

کانی‌شناسی و ژئز کانسار مس خلیفه‌لو با تکیه بر داده‌های ژئوشیمیایی سنگ میزبان و ویژگی‌های ایزوتوپی O و S

ملیحه اسماعیلی^۱، محمد لطفی^۲ و نیما نظامی^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۲۷

چکیده

کانسار مس خلیفه‌لو (جنوب خاوری زنجان) یک نمونه از ذخایر رگه‌ای با میزبان آتشفشانی است که در زون متالورژی طارم و در البرز باختری (شمال باختر ایران) واقع شده است. زون طارم به‌طور عمده از نهشته‌های آتشفشانی و ولکانو کلاستیک سازند کرج (ائوسن آغازی تا میانی) تشکیل شده است. از نظر موقعیت چینه‌شناسی سازند کرج به دو عضو کردکند و آمند تقسیم شده است. عضو آمند بر روی عضو کردکند قرار گرفته و به ۶ واحد Ea_1 تا Ea_6 تقسیم شده است. ذخیره مس خلیفه‌لو در واحدهای Ea_5 و Ea_6 از عضو آمند جای گرفته است. سازند کرج توسط توده‌های نفوذی بزرگ و کشیده با گرایش کالک آلکالن قطع شده است. سنگ میزبان ماده معدنی توف‌های سبز و ندرتا آندزیت‌ها هستند. الگوهای عناصر نادر خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه، نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی عنصر Eu است که ناشی از تجزیه پلاژیو کلازهاست. در تمامی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و نیز تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان قوی (HFSE) مشاهده می‌شود. این مسئله احتمالاً نشان‌دهنده منشأ مشترک این سنگ‌هاست. کانه‌های اصلی شامل کالکوپیریت، بورتیت، کالکوسیت و کولیت و کانی‌های گانگ شامل کوارتز، سریسیت و کلسیت هستند. در این مقاله منشأ سیالات کانسار ساز و ژئز کانسار مس خلیفه‌لو با استفاده از داده‌های ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن مورد بررسی قرار گرفته است. مقادیر ایزوتوپ گوگرد کالکوپیریت ۲- تا ۵/۳- در هزار است. با توجه به مقادیر منفی ایزوتوپ گوگرد و وجود پیریت‌های فراموبیدال در توف ماسه‌ای میزبان کانه‌زایی، می‌توان گفت سولفیدهای ذخیره خلیفه‌لو توسط سیالاتی تشکیل شده‌اند که گوگرد آنها از یک منبع رسوبی مشتق شده است. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن کوارتز ۱۲/۳ تا ۱۴/۳ در هزار و مقادیر $\delta^{18}O$ سیالات محاسبه شده از نمونه‌های کوارتز در گستره ۰/۶ تا ۳/۶ در هزار هستند. با استفاده از داده‌های ایزوتوپ اکسیژن منشأ سیالات کانه‌ساز در کانسار مس خلیفه‌لو سیالات جوی-سازندی معرفی شده است. این تحقیق نشان‌دهنده شباهت کانسار خلیفه‌لو با ذخایر رگه‌ای تیپ کوردیلرای (cordilleran) است.

کلیدواژه‌ها: خلیفه‌لو، ذخیره مس، زون طارم، ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن، ذخیره رگه‌ای.

*نویسنده مسئول: ملیحه اسماعیلی

E-mail: mmahan359@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

کانسار مس خلیفه‌لو در جنوب خاوری استان زنجان، در فاصله ۱۴ کیلومتری شمال خرمدره و در ۷ کیلومتری شمال خاوری روستای خلیفه‌لو قرار دارد. ناحیه مورد بررسی در کوه‌های طارم واقع شده که از نظر تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران جزو زون البرز باختری (نبوی، ۱۳۵۵) و یا باختر البرز مرکزی (Guest et al., 2007) است. منطقه مورد نظر از دیدگاه متالورژی در کمربند فلزایی طارم-هشتجین قرار دارد. این منطقه از نظر کانه‌زایی فلزی بسیار پر پتانسیل است. زون طارم که به‌طور عمده از نهشته‌های آتشفشانی و آتشفشانی-آواری سازند کرج (دو عضو کردکند و آمند) تشکیل شده، نشان‌دهنده فعالیت آتشفشانی، در یک حوضه رسوبی کم‌عمق با فازهای متناوب انفجاری و خروج روانه‌های آندزیتی، داسیتی و بسیار اندک ریولیتی است که به خاطر عمق کم حوضه هم چهره زیرآبی و هم چهره خشکی را نشان می‌دهند. منطقه طارم به دلیل وضعیت خاص زمین‌شناسی ساختمانی، دربرگیرنده اندیس‌ها و کانسارهای فلزی خصوصاً مس است که بیشتر آنها از تیپ گرمایی شناخته شده‌اند (فیضی و آرنی، ۱۳۹۰). در کوه‌های طارم حدود ۳۰ اندیس مس شناخته شده است که این کانسارها به‌جز قبله بلاغی و عباس‌آباد همگی از نوع رگه‌ای هستند. محدوده معدن خلیفه‌لو برای اولین بار در سال ۱۳۴۶ جهت مطالعه و اکتشاف مورد توجه قرار گرفت. در سال ۱۳۷۹ ذخیره قطعی معدن ۶۰۰۰ تن کانه مس با عیار مس ۸ درصد، طلا ۱۳/۶ پی‌پی‌ام و نقره ۱۲/۷ پی‌پی‌ام است.

هدف از مطالعه این منطقه، بررسی زایش و ژئز کانسار مس خلیفه‌لو بر اساس داده‌های ایزوتوپی و تعیین منشأ فلزات تشکیل دهنده کانسار بر اساس مطالعات لیتوژئوشیمیایی و تعیین توالی کانیایی با استفاده از مطالعات مینرالوگرافی و سنگ‌نگاری است.

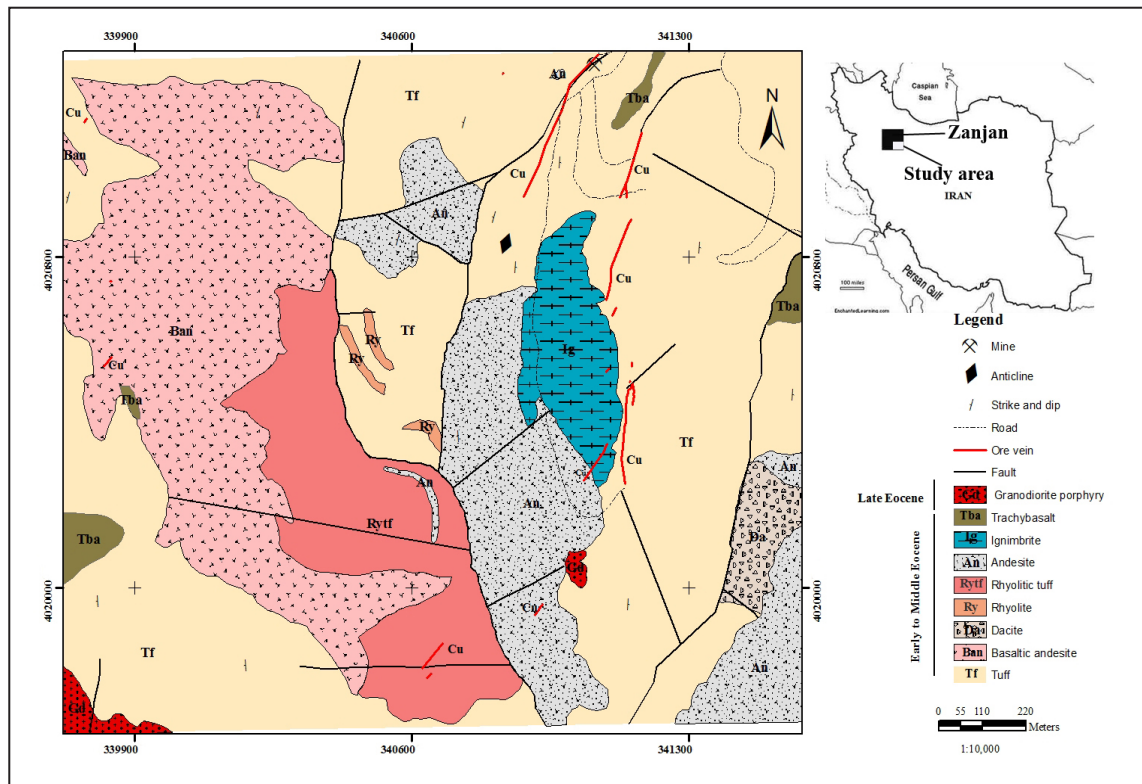
۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

بر اساس بررسی‌های Hirayama et al. (1966) با توجه به تشابهات زمانی (ائوسن) و سنگ‌شناختی، سنگ‌های آتشفشانی-آتشفشانی آواری کوه‌های طارم را به عنوان سازند کرج معرفی کرده‌اند که این سازند بیانگر یک رژیم کششی در یک کمان آتشفشانی درون قاره‌ای مرتبط با فرورانش در جهت شمال در امتداد زمین‌درز زاگرس است (Zanchi et al., 2006). در این نواحی، سازند کرج شامل تنوعی از جریان‌های گدازه و لایه‌های توفی شامل ماسه‌سنگ‌های توفی و مادستون در یک محیط دریایی است (Hirayama et al., 1966). (Hirayama et al., 1966) از نظر موقعیت چینه‌شناسی سازند کرج را به دو عضو کردکند (۲۴۰۰ متر) و آمند (۱۴۰۰ متر) تقسیم کرده‌اند. عضو کردکند شامل ۵ واحد Ea_1 تا Ea_5 است. عضو آمند توسط ایشان معرفی شده است و به‌طور عادی بر روی عضو کردکند قرار دارد. ولی حد بین آن دو نامشخص است. عضو آمند از سازند کرج به ۶ بخش $Ea_1, Ea_2, Ea_3, Ea_4, Ea_5, Ea_6$ و تا حدی Ea_6 تقسیم شده است. کانسار مس خلیفه‌لو در عضو آمند و در واحد Ea_5 و تا حدی Ea_6 واقع شده که شامل یک بخش رسوبی (ماسه‌سنگ و سیلستون) است که در بخش‌های بالایی به سنگ‌های آتشفشانی تغییر می‌یابند. سنگ‌های آتشفشانی شامل آندزیت، داسیت، آندزیت بازالتی، بازالت و توف هستند.

سازند کرج در کوه‌های طارم توسط توده‌های نفوذی بزرگ، کشیده و خاکستری رنگ گرانودیوریت قطع شده است (Hirayama et al., 1966). اثرات تماسی این نفوذی‌ها بر روی گدازه‌های اطراف و پیروکلاستیک‌های سازند کرج بسیار ضعیف است و تنها از طریق دگرسانی‌های گرمایی ضعیف بدون تشکیل کانی‌های تماسی تیبیک شناخته می‌شود. جایگیری این توده‌های نفوذی بر اساس تعیین سن U-Pb زیر کن حدوداً ۴۰ میلیون سال (ائوسن پایانی) تعیین شده است (Nabatian et al., 2014).

اوسن پایانی، سنگ‌های گرانودیوریتی مرتبط با قوس آتشفشانی هستند که درون سکانس آتشفشانی اوسن نفوذ کرده و احتمالاً نقش مؤثری در کانی‌سازی گرمایی داشته‌اند. آندزیت و توف تشکیل‌دهنده‌های اصلی واحدهای سنگی در محدوده معدنی هستند (شکل ۱).

زمین‌شناسی محلی در منطقه معدنی خلیفه‌لو در نقشه زمین‌شناسی نشان داده شده است (شکل ۱). واحدهای زمین‌شناسی اصلی در منطقه شامل سکانس آتشفشانی اوسن میانی شامل آندزیت، آندزیت بازالتی، تراکی‌بازالت و داسیت و نیز سنگ‌های پیروکلاستیک سیلیسی شامل توف و ایگنیمبریت هستند. سری



شکل ۱- موقعیت و نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه.

