



مطالعه کانه‌زایی کانسار مس جیان، استان فارس، با استفاده از داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی

محمدعلی رجب‌زاده*، سهیلا اسماعیلی

بخش علوم زمین دانشگاه شیراز

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۲/۳۱، پذیرش: ۱۳۹۱/۷/۲۴

چکیده

کانسار مس جیان در لبه شرقی زون دگرگونی سنندج-سیرجان و در فاصله ۱۹۵ کیلومتری شمال شرق شیراز در مجموعه آتشفشانی-رسوبی دگرگون‌شده کمپلکس سوریان با سن پرموتریاس واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه اغلب شامل متابازالت، کلریت-مسکویت شیست، کلریت-کوارتز شیست، میکاشیست و گرافیت شیست است. پیریت، مهمترین کانی سولفیدی و کالکوپیریت کانی اصلی مس در این کانسار است که به شکلهای افشان و رگه‌چهای اغلب در سنگهای کلریت-کوارتز شیست و کلریت-مسکویت شیست کانه‌زایی شده‌اند. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در سنگهای آذرین دگرگون‌شده با نسبت $(La/Lu)_N = 2/9$ ، نشانگر ماگمای بازالت تولییتی با منشأ گوشته‌ای است. داده‌های شیمیایی بر روی عناصر نامتحرک نظیر Ti و همچنین عناصر با شدت میدان بالا نظیر Zr، Nb و Y در سنگ متابازالت، نشانگر درجه ذوب‌بخشی پایین گوشته برای تشکیل ماگمای با ماهیت E-MORB می‌باشند. دگرسانی‌های کلریتی، سیلیسی و به میزان کمتری سریستی، عمده دگرسانی‌های محدوده کانسار مس جیان می‌باشند. مقادیر $Y/Ho = 29/09$ در کانسنگ مس جیان، نشانگر حضور گسترده آب دریا در سیال گرمایی کانه‌زاست. داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، نشانگر تشکیل کانسار مس جیان به صورت یک کانسار سولفید توده‌ای با سنگ میزبان آتشفشانی-رسوبی است و استفاده از میزان اندیس دگرسانی ایشی‌کاوا (Ishikawa AI) همراه با اندیس کلریت-کربنات-پیریت (CCP) به منظور پی‌جویی کانسارهای سولفید توده‌ای در منطقه مورد مطالعه سودمند می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی، مس جیان، پتروگرافی، ژئوشیمی، استان فارس.

مقدمه

کارهای اویسی و یوسفی (۱۳۷۵) و هچنین تقی پور (۱۳۷۹) و موسیوند (۱۳۸۲) در قالب پایان‌نامه‌های کارشناسی ارشد اشاره کرد [۱، ۲ و ۳]. بر اساس این مطالعات منشأ متفاوتی برای کانه‌زایی فلزات در منطقه بوانات و اغلب با تأکید بر پتروگرافی ارائه شده و به مطالعه دقیق ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی و رسوبی دگرگون‌شده محدوده مس جیان پرداخته نشده است. با توجه به این که در مناطقی که متحمل دگرگونی و دگرسانی متعددی شده‌اند، داده‌های ژئوشیمیایی با تأکید بر عناصر نامتحرک از پایه‌های اساسی بررسی منشأ نهشته‌های معدنی می‌باشند، این مقاله با هدف ارائه الگویی از چگونگی تشکیل این نوع کانسار بر اساس داده‌های پتروگرافی به همراه نتایج ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های معدنی و سنگهای میزبان تهیه شده است.

با توجه به تنوع کانسارهای مس، بررسی نحوه تشکیل و محیط زایشی آنها در پی‌جویی نهشته‌های معدنی مس و بهره‌برداری از این ذخایر اهمیت فراوانی دارد. مجموعه سنگهای آتشفشانی-رسوبی کمپلکس سوریان از پهنه سنندج-سیرجان به صورت نوار باریکی با امتداد شمال غرب-جنوب شرق به موازات دره بوانات در شمال شرق استان فارس رخنمون دارد. وجود سرباره‌های ذوب و آثار گسترده شدادی به همراه آثار کانه‌زایی مس، روی و نقره در جنوب غرب و جنوب شرق شهر سوریان نشانگر سابقه و رونق معدن‌کاری در زمانهای قدیم در این منطقه است. از طرحها و تحقیقات متعددی که با اهداف پی‌جویی و تعیین منشأ مس، سرب، روی و باریت در منطقه بوانات صورت گرفته می‌توان به

روش مطالعه

تعداد ۷۸ نمونه در امتداد ۸ پیمایش هدفمند عمود بر جهت طولی محدوده کانه‌زایی شده از سنگهای مختلف شامل انواع کانسنگ و سنگهای میزبان برداشت گردید. تعداد ۳۲ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی از نمونه‌های شاخص با استفاده از روشهای میکروسکوپی نور انعکاسی و انکساری مورد مطالعه قرار گرفتند. تعداد ۱۵ نمونه مناسب (۶ نمونه کمتر دگرسان شده از متابازالت، ۶ نمونه از سنگهای کوارتز-کلریت شیست و کلریت-مسکویت شیست و ۳ نمونه ماده معدنی) با استفاده از دستگاه آسیاب کاربید تنگستن پودر شده و جهت تعیین ویژگیهای ژئوشیمیایی به آزمایشگاه شرکت ACME در ونکوور کانادا برای آنالیز به دو روش ICP-AES با کد آنالیزی 4A برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و برخی عناصر فرعی و ICP-MS با کد آنالیزی 4B برای تعیین عناصر نادر خاکی و عناصر پایه و برخی عناصر فرعی ارسال گردیدند. در هر یک از این دو روش میزان ۰/۲ گرم از پودر نمونه سنگ برای تهیه محلول با مقدار کافی از لیتیوم متابورات و لیتیوم تترابورات در یک بوته گرافیتی مخلوط شده و سپس در یک کوره القایی در دمای ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد گداخته شدند. از محلول نیتریک اسید جهت انحلال کامل کیک حاصل از ذوب در زیر یک هود استفاده شد. علاوه بر این در روش کد آنالیزی 4B برای اندازه‌گیری عناصر پایه و قیمتی با دقت بالا ۰/۵ گرم از پودر نمونه سنگ در تیزاب سلطانی حل شده و سپس محلولهای تهیه شده جهت تعیین اکسیدهای اصلی، پایه، عناصر کمیاب و نادر خاکی مورد آنالیز قرار گرفت. همچنین در روش 4A میزان مواد فرار LOI نمونه سنگ در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد. داده‌های شیمیایی در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

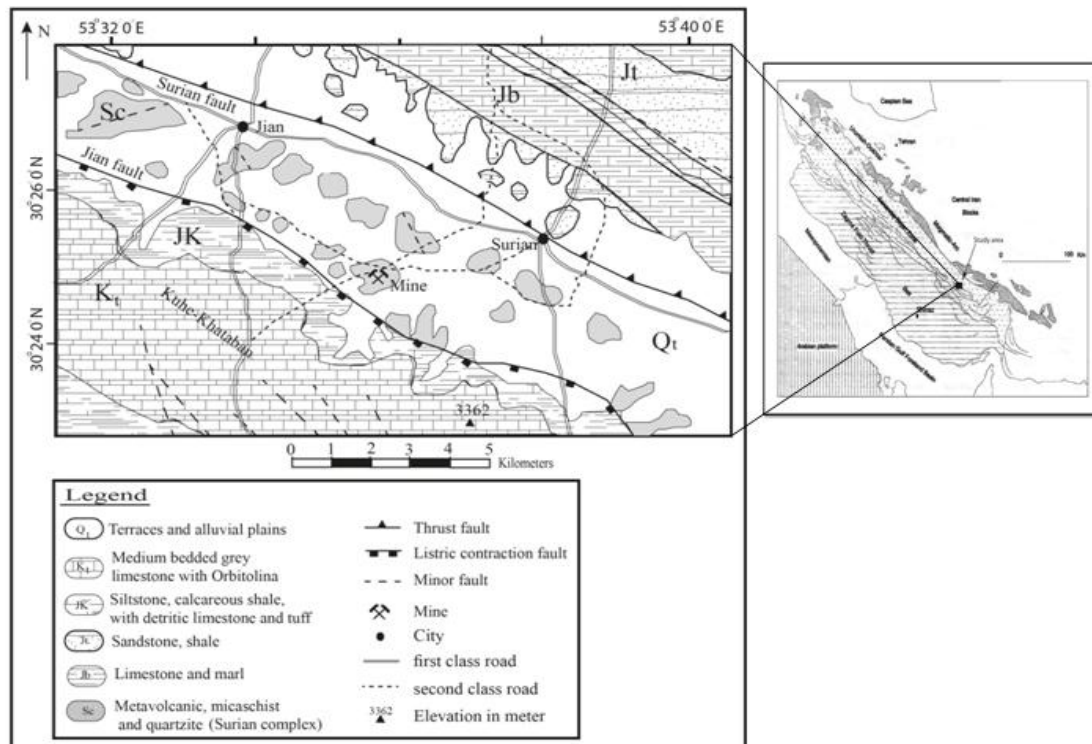
زمین‌شناسی منطقه معدنی

کانسار مس جیان در فاصله ۱۹۵ کیلومتری شمال شرق شیراز و در ۵ کیلومتری غرب شهر سوریان واقع شده است. کانه‌زایی مس به صورت کالکوپیریت در مجموعه آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده سوریان با سن پرموتریاس شامل متابازالت، میکاشیست، گرافیت شیست، کلریت-کوارتز شیست و کلریت-مسکویت شیست در پهنه سنندج-سیرجان رخ داده است. از نظر چینه‌شناسی این مجموعه به صورت دگرشیب بر

