ‌های منطقه در قلمرو حاشیه مخرب قرار گرفته‌اند.



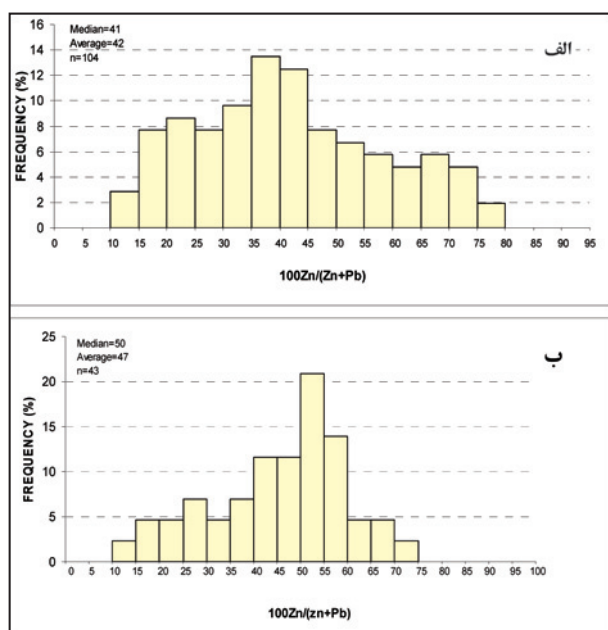
شکل ۶- تغییرات فراوانی عناصر طلا و نقره با دیگر عناصر کانه‌ساز. دایره‌های قرمز برای نمونه‌های برداشت شده از زون چینه‌سان و چهارضلعی‌های آبی رنگ برای نمونه‌های برداشت شده از زون استرینگر انتخاب شده‌اند.



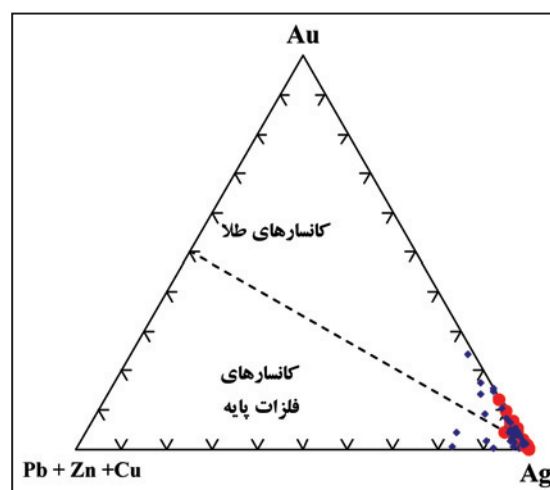
شکل ۷- مقایسه فراوانی طلا در توده معدنی چینه سان و زون استرینگر کانسار



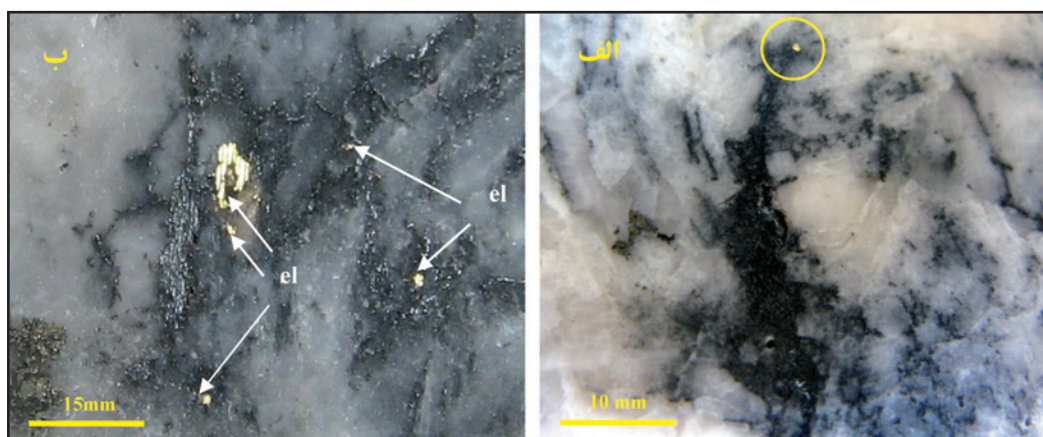
شکل ۸- مقایسه فراوانی نقره در توده معدنی چینه سان و زون استرینگر کانسار