۳- نمونه‌ها و تکنیک‌های آنالیزی

انکارناپذیر است. ساختارهای اصلی توسعه یافته در این منطقه تاقدیس و گسل‌ها هستند. هر دو دامنه تاقدیس (با روند NE-SW) عمدتاً از توف‌های سبز تشکیل یافته و چین‌خوردگی، مربوط به پایان اوسن است. همزمان با تشکیل تاقدیس، مجموعه‌ای از گسل‌های اصلی و فرعی با امتداد غالب NE-SW در امتداد صفحه محوری تاقدیس فوق‌الذکر گسترش یافته‌اند. کانه‌زایی با روند غالب شمال خاوری - جنوب باختری از روند گسل‌ها و شکستگی‌ها تبعیت می‌کند و عمدتاً درون گسل‌ها، شکستگی‌ها و ریزشکاف‌هایی صورت گرفته است که تحت تأثیر عوامل زمین‌ساختی در منطقه پدید آمده‌اند. در این تیپ کانی‌سازی، شکاف‌های از قبل موجود، تحت اثر عمل سیالات قرار گرفته و موجب پر شدن شکاف‌ها و کانه‌زایی نوع شکافه پرکن شده است (شکل ۲- الف). در واقع رگه و رگچه‌های سیلیسی سولفیددار (شامل کوآرتز همراه با ماده معدنی)، تحت تأثیر فشار هیدرولیک سیالات کانه‌دار، درون سنگ‌های میزبان تزریق شده‌اند (شکل ۲- ب). بر اساس بررسی‌های صحرائی و مطالعات آزمایشگاهی، کانه‌زایی طی یک مرحله انجام شده و مینرالوژی رگه‌های معدنی ساده بوده و تغییرات مکانی در کانی‌شناسی مشاهده نشده است.

طی بررسی‌ها و مشاهدات صحرائی ۲۵ نمونه از ذخیره معدنی مس خلیفه‌لو جهت تهیه مقاطع صیقلی و نازک- صیقلی برداشت شد و مورد مطالعات کانه‌نگاری قرار گرفت. به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی جهت شناسایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر، ۳۵ نمونه جهت آنالیز XRF و ۳۸ نمونه جهت آنالیز ICP_MS از واحدهای مختلف سنگی و ذخیره معدنی جمع‌آوری و در آزمایشگاه زرآما آنالیز شد. ۲ نمونه XRF نیز در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران آنالیز شد. نتایج آنالیزهای XRF و ICP_MS در جدول‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است.

۴- کانه‌زایی

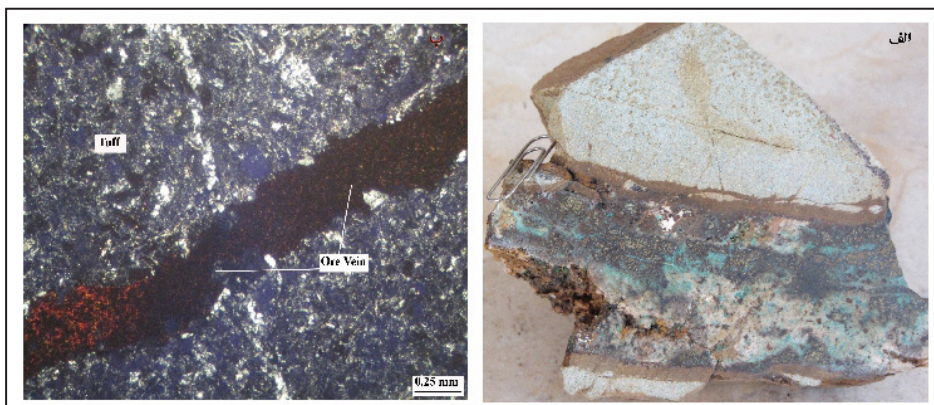
بر اساس مشاهدات صحرائی و شواهد زمین‌شناختی و ساختاری، ژئومتری ماده معدنی در کانسار خلیفه‌لو به صورت رگه‌ای با سنگ میزبان آتشفشانی (سنگ‌های آذرآواری و آذرین خروجی) است که به پهنه گسلی محدود می‌شود. کانه‌زایی در این ناحیه ارتباط بسیار نزدیکی با گسل‌ها و شکستگی‌ها داشته و نقش کنترل‌کننده‌های ساختمانی در تشکیل و توزیع رگه‌های کانه‌دار، قابل توجه و

جدول ۱- نتایج آنالیز XRF نمونه‌های کانسار مس خلیفه‌لو (مقادیر بر حسب درصد).

| Sample No. | SiO ₂ | BaO | CaO | FeO | K ₂ O | MgO | MnO | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | Na ₂ O | Al ₂ O ₃ |
|------------|------------------|------|------|------|------------------|------|------|-------------------------------|------------------|-------------------|--------------------------------|
| m-2 | 77.5 | 0.03 | 0.33 | 0.87 | 5.27 | 0.35 | 0.19 | 0.26 | 0.52 | 0.94 | 9.53 |
| m-3 | 60.5 | 0.01 | 0.9 | 1.34 | 1.87 | 1.9 | 0.24 | 0.45 | 1.13 | 5.39 | 15.4 |
| m-4 | 58.7 | 0.02 | 0.92 | 0.68 | 2.84 | 2.03 | 0.19 | 0.44 | 1.02 | 3.81 | 14.9 |
| m-5 | 56.9 | 0.05 | 6.93 | 2.65 | 3.74 | 1.91 | 0.3 | 0.41 | 0.94 | 3.21 | 13.7 |
| m-13 | 54.8 | 0.12 | 0.56 | 0.28 | 10.2 | 0.19 | 1.51 | 0.38 | 0.98 | 0.61 | 14.2 |
| m-14 | 57.7 | 0.04 | 3.96 | 2.81 | 3.31 | 3.09 | 0.17 | 0.45 | 0.86 | 3.18 | 12.7 |
| m-16 | 63.4 | 0.05 | 0.27 | 0.1 | 3.19 | 0.25 | 1.18 | 0.32 | 0.68 | 1.83 | 13.6 |
| m-19 | 81 | 0.01 | 0.01 | 1.59 | 1.13 | 1.1 | 0.02 | 0.15 | 0.06 | 1.93 | 14 |
| m-22 | 57.4 | 0.05 | 8.71 | 2.07 | 2.91 | 1.83 | 0.3 | 0.23 | 0.68 | 3.16 | 12.4 |
| m-23 | 58.1 | 0.07 | 5.38 | 2.48 | 4.05 | 1.96 | 0.2 | 0.26 | 0.71 | 3.72 | 14.1 |
| m-24 | 57 | 0.06 | 3.72 | 2.43 | 3.85 | 3.35 | 0.19 | 0.39 | 0.94 | 4.13 | 14.9 |
| m-25 | 56.8 | 0.24 | 4.53 | 2.61 | 3.83 | 2.67 | 0.17 | 0.4 | 0.94 | 4.13 | 14.8 |
| m-26 | 65.2 | 0.1 | 3.45 | 0.14 | 9.42 | 2.85 | 0.3 | 0.52 | 0.75 | 2.9 | 16.5 |
| m-71 | 55.4 | 0.02 | 4.67 | 3.24 | 1.75 | 6.91 | 0.62 | 0.21 | 1.01 | 6.45 | 17.2 |
| m-72 | 50.2 | 0.03 | 7.14 | 0.14 | 2.61 | 1.64 | 0.43 | 0.17 | 0.82 | 5.99 | 15.8 |
| m-73 | 74 | 0.06 | 1.51 | 0.14 | 3.36 | 0.03 | 0.12 | 0.07 | 0.49 | 4.08 | 13.7 |
| m-76 | 72 | 0.08 | 0.65 | 0.14 | 3.26 | < | 0.08 | 0.13 | 0.5 | 5.2 | 15.2 |
| m-77 | 69.9 | 0.09 | 2.12 | 0.14 | 5.16 | 0.32 | 0.05 | 0.15 | 0.39 | 1.9 | 14.2 |
| m-78 | 60.6 | 0.06 | 2.65 | 0.14 | 3.81 | 1.03 | 0.17 | 0.49 | 0.96 | 4.12 | 15.7 |
| m-82 | 82.4 | < | 0.6 | 0.14 | 0.61 | < | 0.51 | 0.12 | 0.01 | 0.1 | 1.43 |
| m-83 | 84.1 | 0.03 | 0.17 | 0.14 | 2.84 | < | 0.03 | 0.06 | 0.1 | 1.82 | 7.96 |
| m-84 | 79 | 0.06 | 0.11 | 0.14 | 4.91 | < | 0.08 | 0.02 | 0.16 | 2.48 | 13.1 |
| m-86 | 70.1 | 0.06 | 0.17 | 0.1 | 1.6 | < | 0.33 | 0.39 | 0.03 | 0.3 | 2.37 |
| m-87 | 83.2 | 0.02 | 0.08 | 0.14 | 3.04 | < | 0.06 | 0.03 | 0.12 | 1.85 | 8.64 |
| m-88 | 80.1 | 0.04 | 0.25 | 0.14 | 4.63 | < | 0.16 | 0.01 | 0.12 | 0.29 | 9.01 |
| m-89 | 77.6 | 0.01 | < | 0.94 | 1.38 | < | 0.1 | 0.28 | 0.02 | 0.12 | 1.96 |
| m-90 | 88.8 | 0.05 | 0.05 | 0.14 | 4.69 | < | 0.15 | 0.02 | 0.11 | 0.81 | 7.88 |
| m-91 | 79.6 | 0.05 | 0.03 | 0.14 | 5.25 | < | 0.04 | 0.01 | 0.15 | 2.12 | 11.6 |
| m-99 | 84.4 | 0.07 | 0.03 | 0.72 | 5.93 | < | 0.01 | 0.03 | 0.14 | 1.37 | 9.35 |
| m-103 | 52.2 | 0.01 | < | 14.8 | 0.52 | < | 0.02 | 0.66 | 0 | 0.06 | 0.46 |
| m-105 | 78.4 | 0.06 | 0.33 | 0.14 | 4.75 | < | 0.1 | 0.02 | 0.16 | 3.1 | 12.2 |
| m-43 | 61.5 | 0.11 | 3.13 | 1.2 | 6.78 | 1.35 | 0.32 | 0.33 | 0.74 | 2.39 | 16.9 |
| m-144 | 63.3 | 0.06 | 2.84 | 1.09 | 6.37 | 0.99 | 0.12 | 0.27 | 0.69 | 3 | 16.7 |
| m-44 | 57.8 | | 4.7 | | 4.98 | 2.16 | 0.1 | 0.66 | 0.89 | 3.04 | 18.4 |
| m-45 | 59.3 | | 4.08 | | 4.87 | 1.5 | 0.15 | 0.48 | 0.7 | 4.3 | 16.8 |
| m-201 | 62.7 | 0.06 | 2.81 | 0.46 | 6.54 | 1.04 | 0.12 | 0.27 | 0.64 | 3.8 | 16.8 |
| m-203 | 62.2 | 0.06 | 2.83 | 0.5 | 6.59 | 1.01 | 0.13 | 0.26 | 0.66 | 3.89 | 16.8 |

جدول ۲- نتایج آنالیز ICP_MS نمونه‌های کانسار مس خلیفه‌لو (مقادیر بر حسب ppm).