روی سنگ مرمر اسپاریتی-میکاشیستی مربوط به کمپلکس توتک با سن دونین بالایی-کربونیفر زیرین قرار می‌گیرد. بر اساس پیشینه زمین‌دینامیکی پهنه سنندج-سیرجان، منطقه مورد مطالعه در زمان نئوپروتروزوئیک تا دونین یک حوضه سکویی حاشیه قاره‌ای و کششی بوده که با رخداد نازک‌شدگی پوسته‌ای در پالئوزوئیک پایینی همراه بوده است. اواخر پالئوزوئیک بالایی تا تریاس میانی در پهنه سنندج - سیرجان با پدیده کافتش و نهشت کربناتها، گدازه‌های بالشی و برشهای همزمان با رسوب‌گذاری مشخص می‌شود که نشانگر رژیم زمین‌ساختی کششی و جدایش بلوک ایران مرکزی از گندوانا و گسترش بستر اقیانوس نئوتتیس است [۴ و ۵]. مجموعه گسلها در محدوده معدنی در دو مقیاس و با روندهای متفاوت عمل کرده‌اند. گسلهای بزرگ مقیاس دارای امتداد NW-SE به موازات امتداد عمومی زاگرس می‌باشند. گسل تراستی بزرگ سوریان در بخش شمالی محدوده معدنی در مرز بین پهنه سنندج-سیرجان و ایران مرکزی و گسل بزرگ جیان لبه کم‌شیب یک گسل قاشقی با ساز و کار انقباضی است که مرز بین پهنه سنندج-سیرجان با زاگرس خردشده را مشخص می‌کند [۶ و ۷]. گسلهای کوچک مقیاس دارای امتدادهای مختلفی هستند که از روند کلی منطقه پیروی نمی‌کنند (شکل ۱). سنگهای متابازالتی اغلب در بخشهای میانی و بالایی کمپلکس سوریان همراه با میان لایه‌هایی از میکاشیست و کوارتز-کلریت شیست دیده می‌شوند. کانه‌زایی مس اغلب در بخشهای فوقانی واحدهای سنگی میانی و بالایی کمپلکس سوریان اتفاق افتاده است؛ نظیر نهشته‌های مس دیده بانکی، مزایجان، بنو و چیر که نشان می‌دهند کانه‌زایی مس در کمپلکس سوریان به افقهای خاصی محدود می‌شود [۸]. کانه‌زایی مس همراه با فعالیتهای هیدروترمالی بوده‌اند که به دنبال افزایش شدت فعالیتهای آتشفشانی در منطقه ایجاد شده‌اند. این افزایش فعالیتهای آتشفشانی در واحدهای سنگی بخشهای میانی و بالایی کمپلکس سوریان با افزایش میزان متابازالت نشان داده می‌شود که بیانگر رابطه مستقیم بین ولکانیسم و کانه‌زایی است. بخش بالایی واحد متابازالتی در منطقه کانه‌زایی مس جیان با افزایش میزان سنگهای کوارتز-کلریت شیست و کلریت-مسکویت شیست همراه بوده و در انتها توسط گرافیت شیست پوشیده می‌شوند. ماده معدنی در کانسار مس جیان در قالب پیکره‌های عدسی و ورقه‌ای شکل

متابازالت‌ها رخ داده است. این افقها، دچار دگرشکلی شده و امتداد آنها توسط گسل‌های متعدد جابه‌جا شده است.

به‌صورت افشان، رگه‌چه‌ای و رگه‌ای در امتداد برگ‌وارگی اصلی در درون سنگهای کلریت-کوارتز شیست، کلریت-مسکویت شیست و به میزان کمتر در میکاشیست و



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (بر گرفته شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ اقلید) [۶].

تشکیل‌دهنده این سنگ بوده و اغلب به صورت نیمه خودشکل و گاهی نیز همراه با لغزش دوقلوبی (Twin gliding) دیده می‌شود (شکل ۲- الف). این ماکل نشان می‌دهد که سنگ متحمل دگرشکلیهایی شده است [۹]. بلورهای کلینوپیروکسن در اثر دگرسانی، اورالیتی شده و به کلریت و اکتینولیت تبدیل شده‌اند. کانی باستیت در نمونه‌های با دگرسانی شدید از کانی کلینوپیروکسن ایجاد شده‌است. علاوه بر کانیهای ثانویه حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، کانیهای فرعی دیگری نیز شامل آپاتیت، کوارتز و کانیهای اوپک (معمولاً کالکوپیریت و پیریت) در مقاطع میکروسکوپی این سنگها مشاهده می‌شوند. بافتهای غالب در سنگ متابازالت شامل افیتیک، ساب افیتیک و پورفیری می‌باشند. بافتهای پورفیری اغلب به‌صورت میکرولیتی پورفیری با زمینه ریزدانه متشکل از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و فنوکریست‌هایی از نوع کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۲- ب).

مطالعات پتروگرافی و مجموعه‌های دگرسانی

متابازالت در نمونه‌های دستی به رنگ سبز تیره بوده و اغلب به شکل سیل، دایک و گدازه دیده می‌شود. حضور دایک‌های همزمان با فعالیت آتشفشانی و گسل‌های عمیق همزمان با رسوب‌گذاری در کانسار جیان محل مناسبی برای عبور سیال کانه‌ساز را فراهم آورده‌اند. مطالعه نمونه‌های شاخص کمتر دگرسان شده نشان می‌دهد که کانیهای اصلی اولیه تشکیل‌دهنده این سنگ اغلب شامل فلدسپات، کلینوپیروکسن و به میزان کمتر اولیوین می‌باشند. پلاژیوکلاز با فراوانی ۵۰ تا ۸۰ درصد عمده‌ترین کانی این سنگ بوده که در اندازه‌های ۱ تا ۶ میلی‌متر به صورت خودشکل و نیمه خودشکل با ماکل تیغه‌ای مشاهده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به سرسیت، کلسیت، اپیدوت، کلریت و اکتینولیت تجزیه شده‌اند و در بعضی از نمونه‌های به شدت دگرسان‌شده، فقط آثار جزئی از آنها باقی مانده است. کلینوپیروکسن با فراوانی ۲۰ تا ۴۰ درصد پس از پلاژیوکلاز، عمده‌ترین کانی

جدول ۱. کلریت- مسکویت شیست: 1B-2B، کلریت-کوارتز شیست: 6B-3B، متابازالت: 6C-1C، (عناصر اصلی و LOI بر حسب درصد و عناصر جزئی بر حسب ppm می باشند) (میزان عناصری که زیر حد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند با علامت - نشان داده شده است).

