

زمین شیمی و زمین دما سنجی کانسار مس جیان (بوانات)، زون سنندج-سیرجان، شمال شرق استان فارس

فرید مُر، سینا اسدی، نسیم فتاحی

بخش علوم زمین، دانشکده علوم دانشگاه شیراز

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۳/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۶/۲۲

moore@susc.ac.ir

چکیده

کانسار مس جیان (بوانات) در لبه ی شرقی زون دگرگونی سنندج-سیرجان در جنوب غرب ایران (۱۹۵ کیلومتری شمال شرق شیراز) و در مجموعه سنگهای آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده سوربان به سن پرمو تریاس قرار گرفته است. کانسنگ مس به شکل کالکوپیریت رگه ای، رگچه ای و افشان دیده می شود. الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب (REE) در سنگ میزبان آتشفشانی دگرگون شده و آلبیت-اپیدوت-کلریت شیبست نشان دهنده ی منشا مافیک این سنگها است. طی دگرسانی، تهی شدگی عناصر REE در سنگ میزبان به صورت بخشی همراه با عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) و فلزات واسطه (TTE)، و در مقابل غنی شدگی عناصر جزئی با قدرت میدان بالا (HFSE) رخ داده است. داده های حاصل از مطالعه میانبارهای سیال در کوارتز همزاد با کالکوپیریت نشان می دهد که کان توده مس جیان از نوع ذخایر مس گرمابی میان دمایی است. تشکیل سیالات دگرگونی-گرمابی با بیشترین فراوانی بین ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد و شوری ۰/۰۲ تا ۱۸ درصد وزنی معادل NaCl در فشار کمتر از ۳۰۰ بار در محدوده شرایط فشار و دمای رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت زیرین رخ داده است. وجود رژیم های ساختاری شکنا تا شکل پذیر در منطقه موجب تحرک مجدد سیالات دگرگونی در امتداد زون های عمیق بُرشی، مرزهای سنگ شناختی و شکستگی های سطحی شده است که پیامد آن رسوبگذاری کانه های مس می باشد. تغییرات فیزیکی-شیمیایی سیالات دگرگونی و برهمکنش آنها با سنگ میزبان دگرگونی می تواند ساز و کاری موثر در رسوبگذاری کانه های مس در اثر سرد شدگی سیالات و افزایش چگالی، حباب زایی، افزایش pH، کاهش فعالیت لیگاندها و افت ثابت دی الکتریک H₂O در منطقه جیان باشد.

کلمات کلیدی: مس، کانه زایی، سیال گرمابی، میانبار سیال، جیان.

مقدمه

فشار، دما و pH سیال اشاره کرد (Kontak and Kerrich, 1997). هدف اصلی این مطالعه در کانسار مس جیان بررسی رفتار زمین شیمیایی عناصر و بازسازی ویژگی های PTVX تشکیل کانسنگ به منظور دستیابی به روند تکامل سیال گرمابی و کانه زایی مس در سنگ میزبان دگرگون و دگرسان شده می باشد.

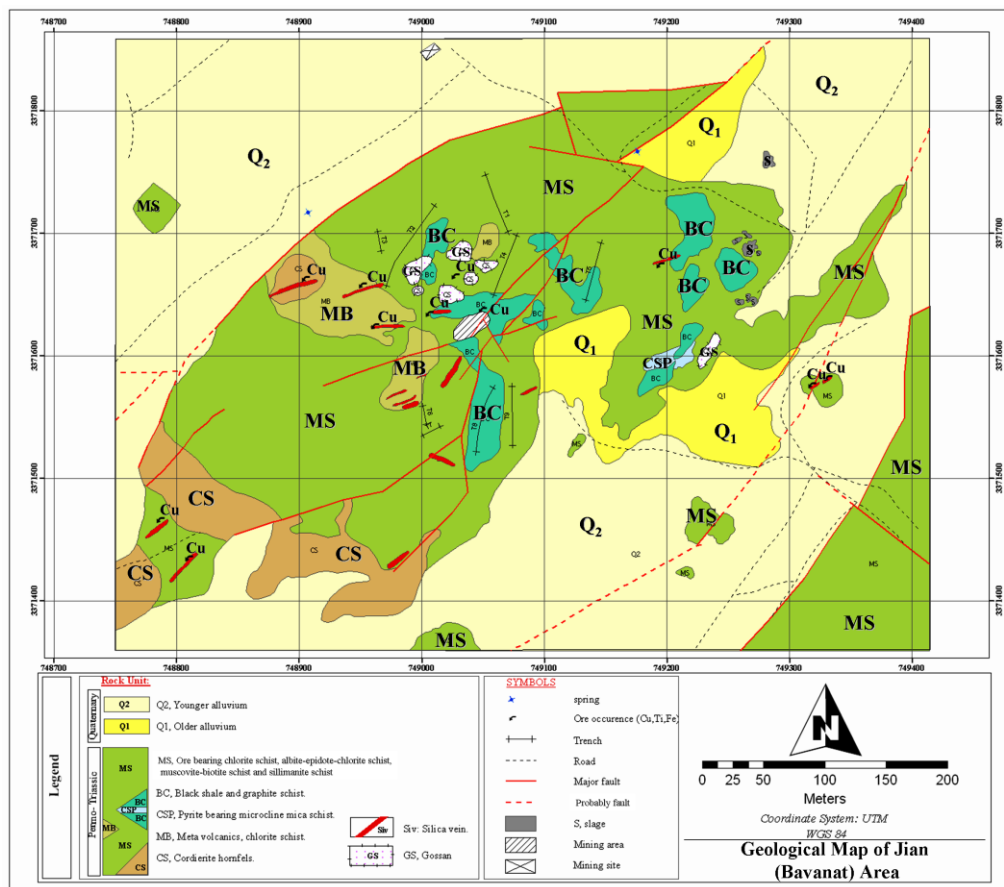
زمین شناسی و رخدادهای زمین ساختی-دگرگونی کانسار مس جیان

کانسار مس جیان در ۱۹۵ کیلومتری شمال شرق شیراز (منطقه ی بوانات) و در طول جغرافیایی ۳۵° ۵۳' شرقی و عرض جغرافیایی ۲۷° ۳۰' شمالی واقع شده است. این کانسار در لبه ی شرقی زون سنندج-سیرجان قرار دارد و بر اساس مطالعات موسیوند و همکاران (Mousivand et al., 2007) ذخیره آن ۶ میلیون تن با عیار میانگین ۳ درصد مس، ۰/۵ درصد روی، ۰/۶۸ گرم در تن نقره و ۰/۵ گرم در تن طلا برآورد شده است. پارائز ماده معدنی شامل کالکوپیریت+ پیروتیت+ اسفالریت+ پیریت± گالن± مارکازیت می باشد. زون

میانبارهای سیال کلید مهمی در تعیین منشا، تحول و تعیین ترکیب شیمیایی سیال کانسنگ ساز و کمپلکس های حمل کننده ی فلزات هستند. این سیالات اولیه، حجم کوچکی از سیال کانسنگ ساز به دام افتاده در بلورها می باشند که در امتداد زونهای رشد بلوری و یا درون هر نقصی که طی رشد یک بلور ایجاد می گردد بدام می افتند. از دیدگاه ترمودینامیکی، میانبارهای سیال یک سامانه بسته را به نمایش می گذارند که توسط فشار (P)، دما (T)، حجم (V) و ترکیب شیمیایی (X) تعریف می شوند. امروزه یکی از موفق ترین شیوه های دست یابی به ویژگی های فیزیکی-شیمیایی سیال گرمابی استفاده از تجزیه های مختلف و اندازه گیری های هدفمند بر روی میانبارهای سیال بدام افتاده در درون کانیهای است که از سیال گرمابی نهشته شده اند (Giles and Marshall, 2004). سیال گرمابی معمولاً عامل دگرسانی سنگ میزبان بوده، و از میان عوامل اصلی توان دگرسان سازی، می توان به ترکیب سیال هجوم آورنده و سنگ دیواره، وضعیت درزه و شکستگی های سنگ دیواره، نسبت حجم سیال به حجم سنگ مورد هجوم واقع شده، زمان واکنش سیال-سنگ، شرایط