شکل ۱۰- الف) نسبت روی برای کانسنگ‌های سیلیسی زون استرینگر و ب) نسبت روی برای کانسنگ‌های بخش چینه سان



شکل ۹- نمونه باریکا (۱۴۹ نمونه)، براساس فراوانی فلزهای پایه و گرانبها بر روی نمودار سه تایی (Hannington et al. 1999) پیاده شده است. دایره‌های قرمز برای نمونه‌های برداشت‌شده از زون چینه سان و لوزی‌های آبی رنگ برای نمونه‌های برداشت‌شده از زون استرینگر انتخاب شده‌اند. مقادیر فلزهای پایه بر حسب درصد و مقادیر طلا و نقره بر حسب گرم در تن است.



شکل ۱۱- ساختار و بافت‌های پرکننده فضای خالی ایجاد شده در اثر دگرشکلی شکنا مرتبط با رخداد پهنه‌برشی باریکا. در شکل‌های بالا، فضای ریزشکستگی‌ها توسط سولفوسالت‌های (کانه‌های تیره رنگ) و الکتروم (el) به صورت قابل مشاهده با چشم در آنها دیده می‌شود. در شکل الف، الکتروم در مرکز دایره زرد رنگ نشان داده شد

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های برداشت شده از واحدهای آتشفشانی دگرگون شده محدوده باریکا