Sampls	1B	2B	3B	4B	5B	6B	1C	2C	3C	4C	5C	6C	Ore	Ore	Ore
SiO ₂	۶۸/۷۶	۴۴/۵۴	۵۴/۶۸	۴۴/۰۸	۴۴/۳۱	۴۹/۶۱	۴۵/۰۸	۴۷/۵۲	۴۶/۳۰	۴۵/۶۹	۴۵/۶۹	۴۵/۳۹	۱۰/۷۰	۵/۳۰	۱۶/۰۹
Al ₂ O ₃	۱۳/۳۹	۶/۵۳	۱۲/۰۰	۱۲/۰۶	۹/۳۰	۹/۲۷	۱۳/۴۷	۱۷/۹۳	۱۵/۷۰	۱۴/۵۹	۱۴/۰۹	۱۴/۰۳	۱/۱۳	۸۹/۰۰	۱/۳۶
Fe ₂ O ₃	۶/۰۳	۲۸/۱۵	۲۲/۹۲	۲۷/۶۴	۲۷/۹۰	۲۵/۵۴	۱۴/۱۱	۹/۲۵	۱۱/۶۸	۱۲/۹۰	۱۲/۹۶	۱۳/۵۰	۴۹/۸۱	۴۹/۷۵	۴۹/۸۶
MgO	۳/۴۶	۲/۳۰	۳/۸۵	۴/۳۷	۳/۲۹	۳/۰۸	۴/۹۴	۷/۳۵	۶/۱۵	۵/۵۴	۵/۴۴	۵/۲۴	-/۳۱	-/۳۲	-/۳۰
CaO	۱/۰۰	۱/۴۱	-/۱۹	۱/۴۹	۱/۴۵	-/۸۰	۷/۰۴	۹/۱۲	۸/۰۸	۷/۵۶	۷/۹۶	۷/۳۰	۲/۲۱	-/۷۰	۳/۷۱
Na ₂ O	۱/۷۳	۱/۵۳	-/۰۱	-/۷۸	۱/۱۶	-/۷۷	۴/۰۴	۲/۹۲	۳/۴۸	۳/۷۶	۳/۸۷	۳/۹۰	-	-/۰۱	-/۲۷
K ₂ O	۱/۹۹	۱/۰۲	-/۰۲	-/۰۱	-/۰۲	-/۰۲	-/۱۰	-/۰۳	-/۰۷	-/۰۸	-/۰۸	-/۰۹	-	-/۰۱	-
TiO ₂	-/۶۶	-/۳۰	-/۵۰	-/۵۰	-/۴۰	-/۴۰	۲/۹۷	۱/۳۷	۲/۱۲	۲/۵۵	۲/۴۲	۲/۷۶	-/۰۲	-	-
P ₂ O ₅	-/۱۵	-/۰۷	-/۱۲	-/۱۲	-/۱۰	-/۱۰	-/۳۹	-/۱۸	-/۳۹	-/۳۴	-/۳۵	-/۳۶	-/۰۲	-/۰۲	-/۰۲
MnO	-/۱۴	-/۱۴	-/۳۷	-/۳۱	-/۲۳	-/۲۶	-/۲۸	-/۱۴	-/۲۱	-/۲۵	-/۲۴	-/۲۶	-/۱۵	-/۱۸	-/۱۲
Cr ₂ O ₃	-/۰۱	-	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۴	-/۰۲	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۱	-	-	-
LOI	۶/۳۰	۱۴/۶۰	۵/۱۰	۷/۹۰	۱۱/۳۵	۹/۸۵	۷/۳۰	۴/۰۰	۵/۶۵	۶/۴۸	۶/۶۱	۶/۸۹	۲۳/۷۵	۲۳/۰۰	۲۴/۵۰
Sum	۹۹/۷۹	۹۹/۶۰	۹۹/۷۹	۹۹/۱۲	۹۹/۳۶	۹۹/۷۰	۹۹/۷۲	۹۹/۷۱	۹۹/۷۲	۹۹/۷۲	۹۹/۷۲	۹۹/۷۲	۸۸/۲۱	۸۰/۱۷	۹۶/۲۴
Ni	۴۴/۰۰	۴۲/۰۰	۳۳/۰۰	۳۷/۰۰	۳۹/۵۰	۳۷/۵۰	۲۷/۰۰	۸۶/۰۰	۵۶/۵۰	۴۱/۷۵	۴۲/۳۸	۳۴/۳۸	۱۴۶/۵۰	۵۱/۰۰	۲۴۲/۰۰
Sc	۱/۴۰	۷/۰۰	۱۲/۰۰	۱۱/۰۰	۹/۰۰	۹/۵۰	۳۷/۰۰	۳۵/۰۰	۳۶/۰۰	۳۶/۵۰	۳۶/۴۲	۳۶/۷۵	۲/۵۰	۳/۰۰	۲/۰۰
Ba	۳۰۹/۰۰	۱۲/۰۰	۸/۰۰	۴/۰۰	۸/۰۰	۱۰/۰۰	۴۴/۰۰	۹/۰۰	۲۶/۵۰	۳۵/۳۵	۳۳/۲۶	۳۹/۶۳	۳/۵۰	۴/۰۰	۳/۰۰
Hf	۶/۲۰	۱/۲۰	۳/۳۰	۳/۰۰	۲/۵۵	۲/۶۵	۵/۱۰	۲/۵۰	۳/۸۰	۴/۴۵	۴/۴۲	۴/۷۸	-/۱۰	-/۱۰	-/۱۰
Nb	۱۱/۲۰	۵/۴۰	۷/۴۰	۷/۶۰	۶/۵۰	۶/۴۰	۷/۰۰	۷/۵۰	۷/۳۵	۷/۱۳	۷/۳۱	۷/۰۶	-/۶۵	-/۳۰	۱/۰۰
Rb	۷۲/۰۰	۳/۰۰	۴/۰۰	۱/۰۰	۲/۰۰	۳۵/۰۰	۱/۳۰	۱/۰۰	۱/۱۰	۶/۱۰	۵/۹۰	۸۵/۱۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Sr	۴۳/۰۰	۲۲/۶۰	۲/۵۰	۱۳/۵۰	۱۵/۰۵	۱۲/۵۵	۱۹۷/۱۰	۳۱۵/۵۰	۲۵۶/۳۰	۲۲۶/۷۰	۲۳۴/۷۴	۲۱۱/۹۰	۴/۳۵	۱/۰۰	۷/۷۰
Ta	۱/۸۰	۱/۵۰	-/۹۰	-/۸۰	۱/۱۵	۱/۲۰	-/۶۰	-/۹۰	-/۷۵	-/۶۸	-/۶۵	-/۶۴	-/۴۰	-/۷۰	-/۱۰
Th	۱۰۰/۷۰	۵/۱۰	۹/۵۰	۸/۹۰	۷/۰۰	۷/۳۰	۱/۳۰	۱/۰۰	۱/۱۰	۱/۱۵	۱/۱۴	۱/۱۸	-/۲۰	-/۲۰	-/۲۰
Zr	۲۶۶/۰۰	۸۲/۵۰	۱۰۵/۵۰	۱۰۲/۵۰	۹۲/۵۰	۹۴/۰۰	۱۹۶/۷۰	۸۸/۲۰	۱۴۲/۵۰	۱۶۹/۶۰	۱۶۹/۵۸	۱۸۳/۱۰	۲/۴۵	۳/۸۰	۱/۱۰
Y	۲/۱۸۰	۱۵/۹۰	۱۸/۰۰	۱۳/۳۰	۱۴/۶۰	۱۶/۹۵	۴۶/۴۰	۲۳/۳۰	۳۴/۸۵	۴۰/۶۳	۴۰/۵۳	۴۲/۵۱	۲/۲۵	۳/۳۰	۱/۳۰
La	۳/۱۸۰	۱۸/۸۰	۱۵/۵۰	۱۶/۷۰	۱۳/۳۵	۱۷/۱۵	۱۴/۵۰	۸/۸۰	۱۱/۶۵	۱۳/۰۸	۱۳/۰۲	۱۳/۷۹	۳/۱۰	۵/۳۰	۱/۰۰
Ce	۵۷/۵۰	۳۶/۳۰	۳۶/۲۰	۱۹/۹۰	۲۸/۱۰	۳۶/۲۵	۳۵/۴۰	۱۸/۹۰	۲۷/۱۵	۳۱/۳۸	۳۱/۳۱	۳۳/۳۴	۴/۶۰	۷/۸۰	۱/۴۰
Pr	۶/۶۳	۴/۴۱	۴/۵۸	۲/۹۲	۳/۶۷	۴/۵۰	۵/۲۵	۲/۶۱	۳/۹۳	۴/۵۹	۴/۶۰	۴/۹۲	-/۵۱	-/۸۵	-/۱۶
Nd	۲۴/۹۰	۱۵/۸۰	۱۷/۲۰	۱۲/۴۰	۱۴/۱۰	۱۶/۵۰	۲۴/۴۰	۱۱/۵۰	۱۷/۹۵	۲۱/۱۸	۲۱/۳۸	۲۲/۷۹	۲/۰۰	۳/۳۰	-/۷۰
Sm	۴/۵۲	۳/۳۵	۳/۶۹	۲/۹۴	۳/۱۵	۳/۵۲	۶/۶۵	۳/۳۶	۴/۹۶	۵/۸۰	۴/۹۸	۶/۲۳	-/۳۳	-/۵۱	-/۱۴
Eu	۱/۱۷	-/۹۰	۷/۸۰	-/۴۸	-/۶۹	-/۸۴	۲/۳۴	۱/۳۱	۱/۷۳	۱/۹۸	۱/۸۸	۲/۱۱	-/۱۲	-/۱۷	-/۰۶
Gd	۴/۱۵	۲/۹۶	۳/۳۵	۲/۶۶	۲/۸۱	۳/۱۶	۷/۹۱	۳/۹۱	۵/۹۱	۶/۹۱	۵/۸۲	۷/۴۱	-/۴۱	-/۵۸	-/۲۳
Tb	-/۶۳	-/۵	-/۵۷	-/۴۶	-/۴۸	-/۵۴	۱/۳۶	-/۶۸	۱/۰۲	۱/۱۹	۱/۳۱	۱/۲۸	-/۰۶	-/۰۸	-/۰۴
Dy	۳/۸۲	۲/۹۶	۳/۱۲	۲/۴۴	۲/۷	۳/۰۴	۸/۱۳	۴/۱۹	۶/۱۶	۷/۱۵	۷/۲۲	۷/۶۴	-/۳۱	-/۳۸	-/۲۴
Ho	-/۷۸	-/۶	-/۶۷	-/۴۸	-/۵۴	-/۶۴	۱/۷۷	-/۹۴	۱/۳۶	۱/۵۶	۱/۵۷	۱/۶۷	-/۰۸	-/۱۱	-/۰۴
Er	۲/۲۲	۱/۶۶	۱/۹۲	۱/۳۸	۱/۵۲	۱/۷۹	۴/۹۵	۲/۵۴	۳/۷۵	۴/۳۵	۴/۴۳	۴/۶۵	-/۱۷	-/۲۴	-/۱۰
Tm	-/۳۳	-/۲۴	-/۳۱	-/۳۳	-/۲۴	-/۳۸	-/۷۵	-/۳۷	-/۵۶	-/۶۶	-/۵۹	-/۷۰	-/۰۲	-/۰۳	-/۰۱
Yb	۲/۳۴	۱/۳۹	۱/۸۶	۱/۴۳	۱/۴۱	۱/۶۳	۴/۶۹	۲/۳۹	۳/۵۴	۴/۱۲	۴/۲۳	۴/۴۰	-/۱۷	-/۲۴	-/۱۰
Lu	-/۳۴	-/۲۱	-/۳۱	-/۲۰	-/۲۳	-/۲۶	-/۷۲	-/۳۶	-/۵۴	-/۶۳	-/۶۴	-/۶۸	-/۰۲	-/۰۲	-/۰۱
Cu	۹/۴۰	۱۰۰/۶۰	۱۹۶/۹۰	۱۱۲/۳۰	۱۱۵/۰۰	۹۸/۷۵	۴۹/۰۰	۶۱/۶۰	۵۵/۳۰	۵۲/۱۵	۵۳/۲۱	۵۰/۵۸	>۱۰۰۰۰	۱۰۰۰۰>	۱۰۰۰۰>
Pb	۹۴/۴۰	۵۳/۷۰	۱۶/۶۰	۱۷۵/۵۰	۶۴/۶۰	۳۵/۱۵	۲۳/۱۰	۲/۴۰	۱۲/۷۵	۱۷/۹۳	۲۱/۴۲	۲۰/۵۱	۳۶۷/۱۰۰	۱۸۷۳/۰۰	۵۴۶۹/۰۰
Zn	۵۶/۰۰	۲۲۴/۰۰	۳۱۱/۰۰	۳۴۵/۰۰	۷۹/۵۰	۲۷/۰۰	۱۸/۰۰	۶۱/۰۰	۸۹/۵۰	۲۳/۷۵	۳۲/۶۴	۱۱۰/۹۰	۹۱۷۱/۰۰	۸۳۴۲/۰۰	۱۰۰۰۰>
Y/Ho	۲۷/۹۵	۲۶/۵۰	۲۶/۸۷	۲۷/۷۱	۲۷/۱۰	۲۶/۶۸	۲۶/۲۱	۲۴/۷۹	۲۵/۵۰	۲۵/۸۶	۴۲/۱۲	۲۶/۰۴	۳۰/۸۰	۲۹/۰۹	۳۲/۵۰
La/Lu(N)	۹/۷۱	۹/۲۹	۵/۱۹	۵/۱۲	۶/۰۳	۷/۲۴	۲/۰۹	۲/۵۴	۲/۲۴	۲/۱۵	۲/۱۳	۲/۱۲	۱۸/۶۹	۲۶/۹۹	۱۰/۳۸
ΣREE	۱۴۱/۱۰	۹۰/۰۸	۹۰/۰۶	۵۵/۸۷	۷۲/۹۸	۹۰/۰۷	۱۱۸/۷۰	۶۱/۶۶	۹۰/۱۹	۱۰۴/۵۰	۱۱۲/۳۲	۱۱۱/۶۰	۱۱/۸۷	۱۹/۵۱	۴/۳۳
Eu/Eu*	-/۸۹	-/۹۴	-/۷۳	-/۵۶	-/۷۵	-/۸۳	۱/۰۱	-/۱۱	۱/۰۶	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۰۳	۱/۰۶	۱/۰۳	۱/۱۰
CCP	۵۸/۳۵	۹۸/۰۸	۸۶/۲۲	۸۷/۳۲	۷۸/۳۱	۹۱/۴۵	۶۵/۳۱	۹۸/۷۲	۸۷/۴۱	۹۰/۱۵	۸۵/۴۱	۸۳/۷۱	-	-	-
AI	۹۳/۳۶	۹۷/۱۲	۹۷/۱	۸۴/۲۱	۷۷/۱۵	۷۱/۱۴	۹۳/۴	۱۹/۴۱	۸۴/۲۴	۴۷/۴۲	۵۲/۳۶	۶۷/۲۳	-	-	-