| Sample No. | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Er | Tm | Yb | Lu | Rb | Nb | Y | Sc | Ni |
|------------|----|----|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|-----|------|-----|------|------|------|----|
| m-2 | 25 | 45 | 5.63 | 21.6 | 5.11 | 0.77 | 4.97 | 0.74 | 4.41 | 4.73 | 0.63 | 3.3 | 0.66 | 118 | 7.1 | 25.5 | 12.1 | 14 |
| m-3 | 16 | 39 | 4.75 | 19.6 | 5.43 | 1.04 | 5.6 | 0.83 | 5.02 | 5.28 | 0.72 | 3.5 | 0.69 | 64 | 8.7 | 26.2 | 31.3 | 7 |
| m-4 | 26 | 57 | 6.44 | 24.9 | 5.94 | 0.98 | 5.79 | 0.84 | 4.94 | 5.19 | 0.69 | 3.3 | 0.66 | 73 | 13.6 | 26.5 | 24.9 | 21 |
| m-5 | 29 | 56 | 6.64 | 25.3 | 5.94 | 1.1 | 5.77 | 0.83 | 5 | 5.32 | 0.71 | 3.5 | 0.69 | 79 | 12 | 26.8 | 23.8 | 19 |
| m-13 | 12 | 18 | 3.13 | 13.9 | 4.72 | 1.21 | 5.4 | 0.84 | 5.29 | 5.19 | 0.65 | 3.4 | 0.67 | 140 | 4.9 | 30.6 | 30.5 | 16 |
| m-14 | 28 | 52 | 6.12 | 22.9 | 5.38 | 0.89 | 5.25 | 0.75 | 4.68 | 4.98 | 0.63 | 3.2 | 0.66 | 80 | 10.7 | 25 | 22.3 | 20 |
| m-16 | 14 | 34 | 3.66 | 14.7 | 4.22 | 0.66 | 4.58 | 0.71 | 4.69 | 5.53 | 0.74 | 3.5 | 0.71 | 113 | 13.2 | 26.8 | 18.3 | 13 |
| m-19 | 1 | <1 | 0.47 | 1.7 | 0.53 | <0.05 | 0.73 | 0.15 | 0.78 | 0.63 | <0.1 | 0.7 | 0.34 | 33 | <1 | 4.4 | 1.8 | 4 |
| m-22 | 24 | 44 | 5.17 | 20.2 | 4.95 | 0.91 | 4.94 | 0.72 | 4.56 | 4.74 | 0.62 | 2.9 | 0.63 | 93 | 8.2 | 24.7 | 24 | 14 |
| m-23 | 26 | 45 | 5.21 | 18.9 | 4.29 | 0.58 | 4.03 | 0.55 | 3.46 | 3.79 | 0.45 | 2.4 | 0.59 | 111 | 9 | 18.9 | 19.6 | 12 |
| m-24 | 32 | 62 | 7.15 | 27.7 | 6.3 | 1.18 | 6.18 | 0.83 | 5.61 | 5.95 | 0.72 | 3.2 | 0.68 | 105 | 13.8 | 29.4 | 27.4 | 21 |
| m-25 | 31 | 59 | 6.88 | 26.4 | 6.12 | 1.25 | 5.92 | 0.81 | 5.36 | 5.43 | 0.64 | 3 | 0.65 | 121 | 14 | 27.9 | 28 | 20 |
| m-26 | 30 | 60 | 7.06 | 26.4 | 5.94 | 0.95 | 5.29 | 0.69 | 4.62 | 4.6 | 0.56 | 2.7 | 0.62 | 253 | 15.1 | 22.9 | 14.9 | 1 |
| m-71 | 5 | 11 | 1.75 | 7.6 | 2.44 | 0.58 | 3.03 | 0.48 | 3.32 | 3.29 | 0.36 | 1.9 | 0.5 | 37 | 3 | 15.5 | 51.3 | 23 |
| m-72 | 5 | 10 | 1.69 | 7.9 | 2.6 | 0.55 | 3.31 | 0.51 | 3.71 | 3.79 | 0.42 | 2.1 | 0.53 | 62 | 1.9 | 19.6 | 43.8 | 16 |
| m-73 | 33 | 59 | 6.08 | 20.7 | 4.06 | 0.58 | 3.54 | 0.45 | 2.92 | 2.56 | 0.25 | 1.5 | 0.46 | 105 | 11.5 | 13.6 | 9.6 | 7 |
| m-76 | 41 | 73 | 7.79 | 27 | 5.34 | 0.93 | 4.52 | 0.53 | 3.46 | 3.34 | 0.37 | 2 | 0.52 | 86 | 11.1 | 16.1 | 6.8 | 1 |
| m-77 | 34 | 59 | 6.13 | 20.9 | 4.28 | 0.76 | 4.04 | 0.53 | 3.65 | 3.62 | 0.41 | 2.1 | 0.55 | 163 | 13.8 | 19.5 | 5.8 | 1 |
| m-78 | 42 | 78 | 8.77 | 33.1 | 7.46 | 1.52 | 7.13 | 0.88 | 5.95 | 5.55 | 0.58 | 2.5 | 0.57 | 128 | 14.5 | 29.5 | 18.1 | 2 |
| m-82 | 9 | 15 | 2.1 | 8.4 | 2.43 | 0.33 | 3.35 | 0.57 | 4.68 | 4.31 | 0.53 | 2.7 | 0.62 | 18 | 1.5 | 23.1 | 2.5 | 1 |
| m-83 | 10 | 17 | 2.08 | 7 | 1.6 | <0.05 | 1.9 | 0.37 | 3.14 | 4.38 | 0.59 | 2.9 | 0.68 | 109 | 11.8 | 21.3 | 2.7 | 1 |
| m-84 | 19 | 35 | 3.88 | 12.9 | 2.62 | 0.14 | 2.61 | 0.49 | 4.34 | 7.29 | 1.03 | 4.5 | 0.96 | 171 | 17.5 | 30.1 | 3.9 | 1 |
| m-86 | 6 | 9 | 1.53 | 6.2 | 2.29 | 0.31 | 3.41 | 0.62 | 4.41 | 4.28 | 0.48 | 2.2 | 0.55 | 42 | 2.3 | 26.7 | 1.6 | 1 |
| m-87 | 21 | 37 | 4.17 | 14.6 | 3.06 | 0.2 | 2.88 | 0.47 | 3.65 | 5.08 | 0.71 | 3.8 | 0.75 | 112 | 12.9 | 22.4 | 3.4 | 1 |
| m-88 | 6 | 11 | 1.5 | 5.1 | 1.47 | <0.05 | 2.04 | 0.43 | 3.48 | 4.44 | 0.61 | 3.1 | 0.7 | 171 | 12.4 | 20.8 | 2.8 | 1 |
| m-89 | 6 | 11 | 1.74 | 6.6 | 2.39 | 0.29 | 3.52 | 0.66 | 4.45 | 3.88 | 0.44 | 2.1 | 0.53 | 40 | 2.6 | 22.6 | 1.5 | 1 |
| m-90 | 13 | 24 | 2.83 | 9.9 | 2.34 | 0.11 | 2.54 | 0.46 | 3.48 | 4.42 | 0.62 | 3 | 0.68 | 133 | 13.2 | 21.3 | 2.8 | 1 |
| m-91 | 34 | 60 | 6.47 | 22 | 4.59 | 0.4 | 3.93 | 0.58 | 4.12 | 5.55 | 0.79 | 3.7 | 0.8 | 150 | 16.7 | 25.5 | 3.3 | 1 |
| m-99 | 4 | 5 | 0.91 | 3.1 | 1.07 | <0.05 | 1.63 | 0.35 | 2.72 | 3.69 | 0.5 | 2.7 | 0.65 | 131 | 16.7 | 18.5 | 3 | 1 |
| m-103 | 2 | 1 | 0.51 | 1.6 | 0.48 | <0.05 | 0.71 | 0.17 | 0.93 | 0.79 | <0.1 | 0.8 | 0.37 | 9 | <1 | 6 | <0.5 | 1 |
| m-105 | 39 | 69 | 7.37 | 25 | 5.32 | 0.41 | 4.47 | 0.61 | 4.17 | 5.46 | 0.79 | 3.9 | 0.84 | 120 | 16.5 | 27.3 | 3.7 | 1 |
| m-43 | 25 | 74 | 6.42 | 28.8 | 5.35 | 1.4 | 3.54 | 0.82 | 3.96 | 3.59 | 0.33 | 1.8 | 0.4 | 160 | 13.8 | 16.1 | 10.9 | 4 |
| m-144 | 31 | 93 | 7.92 | 33.1 | 5.85 | 1.02 | 4 | 0.89 | 4.36 | 4.28 | 0.39 | 2.2 | 0.47 | 148 | 19.4 | 18.9 | 9.6 | 5 |
| m-201 | 33 | 65 | 7.61 | 29 | 5.72 | 1.14 | 5.57 | 0.8 | 4.88 | 2.97 | 0.41 | 3.1 | 0.46 | 160 | 23.6 | 25 | 2.2 | 1 |
| m-203 | 40 | 80 | 8.86 | 32.8 | 5.93 | 1.04 | 5.75 | 0.81 | 4.81 | 2.97 | 0.42 | 3.2 | 0.47 | 129 | 22.4 | 25.4 | 2.3 | 1 |



شکل ۲- الف) نمایی از سنگ میزبان توف که توسط رگچه‌های کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه (مالاکیت) قطع شده است؛ ب) نمایی از قطع شدن زمینه توفی توسط مواد کانه به فرم رگه و رگچه‌ای.

۵- کانه‌نگاری

با بررسی کانه‌ها در مقاطع صیقلی و نازک- صیقلی، کانه‌زایی به انواع هیپوژن و سوپروژن قابل تقسیم است؛ کانه‌های هیپوژن شامل بورنیت، کالکوپیریت، مگنتیت و پیریت نسل اول و نسل دوم هستند و سپس در اثر غنی‌شدگی‌های ثانویه کانه‌های سوپروژن شامل کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، گوتیت و لپیدوکروسیت تشکیل یافته‌اند.

۵-۱. کالکوپیریت (Cu_2FeS_4)

کالکوپیریت به عنوان مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی سولفیدی مس در منطقه معدنی خلیفه‌لو به صورت شکل‌دار تابی شکل همراه با رگه‌های سیلیسی، سنگ‌های درونگیر را قطع کرده و به صورت رگه- رگچه‌ای با بافت شکافه‌پرکن قابل مشاهده است. کالکوپیریت‌های اولیه توسط هیدروکسید آهن و مالاکیت جانشین شده‌اند و تنها بخش کوچکی از کالکوپیریت برجای مانده که به آن بافت باقیمانده گویند (شکل ۳- الف).

۵-۲. پیریت (FeS_2)

بر اساس مطالعات آزمایشگاهی پیریت در منطقه معدنی خلیفه‌لو به صورت دو نسل قابل تفکیک است. پیریت نسل اول (پیریت‌های فرامبیدی) که به صورت

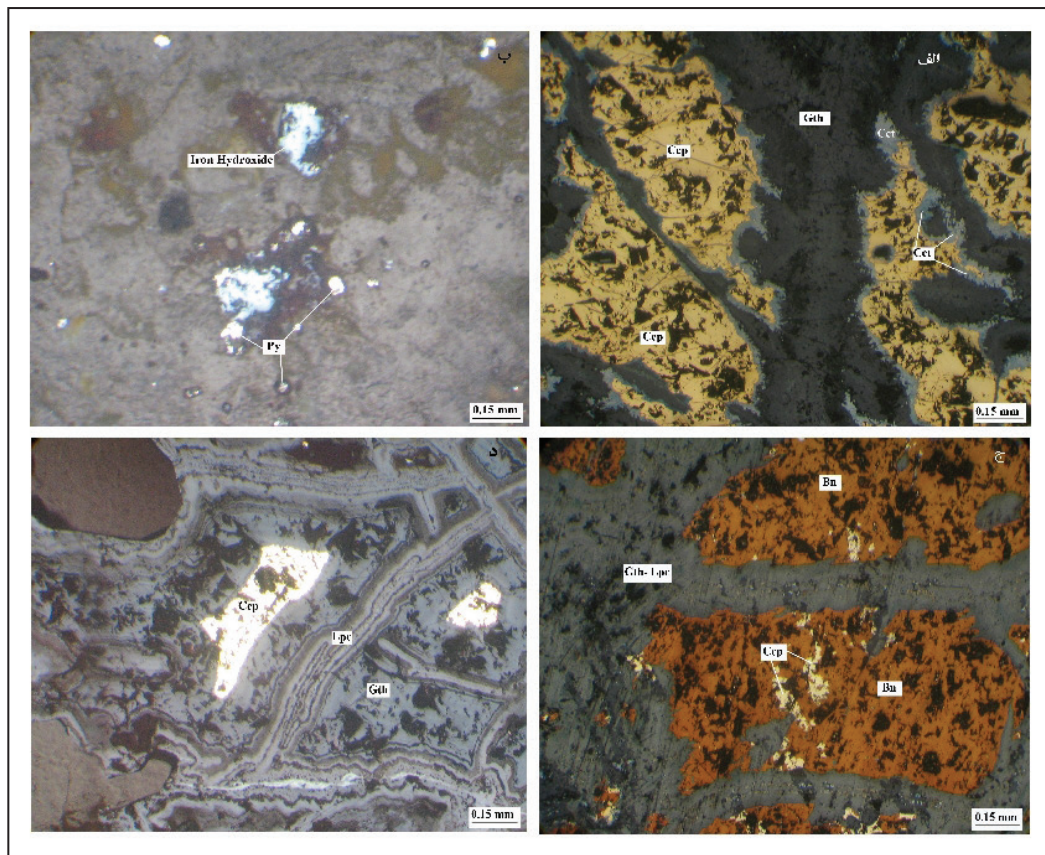
نیمه‌شکل‌دار تابی شکل و پراکنده در متن سنگ‌های توف میزبان قابل مشاهده است. پیریت نسل دوم، طی مراحل گرمایی همراه با کالکوپیریت شکل گرفته که در غالب موارد - به جز بلورهای ریزی- چیزی از آن بر جای نمانده است و تماماً و یا به طور بخشی به هیدروکسیدهای آهن واپاشی شده است. تبدیل‌شدگی به هیدروکسیدهای آهن (گوتیت و لپیدوکروسیت) با بافت کلوفرم و غالباً از حواشی و مرز شکستگی‌ها انجام شده است (شکل ۳- ب).