	KMV1						KMV3				
	BA.2	BA.5	BA.26	BA.57	BA.62	BA.62(b)	BA.8	BA.21	BA.29	BA.51	BA.52
SiO ₂ (wt%)	56.2	59.4	54.5	55.8	56.3	56.7	56.9	58.1	54.1	56.9	59.4
TiO ₂	0.63	0.56	0.59	0.59	0.57	0.59	0.62	0.53	0.58	0.57	0.58
Al ₂ O ₃	17.75	16.8	17.5	17.85	18.2	18.15	18.2	17.6	17.3	18.1	17.4
Fe ₂ O ₃ (td)	6.29	4.96	6.64	6.72	6.81	6.81	6.64	6.1	7.01	6.42	6.44
MnO	0.12	0.11	0.11	0.16	0.16	0.16	0.1	0.09	0.18	0.13	0.13
MgO	3.49	1.48	3.37	3.58	3.75	3.76	3.77	2.87	2.8	3.19	2.9
CaO	4.68	3.73	4.6	4.64	5.17	5.15	6.21	5.03	6	6.78	6.79
Na ₂ O	3.55	6.74	5.29	2.89	4.28	4.21	2.46	3.89	2.92	3.12	3.25
K ₂ O	1.07	0.3	1.04	1.53	0.53	0.53	0.39	1.27	1.63	0.82	0.66
P ₂ O ₅	0.14	0.23	0.11	0.11	0.11	0.1	0.11	0.1	0.1	0.12	0.12
LOI 2											
total (wt%)	100	98.8	100.5	100	100	100	99	98.9	100.5	100	100.5
Ba (ppm)	265	202	307	315	169.5	207	161.5	242	321	251	186
Rb	41	10.6	41.6	47.1	17.2	17.6	12.6	36.5	54.8	26.9	22.7
Sr	320	424	244	145	396	395	261	127.5	128.5	272	302
Y	17.6	11.8	20.1	19.1	19.8	19.9	21.4	18.2	18.1	16.3	18
Zr	99	138	110	103	102	100	110	95	94	99	106
Nb	6.8	12.6	7.1	6.7	6.4	6.4	7.7	5.7	6.1	6.5	7.2
Th	3.26	5.07	3.63	3.77	3.73	3.62	5.27	3.32	3.42	3.97	4.73
Pb	9	26	7	9	15	15	10	6	8	15	17
Zn	87	88	81	111	92	94	46	80	140	84	83
Cu	31	46	7	43	4	23	22	21	6	37	20
Ni	25	7	15	12	13	10	20	9	11	11	9
V	157	74	181	155	151	153	160	155	164	138	149
Cr	30	20	20	20	30	30	50	20	10	40	40
Co	17.8	9.6	18.9	17.1	16.9	16.7	14	15.8	18.5	15.8	15.6
U	0.7	0.85	0.8	0.79	0.79	0.79	1.12	0.7	0.75	0.89	1.06
La	14.4	14.2	13.5	12.1	13.2	13.4	16.4	12.1	13.8	13.7	14.9
Ce	26.5	28.9	26.8	24.7	26	26.5	31.2	22.6	25.3	26.3	28.5
Pr	3.09	3.27	3.15	2.96	3.13	3.17	3.72	2.63	2.97	3.02	3.28
Nd	12.2	12.2	12.8	12.1	12.7	12.7	14.8	10.9	11.7	11.8	12.7
Sm	2.57	2.33	2.89	2.88	2.89	2.92	3.25	2.55	2.67	2.56	2.73
Eu	0.91	0.64	0.8	0.68	0.81	0.81	0.97	0.82	0.93	0.76	0.79
Gd	3.02	2.48	3.11	2.88	2.96	2.93	3.57	2.81	2.89	2.66	2.84
Tb	0.51	0.38	0.55	0.53	0.54	0.53	0.6	0.5	0.5	0.46	0.5
Dy	3.18	2.16	3.37	3.22	3.37	3.33	3.83	3.18	3.11	2.86	3.1
Ho	0.66	0.43	0.71	0.71	0.72	0.71	0.8	0.68	0.64	0.6	0.66
Er	1.97	1.3	2.2	2.09	2.17	2.18	2.34	2.03	1.98	1.8	1.94
Tm	0.27	0.19	0.32	0.33	0.35	0.32	0.34	0.28	0.28	0.28	0.3
Yb	1.92	1.36	2.17	2.12	2.27	2.23	2.36	1.98	1.97	1.88	2.01
Lu	0.3	0.21	0.33	0.33	0.34	0.35	0.36	0.3	0.3	0.31	0.3
Th/Yb	1.70	3.73	1.67	1.78	1.64	1.62	2.23	1.68	1.74	2.11	2.35
Ba/Rb	6.46	19.06	7.38	6.69	9.85	11.76	12.82	6.63	5.86	9.33	8.19
Nb/U	9.71	14.82	8.88	8.48	8.10	8.10	6.88	8.14	8.13	7.30	6.79
Ce/Pb	2.94	1.11	3.83	2.74	1.73	1.77	3.12	3.77	3.16	1.75	1.68
Th/La	0.23	0.36	0.27	0.31	0.28	0.27	0.32	0.27	0.25	0.29	0.32
Th/Nb	0.48	0.40	0.51	0.56	0.58	0.57	0.68	0.58	0.56	0.61	0.66
Zr/Nb	14.56	10.95	15.49	15.37	15.94	15.63	14.29	16.67	15.41	15.23	14.72
La/Nb	2.12	1.13	1.90	1.81	2.06	2.09	2.13	2.12	2.26	2.11	2.07