سنگهای میکاشیست در افق‌هایی به ضخامت ۰/۵ تا ۴ متر در محدوده معدن مس جیان ایجاد شده‌اند. این سنگها اغلب حاوی کوارتز و میکای سفید هستند. در برخی از نمونه‌ها مقادیر زیادی از کانی گرافیت حضور دارد که عامل ایجاد رنگ خاکستری تیره در سنگ است. میزان گرافیت در برخی از نمونه‌ها به حدی است که می‌توان نام گرافیت شیست را به سنگ اطلاق کرد بافت اغلب آنها گرانولپیدوبلاست با برگ‌وارگی مشخص S₁ بوده و گاهی نیز دچار چین‌خوردگی شده‌اند. در این سنگها، رگه‌های کوارتزی فراوانی دیده می‌شوند که در جهت برگ‌وارگی سنگ میزبان قرار گرفته‌اند. در بخش‌های غنی از میکا، بلورهای آندالوزیت به شکل مربع در متن سنگ مشاهده می‌شوند. بلور آندالوزیت از نوع کیاستولیت با ادخالهای گرافیت به حالت صلیبی با بیرفرنژانس خاکستری در زیر میکروسکپ مشاهده می‌شود (شکل ۲-ت). آندالوزیت یکی از کانیهای شاخص در سنگهای پلیتی دگرگون‌شده به شمار می‌رود که تحت شرایط دما- فشار بالا پلی‌مورف‌های دیگر این کانی (کیانیت و سیلیمانیت) مشاهده خواهد شد. حضور مقادیر قابل ملاحظه میکا و آندالوزیت نشانگر تشکیل این سنگها از دگرگونی دما و فشار پایین شیل‌های سیاه است. وجود شیست‌های سیاه و میکاشیست‌های ریزدانه به همراه سنگهای آتشفشانی از نشانه‌های ژرفای زیاد حوضه بوده و نشان می‌دهند که پهنه سنندج- سیرجان در این زمان به صورت کافتی ژرف، در میانه بلوک بوده است [۱۰]. به عقیده پیترو و اسکات [۱۱] حضور گسترده گرافیت شیست در افق‌های معدنی به همراه متابلیت‌ها در کانسار ویندی کراگی در کلمبیا نشانگر محیط‌های پلاژیک هستند. در چنین محیط‌هایی، آب‌های غیر اکسیدی کف دریا همراه با شیل‌های سیاه به عنوان سرپوش برای سیال گرمایی عمل کرده و از پراکنده شدن سیال گرمایی در ستون آب جلوگیری می‌کند و به عنوان عامل مهم در تشکیل کانسارهای سولفید توده‌ای با میزبان آتشفشانی (VHMS) و کانسارهای سولفید توده‌ای با میزبان رسوبی- آتشفشانی (VSHMS) محسوب می‌شوند. این شرایط در نقاط دیگر جهان نظیر حوضه می‌سی‌سی‌پی در طول دوران دونین نیز گزارش شده‌اند و فراوانی کانسارهای سولفیدی جهانی در این زمان به این طریق توضیح داده می‌شوند [۱۲].

سنگهای کلریت-کوارتز شیست و کلریت-مسکویت شیست کمپلکس سوربان در محدوده معدنی مس جیان دارای

گسترش فراوانی بوده و سنگ میزبان اصلی ماده معدنی محسوب می‌شوند. در این سنگها کانیهای کربناتی به صورت پراکنده و بی‌شکل مشاهده می‌شوند. کانیهای اوپک نیز به صورت افشان در متن سنگ مشاهده می‌شوند. پیریت و کالکوپیریت مهمترین این کانیها را تشکیل داده و در برخی از نمونه‌ها دارای بافت چرخشی می‌باشند. وجود حالت چرخشی در این کانیها احتمالاً نشانگر تشکیل آنها قبل از دگرگونی است. همچنین دگرشکلی شکننده اغلب در درجات دگرگونی پایین و در پیریت‌های دانه‌درشت رخ می‌دهد و باعث خردشدن و گسترش بافت کاتاکلاستیک می‌شود [۱۳]. پایین بودن درجه دگرگونی در کانسار مس جیان با رایج بودن بافت کاتاکلاستیک در پیریت نشان داده می‌شود. در کانسار جیان کانه‌زایی مس به صورت کانی سولفیدی کالکوپیریت در اشکال افشان و رگه‌چه‌ای در متن سنگ میزبان رخ داده‌است. در نمونه‌های کانسنگ مس جیان، کانیهای اولیه (هیپوزن) شامل پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و پیروتیت (شکل ۲-ث) و کانیهای ثانویه (سوپرزن) حاصل از عملکرد هوازنگی شامل کالکوسیت، کوولیت، کوپریت، مس آزاد، مالاکیت، آزوریت، هماتیت و لیمونیت می‌شوند. پیریت فراوانترین کانی سولفیدی در کانسار مس جیان است و در تمام سنگهای مختلف میزبان به صورت بی‌شکل، نیمه شکل‌دار و شکل‌دار وجود دارد. از دیگر بافت‌های موجود در پیریت می‌توان به بافت اتصال سه‌گانه، طویل‌شدگی، سایه‌فشاری و کاتاکلاستیک اشاره کرد که از ویژگیهای بارز کانسارهای سولفیدی دگرگون شده‌ای می‌باشند که قبل از دگرگونی وجود داشته‌اند. کالکوپیریت مهمترین کانی مس‌دار در کانسار جیان است که اغلب به صورت افشان همراه با رگه‌های کوارتزی و همچنین به صورت سولفید شکافه پرکن در کانی پیریت مشاهده می‌شود (شکل ۲-ج). این پدیده در کانسارهای سولفیدی دگرگون‌شده به دلیل رفتار شکل‌پذیر کالکوپیریت حین دگرگونی رواج دارد [۱۴ و ۱۵] که بیانگر تحرک مجدد کالکوپیریت است. از مهمترین دگرسانیهای همراه با کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه دگرسانی کلریتی است (شکل ۲-چ). در فرآیند دگرسانی کلریتی، سیال گرمایی عموماً دارای دماهای بالاتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و pH ۵/۵-۴/۵ است [۱۶]. دگرسانی سریسیتی در محدوده کانسار مس جیان کم می‌باشد. همچنین دگرسانی سلیسی در کانسار مس جیان با افزایش سلیس به صورت رگه‌ای در