۵-۳. بورنیت (Cu_5FeS_4)

بورنیت یکی دیگر از سولفیدهای مس در کانسار خلیفه‌لو است که بر اساس مطالعات میکروسکوپی، به صورت اولیه و با فراوانی بسیار کم، همراه و هم‌رشد با کالکوپیریت تشکیل شده است (شکل ۳- ج).

۵-۴. گوتیت و لپیدوکروسیت ($(\alpha-\gamma-FeO(OH))$)

کانه‌های هیدروکسید آهن نوع گوتیت و لپیدوکروسیت از واپاشی کانی‌های هیپوژن کالکوپیریت و پیریت نسل اول یا نسل دوم به وجود آمده‌اند. کانی گوتیت بیشترین فراورده ثانویه بوده و در بخش‌های حاشیه‌ای، جانشین کانی کالکوپیریت شده است (شکل ۳- د).



شکل ۳- الف) نمایی از بلورهای توده‌ای کالکوپیریت (Ccp) که در حاشیه به ترتیب از داخل به بیرون کالکوسیت (Cct) و گوتیت (Gth) آن را فرا گرفته است؛ ب) نمایی از واپاشی پیریت (Py) به صورت دانه‌پراکنده توسط هیدروکسید آهن که باقیمانده‌های آن در سطح مقطع پراکنده‌اند؛ ج) نمایی از بافت اکسولوشن بین کالکوپیریت (Ccp) و بورنیت (Bn) که توسط گوتیت (Gth) و لپیدوکروسیت (Lpc) احاطه شده‌اند؛ د) ساختار رتیمیک از هیدروکسیدهای آهن نوع گوتیت (Gth) و لپیدوکروسیت (Lpc) که ناشی از واپاشی کالکوپیریت (Ccp) اولیه است که باقیمانده کالکوپیریت اولیه را احاطه کرده‌اند.

۵- کالکوسیت (Cu₂S) - کوولیت (Cus)

در اثر فرایندهای سوپرژن بلورهای کالکوپیریت از حاشیه‌ها توسط کانه‌های کالکوسیت و کوولیت جانشین شده که نشان‌دهنده بافت جانشینی حاشیه‌ای است (شکل ۴). روابط پاراژنتیک کانسار خلیفه‌لو در شکل ۵ نشان داده شده است.

۶- ژئوشیمی

۱- ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ میزبان

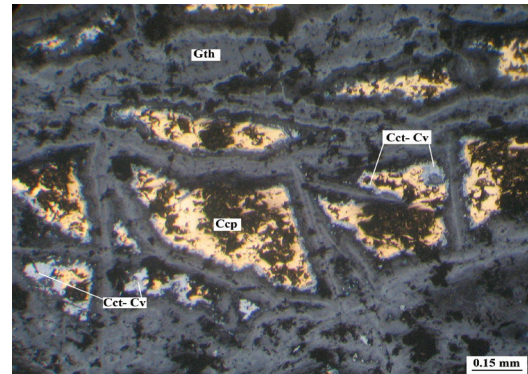
برای نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه معدنی خلیفه‌لو، از نمودار TAS (Le Bas et al., 1986) استفاده شد. این نمودار بر اساس مجموع آلکالی (Na₂O+K₂O) در برابر سیلیس تدوین شده است (شکل ۶). دامنه تغییرات

برای این سنگ‌ها، ۸۹/۴ تا ۳۲/۱۲ درصد است و دارای مقادیر نسبتاً بالای عناصر آلکالی هستند. در این نمودار توف‌های سبز در محدوده ریولیت، داسیت و تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده ترکیب اسیدی و حدواسط برای توف‌های این ناحیه است و سنگ‌های آتشفشانی در محدوده تراکیت، تراکی آندزیت و آندزیت قرار گرفته‌اند.

به منظور نشان دادن گرایش ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری معدن مس خلیفه‌لو، نمونه‌ها در نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (Irvine and Baragar, 1971؛ شکل ۷- الف) و نمودار مثلثی MgO، FeO* و آلکالی‌ها (Alkaline) (شکل ۷- ب) نشان داده شده‌اند. بر اساس این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه، غالباً در محدوده سنگ‌های نیمه قلیایی واقع شده‌اند و دارای خاصیت کالک آلکالن هستند.

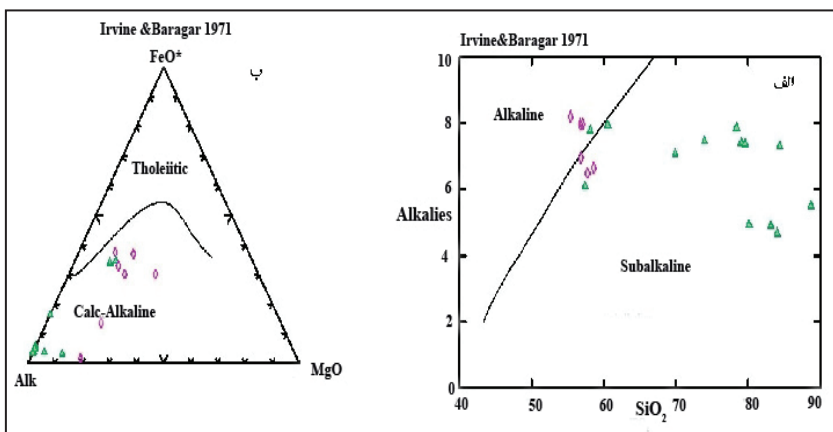
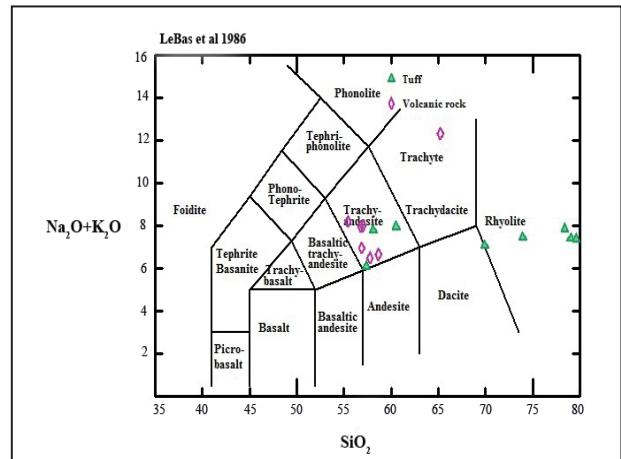
| Ore Minerals | Hypogene | | Supergene |
|-----------------------|-------------|------------|-----------|
| | Early stage | Late stage | |
| Magnetite | — | | |
| Frambooidal pyrite(I) | — | | |
| Pyrite (II) | | — | |
| Chalcopyrite | | — | |
| Bornite | | — | |
| Quartz gangue | | — | |
| Chalcocite | | | — |
| Covellite | | | — |
| Malachite | | | — |

شکل ۵- روابط پاراژنتی کانسار خلیفه‌لو.



شکل ۴- ساخت ریتمیکی که اطراف کالکوپیریت (Ccp) باقیمانده را در این نمونه تشکیل داده و از خارج به داخل شامل هیدروکسیدهای آهن (گوتیت: Gth)، کالکوسیت (Cct) و کوولیت (Cv) است.

شکل ۶- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (Le Bas et al., 1986).



شکل ۷- الف) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار سیلیس در برابر مجموع آلکالی (Irvine and Baragar, 1971)؛ ب) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار مثلثی MgO، FeO* و آلکالی‌ها (Irvine and Baragar, 1971) Alkaline.

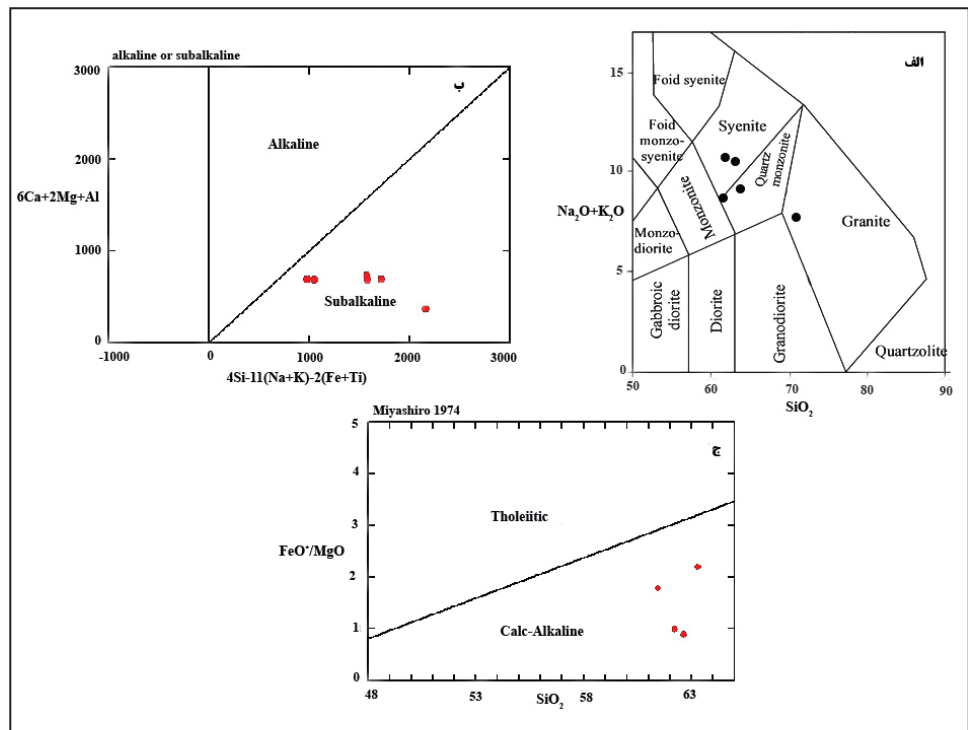
۲-۶. ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی

شکل ۸- الف، موقعیت نمونه‌های برداشت شده از توده نفوذی راه، بر روی نمودار دوتایی سیلیس در برابر مجموع آلکالی نشان می‌دهد (Middlemost, 1985). طبق این نمودار، نمونه‌ها در محدوده کوارتز مونزونیت، سینیت و گرانیت واقع شده‌اند. برای تعیین سری ماگمایی توده نفوذی منطقه معدنی خلیفه‌لو، از نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980) استفاده شده است. این طبقه‌بندی بر اساس نسبت‌های کاتیونی است که به صورت میلی کاتیون بیان می‌شوند. درصد وزنی اکسید به وزن معادل تقسیم شده و به صورت یک کاتیون بیان می‌شود. در این مورد نتایج بر روی نمودار دومتغیره X-Y با استفاده از پارامترهای ترسیمی R1-R2 رسم می‌شوند. در R1 محور X قرار گرفته و به این صورت زیر تعریف می‌شود: Fe نشانگر آهن کل است. در R2 در طول محور Y رسم شده است و به صورت زیر تعریف می‌شود: $R1 = [4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$ و $R2 = (Al + 2Mg - 6Ca)$. بر اساس دیاگرام مربوطه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۸- ب).