جدول ۲- فراوانی عناصر کانسنگی در کانسار باریکا

massive and banded ore														
	Au	Ag	As	Sb	Hg	Cu	Pb	Zn	Bi	Te	Tl	Mo	W	Sn
maximum	25	8000	4660	7880	3378	7117	13000	17000	0.7	0.06	12.4	101	8	34
minimum	0.33	7	50	60	3.5	32.8	83	30	0.1	<0.01	0.3	0.7	0.7	1
median	5.1	312	395	768	126	506	553	740	0.2	0.02	0.8	6.7	5	2.9
average	4.20	260	742	1231	506	779	2236	2647	0.3	0.02	3.8	16.8	4.9	5.1
stockwork silicic veins (stringer zone)														
	Au	Ag	As	Sb	Hg	Cu	Pb	Zn	Bi	Te	Tl	Mo	W	Sn
maximum	5.30	660	3300	595	117	2300	18000	31000	12	0.07	8	86.7	8.8	42
minimum	0.1	1	19.3	2.4	0.1	6	13	3.2	0.1	<0.01	0.29	0.7	0.3	0.5
median	0.34	16.3	255	61	2.5	81.3	488	225.2	0.3	0.03	3.4	6	2.3	1.8
average	0.72	30.8	440.2	104.8	12.4	145.6	1553	973.2	1.2	0.03	3.7	9.2	2.4	2.6

جدول ۳- ترکیب شیمیایی کانی‌های سولفوسالتی موجود در بخش چینه‌سان کانسار باریکا بر اساس نتایج مطالعات الکترون میکروپروب

Total	S	Ag	Zn	Bi	Au	W	Te	Sn	Cd	Mo	Cu	Co	Fe	Pb	Hg	Sb	As	mineral
100.3	15.2	69.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	15.1	0.4	stephanite
99.6	17.1	63.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	13.2	5.2	pyrargyrite
99.7	42.4	23.9	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.1	19.0	trechmannite
98.8	22.9	40.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.5	0.8	24.7	9.2	miargyrite
99.3	13.0	23.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	20.3	0.9	33.0	7.9	As-rich andorite
99.6	11.5	24.3	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	30.6	0.0	0.8	0.0	8.9	6.4	13.0		(Zn, Hg)-rich tennantite
99.4	17.6	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	66.8	0.0	9.8	4.7		As-rich geocronite
98.6	0.2	20.7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	13.9	0.0	0.0	43.7	0.0	10.0	9.8	Sb-rich seligmanite
98.6	23.6	1.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	36.9	0.0	22.9	13.6	twinnite/ guettardite
98.6	41.7	24.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.6	19.2		smithite
100.4	23.2	8.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	34.8	0.1	20.2	12.7	unnamed mineral (Ag ₂ Pb ₄ As ₄ Sb ₄ S ₁₇)

جدول ۴- ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کانسار باریکا

زون سولفید و باریت توده ای				زون استریتگر			
کمر بالا و کمر پائین: تمیزیت با دگرسانی سیلیسی، سریت کوارتز و سولفیدی				آندزیت یا دگرسانی سیلیسی، سریت کوارتز و سولفیدی			
سنگ میزبان	الف: کانسنگ سولفیدی			کانسنگ سیلیسی	ج: کانسنگ سیلیسی		
منابت کانسنگ	ب: کانسنگ باریتی			رنگ‌ری و رنگه این	د: کانسنگ سولفیدی		
شکل کانی سازی اولیه: در مقیاس 'دخترون و نمونه دستی'	منابت کانسنگ سولفیدی و باریتی بصورت توارتی در ضخامت کمتر از سانی متر تا چنددسی متر			منابت کانسنگ سولفیدی و باریتی بصورت توارتی در ضخامت سانی متري تا دسی متري	منابت کانسنگ سولفیدی و باریتی بصورت توارتی در ضخامت کمتر از سانی متر تا چنددسی متر		
کتی شناسی	Py>>Ss>stb>Sph>Gn + Au			Py>Sph>Gn>Ss>stb - Au	Ss>Py>cin -Au		
عناصر طری میراد	Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, As, Hg			Au, Ag, Zn, Pb, Cu, Sb, As, Hg	Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Sb, Hg, As		
Au :ppm:	۴.۵			۳.۲	۹.۳		
Ag :ppm:	۳۵۲			۱۷۱	۱۵۷۵		
As :ppm:	۱۶۷۹			۲۹۸	۱۱۰۱		
Sb :ppm:	۲۰۵۹			۵۴۸	۲۴۸۹		
Hg :ppm:	۵۰۹			۵۹	۱۱۸۲		
Zn (%)	۰.۰۵			۰.۴۸	۰.۰۸		
Pb (%)	۰.۰۸			۰.۴۱	۰.۱۲		
Cu (%)	۰.۱۴			۰.۱۱	۰.۱۷		
Zn:Pb:Cu	۰.۳۸			۱.۰۰	۰.۲۶		
Au:Ag	۰.۰۰۵			۰.۰۱۹	۰.۰۰۶		
۱۰۰Zn:Zn:Pb:	۳۹			۵۴	۴۰		