خاکی REE در تعیین محیط اولیه تشکیل کانسار مس جیان استفاده شده است. داده‌های شیمیایی بر روی نمودارهای استاندارد ژئوشیمیایی برگرفته از [۱۹ و ۲۰] برای طبقه‌بندی و تعیین سریهای ماگمایی سنگهای آذرین دگرگون شده پیاده شده‌اند (شکل ۴- الف و ب) که نشانگر محدوده بازالت‌های تولییتی برای سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه می‌باشند. الگوی فراوانی REE به‌هنجار شده با مقادیر آنها در کندریت [۲۱] در شکل ۵ الف نشان داده شده است. این الگو در تمامی سنگها مشابه بوده و با توزیع فراوانی کم‌شیب تا نسبتاً مسطح $(La/Lu)_N=2/9$ مشخص می‌باشد. عناصر سبک LREE نسبت به عناصر سنگین HREE غنی‌شدگی ناچیزی نشان می‌دهند و آنومالی خفیفی نیز در عنصر یورپیوم مشاهده می‌شود. وجود این ویژگی در الگوی REE نشانگر ماگمای تولییتی با منشأ جبه‌ای همراه با تفریق ناچیز است [۲۲ و ۲۳]. تغییر ترکیب ژئوشیمیایی از بازالت‌های درون‌قاره‌ای (WPB) به سمت بازالت‌های نوع میان‌اقیانوسی غنی‌شده (E-MORB) از ویژگیهای مهم بازالت‌های محیط‌های ریفتی است که با الگوی REE یکنواخت دارای شیب کم، از بازالت‌های محیط حاشیه مخرب با شیب تند در LREE (احتمالاً نشانگر تفریق پلاژیوکلاز و ذوب‌بخشهایی از سنگهای لبه فرورونده در مذاب) متمایز می‌گردند [۲۴].

استفاده از نمودار سه‌تایی Zr-Ti/100-3Y از مؤثرترین روشها برای تفکیک بازالت‌های درون‌قاره‌ای (WPB) از پوسته اقیانوسی مخرب (VAB) است [۲۳]. در این نمودار موقعیت میانگین پوسته بالایی (UC) و میانگین بازالت‌های نوع میان‌اقیانوسی معمولی (MM) نشان داده شده‌است. نمونه‌های نزدیک به بازالت‌های نوع میان‌اقیانوسی معمولی (N-MORB) نشانگر تشکیل آنها از ماگمایی با منشأ ذوب جبه‌ای بوده و نمونه‌هایی با ترکیبی نزدیک به میانگین پوسته بالایی نشان می‌دهند که ماگمای بازالتی در اثر هضم پوسته شدیداً آلوده شده‌است [۲۵]. متابازالت‌های منطقه جیان در این نمودار در محدوده بازالت‌های نوع میان‌اقیانوسی (ناحیه B) قرار می‌گیرند که نشانگر عدم آلودگی پوسته‌ای بوده ولیکن نشانگر درجه ذوب‌بخشی پایین‌تری نسبت به N-MORB هستند (شکل ۶- الف). نمودار سه‌تایی Th-(Zr/39)/4-Nb/16 علی‌رغم تشابه به نمودار Zr-Ti/100-3Y دارای مزیت تفکیک بین موقعیت بازالت‌های نوع میان‌اقیانوسی معمولی و نوع

سنگهای درون‌گیر دیده می‌شود. این فرآیند باعث افزایش خاصیت شکنندگی سنگ در طی دگرشکلی شده است. گاهی اوقات دگرسانی کربناتی همراه با دگرسانی کلریتی در این کانسار دیده می‌شود. این نوع دگرسانی در سنگهای آتشفشانی از شدت کمی برخوردار بوده و باعث تخریب بافت‌های اولیه سنگ نشده است. دگرسانی کربناتی بیشتر به‌صورت افشان یا شکافه پرکن و گاهی نیز به صورت جانشینی در حاشیه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۲- ح). از اندیس آلتراسیون ایشی‌کاوا جهت تعیین میزان دگرسانی استفاده فراوانی شده است [۱۷]. هر چند دو محدودیت برای استفاده از آن وجود دارد: ۱- این اندیس قادر به اندازه‌گیری دگرسانی کربناتی نیست، درحالی‌که این دگرسانی یکی از انواع دگرسانی‌های مهم در کانسارهای نوع VHMS محسوب می‌شود، و باعث کاهش میزان AI حتی در دگرسانی‌های با شدت بالا می‌گردد. ۲- این اندیس قادر نیست دگرسانی کلریتی را از دگرسانی سریسیتی تفکیک کند. بنابراین استفاده از جعبه دگرسانی (Box Plot Alteration) که از هر دو اندیس آلتراسیون ایشی‌کاوا (Ishikawa AI) و اندیس کلریت-کربنات-پیریت (CCP) استفاده می‌کند در متابازالت‌ها و سنگهای کلریت-کوارتز شیبست و کلریت - مسکویت شیبست با نزدیک‌شدن به کانسنگ مس جیان سودمندتر است و می‌تواند در شناخت دگرسانی‌های وابسته به فرآیند دگرگونی از دگرسانی‌های مرتبط با فعالیتهای گرمایی مورد استفاده قرار گیرد [۱۸]. استفاده از جعبه دگرسانی در کانسار مس جیان نشانگر توسعه شدید دگرسانی کلریتی وابسته به سیال گرمایی در این کانسار است (شکل ۳).

$$AI = 100 * (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$$

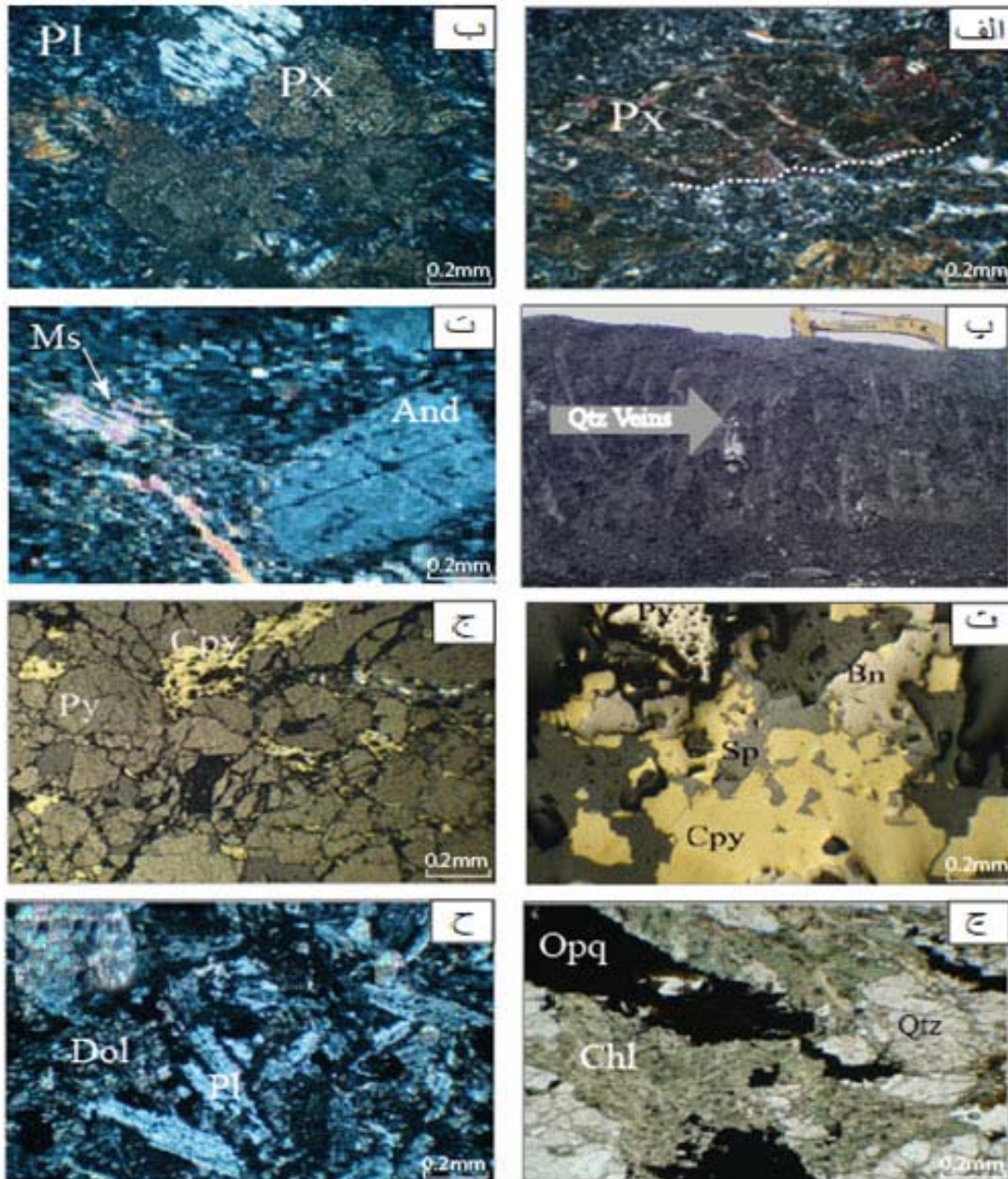
$$CCP = 100 * (MgO + FeO_{total}) / (MgO + FeO_{total} + Na_2O + K_2O)$$