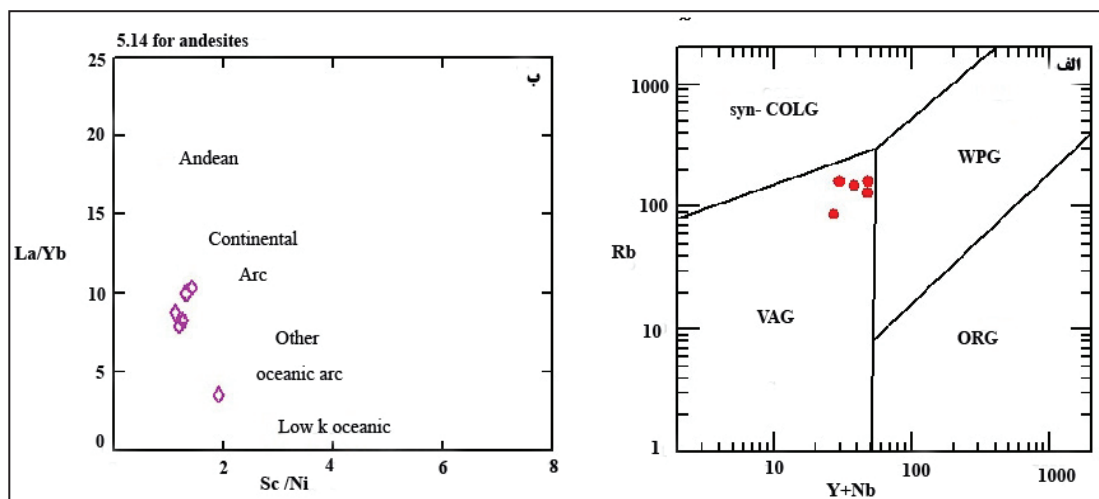
بر اساس نمودار دوتایی SiO_2 در برابر نسبت اکسید آهن بر اکسید منیزیم (FeO^*/MgO) ، نمونه‌های مربوط به توده نفوذی در محدوده گرانیتوئیدهای کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۸- ج).

۳-۶. جایگاه زمین‌ساختی

برای تعیین جایگاه تکتونوماگمایی توده نفوذی منطقه، از نمودارهای عناصر کمیاب (Pearce et al., 1984) استفاده شده است. در این نمودارها تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۹- الف). بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آذرین محدوده مورد مطالعه در گستره ماگماهای با ویژگی فرورانش قرار می‌گیرند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه معدنی خلیفه‌لو، بر اساس شکل ۹- ب، از انواع آندزیت‌های جزایر قوسی قاره‌ای هستند. نمودارهای ژئوشیمیایی پیشنهاد می‌کنند که هر دو گروه سنگ‌ها، شامل سنگ‌های آتشفشانی و توده نفوذی، احتمالاً یک منشأ مشترک دارند. به طوری که در اکثر نمودارهای ژئوشیمیایی، دارای روند مشابهی هستند.



شکل ۸- الف) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی بر روی نمودار دوتایی سیلیس در برابر مجموع آلکالی (Middlemost, 1985)؛ ب) تعیین سری ماگمایی توده نفوذی، با استفاده از پارامترهای R1-R2 اقتباس از (De La Roche et al., 1980)؛ ج) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی بر روی نمودار دو تایی SiO_2 در مقابل نسبت FeO^*/MgO (Miyashiro, 1974).



شکل ۹- الف) جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی منطقه در نمودارهای عناصر کمیاب (Pearce et al., 1984). در این نمودارها تمامی نمونه‌ها در محدوده کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند؛ ب) نمودار متمایز کننده آندزیت‌ها بر اساس $Sc/Ni - La/Yb$ (Bailey, 1981) که نمونه‌ها در محدوده آندزیت‌های جزایر قوسی قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

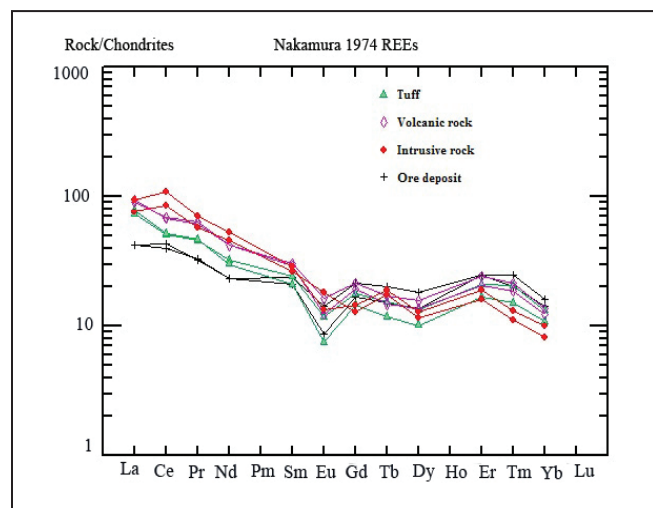
۴-۴. ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

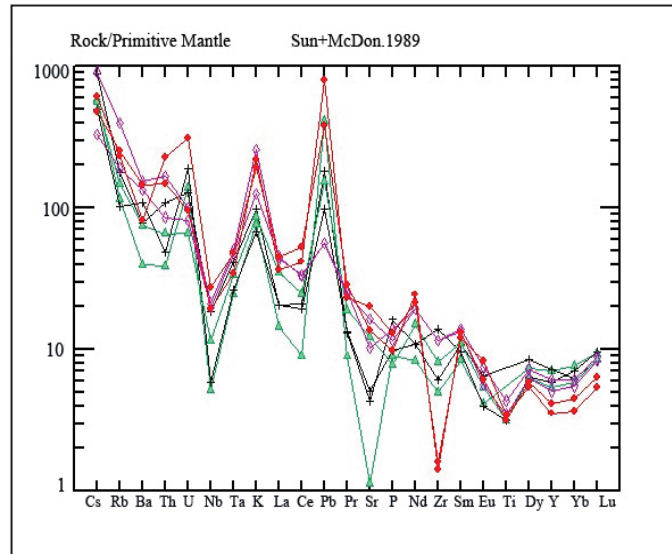
عناصر نادر خاکی در انواع مختلف کانسنگ‌ها الگوی مشخصی به نمایش می‌گذارند. با استفاده از الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و نفوذی و نیز مقایسه با الگوی توزیع این عناصر در مواد معدنی می‌توان به منشأ عناصر کانه‌ساز پی برد. جهت نرمالیزه کردن عناصر REE نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، از روش بهنجارسازی نسبت به کندریت (Nakamura 1974) استفاده شده است.

الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، دارای روندی کاهشی از LREE تا HREE است (شکل ۱۰). در واقع عناصر نادر خاکی سبک، نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین غنی شده‌اند که این ویژگی، شاخص ماگماهای مرزهای صفحات همگرا (Guo et al., 2006) و از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکانل حاشیه قاره‌هاست (Nagudi et al., 2003). همچنین در نمودار عناصر خاکی کمیاب، بی‌هنجاری منفی Eu مشاهده می‌شود. مقادیر Eu در این سنگ‌ها، ۰/۵۵ تا ۱/۲۵ پی‌پی‌ام است. در سنگ‌های آذرآواری شامل توف‌ها (سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی)، نیز، عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، فراوانی و غنی‌شدگی واضحی نشان می‌دهند و آنومالی منفی Eu در آنها بارز است. مقادیر Eu در این مورد، از ۰/۰۵ تا ۱/۵۲ پی‌پی‌ام متغیر است. تغییرات عناصر نادر خاکی در توده نفوذی، نشان‌دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها، نسبت به عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین بوده و آنومالی منفی Eu و Gd در این سنگ‌ها نمایان است. بررسی الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در بخش‌های کانه‌زایی، با انتخاب چندین نمونه از کانسنگ سولفیدی انجام شد. الگوی REE در این نمونه‌ها، دارای شب کم و غنی‌شدگی نسبی، نسبت به عناصر نادر خاکی سبک است. در تمامی نمونه‌های مورد بررسی، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین مشاهده شد. غلظت بالای LREE را می‌توان، به درجات پایین ذوب بخشی یا یک منشأ غنی شده از عناصر نادر خاکی سبک نسبت داد (Wilson, 2007). الگوهای عناصر نادر خاکی واحدهای سنگی موجود در محدوده مورد بررسی و نیز نمونه‌های کانسنگی، آنومالی منفی آشکاری را در مقدار Eu نشان می‌دهد. بیشترین تهی‌شدگی مربوط به توف‌های اسیدی و کمترین، مربوط به توده نفوذی است. آنومالی‌های Eu اغلب به وسیله فلدسپارها (به‌ویژه در ماگمای فلسیک) کنترل می‌شود، زیرا Eu (در حالت دو ظرفیتی) در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم سازگار است، در حالی که سایر REE سه‌ظرفیتی ناسازگار هستند، بنابراین جدا شدن فلدسپار از مذاب فلسیک، چه به وسیله تفریق بلوری و چه به علت ذوب بخشی باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود (Rollinson, 1993). از آنجا که افزایش در نسبت سنگ/سیال، شدت دگرسانی گرمایی و تجزیه فلدسپارها (پلاژیوکلازهایی که از

Eu دو ظرفیتی نسبتاً غنی هستند)، باعث ایجاد بی‌هنجاری منفی در Eu می‌شود (Lottermoser, 1992). بنابراین، با توجه به اینکه حمل‌کننده اصلی Eu، پلاژیوکلازها هستند، تخریب این کانی سبب مهاجرت عنصر Eu^{+2} از آنها می‌شود. در واقع درجه بی‌هنجاری منفی Eu، با پیشرفت دگرسانی به تدریج افزایش می‌یابد (Kikawada et al., 2001). بی‌هنجاری منفی Eu در الگوهای بهنجار شده سنگ‌های فوق، در ارتباط با تجزیه پلاژیوکلازهایی است که از Eu نسبتاً غنی هستند. عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) در نمودار عنکبوتی، در تمامی واحدهای سنگی مورد مطالعه، مقادیر متفاوتی از غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۱). بیشترین غنی‌شدگی مربوط به عنصر Cs است. در نمودار عنکبوتی بهنجار شده بر حسب ترکیب گوشته اولیه، آنومالی منفی Nb، تشکیل ماگما را در مناطق فروانش تأیید می‌کند (Wilson, 1989). به اعتقاد Rollinson (1993) بی‌هنجاری منفی Nb، شاخص سنگ‌های قاره‌ای و ممکن است نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. به علاوه غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (K, Rb) و تهی‌شدگی از عناصر با قدرت یونی بالا (Ti, Nb)، بیانگر ماگماتیسیم مرتبط با جزایر قوسی است (Wilson, 1989; Chappell, 1999). با این حال آرایش با مواد پوسته‌ای نیز می‌تواند سبب این تغییرات شود (Rollinson, 1994). در تمامی واحدهای سنگی و نمونه‌های کانسنگی، تهی‌شدگی نسبتاً بالایی در مقدار Sr مشاهده می‌شود. سیر کاهشی مقدار محتوای Sr در واحدهای سنگی، حاکی از آن است که استرانسیم عنصری سازگار است و رفتار این عنصر بر نقش تفریق پلاژیوکلاز در تشکیل سنگ‌های مختلف این واحدها دلالت دارد. بی‌هنجاری مثبت عناصر K و Rb می‌تواند نشان‌دهنده محیط‌های فروانشی باشد (Sajona et al., 1996). عناصر U، Th و Pb به ترتیب غنی‌شدگی بارزی در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهند که بیشترین غنی‌شدگی مربوط به توده نفوذی موجود در منطقه است. ناهنجاری مثبت شاخص Pb، در نمودار عنکبوتی بهنجار شده بر حسب ترکیب گوشته اولیه، می‌تواند بیانگر متاسوماتیسیم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورانده شده باشد (Kamber et al., 2002). Th به دلیل ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل پایانی در فاز مایع باقی می‌ماند و با افزایش SiO_2 غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهد. این عنصر می‌تواند توسط مذاب‌های سیلیسی حاصل از ذوب رسوبات بالای پوسته اقیانوسی فروانش یافته انتقال یابد (Kent and Elliot, 2002). محتوای عناصر کمیاب بهنجار شده با PRIM و Chondrites از سنگ‌های ناحیه مورد بررسی، نشان‌دهنده طرح و الگوی مشابه و بیانگر این موضوع است که سنگ‌های ناحیه از منشأ ماگمایی مشابهی منشأ گرفته و دارای سیر تکاملی مشابهی بوده‌اند.