برشی دگرگونی سنندج- سیرجان بخشی از کمربند چین خوردگی -رورانندی زاگرس در ایران بشمار می آید (Alavi, 2007; Sarkarinejad and Azizi, 2008). براساس پیشینه ی زمین دینامیکی زون سنندج-سیرجان، منطقه ی مورد مطالعه در زمان نئوپروتروزویک تا دونین یک حوضه سکویی حاشیه قاره ای و کششی بوده که با رخداد نازک شدگی پوسته در پالئوزویک پایینی همراه بوده است (Alavi, 2007). از اواخر پالئوزویک بالایی تا تریاس میانی زون سنندج-سیرجان با پدیده کافتش و نهشت کربنات ها، گدازه های بالشی و برش های همزمان با رسوب گذاری همراه بوده است، که نشانگر رژیم زمین ساختی کششی و جدایش بلوک ایران مرکزی از گندوانا و گسترش بستر اقیانوس نئوتتیس می باشد (Sheikholeslami et al., 2002). از شواهد این مقطع زمانی می توان به تشکیل ۴۰۰ متر بازالت های بالشی در کفه خیر آباد (شمال شرق نیریز) اشاره کرد. پس از آن با تغییر رژیم زمین ساختی و شروع فرورانش دست کم سه مرحله دگرگونی و دگرشکلی هم زمان با فرورانش و ایجاد کمربندهای مزدوج و دگرگونی کوهزایی ناشی از برخورد (کرتاسه بالایی) در منطقه رخ داده است. از نظر موسیوند (Mousivand et al., 2007) در منطقه مورد مطالعه گسترش رخساره سنگهای دگرگونی فشار بالا-دما پایین در نزدیکی راندگی اصلی زاگرس و تغییر محیط فشارشی به کششی به سمت کمربند ارومیه-دختر و گسترش رخساره های دگرگونی دما بالا-فشار پایین با تزریق باتولیت های بزرگ گرانیت-گنیس (مانند باتولیت چاه دزدان در جنوب هرات) همراه می باشد. پیشینه سن دگرگونی یا نخستین مرحله از رخداد دگرگونی با روش U-Pb در متاپلیت های منطقه چاه گز در جنوب شرق کانسار جیان 175 ± 17 Ma ثبت گردیده است (Mousivand et al., 2010).

به باور شیخ الاسلامی و همکاران (Sheikholeslami et al., 2008) این برهه زمانی با دگرشکلی D_1 و بالآمدگی واحدهای دگرگونی در زون سنندج-سیرجان همخوانی دارد. دگرشکلی D_2 با رورانندی واحدهای قدیمی بر روی واحدهای جدیدتر و برگراری میلونیتی و دگرشکلی D_3 با تشکیل نوارهای شکنجی، زون های برشی محلی و چین های غلافی همراه بوده است. تمام واحدهای مذکور در طول سنوزویک به وسیله ماسه سنگهای چرتی، سیلت، کنگلومرای درشت دانه و پادگانه های آبرفتی جدید و قدیم پوشیده شده اند (شکل ۱). کانه زایی مس با برتری کالکوپیریت در طول رگه های کوارتزی و یا به صورت افشان در سنگهای میزبان دگرگونی (کمپلکس آتشفشانی-رسوبی سوریان) رُخ داده است. جهت گیری رگه های کوارتز هم روند به برگراری غالب شیست ها (S_1) که منطبق بر مرز لایه بندی اولیه است مشاهده می گردد. کمپلکس آتشفشانی-رسوبی سوریان با سن پرمو تریاس بر روی کمپلکس آتشفشانی توتک (دونین) قرار گرفته و دارای ۱۸۰۰ متر ضخامت بوده و از پایین به بالا شامل چهار واحد (شکل ۲): ۱- متا کنگلومرا و میکا شیست، ۲- تناوب میکا شیست با سنگهای آتشفشانی دگرگون شده حد واسط تا بازیک، ۳- میکا شیست، کردیریت هورنفلس شیست، کلریت شیست و شیل سیاه و ۴- سنگهای زیر آتشفشانی دگرگون شده همراه با میکا شیست می باشد (Mousivand et al., 2007). کانه زایی مس در گستره ای به طول ۳۵ کیلومتر و در بخش بالایی واحد ۲ و بخش پایینی واحد ۴ این کمپلکس رخ داده است. دگرگونی در این منطقه تا حد رخساره شیست سبز-آمفیبولیت زبرین می باشد (Mousivand et al., 2007).



شکل ۱. نقشه زمین شناسی کانسار مس جیان (بوانات).

Age	Symbol	Lithology	Ore-bearing horizons
P E R M O - T R I A S S I C (?)	UNIT 4	Meta-graywacke	
		Fossiliferous micropelite	
		Intermediate meta-volcanics and tuffs	
		Meta-basic sills and volcanics	
		Mica schist	
		Ore-bearing basic to intermediate meta-volcanics, chlorite schist, graphite schist, meta-calcareous shale, meta-arkose and mica schist	Bavanat deposit, and Didebanki, Surian 3-6 and Chir 9 occurrences
	UNIT 3	Mica schist and quartzite	
		Ore-bearing mica schist and chlorite schist	Chir 1-7, and Surian 1, 2 occurrences
	UNIT 2	Mafic to intermediate meta-volcanics	
		Mica schist	
		Mica schist	
	UNIT 1	Meta-conglomerate and meta-graywacke	
Mica schist			
Mica schist			
DEVONIAN	Toutak complex	Mica schist	
		Amphibolite	
		Marble	

شکل ۲. ستون چینه شناختی کمپلکس آتشفشانی-رسوبی سوربان و رُخدادهای مس واقع در آن (Musivand et al., 2007).

روش کار

از میکروسکوپ Nikon مدل Ep200 برای مطالعات میکروسکوپی و از صفحه گرم و سردکننده مدل TMS 94، THMSG600، ساخت شرکت Linkam جهت اندازه گیری های دما-فشار سنجی با نرخ تغییرات دمایی در محدوده ۱۹۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتیگراد و سامانه نمایش همزمان متصل به رایانه استفاده شده است (جدول ۲).