Ss: کانیهای سولفوسالت، Py: پیریت، Sph: اسفالریت، Gn: گالن، Tet: تتراهدريت، Tn: تانتیت، Cn: سینابر، Cpy: کالکوپیریت و Au: طلا

جدول ۵- ضرایب همبستگی عناصر کانه‌ساز در بخش رگه‌های سیلیسی زون استرینگر (تعداد نمونه = ۱۱۰)

	Au	Ag	As	Bi	Hg	Sb	Pb	Zn	Cu
Au	1.00								
Ag	0.15	1.00							
As	0.57	0.21	1.00						
Bi	-0.27	-0.09	-0.22	1.00					
Hg	0.06	0.28	0.23	-0.01	1.00				
Sb	0.24	0.78	0.33	-0.11	0.33	1.00			
Pb	0.12	0.69	0.21	-0.04	0.18	0.88	1.00		
Zn	0.07	0.75	0.17	-0.10	0.18	0.94	0.95	1.00	
Cu	0.14	0.76	0.21	-0.09	0.20	0.97	0.90	0.97	1.00

جدول ۶- ضرایب همبستگی عناصر کانه‌ساز در بخش چینه‌سان (تعداد نمونه = ۴۵)

	Au	Ag	As	Bi	Hg	Sb	Pb	Zn	Cu
Au	1.00								
Ag	0.92	1.00							
As	0.43	0.45	1.00						
Bi	0.19	0.11	0.02	1.00					
Hg	0.54	0.44	0.39	0.21	1.00				
Sb	0.49	0.80	0.49	-0.06	0.64	1.00			
Pb	0.15	0.16	-0.01	-0.22	0.44	0.21	1.00		
Zn	0.15	0.16	-0.02	-0.07	-0.05	0.09	0.65	1.00	
Cu	0.61	0.56	0.20	0.35	0.39	0.31	0.03	0.39	1.00

کتابنگاری

- تاج‌الدین، ح.، راستاد، ا.، یعقوب‌پور، ع.، محجل، م.، عابدیان، ن.، برنا، ب.، دری، م.، روزبه، س. و یارمحمدی، ع.، ۱۳۸۸- مراحل تشکیل و تکوین کانسارسولفید توده‌ای غنی از طلای باریکا، بر اساس مطالعه ساخت، بافت و میکروترموتری سیالات در گیر، خاور سردشت، سهندج - سیرجان شمالی. بیست و هفتمین همایش علوم‌زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عزیزی، ح.، مهربانی، ب. و ایزدی، ف.، ۱۳۸۷- ماگماتیسیم الیگوسن در زون تراست زاگرس (محور صحنه - مریوان): دور دوم فروانش نتوتیس در پالئوژن.
- یارمحمدی، ع.، راستاد، ا.، محجل، م.، شمسا، م. ج.، ۱۳۸۴- رخداد طلای باریکا: کانه‌زایی تیپ ماسیوسولفید و لکانوژنیک غنی از طلا در ایران، خلاصه مقالات بیست و چهارمین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- یارمحمدی، ع.، ۱۳۸۵- کانی‌شناسی، ژئوشیمی، ساخت و بافت و ژنز کانه‌زایی طلا (نقره، فلزات پایه و باریت) در محدوده معدنی باریکا، شرق سردشت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت‌مدرس.
- یارمحمدی، ع.، راستاد، ا.، محجل، م.، شمسا، م. ج.، ۱۳۸۷- رخداد طلای باریکا: کانه‌زایی تیپ ماسیوسولفید و لکانوژنیک غنی از طلا در ایران. مجله علوم دانشگاه تهران. جلد ۳۴، شماره ۱، صفحات ۶۰-۴۷.
- معین‌وزیری، ح.، عزیزی، ح.، مهربانی، ب. و ایزدی، ف.، ۱۳۸۷- ماگماتیسیم الیگوسن در زون تراست زاگرس (محور صحنه - مریوان): دور دوم فروانش نتوتیس در پالئوژن.