مطالعات ژئوشیمیایی

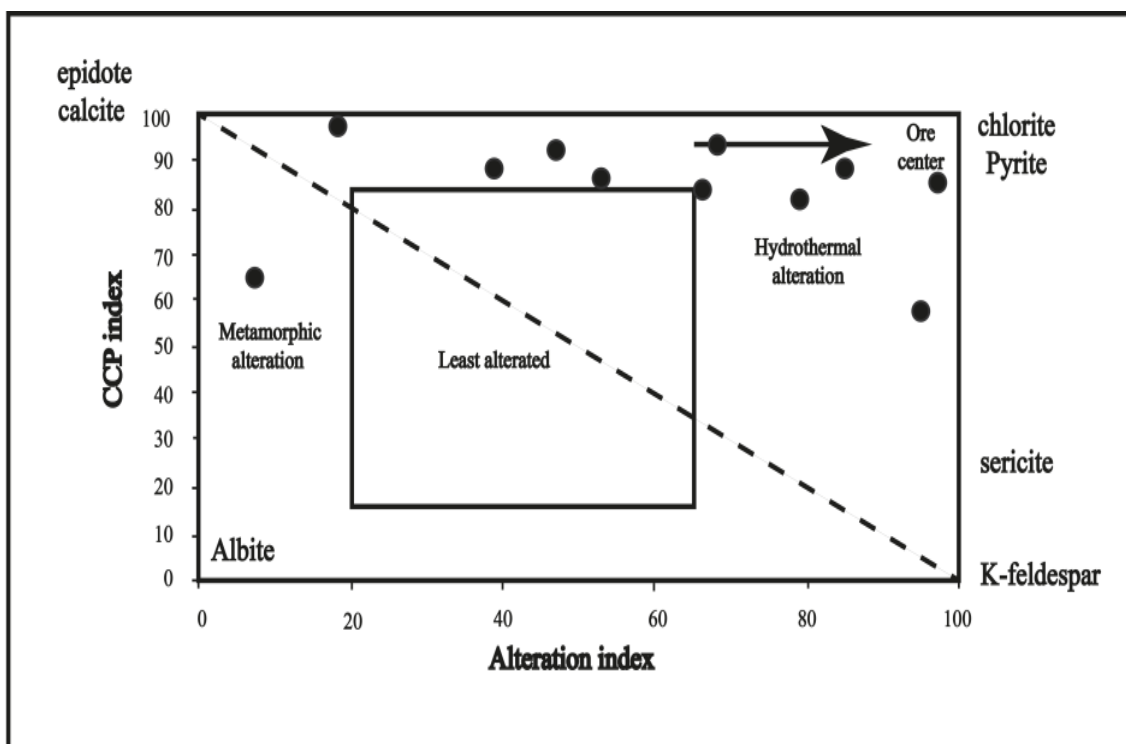
با توجه به این‌که بیشتر سنگهای منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر دگرسانی گرمایی قرار گرفته و سپس متحمل دگرگونی شده‌اند و در نهایت نیز فرآیند هوازدگی به‌طور وسیعی مجموعه سنگی مورد مطالعه را متأثر ساخته است، از عناصر اصلی نام‌تحرک مانند Ti و عناصر با شدت میدان بالا (High Field Strength) نظیر Y, Nb, Zr به همراه عناصر نادر

بازالت‌های نوع میان‌اقیانوسی غنی‌شده قرار می‌گیرند که مشخص‌کننده محیط کششی (ریفیتی) هستند (شکل ۶-ب).

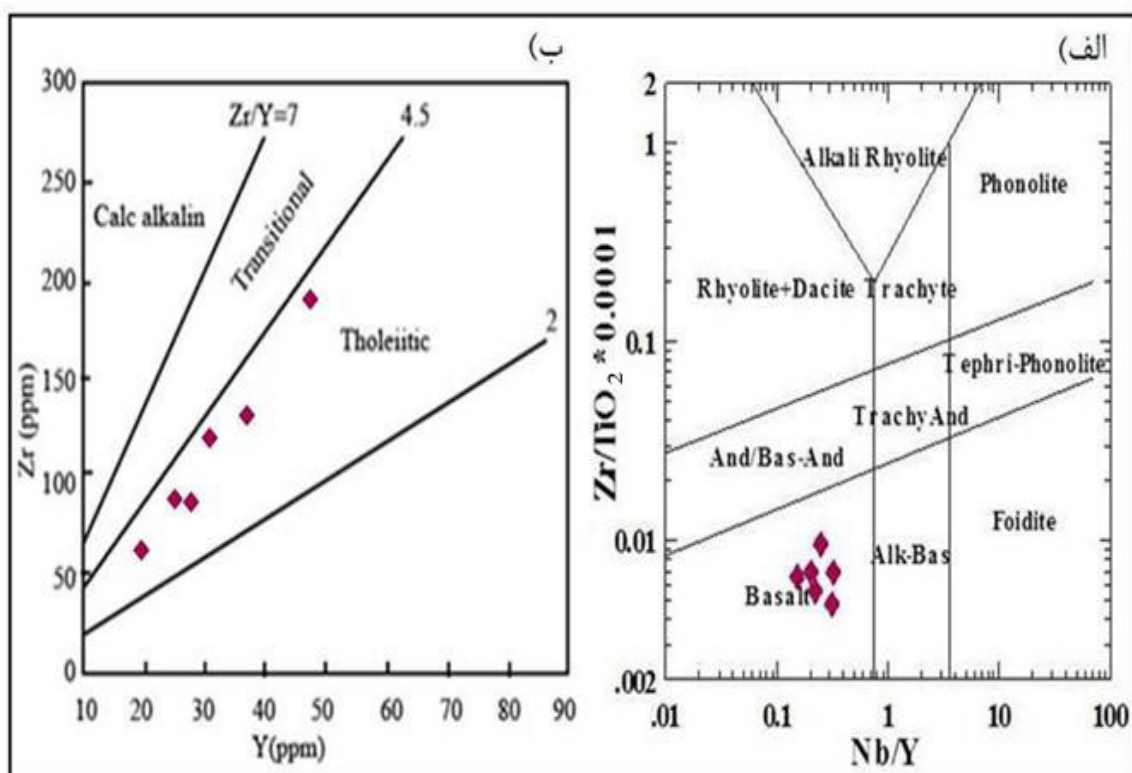
میان‌اقیانوسی غنی‌شده (یا تحولی) است [۲۶]. داده‌های به‌دست آمده از متابازالت‌های مورد مطالعه در محدوده



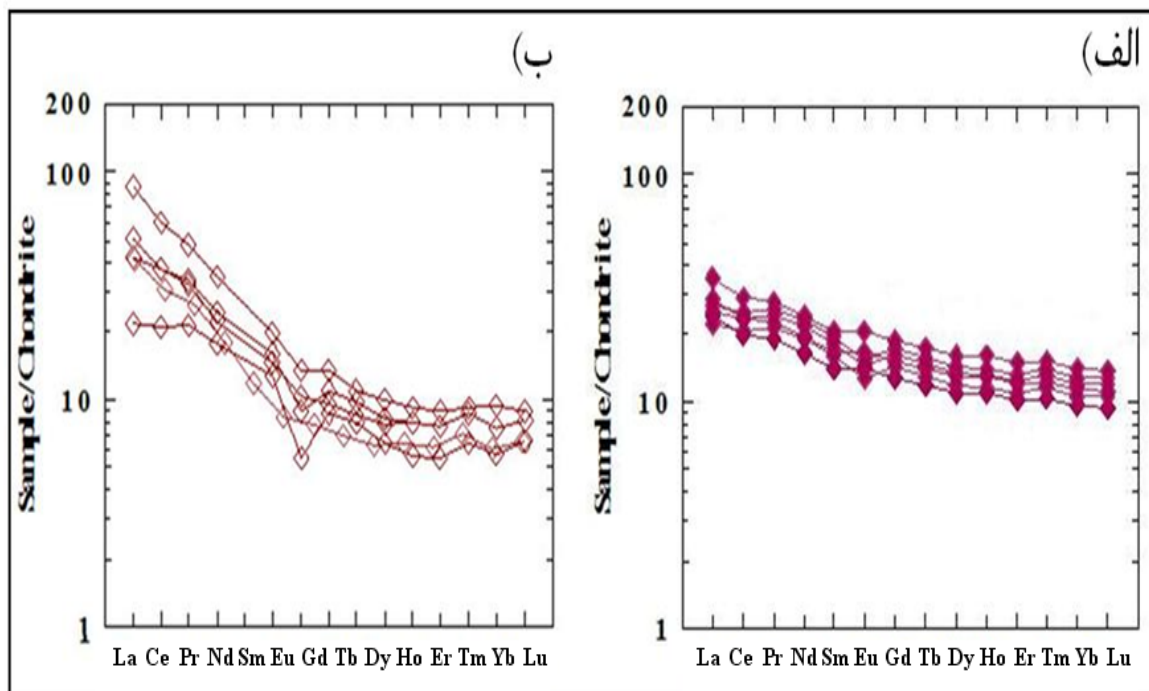
شکل ۲. الف: ماگل پله‌ای کانی پیروکسن در سنگ متابازالت محدوده معدن مس جیان، ب: بافت میکروولیتی پورفیری با فنوکریست پیروکسن در زمینه ریزبلور پلاژیوکلاز در سنگ متابازالت محدوده معدن مس جیان، پ: شیبست‌های سیاه در محدوده کانسار مس جیان با رگه‌های کوارتزی سفیدرنگ، ت: شیبست‌های حاوی بلور آندالوزیت و میکا در زمینه کوارتز ریزدانه، ث: حضور پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و بورنیت با بافت رگه‌چاهی، ج: پرشدگی شکستگی‌های پیریت توسط کالکوپیریت در کانسنگ مس جیان، چ: دگرسانی کلریتی با حضور کانیهای اپک در شیبست‌های منطقه مورد مطالعه، ح: جانشینی کانی کربناتی دولومیت به جای بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ متابازالت. (پیروکسن px، پلاژیوکلاز Pl، کوارتز Qtz، آندالوزیت And، مسکویت Ms، پیریت Py، کالکوپیریت Cpy، اسفالریت Sp، بورنیت Bn، کلریت Chl، اپک Opq، دولومیت Dol) برگرفته از [۳۳ و ۳۴]. (عکسهای ث و ج در نور انعکاسی و عکسهای الف، ب، ت، ح در نور انکساری XPL و عکس چ در نور انکساری PPL).