شکل ۱۰- تشابه الگوی توزیع REE در چند نمونه از کانسنگ معدنی و واحدهای سنگی کانسار مس خلیفه‌لو.





شکل ۱۱- محتوای عناصر کمیاب بهنجار شده با PRIM از سنگ‌های ناحیه مورد بررسی (Sun and McDonough, 1989).

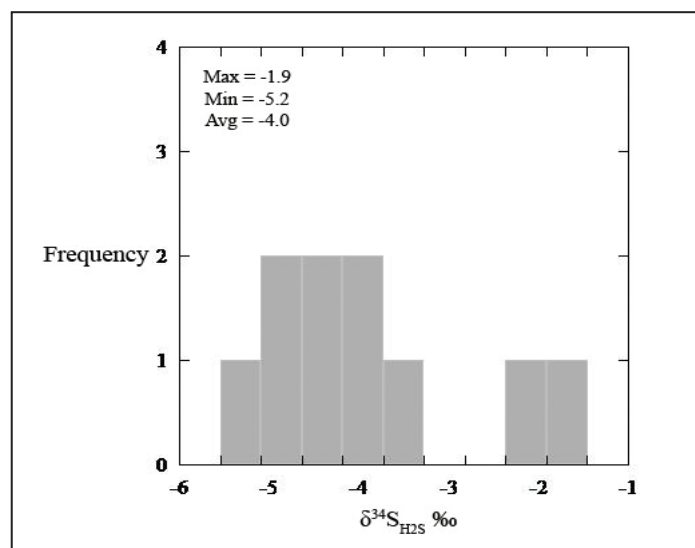
۷- مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن

۷-۱. نمونه‌برداری و آماده‌سازی

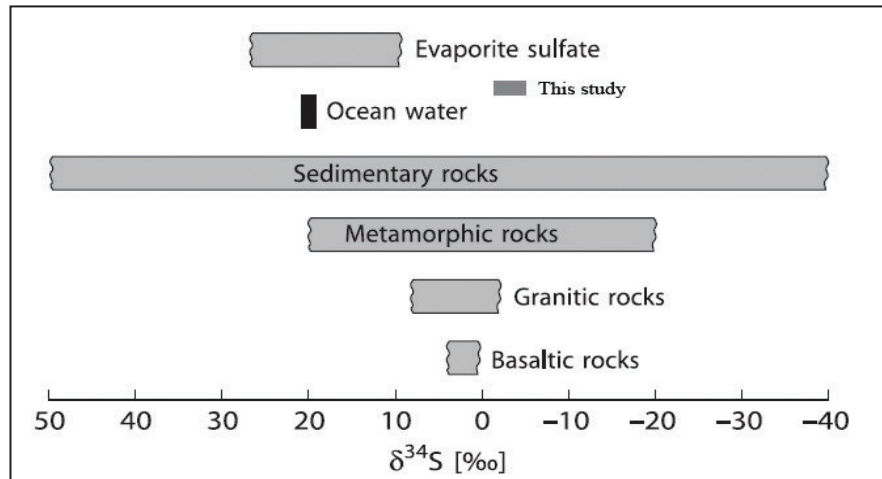
بر اساس فراوانی و ویژگی‌های میکروسکوپی، کالکوپیریت به‌عنوان تنها کانه سولفیدی مفید، جهت آنالیز ایزوتوپی گوگرد و کوارتز نیز جهت آنالیز ایزوتوپی اکسیژن انتخاب شدند. ۱۰ نمونه کالکوپیریت و ۷ نمونه کوارتز همزیست با کانه‌های سولفیدی، از رخنمون‌های رگه‌های معدنی برداشت و آماده‌سازی شد. جهت آماده‌سازی، ابتدا نمونه‌ها خردایش و سپس از چند الک عبور داده شدند تا دانه‌هایی با اندازه مورد نظر جدا شوند. سپس بخش مورد نظر جهت خروج گرد و غبار و امکان جدایش بهتر شسته و پس از خشک شدن، کانی‌های مورد نظر (کالکوپیریت، کوارتز) به‌طور دستی جدا شدند. جهت حصول اطمینان از خلوص کانی‌های جدا شده، این کانی‌ها توسط میکروسکوپ بیناکولار بررسی و کانی‌های دارای آلودگی و ناخالصی جدا شدند. کانی‌های کالکوپیریت و کوارتز خالص جهت آنالیز ایزوتوپی به آزمایشگاه ایزوتوپی در دپارتمان علوم زمین دانشگاه Queens در اونتاریو کانادا ارسال شدند. داده‌های ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن به‌صورت مقادیر per mil گزارش شده‌اند. مقادیر گوگرد نسبت به شهاب‌سنگ Canyon Diablo Troilite ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$) و مقادیر اکسیژن نسبت به میانگین آب اقیانوس‌ها (SMOW) استاندارد شده‌اند.

۷-۲. منشأ گوگرد

ترکیبات ایزوتوپی گوگرد مواد معدنی و سیالات کانه‌ساز، شرایطی جهت تعیین منابع زمین‌شناسی احتمالی گوگرد و دیگر عناصر فلزی و کشف شرایط شکل‌گیری سولفیدها در ذخایر معدنی فراهم می‌کند (Ohmoto, 1972; Ohmoto and Goldhaber, 1997). مقادیر $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ اندازه‌گیری شده در کالکوپیریت‌ها، ۲- تا ۵/۳- با میانگین ۴/۱- در هزار است. با استفاده از معادلات تفکیک Ohmoto and Rye (1979) و یک دمای تخمینی بین ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، مقادیر $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ سیال در تعادل با کالکوپیریت، در گستره بین ۱/۹- تا ۵/۲- با میانگین ۴- در هزار قرار می‌گیرد (جدول ۳ و شکل ۱۲). مقادیر محاسبه شده $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ سیال، تفاوت کمی با مقادیر $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ کالکوپیریت دارد. مقادیر $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ کالکوپیریت نشان‌دهنده عدم تغییرات قابل ملاحظه است و یک منبع هموزن را برای کانی‌سازی فلزی پیشنهاد می‌کند. عدم وجود کانی‌های سولفات در رگه‌ها، نشان‌دهنده انتقال گوگرد در حالت احیایی (احتمالاً HS-) است و مقادیر منفی $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ نمی‌تواند با فرایندهای تفریق مرتبط باشد (Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2015). مقادیر $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (۱/۹- تا ۵/۲- در هزار) در تعادل با کالکوپیریت کانسار خلیفه‌لو، نشان‌دهنده منابع دگرگونی و رسوبی برای گوگرد مورد نیاز کانه‌زایی است (Hoefs, 2009؛ شکل ۱۳).



شکل ۱۲- هیستوگرام مقادیر ایزوتوپ گوگرد H_2S در تعادل با کالکوپیریت کانسار خلیفه‌لو.



شکل ۱۳- موقعیت ترکیب ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ نسبت به منابع مهم گوگرد در سیستم‌های زمین‌شناسی (Hoefs, 2009).

| شماره نمونه | کانی | $\delta^{34}\text{SCDT}$ ‰ of mineral | $\delta^{34}\text{SCDT}$ ‰ of H_2S |
|-------------|------------|---------------------------------------|--|
| M-10 | کالکوپیریت | -۲/۲ | -۲/۱ |
| M-19 | کالکوپیریت | -۵/۳ | -۵/۲ |
| M-79 | کالکوپیریت | -۳/۸ | -۳/۷ |
| M-9 | کالکوپیریت | -۵/۱ | -۵ |
| M-93 | کالکوپیریت | -۴/۳ | -۴/۱ |
| M-95 | کالکوپیریت | -۴/۶ | -۴/۴ |
| M-97 | کالکوپیریت | -۴/۵ | -۴/۳ |
| M-98 | کالکوپیریت | -۲ | -۱/۹ |
| M-100 | کالکوپیریت | -۵/۱ | -۴/۹ |
| M-102 | کالکوپیریت | -۴/۲ | -۴/۱ |

جدول ۳- ترکیب ایزوتوپی گوگرد کالکوپیریت و سیال در تعادل با آن در کانسار خلیفه‌لو.

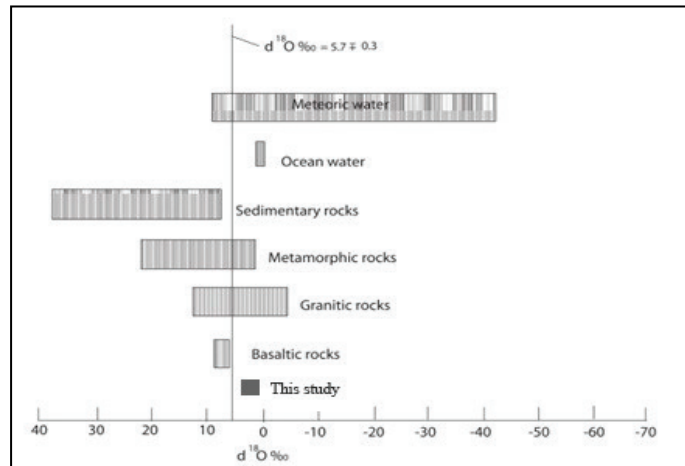
۷-۳. منشأ سیالات کانه‌ساز با استفاده از داده‌های ایزوتوپ اکسیژن

بسیاری از مطالعات، اهمیت آنالیزهای ایزوتوپی را جهت تعیین منشأ سیالات گرمایی آشکار می‌سازد (Criss and Farquhar, 2008; Huang et al., 2011). مقادیر ایزوتوپی اکسیژن اندازه‌گیری شده در کوارتز، دامنه تغییرات نسبتاً باریکی بین ۱۲/۳ تا ۱۴/۳ با میانگین ۱۳/۷ در هزار، نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس‌ها نشان می‌دهد. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال گرمایی در تعادل با رگه‌های کوارتزی معدن مس خلیفه‌لو، با استفاده از معادله تفکیک ایزوتوپی کوارتز-آب (Zhang et al., 1989) از مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ کوارتز محاسبه شد. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال، در گستره ۰/۶ تا ۳/۶ با میانگین ۲/۵ در هزار قرار می‌گیرد (جدول ۴). مقادیر محاسبه شده در شکل ۱۴ پلات شده‌اند. ترکیب ایزوتوپی سیال، نشان‌دهنده مشارکت احتمالی آب‌های جوی-سازندی، ماگمایی و دگرگونی در تشکیل سیالات گرمایی کانه‌ساز است. نظر به عدم گسترش وسیع سنگ‌های دگرگونی در منطقه معدنی خلیفه‌لو، آب‌های دگرگونی نمی‌توانند نقشی در تشکیل سیالات کانه‌ساز داشته باشند. با توجه به جایگیری توده نفوذی گرانودیوریتی خلیفه‌لو درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی انوسن آغازی و میانی، این توده گرانودیوریتی ممکن است در تشکیل سیالات تشکیل دهنده کانسار نقش به‌سزایی داشته باشد. بنابراین شاید بتوان گفت که احتمالاً فرایند اختلاط بین آب‌های ماگمایی و جوی-سازندی در طی تشکیل کانسار رخ داده است و یا آب‌های جوی-سازندی تشکیل دهنده عمده سیالات کانه‌ساز بوده‌اند که ترکیب ایزوتوپی آنها در نتیجه واکنش با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی تغییر یافته است.