References

- Azizi, H., Jahangiri, A., 2008- Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. J. Geodyn. 45, 178-190.
- Azizi, H., Moinevaziri, H., 2008- Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. J. Geodyn. 47, 167-179.
- Ayers, J., 1998- Trace elements modelling of aqueous fluid-peridotite interaction in mantle wedge of subduction zones. Contrib. Miner. Petrol. 132, 390-404.

- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Phinney, D. L., Ryerson, F. J., 1995- Rutile–aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 327–339.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., Davis, D., et Lafrance, B., 2004- Le gisement de sulfures massifs volcanogènes aurifères LaRonde, Abitibi, Québec: altération, minéralisations, genèse et implications pour l'exploration. *Ministères des Ressources naturelles de la faune et des parcs*. MB 2004-03. 112p
- Dubé, B., Gosselin, P., Mercier-Langevin, P., Hannington, M. and Galley, A., 2007- Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada—A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5*, p. 75–94.
- Eftekhari-Nezhad, J., 2004 - Exploration text of The Mahabad Quadrangle map :1:250,000 (North Kurdistan). Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. Tehran
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R., Galley, A. G., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 523–560
- Hannington, M. D., Peter, J. M. and Scott, S. D., 1986- Gold in sea – floor polymetallic sulfides: *Economic Geology*. V.81, p.1867-1883.
- Hannington, M. D., Poulsen, K. H., Thompson, J. F. H. and Sillitoe, R. H., 1999-Volcanogenic gold in massive sulfide environment: Reviews in *Economic Geology*, v. 8, p. 325-356.
- Hofmann, A.W., 1988- Chemical differentiation of the earth: the relation between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297–314.
- Horikoshi & Shikazono, 1978- Subtypes and their characteristics of Kuroko- type deposits: *Mining Geology*, v.28, p.267-276.
- Huston, D. and Large, R., 1987- Genetic and Exploration Significance of the Zinc Ratio ($100 \text{ Zn}/(\text{Zn} + \text{Pb})$) in Massive Sulfide Systems. *Economic Geology*. Vol. 82, 1987, pp. 1521-1539
- Huston, D. L. and Large, R. R., 1989- A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulfide deposits. *Ore Geol. Rev.*4: 171-200.
- Huston, D., Bottrill, R.S., Creelman, R., Khin Zaw, Ramsden, T., Rand, S., Gemmell, J.B., Bruce, L., Sie, S.H. and Large, R.R., 1992- Geologic and Geochemical Controls on the Mineralogy and Grain Size of Gold-Bearing Phases, Eastern Australian Volcanic Hosted Massive Sulfide Deposits. *Econ. Geol.*87: 542-563.
- Huston, D. L., 2000- Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits; distribution, genesis, and exploration, in Hagemann, S.G. ed., *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, vol. 13, p. 401-426.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–546.
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of the subduction zone fluids. *Nature* 380, 237–240.
- Large, R. R., Huston, D. L., McGoldrick, P. J. and Ruxton, P. A., 1989- Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulfide deposits and their significance for gold transport models. *Econ. Geol. Mon.*(6). P. 520-536.
- Large, R. R., McPhie, J., Gemmell, J. B. and Davidson, G., 2001- The Spectrum of Ore Deposits Types, Volcanic Environment, Alteration Halos, and Related Exploration Vectors in Submarine Volcanic Succession: Some Example From Australia. *Econ. Geol.*96: 913-938.
- LeBas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745–750.
- Marquis, P., Hubert, C., Brown, A. C. and Rigg, D. M., 1990a- Overprinting of early, redistributed Fe and Pb-Zn mineralization by latestage Au-Ag-Cu deposition at the Dumagami mine, Bousquet district, Abitibi, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1651-1671.
- Marquis, P., Hubert, C., Brown, A. C. and Rigg, D.M., 1990b- An evaluation of genetic models for gold deposits of the Bousquet district, Quebec, based on their mineralogic, geochemical, and structural characteristics: *Canadian Institute of Mining and metallurgy, Special Volume 43*, p. 383-399.
- Marquis, P., Brown, A. C., Hubert, C. and Rigg, D. M., 1990c- Progressive alteration associated with auriferous massive sulfide bodies at the Dumagami Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: *Economic Geology*, vol. 85, p. 746-764.
- McDonough, W. F., Sun, S. S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E., Hofmann, A.W., 1992- Potassium, Rubidium, and Caesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1001–1012.
- McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995- Composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *J. Asian Earth Sci.* 21, 397–412
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757–775.