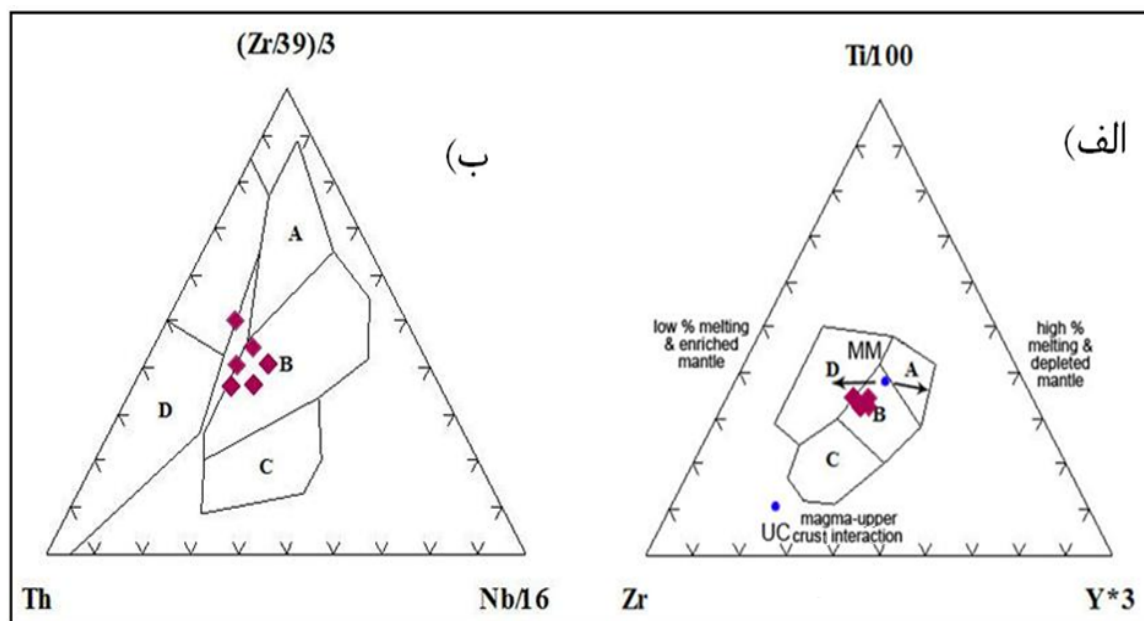
شکل ۳. جعبه دگرسانی اندیس آلتراسیون ایشی‌کاوا (Ishikawa AI) و اندیس کلریت-کربنات-پیریت (CCP) برگرفته از [۱۸].



شکل ۴. موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده منطقه مورد مطالعه در نمودار Nb/Y در برابر $Zr/TiO_2 * 0.0001$ برگرفته از [۱۹].
ب: موقعیت نمونه‌های متابازالت منطقه مورد مطالعه در نمودار Y در برابر Zr برگرفته از [۲۰].



شکل ۵. الف: الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در متابازالت (♦) به‌هنگار شده با کندریت [۲۱] منطقه مطالعاتی، ب: الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده با کندریت [۲۱] انواع شیست‌های (◇) منطقه مطالعاتی.

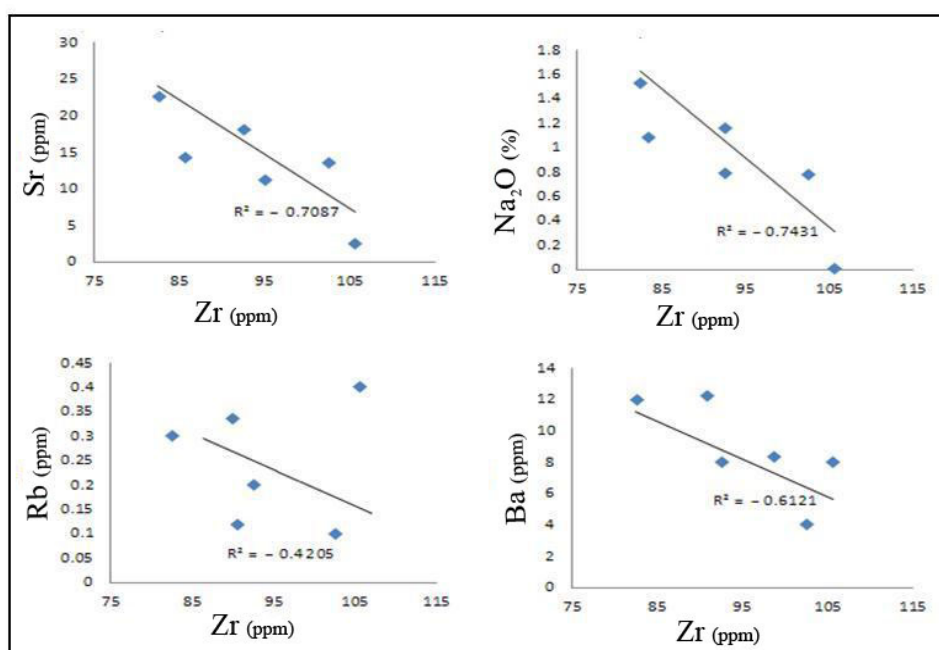


شکل ۶. الف: موقعیت نمونه‌های متابازالت منطقه مورد مطالعه در نمودار سه تایی Zr-Ti/100-3Y برگرفته از [۲۳]، A: میدان تولیت‌های بازالت‌های جزایر کمانی، B: میدان بازالت‌های میان‌اقیانوسی و تولیت‌های درون‌صفحه‌ای، C: میدان بازالت‌های کلسیمی-قلیایی، D: میدان بازالت‌های میان‌قاره‌ای، UC: میانگین پوسته بالایی، MM: میانگین بازالت‌های نوع میان‌اقیانوسی معمولی، [۲۵] ب: موقعیت نمونه‌های متابازالت منطقه مطالعاتی در نمودار سه تایی (Zr/39)/4-Nb/16-Th برگرفته از [۲۶]، A: موقعیت بازالت‌های نوع میان‌اقیانوسی معمولی، B: بازالت‌های نوع میان‌اقیانوسی غنی شده، C: بازالت‌های قلیایی درون‌صفحه‌ای، D: بازالت‌های جزایر کمانی.

[۳۰]. وجود همبستگی منفی بین فراوانی Zr و عناصر متحرک (Ba, Rb, Sr, Na) در نمودارهای دوتایی Zr در مقابل عناصر متحرک نشانگر واکنش سیال گرمابی کانه‌ساز با سنگهای میزبان و خروج عناصر متحرک از محیط است (شکل ۷). همچنین با در نظر گرفتن نسبت REE به‌هنجار شده با کندریت در سنگهای کلریت-مسکویت شیست و کلریت-کوارتز شیست کانسار جیان، با تغییرات میزان $(La/Lu)_N$ از ۹ به ۵ و با توجه به عدم تحرک این عناصر تا حد رخساره گرانولیت، و با توجه به این که درجه دگرگونی منطقه مورد مطالعه در حد رخساره شیست سبز است، عملکرد شدید یک سیال گرمابی با نسبت بالای سیال به سنگ تأیید می‌شود [۳۰]. این ویژگی به علت تحرک بالاتر LREE نسبت به HREE توضیح داده می‌شود.

دو عنصر Y و Ho به عنوان دو قلوهای ژئوشیمیایی در فرآیندهای ماگمایی با دمای بالا و دگرگونی از هم تفریق نمی‌یابند [۳۱]. میزان میانگین نسبت Y/Ho در بازالت‌های میان‌اقیانوسی (MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (IAB) ۲۵/۴، در شیل‌ها ۲۶/۵ و در آب دریا بین ۴۰-۷۰ در تغییر است [۳۲]. این میزان در کانسنگ کانسار مس جیان ۳۲/۵-۲۹/۰۹ است که نشانگر حضور گسترده آب دریا در سیال گرمابی و سیستم کانه‌زایی می‌باشد [۳۱].