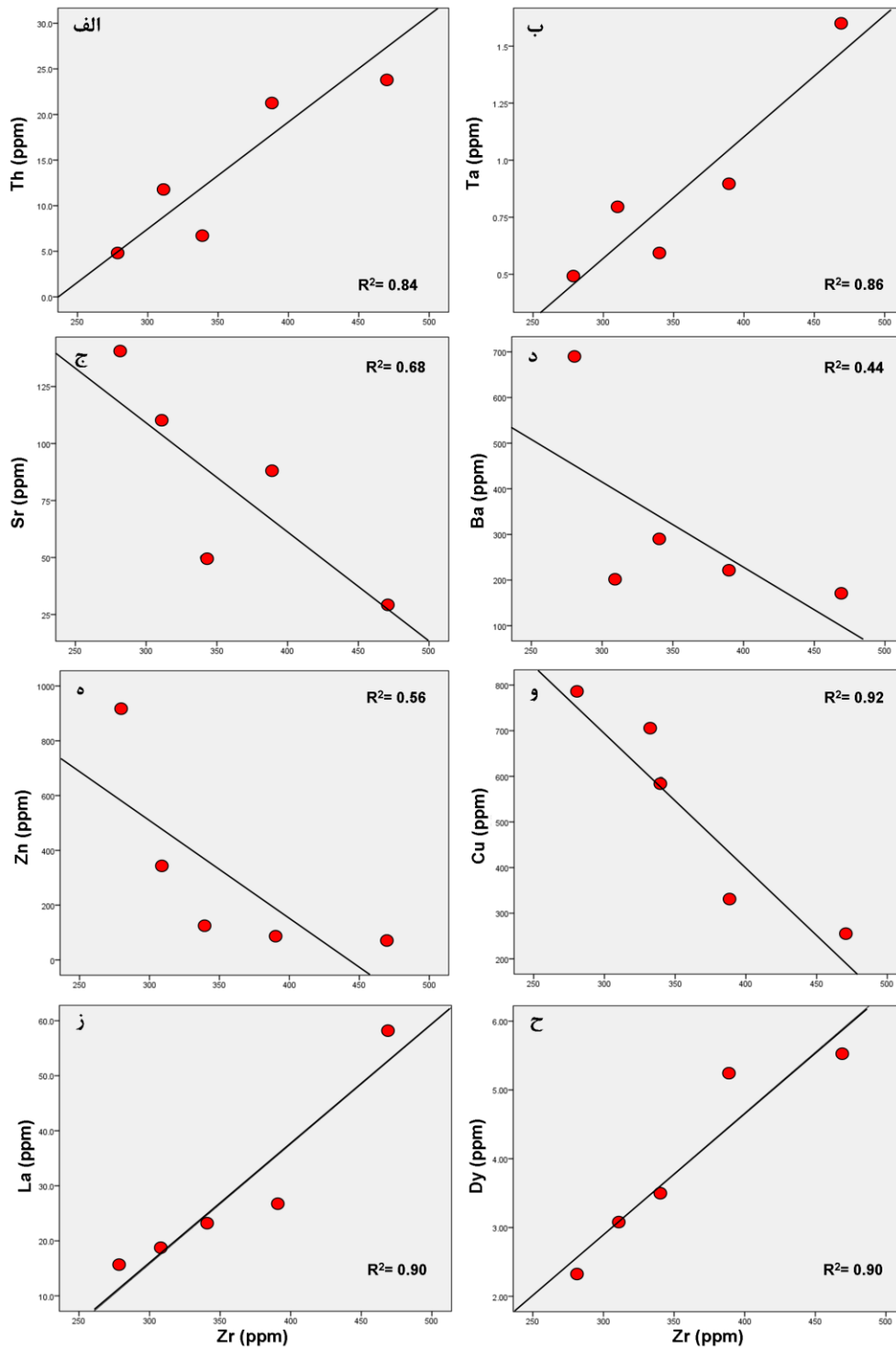
تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی در نمونه های سنگ میزبان (۵ نمونه) و کانسنگ مس جیان (۵ نمونه) به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفتیده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه SGS Minerals Services کانادا انجام شد (جدول ۱). به منظور مطالعات میکروسکوپی و ریز داماسنجی میانبارهای سیال ۶ مقطع دو بر صیقل به ضخامت تقریباً ۱ میلیمتر از کوارتز همزاد با کالکوپریت تهیه شد.

زمین شیمی سنگ میزبان و کانسنگ

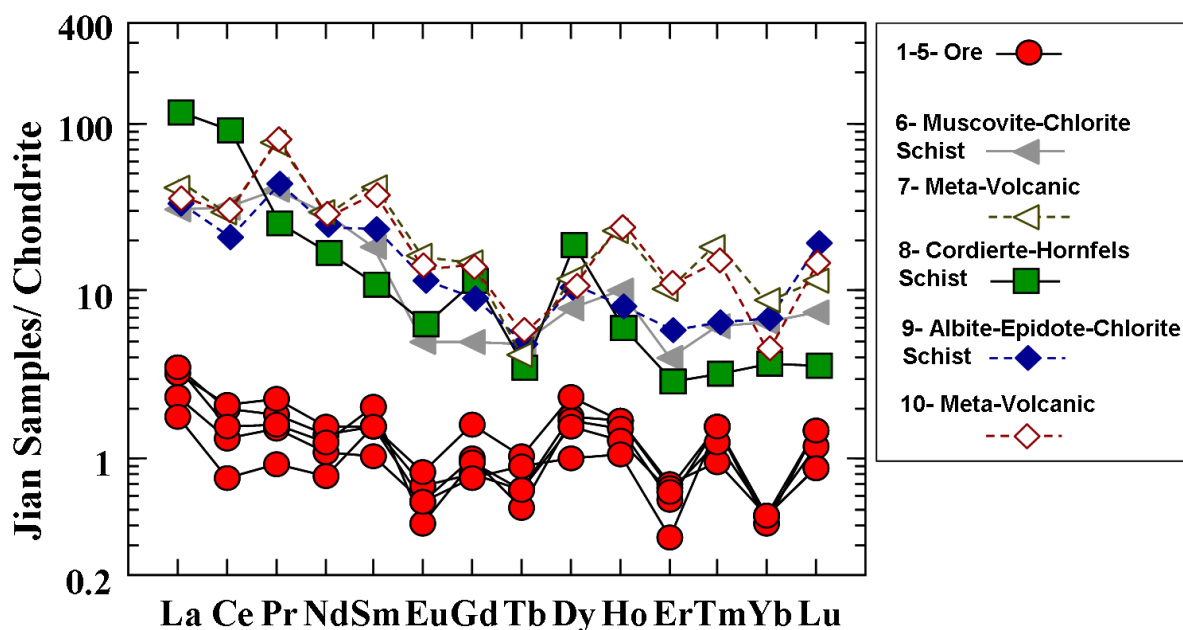
نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و عناصر خاکی کمیاب نمونه های کانسنگ و سنگهای دگرگونی منطقه (مسکویت-کلریت شیست، کلدیریت هورنفلس شیست، آلپیت-کلریت-اپیدوت شیست و آتشفشانی های دگرگون شده) در جدول شماره ۱ آمده است. بررسی رفتار زمین شیمیایی عناصر و میزان تحرک آنها در سنگهای دگرگونی نقش مهمی در تغییرات شیمیایی و روند تکامل سیال گرمایی در محیطهای دگرگونی دارد (Bao et al., 2004). به باور پژوهشگران اگر یک عنصر جزئی طی پدیده کانه زایی نامتحرک باقی بماند، اضافه شدن مواد به سنگ میزبان باعث رقیق شدن غلظت عنصر نامتحرک می گردد، در حالیکه خروج مواد از سنگ میزبان با افزایش غلظت آن عنصر همراه است. در این راستا نمودارهای انتخابی دوتایی Zr در مقابل عناصر جزئی با قدرت میدان بالا (HFSEs: Th, Ta) (شکلهای ۳ الف-ب)، عناصر سنگ دوست درشت یون (LILEs: Ba, Sr) (شکلهای ۳ ج-د)، فلزات واسطه (TTES: Cu, Zn) (شکلهای ۳ ه-و) و عناصر خاکی کمیاب (REEs: La, Dy) (شکلهای ۳ ز-ح) ترسیم شدند. عنصر Zr بعنوان یکی از نامتحرک ترین عناصر در محیط های دگرگونی و دگرسانی معرفی شده است (Nielsen et al., 1994). اهمیت Zr در محیطهای دگرگونی به دلیل آن است که این عنصر تحمل باقی ماندن تا درجات بالای دگرگونی (رخساره گرانولیت) را نیز دارد (Bao et al., 2004).