- Ohomot, H., Mizukami, M., Drummond, S.E., Eldridge, C.S., Pisutha – Arnond, V. and Lenagh, T.C., 1983- Chemical processes of Kuroko formation. *Economic Geology*, Monogr.5: 570-604.
- Ohmoto, H., 1996- Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. *Ore geology reviews*, 10:135-177.
- Pearce, J.A., Cann, J. R., 1973-Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19: 209-300.
- Pearce, J. A., 1983- The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In *Continental basalts and mantle xenoliths*, C.J. Hawksworth & M.J. Norry (eds.). 230-249
- Poulsen, K.H. and Hannington, M.D., 1996- Volcanic-associated massive sulphide gold, in Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., eds., *Geology of Canadian mineral deposit types: Geology of Canada*, vol.8, p. 183-196
- Pearce, J.A., Baker, P.E., Harvey, P.K., Luff, L.W., 1995- Geochemical evidence for subduction Fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich Island arc. *J. Petrol.* 36, 1073–1109.
- Robert, F., Brommecker, R., Bourne, B. T., Dobak, P. J., McEwan, C. J., Rowe, R. R., Zhou, X., 2007- Models and exploration methods for major gold deposit types: exploration 07. *Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, Toronto, , Proceedings, pp. 691–
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M., 1995- Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* 32, 267–309.
- Sillitoe, R.H., Hannington, M. D. and Thompson, J. F. H., 1996- High-sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment: *Economic Geology*, v. 91, p. 204-212.
- Sun, S. S., 1980- Lead isotope study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Hilo. Trans. R. Soc. London*, Ser. 297: 409-445.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Sunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), Magmatic in Oceanic Basins*, Special Publication. *Geology Society of London* 42, 313–345.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985- *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Cambridge, p. 312.
- Tourigny, G., Brown, A. C., Hubert, C. and Crépeau, R., 1989- Synvolcanic and syntectonic gold mineralization at the Bousquet Mine, Abitibi greenstone belt: *Economic Geology*, v. 84, p. 1875-1890.
- Tourigny, G., Brown, A.C., Hubert, C. and Crépeau, R., 1990- Syn-volcanic and syn-tectonic gold mineralization at the Bousquet Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: *Economic Geology*, v. 85, p. 1875-1890.
- Tourigny, G., Doucet, D. and Bourget, A., 1993- Geology of the Bousquet 2 mine: An example of a deformed, gold-bearing, polymetallic sulfide deposit: *Economic Geology*, v. 88, p. 1578-1597.
- Valliant, R. I. and Barnett, R. L., 1982- Manganiferous garnet underlying the Bousquet gold orebody, Quebec: metamorphosed manganese sediment as a guide to gold ore: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 993- 1010.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Yang, K. and Scott, S. D., 2003- Geochemical relations of felsic magmas to ore metals in massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, Iberian Pyrite Belt, Hokuroku District and Abitibi Belt: *Economic Geology Monograph* 11, p. 457-478
- Yeats, C. J. and Groves, D. I., 1998- The Archean Mount Gibson gold deposits, Yilgarn craton, Western Australia: Products of combined syn-volcanic and syntectonic alteration and mineralisation: *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 103-129.