همچنین الگوی به‌هنجار شده فراوانی عناصر REE در کلریت-کوارتز شیست و کلریت-مسکویت شیست در محدوده کانسار مس جیان نسبت به غلظت این عناصر در کندریت [۲۱] نشانگر غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE با بی‌هنجاری منفی از Eu است (شکل ۵-ب). الگوی توزیع عناصر REE در سنگهای مورد مطالعه، علاوه بر شباهت، دارای تفاوت‌هایی نیز با الگوی توزیع REE در شیل‌ها می‌باشند. این تفاوت‌ها ناشی از اختلاف کانی‌شناسی، حضور اجزای آذرآواری و نیز تأثیر دگرسانی بر روی سنگهای دگرگونی نسبت به شیل‌های امریکای شمالی است [۲۷]. میزان کلی عناصر Σ REE در این نمونه‌ها پایین‌تر بوده که نشانگر تأثیر شدید سیال گرمابی بر آنهاست [۲۸]. بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر و میزان تحرک آنها در سنگهای میزبان کانه‌زایی نقش مهمی در تعیین تغییرات شیمیایی و روند تکامل سیال گرمابی دارد به‌طوری‌که اگر یک عنصر جزئی طی پدیده کانه‌زایی نامتحرک باقی بماند، اضافه شدن مواد به سنگ میزبان باعث رقیق شدن غلظت عنصر نامتحرک می‌گردد، در حالی که خروج مواد از سنگ میزبان با افزایش غلظت آن عنصر همراه خواهد شد. عنصر Zr به عنوان یکی از نامتحرک‌ترین عناصر در محیطهای دگرگونی و دگرسانی معرفی شده است به‌طوری‌که تا درجات بالای دگرگونی (رخساره گرانولیت) نامتحرک باقی می‌ماند [۲۹] و



شکل ۷. همبستگی خطی منفی بین Zr و عناصر متحرک در انواع شیست.

برداشت

مشاهدات پتروگرافی بر روی سنگهای محدوده کانسار مس جیان نشانگر حضور سنگهای بازالتی و رسوبی دگرگون‌شده با درجات متفاوتی از دگرسانی می‌باشند. متابازالت‌هایی با ماهیت E-MORB مشخص‌کننده یک محیط ریفتی با فعالیت سیال گرمایی با دمای مناسب جهت آب‌شویی فلزات از سنگها هستند. کانه‌زایی مس به صورت کالکوپیریت در شکلهای افشان و رگه‌های درون سنگهای کلریت-کوارتز شایسته، کلریت-مسکویت شایسته و به میزان کمتر در میکاشیست و متابازالت‌ها رخ داده است. داده‌های ژئوشیمیایی از زون‌های دگرسانی حاکی از دگرسانی‌های کلریتی، سیلیسی و به میزان کمتر دگرسانی سیرسیتی در سنگهای محدوده کانسار می‌باشند. حضور مقادیر زیادی گرافیت شایسته در کمر بالای ماده معدنی می‌تواند نشان‌دهنده حضور آب‌های غیر اکسیدی همراه با شیل‌های سیاه باشد که سرپوش مناسبی برای سیال گرمایی فراهم می‌آورد. همچنین میانگین Y/Ho نشانگر شرکت آب دریا در سیستم کانه‌زایی است که می‌تواند بیانگر تشکیل کانسار سولفید توده‌ای با سنگ میزبان آتشفشانی-سویی (VSHMS) در ناحیه جیان باشد. افزایش اندیس آلتراسیون ایشی‌کاوا (Ishikawa AI) و اندیس کلریت-کربنات-پیریت (CCP) می‌تواند برای رسیدن به کانسارهای سولفید توده‌ای در منطقه به عنوان کلید اکتشافی مورد استفاده قرار گیرند.

مراجع

- [1] اویسی ب.، یوسفی ط.، "پی‌جویی و اکتشاف نیمه‌تفصیلی ذخایر معدنی سرب و باریت (منطقه بوانات استان فارس)"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۵).
- [2] تقی‌پور ن.، "زمین‌شناسی و ژنز رخداد مس جیان-استان فارس"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه شیراز، (۱۳۷۹) ص ۱۶۱.
- [3] موسیوند ف.، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی مس در مجموعه آتشفشانی-رسوبی سوریان در منطقه بوانات فارس"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس تهران، (۱۳۸۲) ص ۲۴۷.
- [4] Sheikholeslami M. R., "Evolution structural etmetamorphique de la marge suddelamicroplaque de l'Iran central: les complexes metamorphiques de la region de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan)", These, universite de Brest, Ph.D thesis (2002) 194p.
- [5] Alavi M., "Structures of the Zagros Fold-Thrust belt in Iran", American Journal of Science 13 (2007) 1064-1095.
- [6] هوشمندزاده ع.، سهیلی م.، حمدی ب.، "نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ اقلید"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۶۹).
- [7] اویسی ب.، همکاران.، "نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سوریان"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۰).
- [8] Mousivand F., Rastad E., Hoshino K., Watanabe M., "The Bavanat Cu-Zn-Ag orebody: first recognition of a Besshi-type VMS deposit in Iran", Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen 183 (2007) 297-315.
- [9] Hekinian R., Juteau T., Gracia E., Sichler B., Sichel S., Udintsev G., Apprioual R., Ligi M., "Submersible observation of Equatorial Atlantic Mantal: St. Paul fracture Zone region", Mar Geophys Res 21 (2002) 529-660.
- [10] Mousivand F., Rastad E., Meffre S., Jan P., Solomon M., Zaw Kh., "U-Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulphide deposit, southern Iran", International Geology Review 53 (2010) 1-24.
- [11] Peter J. M., Scott S. D., "Windy Craggy, northwestern British Columbia: the world's largest Besshi deposit", Reviews in Economic Geology 8 (1999) 261-295.
- [12] Piercy S. J., Jan M., Peter J. M., Mortensen J. K., Paradis S., Murphy D. C., Tucker T. L., "Petrology and U-Pb Geochronology of Footwall Porphyritic Rhyolites from the Wolverine Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Yukon, Canada: Implications for the Genesis of Massive Sulfide Deposits in Continental Margin Environments", Economic Geology 103 (2008) 5-33.
- [13] Cox S. F., Ethridge M. A., Hobbs B. E., "The experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal pyrite", Economic Geology 76 (1981) 2105-2117.
- [14] Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G., "volcanic massive sulfide deposit", Economic Geology 100 (2005) 485-627.
- [15] McClay K. R., Ellis P. G., "Deformation of pyrite", Economic Geology 79 (1984) 400-403.
- [16] Schardt C., Cooke D. R., Gemmel J. B., Large R. R., "Geochemical modeling of the zoned footwall alteration pipe. Hellyer volcanic-hosted

- [26] Wood D. A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", *Earth and Planetary Science Letters* 50 (1980) 11–30.
- [27] Kolb J., Hellmann A., Rogers A., "The role of transcrustal shear zone in orogenic gold mineralization at the Ajjanahalli mine, Dharwarcraton, south India", *Economic Geology* 99 (2004) 743-759.
- [28] Franklin J. M., Lydon J. W., Sangster D. M., "Volcanic associated massive sulfide deposit", *Economic Geology* 75 (1981) 485-627.
- [29] Nielsen R. L., Forsythe L. M., Gallhan W. E., FiskMR., "The major element controls on the partitioning of HFSE between magnetite and mafic to intermediate composition natural silicate liquids at atmosphere", *Chemical Geology* 117 (1994) 167-193.
- [30] Bao Zh., Zhao Zh., Guha J., Williams-Jones A. E., "HFSE, REE and PGE geochemistry of three sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in southwestern Guizhou Province, China", *Geochemical Journal* 38 (2004) 368-381.
- [31] Lixing L., Houmin L., Denghong W., Changqing Z., "Trace Elements and Rare Earth Elements Geochemistry and its Metallogenic Significance for Cu-Zn Ore Deposits in Tongbai Area, Henan Province, China", *Earth Science Frontiers* 16 (2009) 325–336.
- [32] Byrne R. H., Lee J. H., "Comparative yttrium and rare earth element chemistries in seawater", *Marine chemistry* 44 (1993) 121-130.
- [33] Mackenzie W. S., Donaldson C. H., Guilford C., "Atlas of Igneous Rocks and Their Textures", (1982) 148.
- [34] Oelsner O., "Atlas of the most important ore mineral parageneses under the microscope", (1996) 122.
- massive sulfide deposit, western Tasmania, Australia", *Economic Geology* 96 (2001) 1037-1054.
- [17] Ishikawa K., Kanisawa S., Aoki K., "Content and behavior of fluorine in Japanese Quaternary volcanic rocks and petrogenetic application", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8 (1980) 161-175.
- [18] Large R. R., Gemmel J. B., Paulic H., Huston D. L., "The alteration box: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposit", *Economic Geology* 96 (2001) 957-971.
- [19] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology* 20 (1977) 325-343.
- [20] Barrett T. J., MacLean W. H., "Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area", *Exploration and Mining Geology* 3 (1994) 131-160.
- [21] Pearce J., "Sources and settings of granitic rocks", *Episodes* 19 (1996) 120-125.
- [22] Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram", *Chemical Geology* 56 (1986) 207-218.
- [23] Pearce J. A., Cann J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", *Earth and Planetary Science Letters* 2 (1973) 290-300.
- [24] Taylor C. D., Premo W. R., Meier A. L., Taggart E. T., "The Metallogeny of Late Triassic Rifting of the Alexander Terrain in Southeastern Alaska and Northwestern British Columbia", *Economic Geology* 103 (2008) 89-115.
- [25] Finamore S. M., Gibson H. L., Thurston P. C., "Archean Synvolcanic Intrusions and Volcanogenic Massive Sulfide at the Genex Mine Kamiskotia Area, Timmins, Ontario", *Economic Geology* 103 (2008) 1203-1218.