همبستگی خطی مثبت بین Zr با عناصر گروه HFSEs و REEs شاخصی از عدم تحرک این عناصر در سنگ میزبان مرتبط با کانه زایی گرمایی است. در مقابل تحرک عناصر گروه LILEs و TTES، حاکی از برهمکنش سنگ های میزبان دگرگونی با یک سیال گرمایی کان سنگ ساز و خروج عناصر درشت یون و شستشوی فلزات پایه از محیط می باشد. همچنین مقایسه شیب خط رگرسیون بین Zr با عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREEs) و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREEs) نشان می دهد که عناصر LREEs نسبت به عناصر HREEs اندکی از میدا نمودار منحرف شده اند. این ویژگی نشانگر آن است که در بین عناصر نامتحرک، گروه LREEs نسبت به HREEs تحرک بیشتری دارند. با توجه به اینکه تحرک عناصر REEs تا حد رخساره گرانولیت امکان پذیر نمی باشد و درجه ی دگرگونی منطقه در حد رخساره آمفیبولیت زیرین تا شیست سبز می باشد، بنابراین یک عامل ثانویه مانند عملکرد یک سیال گرمایی-دگرگونی، دیاژنز، دگرگونی ناحیه ای و گسترش پهنه های برشی باعث این جابجایی شده است (Lottermoser, 1992; Bao et al., 2004). تغییر الگوی عناصر خاکی کمیاب در شرایط پسا دیاژنزی و دگرگونی و در حضور سیالات گرمایی-دگرگونی به شدت به واکنش متقابل سیال با سنگ بستگی دارد (Bau, 1991). طی این واکنش عناصر LREEs بهتر از HREEs شسته و از محیط خارج شده اند. تحرک دوباره عناصر خاکی کمیاب با کاهش نسبت LREE/HREE در مقایسه با منبع REE در سنگهای دگرگون شده ناشی از پایداری بیشتر عنصر HREE نسبت به LREE می باشد (Bao et al., 2004). مقایسه الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با داده های شاخه ای واکیتا و همکاران (Wakita et al., 1971) نشان می دهد که کانسنگ مس

جیان بیشترین شباهت را با سنگهای آتشفشانی دگرگون شده و نمونه های آلپیت-کلریت-اپیدوت شیست در منطقه دارد (شکل ۴). میانگین درجه تفکیک الگوی عناصر خاکی کمیاب (La/Lu)N در نمونه های کانسنگ مس ۲/۶۹ و در سنگ میزبان ۲/۷۷ می باشد. بنابراین، تفکیک بالایی بین عناصر LREEs و HREEs رخ نداده است. روند کم شیب از LREEs به سمت HREEs، که غنی شدگی ملایمی را در LREEs نشان می دهد، ناشی از دگرگونی ناحیه ای در حد رخساره شیست سبز، دگرسانی سرسیتی-کلریتی و تفریق پایین سنگ مادر مافیکی اولیه می باشد (Henderson, 1989). بر اساس نظر بانو (Bau, 1991) شیست های متأثر از سیالات دگرگونی از روی نسبت پایین LREE/HREE مشخص می گردند. از نظر ایشان جذب سطحی توسط کانی های محیط و نوع لیگاندهای موجود در سیال، در حمل این عناصر موثر می باشند. مجموع میانگین عناصر خاکی کمیاب ($\sum REE$) در نمونه های سنگ میزبان ۱۲۲/۲۶ و بی هنجاری یوروپیم (Eu) ۰/۰۲۳ است (جدول ۱). طبق مطالعات هندرسون (Henderson, 1989) سنگهای بازیک دارای $\sum REE$ ۲۵ تا ۱۵۰ و بی هنجاری Eu بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۵ می باشند. بی هنجاری به شدت منفی Eu در سنگ میزبان دگرگونی نشانگر شرایط اکسایشی و تمرکز پایین گوگرد کاهشی در محیط است (Wood and Vlassopoulos, 1991). این شرایط برای انتقال فلزات پایه (مانند Cu و Zn) و شستشوی آنها از سنگ میزبان دگرگونی جیان مناسب می باشد. میانگین روند مثبت بی هنجاری Eu از سنگ میزبان (۰/۰۲۳) به سمت مکان رسوبگذاری کانسنگ های مس (۰/۴۲) حاکی از تغییر شرایط اکسایشی محیط به شرایط کاهشی و در نهایت رسوبگذاری کانسنگ های مس در رگه های کوارتز دار می باشد. میانگین غلظت Cu و Zn در نمونه سنگهای آتشفشانی دگرگون شده و آلپیت-کلریت-اپیدوت شیست، به ترتیب ۸۱۵ و ۴۶۲ گرم در تن می باشد (جدول ۱). این ویژگی نیز نشان می دهد که این سنگها دارای غلظت بالایی از مس و روی در ترکیب اولیه خود بوده اند. همچنین عدم شباهت الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب کانسنگ های منطقه، با کلدیریت هورنفلس شیست و مسکویت-کلریت شیست نشان می دهد که سنگ مادر اولیه این سنگها از نوع رسوبی پلیتی بوده است. میانگین غلظت Cu و Zn در این سنگها به ترتیب ۲۰۰ و ۷۹ گرم در تن بوده و بنابراین نمی تواند منبع مناسبی برای تجمع مس و دیگر فلزات کانسنگ ساز در منطقه باشند. غلظت بالای Al_2O_3 و K_2O در این سنگها به ترتیب باعث تبلور کلدیریت و موسکویت می گردد.



شکل ۳. (الف-ب) نمودارهای دوتایی بررسی روند تغییرات عناصر جزئی با قدرت میدان بالا (HFSEs)، (ج-د) عناصر سنگ دوست درشت یون (LILEs)، (ه-و) عناصر جزئی واسطه (TTES) و (ز-ح) عناصر خاکی کمیاب (REEs) در مقابل عنصر زیرکیم (Zr) در سنگ میزبان دگرگونی (غلظت ها بر حسب ppm).



شکل ۴. مقایسه الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب (REEs) کانستگ مس جیان با سنگهای میزبان دگرگونی. داده های این نمودار بر اساس مقادیر واکیتا و همکاران (Wakita et al., 1971) بهنجار شده است.

پetroگرافی و ریز دماسنجی میانبارهای سیال

به منظور درک بهتر روند تکاملی سیال گرمایی در منطقه جیان و ارتباط آن با پدیده های دگرگونی، مطالعات میانبارهای سیال بر روی کانی کوارتز به عنوان باطله ی اصلی در نمونه های کانستگ کالکوپیریت صورت پذیرفت. کوارتز در توالی پارازنتیکی همراه با کالکوپیریت+پیریت نهشته شده و به صورت رگه ای و رگچه ای دیده می شود. رشد تماسی و درهمرشدی متناوب کوارتز و کالکوپیریت در مطالعات میکروسکوپی، این کانی را از نوع اولیه معرفی می کند. میانبارهای سیال اولیه به صورت مجزا و درشت در زمینه کوارتز پراکنده هستند. میانبارهای سیال ثانویه بصورت خطی در محل شکستگی ها قرار گرفته اند. میانبارهای سیال ثانویه کاذب به شکل بسیار ریز و بصورت خطی دیده می شوند. براساس مطالعات پتروگرافی، میانبارهای سیال نمونه ها را می توان در ۴ گروه به شرح زیر قرار داد (شکل ۵):