Petrogenesis Geochemistry and Role of Deformation on Ore Elements Distribution of Barika Gold-Rich Massive Sulfide Deposit, East of Sardasht, Northwest of Sanandaj – Sirjan Zone

H. A. Tajeddin¹, E. Rastad^{1*}, A. Yaghoobpour² and M. Mohajjel¹

¹Department of Geology, Faculty of Basic Science, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran.

²Department of Geology, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran.

Received: 2010 January 16

Accepted: 2010 September 28

Abstract

Barika deposit is the first and only recognized gold (and silver) rich – massive sulfide deposit in Iran which is located at 18 km east of Sardasht city, north western part of Sanandaj-Sirjan metamorphic zone. Rock units outcropped in this area are volcano sedimentary metamorphosed rocks in green schist facies, and include association of metaandesite, metatuffite, phyllite and slate rocks, among which the metaandesitic unit (KMv1) is host rock of the deposit. Ore mineral assemblages in stratiform part of the deposit, which contain massive and banded pyrite and barite associated with subordinary silica bands, are very variable in composition and consist of pyrite, sphalerite, galena, stibnite and a variety of sulfosalt minerals and electrum. Ore mineral assemblage in silicic veins in stringer zone, are simpler and consist of pyrite, galena, sphalerite, tetrahedrite and rare chalcopyrite. Average gold and silver grades in stratiform ore are 4.2 and 260 g/t respectively and in silica stringer veins are 0.7 and 30 g/t. Base metal content in both part of the deposit is less than 1%. Lithotectonic study and trace and rare earth elements diagrams associated with Ce/Pb and Nb/U ratios of the metavolcanic rocks in the deposit area indicate that the rocks were generated from a lithospheric mantle source in the active continental margin of the SSZ. A geochemical study of Barika deposit reveals that distribution patterns and correlation coefficient of ore elements in parts of the Barika stratiform ore and stringer zone are completely in correlation with an undeformed massive sulfide deposit. The geochemical documents indicate that despite the metamorphism and highly deformation on the deposit, the primary distribution patterns and proportion of the ore elements are well conserved, as geochemical characteristics of the Barika deformed deposit is as well as correlated with an undeformed gold- rich volcanogenic massive sulfide deposit. However there is clear textural evidence for remobilization of As, Sb, Ag and Pb minerals together with Au in Barika deposit, but, remobilized constituents of the ores do not appear to have moved beyond the margins of the ore bodies and primary metal zonation.

Keywords: Petrogenesis, Geochemistry, Gold- rich massive sulfide deposit, Kuroko type black ore, Metamorphism, Deformation, Barika, Sanandaj – Sirjan Zone.

For Persian Version see pages 141 to 156

*Corresponding author: E. Rastad; Email: rastad@modares.ac.ir

Biostratigraphy of Oligocene and Lower Miocene Sediments (Pabdeh, Asmari, Gachsaran and Mishan Formations) on the basis of Foraminifera in Southwest Jahrum, Interior Fars

J. Daneshian^{1*}, N. Norouzi², D. Baghbani³, S.A. Aghanabati⁴

¹ Department of Geology, Kharazmi University, Tehran, Iran

² Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

³ Surface Geology, NIOC Exploration Directorate, Geology Department, Tehran, Iran

⁴ Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2010 September 21

Accepted: 2011 January 22

Abstract

Oligocene-Lower Miocene sediments at Nareh section, situated in SW Jahrum consist of limestone, argillaceous limestone, marl and evaporitic sediments with a rich association of planktonic and benthonic foraminifera. In lower part of this succession, the Pabdeh Formation with a thickness of 115m is composed of shale, marl and intercalations of argillaceous limestone. The mentioned sediments continue through Late