با توجه به نبود سنگ‌های دگرگونی وسیع در منطقه معدنی، این سنگ‌ها نمی‌توانند به‌عنوان منشأ گوگرد برای تشکیل ذخیره معدنی مد نظر قرار گیرند. با توجه به مطالعات مینرالوگرافی، درون توف‌هایی که میزان کانه‌زایی هستند، پیریت‌های فراموبیدال مشاهده شد. رخداد پیریت به‌صورت آگرگات‌های فراموبیدال در رسوبات دریایی و شیل‌های سیاه معمول بوده و همچنین از بسیاری از محیط‌های دیگر مانند سنگ‌های ماگمایی (Steinike, 1963; Kanehira and Bachinski, 1967; Love and Amstutz, 1966) گزارش شده است. در سنگ‌های رسوبی، فراموبیدهای پیریت یا به‌صورت سین‌ژنتیک (Degens et al., 1972; Skei, 1988) یا در مراحل اولیه دیاژنز (Love and Amstutz, 1966; Berner, 1970) تشکیل می‌شوند. آنها همچنین می‌توانند در مراحل نهایی دیاژنز توسط پیریتی شدن بیوتیت (Menon, 1967) یا مگنتیت (Canfield and Berner, 1987) تشکیل شوند. تشکیل فراموبیدهای پیریت در رسوبات نیاز به یک محیط غیرهوازی دارد (Schallreuter, 1984). پیریت‌های فراموبیدال همچنین در رگه‌های گرمایی، در عمق چند کیلومتری از سطح و در امتداد سطوح انحلال، طی دگرگونی تا رخساره پرهیت-پومپلایت (prehnite-pumpellyite)، تجمع می‌یابند (Scott et al., 2009). احتمالاً پیریت‌های فراموبیدال موجود در متن سنگ‌های رسوبی میزبان، در شرایطی با فوگاسیته بالای گوگرد و طی دیاژنز توف در یک محیط رسوبی شکل گرفته‌اند. با توجه به مقادیر منفی و باریک $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ پیریت‌های فراموبیدال مذکور را می‌توان به‌عنوان منشأ احتمالی گوگرد برای تشکیل کانه‌سازی مس در نظر گرفت.

جدول ۴- داده‌های ایزوتوپی اکسیژن کوارتز معدن مس خلیفه‌لو و سیالات در تعادل با آن. $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$: مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال در تعادل با کوارتز که توسط معادله $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}} = 1000 \ln \alpha_{\text{quartz-fluid}} = 3.306(10^6/T^2) - 2.71$ (Zhang et al., 1989) از مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ محاسبه شده است.

| شماره نمونه | کانی | $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}} (\text{‰})$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}} (\text{‰})$ |
|-------------|--------|--|---|
| M-19 | کوارتز | ۱۲/۳ | ۰/۶ |
| M-93 | کوارتز | ۱۳/۱ | ۲/۳ |
| M-95 | کوارتز | ۱۳/۹ | ۳/۲ |
| M-96 | کوارتز | ۱۴/۱ | ۳/۳ |
| M-97 | کوارتز | ۱۳/۹ | ۳/۱ |
| M-100 | کوارتز | ۱۴/۳ | ۳/۶ |
| M-106 | کوارتز | ۱۴/۳ | ۳/۵ |



شکل ۱۴- موقعیت ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در منابع مهم جهانی $\delta^{18}\text{O}$ اقتباس از (Hoefs (1997).

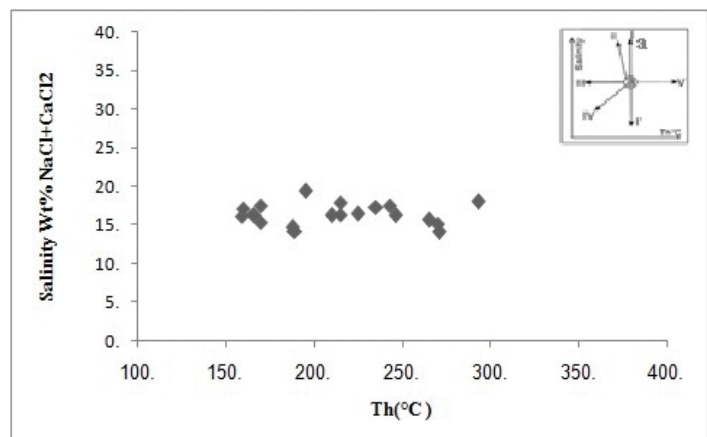
۸- مسیر تکامل سیالات کانه‌ساز و مکانیسم ته‌نشست

با تغییرات دما نشان نمی‌دهد، بنابراین آب‌های ماگمایی، نمی‌توانسته‌اند نقشی در تشکیل سیالات کانه‌ساز داشته باشند و از مدل اختلاط سیالات، نمی‌توان به‌عنوان عاملی جهت ته‌نشست و تشکیل ذخیره معدنی خلیفه‌لو استفاده کرد. بر اساس داده‌ها و بررسی‌های انجام شده سیالات کانه‌ساز عمدتاً متشکل از آب‌های جوی- سازندی هستند و ترکیب ایزوتوپی آنها در نتیجه واکنش با سنگ‌های ولکانیکی و ولکانیکی- رسوبی تغییر یافته و عامل ته‌نشست ماده معدنی نیز بر اساس شکل ۱۵، سرمایش سیالات بوده است. فلزات تشکیل‌دهنده ذخیره معدنی از سنگ‌های ولکانیکی- رسوبی موجود در منطقه نشأت گرفته و توسط آب‌های جوی- سازندی گرم شده توسط توده نفوذی، حمل شده‌اند.

با توجه به نمودار دوتایی دمای همگن‌شدگی (Th) در برابر شوری $(\text{Wt.}\% \text{NaCl} + \text{CaCl}_2)$ ، تغییرات دمایی در محدوده ۱۵۹ تا ۲۹۳ درجه سانتی‌گراد و تغییرات شوری در گستره ۱۴ تا ۱۹/۳ درصد وزنی معادل NaCl قرار می‌گیرد (جدول ۵ و شکل ۱۵). مقادیر شوری تغییرات زیادی با کاهش دما نشان نمی‌دهند و دارای دامنه تغییرات تقریباً ثابتی هستند. با توجه به مقادیر ایزوتوپ اکسیژن سیال گرمایی، احتمال مشارکت آب‌های ماگمایی در تشکیل سیالات کانه‌ساز و اختلاط با آب‌های جوی- سازندی مطرح شد. مدل اختلاط سیالات، نیازمند یک شرط اساسی است که آن کاهش شوری سیالات کانه‌ساز با دماست (Wang et al., 2013). با توجه به شکل ۱۵، مقادیر شوری سیالات کانه‌ساز نسبتاً ثابت بوده و تغییرات چندانی

جدول ۵- شوری (Salinity) و دمای همگن‌شدگی (Th) کوارتز کانسار مس خلیفه‌لو (شوری بر حسب درصد وزنی معادل NaCl - دما بر حسب سانتی‌گراد)

| شماره نمونه | کانی میزبان | Th (°C) | Salinity |
|-------------|-------------|-----------|---------------|
| M-17 | کوارتز | ۲۳۵ | ۱۷/۳۸ |
| M-80 | کوارتز | ۱۶۰ - ۲۷۱ | ۱۴/۱۸ - ۱۹/۳۸ |
| M-94 | کوارتز | ۱۵۹ - ۲۹۳ | ۱۵/۶۷ - ۱۸/۰۴ |



شکل ۱۵- دیاگرام دمای همگن‌شدگی در برابر شوری، که الگوی توزیع داده‌ها را نشان می‌دهد. مسیرهای تکامل سیال در دیاگرام دما در برابر شوری در نتیجه فرایندهای زمین‌شناسی متفاوت (Shepherd et al., 1985). I. اختلاط ایزوترمال. II. فرایند جوشش. III. سرد شدن. IV. اختلاط سیالات با شوری‌ها و دماهای همگن شدن متفاوت. V. نشست (تراوش) یا باریک‌شدگی.

۹- بحث

کالک آلکالین همراهی زمانی و مکانی نزدیک دارند؛ (۲) مواد معدنی به صورت پرکننده فضای خالی یا پرکننده شکستگی‌ها در سنگ‌های میزبان سیلیسی شده یا به صورت جانشینی در سنگ میزبان کربناتی رخ می‌دهند؛ (۳) دارای مجموعه فلزات (Cu-Zn-Pb-W-Sn-(Ag-Au-Bi) غنی از سولفید هستند؛ (۴) غالباً - نه همیشه- دارای زون بندی فلزات در رگه‌ها به صورت Sn-W-Mo (در دمای بالا) تا Cu-Zn و Zn-Pb-Mn-Ag (در دمای پایین) هستند؛ (۵) نسبت‌های ایزوتوپ گوگرد نزدیک به صفر دارند (Sawkins, 1972; Guilbert and Park, 1986)؛ (۶) غالباً تحت شرایط ایبی‌ترمال و سطوح کم عمق (کمتر از یک کیلومتر) نسبت به سطح و گاه در شرایط مزوترمال ته‌نشست می‌شوند؛ (۷) نسبت‌های Ag/Au بالایی دارند.

ویژگی‌های زمین‌شناسی کانسارهای مهم کوردیلرایبی در جهان و ایران، در جدول ۶ آورده شده است.

کانسار مس خلیفه‌لو تشابهاتی با ذخایر تیبیک رگه‌ای نوع کوردیلرایبی (cordilleran) مانند Butte (USA) و Cerro de Pasco (Peru) (Sawkins, 1972; Einaudi, 1982; Bendežú et al., 2008) دارد. این تشابهات عبارتند از: (۱) رخداد به صورت رگه‌ای و پرکننده فضای خالی (open space filling) درون توف‌ها و به مقدار کمتر در آندزیت‌ها؛ (۲) نسبت بالای Ag/Au در ماده معدنی (۱۳/۱ پی‌پی‌ام)؛ (۳) همراهی با فعالیت‌های نفوذی کالک آلکالین (اگر چه ممکن است ذخایر مستقیماً با این فعالیت‌های آذرین مرتبط نباشند (Guilbert and Park, 1986)). به علاوه وجود ذخایر رگه‌ای تیب کوردیلرایبی (cordilleran) در زون متالوژنی طارم مانند ذخیره سرب-روی-مس باریک‌آب در ۱۸ کیلومتری خاور کانسار مس خلیفه‌لو (پرچگانی و بازرگانی گیلانی، ۱۳۸۹) همگام با تشابهات ذکر شده با رگه‌های تیبیک کوردیلرایبی، تأیید کننده نظریه فوق است.

کانسار مس خلیفه‌لو دارای رگه‌های معدنی مس‌دار جایگزین شده در امتداد گسل‌ها، شکستگی‌ها و درز و شکاف‌ها با امتداد غالب شمال خاوری- جنوب باختری است. سنگ میزبان ماده معدنی، توف‌ها و آندزیت‌ها با سن ائوسن آغازی تا میانی هستند. بر اساس مطالعات مینرالوگرافی رگه‌های معدنی شامل کانه‌های هیوژن بورنیت، کالکوپیریت، مگنتیت و پیریت و کانه‌های سوپرژن کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، گوتیت و لپیدوکروسیت به همراه کوارتز به عنوان باطله هستند. با توجه به بافت کانه‌زایی که به صورت رگه و رگچه‌ای و پرکننده شکستگی‌هاست سیالات گرمایی نقش اصلی را در کانه‌زایی داشته‌اند. چرخش سیالات کانه‌ساز در داخل گسل و شکستگی‌ها عامل ته‌نشینی کانه در ذخیره خلیفه‌لو است. در داخل این سیستم گسلی، رگه‌های سیلیسی فراوانی تشکیل شده‌اند که میزبان کانی سازی هستند.

مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کالکوپیریت در گستره ۲- تا ۵/۳- در هزار قرار می‌گیرد که یک منشأ ولکانوسدیمتری را برای گوگرد پیشنهاد می‌کند. مقادیر ایزوتوپی اکسیژن کوارتز دامنه تغییرات نسبتاً باریکی بین ۱۲/۳ تا ۱۴/۳ در هزار و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال در تعادل با رگه‌های کوارتز نیز دامنه تغییرات ۰/۶ تا ۳/۶ در هزار نشان می‌دهد. بر اساس این مقادیر می‌توان منشأ جوی- سازندی را برای سیالات تشکیل دهنده ذخیره معدنی مس خلیفه‌لو در نظر گرفت که این سیالات توسط توده‌های نفوذی گرم و موجب تشکیل کانسار مس شده‌اند. بسیاری از ذخایر فلزی در جهان به صورت رگه‌ای رخ داده‌اند و ارتباط واضحی با فعالیت‌های آذرین مجاور ندارند (Guilbert and Park, 1986). ذخایر تیب cordilleran در جایگاه رژیم فشارشی تشکیل شده‌اند و ممکن است ارتباط آشکاری با فعالیت‌های آذرین همجوار نداشته باشند. ویژگی‌های این ذخایر عبارت است از: (۱) با سنگ‌های آذرین

جدول ۶- ویژگی‌های زمین‌شناسی کانسارهای مهم کوردیلرایبی در جهان و ایران.

| کانسار | مکان و سن | سنگ میزبان | تیپ کانی‌سازی |
|--|-----------------------|-----------------------|-----------------|
| Cerro de Pasco (Baumgartner et al., 2008) | پرو- میوسن میانی | داسیت | رگه‌ای |
| Butte (Zhang, 2000) | امریکا- کرتاسه پایانی | کوارتز مونزونیت | رگه‌ای- رگچه‌ای |
| Fenghuangshan (Tu et al., 2013) | چین- کامبرین | سنگ‌های رسوبی آواری | رگه‌ای |
| (پرچگانی و بازرگانی گیلانی، ۱۳۸۹) باریک‌آب | ایران- ائوسن | توف ریولیتی- ریوداسیت | رگه‌ای |

کوردیلرایبی در نظر گرفت.