گروه A- دو فاز مایع- گاز ($\text{LH}_2\text{O}+\text{VCO}_2$) ،

گروه B- سه فاز مایع- گاز- مایع ($\text{V}+\text{LH}_2\text{O}+\text{LCO}_2$) ،

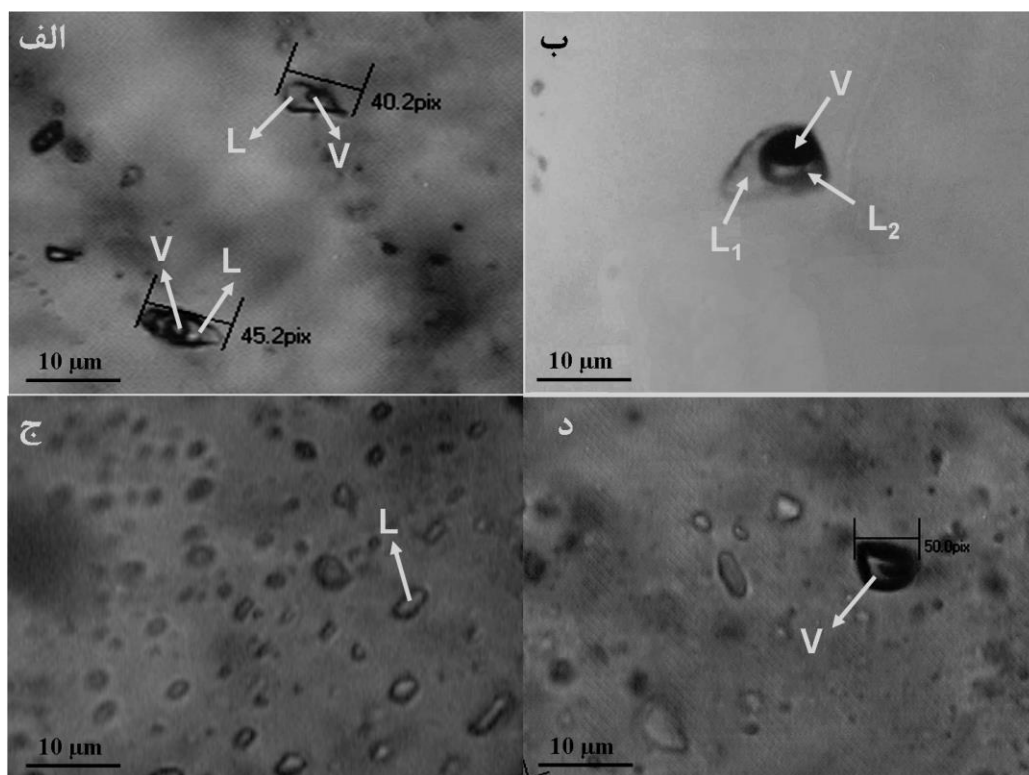
گروه C- تک فاز مایع (L) ،

گروه D- تک فاز گازی (V) .

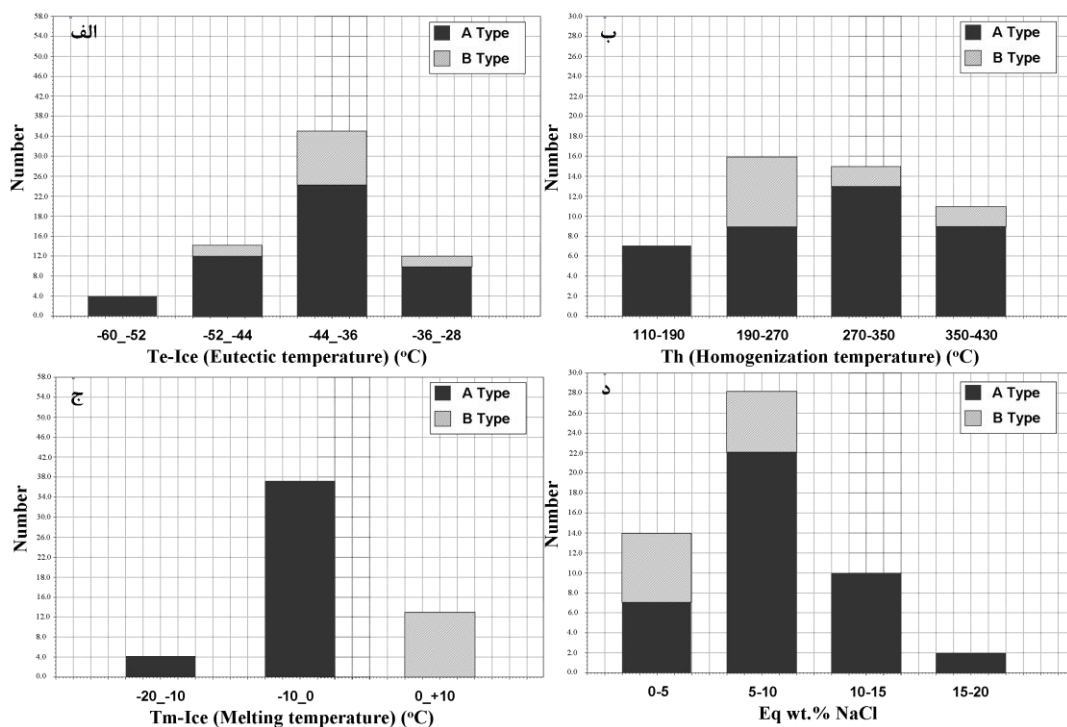
بیشترین میانبارهای سیال مطالعه شده در نمونه ها را گروه A و B تشکیل می دهند. ویژگی این میانبارها در جدول شماره ۲ خلاصه شده است. میانبارهای گروه A از دو فاز گاز و مایع با حدود ۸۵ درصد مایع تشکیل شده اند. فاز گازی این میانبارها اغلب کربن دیوکسید و متوسط اندازه آنها ۱۵ میکرون است. در گروه B فاز مایع بیشترین حجم میانبار (تا بیش از ۷۰ درصد) را دربر می گیرد. این میانبارها علاوه بر آب دارای فاز مایع دوم یعنی کربن

دیوکسید نیز می باشند. متوسط اندازه این میانبارها ۹ میکرون است. میانبارهای سیال گروه های C و D (با بیش از ۹۵ درصد حجم حباب گاز) برخلاف دو گروه دیگر از نظر اندازه بسیار کوچک تر و از فراوانی کمتری نیز برخوردار بوده، و به این دلیل از آنها در مطالعات ریزدماسنجی استفاده نگردید. کمترین دمای یوتکتیک (Te) بدست آمده در میانبارهای نوع A، $57/7^\circ\text{C}$ - و بیش ترین آن $31/5^\circ\text{C}$ - درجه سانتیگراد می باشد (شکل ۶ الف). با توجه به اینکه دمای نقطه یوتکتیک در تمام این نمونه های پایین تر از $20/8^\circ\text{C}$ - درجه سانتیگراد می باشد، نمک های دیگر علاوه بر NaCl نظیر سامانه های چند هممه ای $\text{NaCl-H}_2\text{O-CaCl}_2\text{-MgCl}_2$ در سیال کانستگ ساز حضور دارند (Fan et al., 2000). در نمودار دمای همگن شدگی (Th)، میانگین دما 280°C - درجه سانتیگراد می باشد (شکل ۶ ب). از میانبارهای سیال اولیه تنها ۹ میانبار دمای بیش از 350°C - درجه سانتیگراد (با بیشینه 421°C) را نشان می دهند. با توجه به اینکه تصحیح فشار بر روی آنها صورت نگرفته است، دماهای معرفی شده می توانند کمینه دمای تشکیل کانی ها باشند. دامنه تغییرات دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm) از دمای $14/5^\circ\text{C}$ - تا $0/3^\circ\text{C}$ - درجه سانتیگراد مشاهده می گردد (شکل ۶ ج). این نتایج همچنین نشان می دهند که در سرمایش این میانبارها با توجه به مثبت نشدن دمای ذوب نهایی هیچ نوع کلاتریتی تشکیل نشده است و بنابراین در چنین شرایطی میزان CO_2 مایع تقریباً ۲/۷ درصد وزنی در میانبارهای نوع (L+V) می باشد (Hall et al., 1988). شوری این میانبارها بین ۰/۵ تا ۱۸/۲ درصد وزنی معادل NaCl تغییر می کند (شکل ۶ د). چگالی میانبارها نیز از ۰/۴۸ تا $1/07\text{ gr/cm}^3$ تغییر می کند. در میانبارهای نوع B دمای ذوب نهایی یخ بین $5/9^\circ\text{C}$ + تا 10°C + درجه سانتیگراد بدست آمده است (شکل ۶ ج) که این دما می تواند حاکی از حضور CO_2 مایع به صورت فاز کلاتریت در این نوع از میانبارها باشد. ضمن اینکه شوری آنها نیز بین ۰/۰۲ تا ۷/۵ درصد وزنی معادل NaCl در تغییر است

(شکل ۶ د). دمای همگن شد رجه سانتیگراد قرار می گیرد (شکل ۶ ب). چگالی این میانبرها نیز از ۰/۵ تا 0.91 gr/cm^3 تغییر می کند.



شکل ۵. انواع میانبرهای سیال: الف: تیپ L+V یا (A)، ب: تیپ L_1+L_2+V یا (B)، ج: تیپ L یا (C) و د: تیپ V یا (D).

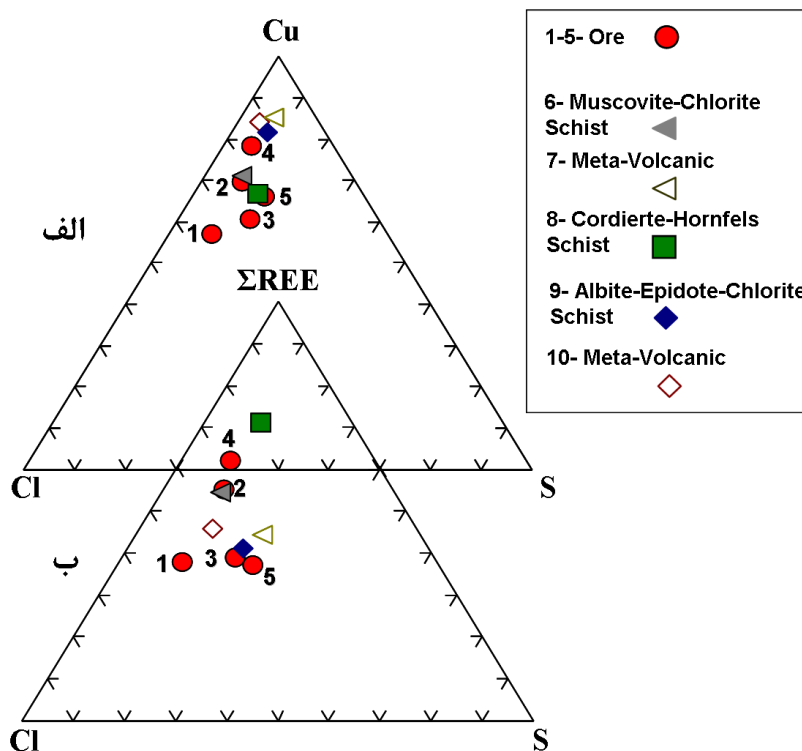


شکل ۶. هیستوگرام میانبرهای سیال. الف: دمای ذوب اولین قطعه یخ یا دمای یوتکتیک (Te)، ب: دمای همگن شدگی (Th)، ج: دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm) و د: میزان شوری برحسب درصد وزنی معادل NaCl.

بحث و بررسی

داده است (شکل‌های ۷ الف و ب). براساس داده های موجود در شرایط حاکم بر رخساره های شیبست سبز تا آمفیبولیت، کمپلکس های کلریدی بهترین حمل کننده ی فلزات پایه هستند (Mikucki and Groves, 1990). مس عنصری گوگرد دوست است و در طبیعت به دو صورت Cu^+ و Cu^{2+} یافت می‌شود. اگرچه حالت یک ظرفیتی در سیالات گرمابی بیشتر دیده می‌شود (Robb, 2005). انتقال مس در محلول های گرمابی احتمالاً بیشتر توسط کمپلکس های کلریدی مس به صورت $CuCl_2^-$ در دمای کمتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۳۰۰۰ بار صورت می‌گیرد (Wood and Samson, 1998)، هرچند که در محیط های با گوگرد بالا و دمای زیر ۳۰۰ درجه سانتیگراد، مس بیشتر به صورت کمپلکس های بی سولفیدی حمل می‌شود (Smith et al., 2000). این لیگاندها در ذخایر سولفید توده ای آتشفشان زاد (VMS) در گستره ی دمایی ۸۰ تا ۳۴۰ درجه سانتیگراد اهمیت دارند (Wilkinson, 2001). با توجه به ترکیب سنگ مادر اولیه مافیک برای سنگهای دگرگونی میزبان (آتشفشانی های دگرگون شده و آلیت- اپیدوت- کلریت شیبست) در کانسار مس جیان که مطالعات موسیوند و همکاران (Mousivand et al., 2007) نیز آن را تایید می کند آبشویی سنگ منشا عمدتاً مافیک آتشفشانی باعث آزاد سازی عناصر مس و روی از این سنگها شده است.

در بیش تر ذخایر دارای سنگ میزبان دگرگونی بررسی دقیق اطلاعات حاصل از میانبارهای سیال، نشان می‌دهد که این سیالات حامل فلزات پایه و با ارزش بوده و اغلب دارای شوری پائین، ترکیبی غنی از $H_2O-CH_4 \pm N_2$ و $CO_2 \pm$ pH نزدیک به خنثی تا قلیائی هستند (Groves et al., 2003; Pirajno, 2009). سیالات دگرگونی تفاوت عمده ای در سازوکار نهشت و محتوای عناصر، نسبت به سایر تیپ های شناخته شده ذخایر مانند رگه های اپی‌ترمال، پورفیری ها و سولفیدهای توده‌ای مس دار نشان می‌دهند (Ridley and Diamond, 2000). این سیالات احتمالاً در اوج دگرگونی و از اعماق متوسط تا نسبتاً زیاد پوسته مشتق شده اند. بنابراین، می‌توان یک منشأ نیمه عمیق را برای سیالات دگرگونی تصور کرد. بسیاری از محققین بر منشأ عمقی سیالات دگرگونی حامل فلزات پایه و با ارزش که در ارتباط با فرایند های فرآر زدایی دگرگونی در بخش‌های بالایی پوسته می باشند تاکید کرده اند (Colvine, 1989; Powel et al., 1991; Groves et al., 1995). تحرک فلزات کانسنگ ساز و عناصر خاکی کمیاب در سیالات گرمابی اهمیت زیادی در تفسیر الگوی این عناصر دارد (Bau, 1991). بررسی نمودارهای سه تایی $FREE-Cl-S$ و $Cu-Cl-S$ در کانسار مس جیان نشان داد که بیش ترین تحرک فلزات پایه و عناصر خاکی کمیاب توسط کمپلکس های کلریدی رُخ

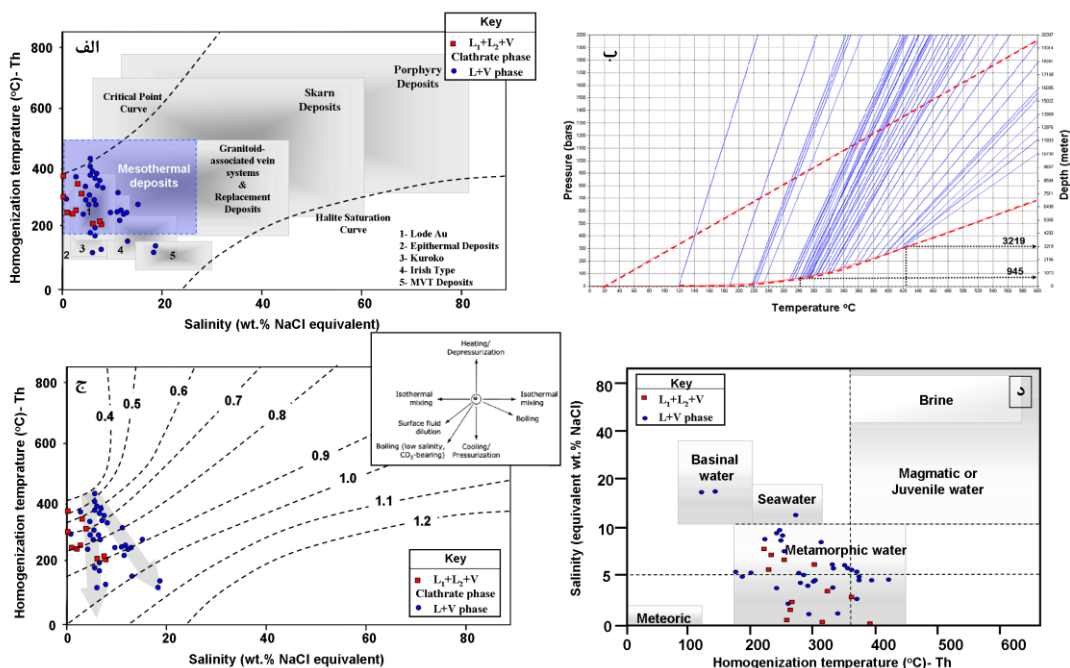


روند تکامل سیال گرمایی موثر بوده است (شکل ۸ ج). طبق این نمودار، تحول سیال کانسنگ ساز احتمالاً به شرح زیر بوده است:

۱- پدیده سرد شدگی: همانطور که در شکل ۴ مشاهده می شود کاهش دمای همگن شدگی از ۴۲۱ به ۱۲۰ درجه سانتیگراد سبب افزایش چگالی از ۰/۴۸ به ۱/۰۷ gr/cm^3 ، کاهش سرعت سیال کانسنگ ساز و در نهایت باعث تمرکز و رسوب مواد معدنی می گردد.

۲- جوشش و تشکیل سیالات با شوری بالا: پدیده ی افزایش شوری میانبراهای سیال در محدوده دمایی ۴۲۱ تا ۱۲۰ درجه سانتیگراد نیز با افزایش چگالی سیال همراه است. در چنین حالتی، میانبراهای تشکیل شده از پدیده ی جوشش، به دلیل کاهش دما یا کاهش فشار، به سمت تشکیل یک سیال چگال تر با شوری بیشتر نسبت به میانبراهای اولیه پیش می روند. در واقع خروج فاز گازی و تولید حباب موجب افزایش چگالی سیال باقیمانده می شود. این فرایند به چگالش معروف است (Wilkinson, 2001). همچنین، این مطالعه نشان می دهد که بیشتر میانبراهای سیال به حالت مایع همگن شده و تنها اندکی از آنها در دمای حدود ۳۵۰ درجه سانتیگراد به حالت گاز همگن شدند. همگن شدگی میانبراهای سیال به حالت گاز، و همچنین متفاوت بودن نسبت فاز بخار به فاز مایع در میانبراهای، و نیز حضور میانبراهای سیال غنی از فاز بخار (تیپ D)، همگی شواهدی از رخداد پدیده جوشش در سامانه جیان در زمان بدام افتادن میانبراهای است.

عدم کانه زایی سرب در کنار این فلزات پایه ناشی از فقدان آنشلفشانی های دو بیشینه ای (Pirajno, 2009) پیش از پدیده دگرگونی در محیط کشتی منطقه مورد مطالعه می باشد. محیط گرمایی سیال کانسنگ ساز در جیان از نظر دمای همگن شدگی و میزان شوری با استفاده از نمودار ویلکینسون (Wilkinson, 2001) محدوده ذخایر میان دمایی (mesothermal) را نشان می دهد (شکل ۸ الف). سیال گرمایی-دگرگونی میان دمایی، مشخصه محیطهای کوهزایی مرتبط با دگرگونی ناحیه ای است (Robb, 2005). ویژگی این میانبراهای، اندازه بسیار کوچک (کمتر از ۲۰ میکرون)، شوری کم تا متوسط ($wt.\% NaCl < 2$)، دمای همگن شدگی بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد و گاهی بیش از ۴۰۰ درجه سانتیگراد (Roedder, 1984)، سرشاری میانبراهای دو فاز از این گروه از H_2O و CO_2 مایع (فاز کلاتریت)، نبود فاز دختر همراه با میانبراهای دوفازی به دلیل شوری کم تا متوسط، بازه متغیر چگالی (کمتر از ۰/۳ تا بیش از ۱ gr/cm^3)، تشکیل ذخایر در رژیم های تکتونیکی شکن-شکل پذیر در شرایط دگرگونی رخساره شیست سبز و عمق به دام افتادگی سیال دگرگونی بین ۱۲۲۰ تا ۳۶۶۰ متری پوسته زمین است (Hitzman, 2000). تمام این شرایط با مطالعات ریزدماسنجی در کانسار جیان مطابقت دارد. همچنین داده ها تشکیل کانسنگ های کالکوپیریت را در عمق ۹۴۵ تا ۳۲۱۹ متری زمین نشان می دهند (شکل ۸ ب). بر اساس مطالعات میانبراهای سیال، بیشترین فراوانی دمای همگن شدگی در کوارتز های کانه دار جیان بین ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد است که منطبق بر دمای رخساره دگرگونی شیست سبز می باشد (McLennan, 1989). تغییرات چگالی در ارتباط با تحول سیال کانسنگ ساز جیان با استفاده از نمودار ژانگ و فرانسیس (Zhang and Frantz, 1987) نشان می دهد که چند فرایند در



شکل ۸. الف. قرارگیری میانبراهای سیال جیان در محدوده تیپ کانسارهای میان دمایی (مزوترمال) براساس نمودار ویلکینسون (Wilkinson, 2001)، ب: عمق و فشار بدام افتادگی میانبراهای سیال جیان، ج: روند تغییرات چگالی، شوری و دمای سیالات گرمایی با فرایندهای مرتبط با نهشت کانسنگ های مس جیان براساس نمودار ژانگ و فرانسیس (Zhang and Frantz, 1987)، د: منشأ سیال کانسنگ ساز با استفاده از نمودار کسلا (Kesler, 2005).

چگالی، کاهش فشار و حباب زایی، واکنش با سنگ دیواره و افزایش pH ته نشین ساخته است.

منابع

- Alavi. M., 2007, Structures of the Zagros Fold-Thrust belt in Iran, American Journal of Science, Vol: 13, p: 1064–1095.
- Bao. Zh., Zhao. Zh., Guha. J., Williams-Jones. A. E., 2004, HFSE, REE, and PGE geochemistry of three sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in southwestern Guizhou Province, China, Geochemical Journal., Vol: 38, p: 363-381.
- Bau. M., 1991, Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium, Chemical Geology, Vol: 93, p: 219-230.
- Colvine. A.C., 1989, An empirical model for the formation of Archean gold deposits: Products of final cratonization of the Superior Province, Canada, Economic Geology, Vol: 6, p: 37-53.
- Cox. D.P., Singer. D.A., 1988, Distribution of gold in porphyry copper deposits, U.S. Geological Survey Bulletin, Vol: 1877, p: 1-14.
- Fan. H. R., Groves. D. I., Mikucki. E. J., Mc Naughton. N.J., 2000, Contrasting fluid types at the Nevea gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia, Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron formation, Economic Geology, Vol: 95, p: 1527-1536.
- Giles. A. D., Marshall. B., 2004, Genetic significance of fluid inclusions in the CSA Cu-Pb-Zn deposit, Cobar, Australia, Ore geology Reviews, Vol: 24, p: 241-266.

۳- واکنش سیال با سنگ میزبان دگرگونی: واکنش سیال با سنگ میزبان دگرگونی، تاثیر پدیده آبکافت و مصرف H^+ باعث فلزات قلبایی و قلبایی خاکی به درون سیال کانستگ ساز شده است. بنابراین از دست رفتن H^+ از سیال باعث افزایش pH، کاهش فعالیت H_2O (افت ثابت دی الکتریک) و بی ثباتی کمپلکس های کلریدی (کاهش اکتیویته Cl^-) حمل کننده ی عنصر مس می گردد. این شرایط در سامانه های نیمه عمیق، که در آنها نسبت سیال به سنگ بسیار پایین، Eh سیال در شرایط کاهش، و لیگاندهای کلریدی در سیال گرمایی فراوان می باشند، باعث تشکیل کالکوپیریت می گردد.

پیش بینی منشأ سیال گرمایی با استفاده از نمودار کسلر (Kesler, 2005) و بدون استفاده از ایزوتوپ های پایدار نیز نشان می دهد که میانبراهای سیال بیش ترین تمرکز را در محدوده آبهای با منشأ دگرگونی نشان می دهند (شکل ۸ د). این سیالات دگرگونی معمولا دارای تمرکز پایینی از گوگرد کاهشی بوده و در ترکیب خود سرشار از CO_2+H_2O (به صورت فاز کلاتریت در میانبراهای سیال) می باشند. چنین همبستگی قوی ناشی از افزایش نسبت fO_2/fS_2 سیال گرمایی- دگرگونی در محیطهای مزوترمال گزارش شده است (Cox and Singer, 1988). این شرایط با تمرکز پایین طلا و کانی های اکسیدی (مگنتیت و هماتیت) در کانسار جیان مطابقت دارد. این گونه کانه زایی را می توان در شمار ذخایر نوع دگرگونی-کوهزایی قرار داد (Cox and Singer, 1988).

نتیجه گیری

شواهد زمین شیمیایی و ریز دماسنجی میانبراهای سیال نشانگر منشأ دیرزاد (epigenetic) کانه زایی مس در منطقه جیان است. کاهش قدرت انحلال سیال در اثر واکنش با سنگهای دگرگونی باعث افزایش pCO_2 و کاهش فعالیت H_2O (افت ثابت دی الکتریک) گشته و به شکسته شدن کمپلکس های حمل کننده فلزات می انجامد. این شرایط در سامانه های نیمه عمیق که در آنها نسبت سیال به سنگ بسیار پایین، Eh سیال اکسیدی، و لیگاندهای کلریدی در سیال گرمایی فراوان می باشند؛ باعث تشکیل کالکوپیریت می گردد. داده های حاصل از مطالعات میانبراهای سیال نشان می دهند که، کانسار مس جیان از نوع نهشته های مس گرمایی میان دمایی است. این وضعیت با سایر کانسارهای مس گرمایی جهان قابل مقایسه می باشد. با توجه به قرارگیری منطقه مورد مطالعه در زون دگرگونی سنندج-سیرجان و نشانه های زایشی مشخص و غالبی که بین این کانسار و سیالات دگرگونی همزمان با کوهزایی در جهان وجود دارد، کانسنگ های مس جیان بیش ترین شباهت را به این مدل زایشی نشان می دهند. تشکیل سیال گرمایی-دگرگونی در محدوده شرایط فشار و دمای رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت زیرین و در رژیم های ساختاری شکننا تا شکل پذیر در مدل پیشنهادی در شرایط به شدت فشارشی همراه با ضخیم شدگی پوسته و خروج سیال دگرگونی صورت می گیرد. به نظر می رسد که این سیال فلزات را از میزبان دگرگونی آبشویی کرده و در طول زون های برشی و شکستگی های سطحی طی سرد شدگی سیال و افزایش

- Publication of Geological Society of London, Vol: 95, p: 155-172.
- Groves. D.I., Goldfarb. R.J., Robert. F., Hart. C.Jr., 2003, Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research and exploration significance, *Economic Geology*, Vol: 98, p: 1-29.
- Hall. D. L., Sterner. S. M., Bodnar. R. J., 1988, Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions, *Economic Geology*, Vol: 93, p: 97-202.
- Henderson. P., 1989, Rare earth element geochemistry, Elsevier, 510 p.
- Hitzman. M.W., 2000, Iron oxide - Cu - Au deposits, what, where, when and why? Australian Mineral Foundation, Vol: 1, p: 9 - 25.
- Kesler. E. S., 2005, Ore-Forming Fluids, Elements, Vol: 1, p: 13-18.
- Kontak. D. J., Kerrich. R., 1997, An isotopic (C, O, Sr) study of vein gold deposits in the Meguma Terrane Nova Scotia: Implication for source reservoirs, *Economic Geology*, Vol: 92, p: 161-180.
- Lottermoser. B.G., 1992, Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes, *Ore Geology Reviews*, Vol: 7, No: 1, p: 25-41.
- McLennan. S. M., 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes, *Reviews in Mineralogy*, Vol: 21, p: 169-200.
- Mikucki. E.J., Groves. D.I., 1990, Genesis of primary gold deposits: gold transport and depositional models, *Geol. Dep. and Uni. Extension. The Uni. of Western Aus. Pub.*, Vol: 20, p: 212-220.
- Mousivand. F., Rastad. E., Meffre. S., Jan. P., Solomon. M., Zaw. Kh., 2010, U-Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulphide deposit, southern Iran, *International Geology Review*, p: 1-24.
- Mousivand. F., Rastad. E., Hoshino. K., Watanabe. M., 2007, The Bavanat Cu-Zn-Ag orebody: First recognition of a Besshi-type VMS deposit in Iran, *N. Jb. Miner. Abh*, Vol: 183, No:3, p: 297-315.
- Nielsen. R.L., Forsythe. L.M., Gallahan. W.E., Fisk. M.R., 1994, The major element controls on the partitioning of HFSE between magnetite and mafic to intermediate composition natural silicate liquids at 1 atmosphere, *Chemical Geology*, Vol: 117, p: 167-193.
- Pirajno. F., 2009, Hydrothermal mineral deposits, principle and fundamental concept for the exploration geologist, Springer, 706 p.
- Powell. R., Will. T.M., Phillips. G.N., 1991, Metamorphism in Archean greenstone belts-calculated fluid compositions and implications for gold mineralization, *Journal of Metamorphic Geology*, Vol: 9, p: 141-150.
- Ridley. J.R., Diamond. L.W., 2000, Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models, *Economic Geology*, Vol: 13, p: 146-162.
- Robb. L., 2005, Introduction to ore forming processes, Blackwell publishing British Library, 370 p.
- Roedder. E., 1984, Fluid inclusions (Reviews in mineralogy), Mineralogical Society of America, Michigan, 644 p.
- Sarkarnejad. Kh., Azizi. A., 2008, Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran, *Journal of Structural Geology*, Vol: 30, p: 116-136.
- Sheikholeslami. M.R., 2002, Evolution structurale et metamorphique de la marge sud de la microplaque de l'Iran central: les complexes metamorphiques de la region de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan). These, universite de Brest, Ph.D thesis, 194 p.
- Sheikholeslami. M.R., Pique. A., Mobayen. P., Sabzehei. M., Bellon. H., Emami. M. H., 2008, Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol: 31, p: 504-521.
- Smith. M. P., Henderson. P., Campbell. S., 2000, Fractionation of the REE during hydrothermal processes: Constrains from the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia, China,

- Geochimica et Cosmochimica Acta., Vol: 64, No: 18, p: 3141-3160.
- Wakita. H., Ray. P., Schmitt. R. A., 1971, Abundances of the 14 rare earth elements and 12 other trace elements in Apollo12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils, Proc 2nd Lunar Sciences Conference, p: 139-1329.
- Wilkinson. J. J., 2001, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, Lithos, Vol: 55, p: 229-272.
- thermal solutions, Reviews in Economic Geology, Vol: 10, p: 33-80.
- Wood. S. A., Vlassopoulos. D., 1991, The genesis of pegmatites containing high technology metals (Be, Li, Nb, Ta, REE, Zr, Ga and Ge): Theoretical Thermodynamic calculations of the content of high technology metals in aqueous vapor from 600 to 1200 K at 1 Kb²⁷. Contrib. Mineral. Petrol, Vol: 109, No: 2, p: 139-150.
- Zhang. Y.G., Frantz. J.D., 1987, Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions, ChemicalGeology, Vol:64,p:335-350.
- Wood. S.A., Samson. I.M., 1998, Solubility of ore minerals and complexation of ore metals in hydro-