سپاسگزاری

از سازمان محترم توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (IMIDRO) برای حمایت مالی و از جناب آقای دکتر David Lentz از دانشگاه New Brunswick برای هماهنگی برای انجام آنالیزهای ایزوتوپ‌های پایدار در کانادا تقدیر و تشکر می‌شود.

۱۰- نتیجه‌گیری

با توجه به موارد مطرح شده در بخش فوق در هر دو کانسار خلیفه‌لو و باریک‌آب، کانه‌زایی توسط گسل‌ها و شکستگی‌های با جهت شمال خاوری- جنوب باختری کنترل شده و میزبان کانه‌زایی سازندهای ولکانو- سدیمتری ائوسن آغازین- میانی است. بنابراین نظر به بافت پرکننده فضای خالی، ژئومتری رگه- رگچه‌ای و تشابهات با کانسار باریک‌آب، می‌توان کانسار مس خلیفه‌لو را از انواع کانسارهای رگه‌ای تیب

کتابنگاری

- پرچگانی، م. و بازرگانی گیلانی، ک.، ۱۳۸۹- ویژگی‌های فلززایی (متالورژیک) کانسار سرب و روی (مس) باریک‌آب با سنگ میزبان توف اسیدی، رشته کوه‌های طارم، جنوب خاور زنجان، شمال باختر ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، دوره ۲۰، شماره ۷۸، صص. ۹۷ تا ۱۰۴.
- فیضی، ف. و آراین، م.، ۱۳۹۰- نقش کنترل‌کننده‌های ساختمانی در تشکیل کانسارهای مس در نقشه ۱/۵۰۰۰۰ صائین قلعه. مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، دوره ۲۱، شماره ۸۱، ص. ۱۰.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمینشناسی کشور، ۱۰۹ ص.

References

- Bailey, J. C., 1981- Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology* 32:139–154.
- Baumgartner, R., Fontboté, L. and Vennemann, T., 2008- Mineral zoning and geochemistry of epithermal polymetallic Zn-Pb-Ag-Cu-Bi mineralization at Cerro de Pasco, Peru. *Economic Geology* 103: 493-537.
- Bendezú, R., Page, L., Spikings, R., Pecskey, Z. and Fontboté, L., 2008- New ⁴⁰Ar/³⁹Ar alunite ages from the Colquijirca District, Peru. Evidence of long period of magmatic SO₂ degassing during formation of epithermal Au-Ag and Cordilleran polymetallic ores. *Mineralium Deposita* 43:777–789.
- Berner, R. A., 1970- Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science* 268:1–23.
- Canfield, D. E. and Berner, R. A., 1987- Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochim Cosmochim Acta* 51:645–659.
- Chappell, B. W., 1999- Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46: 535–551.
- Criss, R. E. and Farquhar, J., 2008- Abundance, notation, and fractionation of light stable isotopes. *Rev Mineral Geochem* 68:15–30.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁, R₂-diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29:183–210.
- Degens, E. T., Okada, H., Honjo, S. and Hathaway, J. C., 1972- Microcrystalline sphalerite in resin globules suspended in Lake Kivu, East Africa. *Miner Deposita* 7:1–12.
- Einaudi, M. T., 1982- Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. in: Titley SR (ed) *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press, Tucson 139–184.
- Guest, B., Guest, A. and Axen, G., 2007- Late Tertiary tectonic evolution of Northern Iran: A case for simple crustal folding, Global and Planetary Change. *Geosphere* 58:435–453.
- Guilbert, J. M. and Park, C. F. Jr., 1986- *The geology of ore deposits*, 4th edn. Freeman, New York, pp 1-985.
- Guo, Z. F., Wilson, M., Liu, J. Q. and Mao, Q., 2006- Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the northern Tibetan Plateau: Constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms. *Journal of Petrology* 47:1177–1202.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmandzadeh, A., 1966- Geology of the Tarom District, Western Part (Zanjan area, Northwest Iran), with 1 : 100.000 map. Geological Survey of Iran, Tehran, Report, No 8.
- Hoefs, J., 1997- *Stable Isotope Geochemistry*, 4th edn. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1-201.
- Hoefs, J., 2009- *Stable Isotope Geochemistry*, 6th edn. Springer-Verlag, New York, pp. 1-227.
- Huang, D. Z., Wang, X. Y., Yang, X. Y., Li, G. M., Huang, S. Q., Liu, Z., Peng, Z. H. and Qiu, R. L., 2011- Geochemistry of gold deposits in the Zhangbaling tectonic belt, Anhui province, China. *International Geology Review* 53:612–634.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A Guide to the chemical classification of the common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523–548.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D., 2002- Fluid–mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 38–56.
- Kanehira, K. and Bachinski, D., 1967- Framboidal pyrite and concentric features in ores from the Tilt Cove mine, Northeastern Newfoundland. *Can Mineral* 9:124–127.
- Kent, A. J. R. and Elliot, T. R., 2002- Melt inclusions from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas. *Chemical Geology* 183:263–286.
- Kikawada, Y., Ohsaka, T., Oi, T. and Honda, T., 2001- Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water. *Chemical Geology* 176:137-149.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of Volcanic Rocks based on the total Alkali-Silica diagram. *Journal of Petrology*, Vol 27, No 3, pp 745–750.

- Lottermoser, B. G., 1992- Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7:25-41.
- Love, L. G. and Amstutz, G. C., 1966- Review of microscopic pyrite from the Devonian Chattanooga shale and Rammelsberg Banders. *Fortschr Miner* 43:273-309.
- Malekzadeh, S. A. and Karimpour, M. H., 2015- Mineralogic, fluid inclusion, and sulfur isotope evidence for the genesis of Sechangi lead-zinc (-copper) deposit, Eastern Iran, *Journal of African Earth Sciences* 107:1-14.
- Menon, K. K., 1967- Origin of diagenetic pyrite in the Quilon Limestone, Kerala, India. *Nature* 213:1219-1220.
- Middlemost, E. A. K., 1985- Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sciences Reviews* 37: 215 – 224.
- Miyashiro, A., 1974- Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274: 321-355.
- Nabatian, G. H., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S. Y., Quadt, A. V. and Bernroider, M., 2014- Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz-Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U-Pb zircon and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. *Lithos* 184-187, 324-345.
- Nagudi, B., Koeberl, C. and Kurat, G., 2003- Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin. *Journal of African Earth Sciences* 36: 73-87.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38; 757-775.
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M. B., 1997- Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes HL (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd edn. New York, Wiley, pp 435-486.
- Ohmoto, H. and Rye, R. O., 1979- Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes HL(ed) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp 509-567.
- Ohmoto, H., 1972- Systematics of the sulfur and carbon in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology* 67: 551-579.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geological data, evolution, presentation, interpretation. Longman Ltd. Publication 352 pp.
- Rollinson, H. R., 1994- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, New York.
- Sajona, F. G., Maury, R. G., Bellon, H., Cotten, J. and Defant, M., 1996- High Field Strength Element Enrichment of Pliocene—Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37: 693 – 726.
- Sawkins, F. J., 1972- Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. *Journal of Geology* 80: 377 –397.
- Schallreuter, R., 1984- Framboidal pyrite in deep-sea sediments. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 75: 875 –891.
- Scott, R. J., Meffre, S., Woodhead, J., Gilbert, S. E., Berry, R. F. and Emsbo, P., 2009- Development of Framboidal Pyrite During Diagenesis, Low-Grade Regional Metamorphism, and Hydrothermal Alteration. *Economic Geology* 104:1143-1168.
- Shepherd, T. J., Ranbin, A. H., Alderton, D. H. M., 1985- A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie, Glasgow 239 p.
- Skei, J. M., 1988- Formation of framboidal iron sulfide in the water of a permanently anoxic fjord -Framvaren, South Norway. *Mar Chem* 23:345-352.
- Steinike, K., 1963- A further remark on biogenic sulfides: inorganic pyrite spheres. *Economic Geology* 58: 998-1000.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publication* 42: 313 –345.
- Tu, W., Du, Y. S., Wang, G. W. and Lei, Y. P., 2013- Cordilleran vein type Pb-Zn-polymetallic deposits of the Xidamingshan district, Guangxi, SW China: Fluid inclusion and geochemical studies. *Geology of Ore Deposits* 55: 494-502.
- Wang, G. G., Ni, P., Wang, R. C., Zhao, K. D., Chen, H., Ding, J. Y., Zhao, C. and Cai, Y. T., 2013- Geological, fluid inclusion and isotopic studies of the Yinshan Cu-Au-Pb-Zn-Ag deposit, south China: Implications for ore genesis and exploration. *J Asian Earth Sci* 74: 343-360.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Unwin Hyman, London.
- Wilson, M., 2007- Igneous petrogenesis. Chapman and Hall. 466p.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghasemi, M. R. and Sabouri, J., 2006- Inversion tectonics In Central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28: 2023 –2037.
- Zhang, L. G., Liu, J. X., Zhou, H. B. and Chen, Z. S., 1989- Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system. *Economic Geology* 84: 1643-1650.
- Zhang, L., 2000- Stable Isotope Investigation of a Hydrothermal Alteration System: Butte Porphyry Copper Deposit. degree of Doctor of Philosophy in Geology.

Mineralogy, and genesis of Khalyfehlou copper deposit based on host rock geochemical data and O-S isotope characteristics

M. Esmaeli^{1*}, M. Lotfi² and N. Nezafati³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

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

³Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 2016 January 02

Accepted: 2017 December 18

Abstract

Khalyfehlou Cu deposit (southeast of the Zanjan), is the volcanic-hosted vein-type deposit located in the Tarom metallogenic zone, Western Alborz (northwest of Iran). Tarom zone consist mainly of volcanic and volcanoclastic rocks of the Karaj Formation (Early to Middle Eocene). Regarding the stratigraphic position, the Karaj Formation is divided into two members: Kordkand and Amand. The Kordkand member is overlain by the Amand member. The Amand member is divided into six units, Ea1 through Ea6. The Khalyfehlou Cu deposit is located in Ea5 and Ea6 units of Amand member. The Karaj Formation is interrupted by large and linear intrusions with calc alkaline affinities. Host rocks are green tuffs and, rarely, andesites. The patterns of rare earth elements in the studied samples indicate the negative anomaly of Eu element due to plagioclase subtraction. In all the samples, the enrichment of light rare earth elements (LREE) and large lithophil ion (LILE) elements and the depletion of strong field strength elements (HFSE) are observed. This probably indicates the common origin of these rocks. Main minerals include chalcopyrite, bornite, chalcocite, and covellite and gangue minerals including quartz, sericite, and calcite. In this paper the origin of ore-forming fluids and genesis of Khalyfehlou Cu deposit is studied using sulfur and oxygen isotope data. The sulfur isotope values for the chalcopyrite range from -2.0 to -5.3‰ . Negative sulfur isotopes values and the occurrence of framboidal pyrite in the tuffaceous sandstone host rocks suggests a sedimentary origin for the sulfur. The oxygen isotope composition of quartz from the veins ranges from 12.3 to 14.3‰ . The $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values calculated from the oxygen isotope data range from 0.6‰ to 3.6‰ . The O isotopic characteristics indicate that the ore-forming fluids for the Khalyfehlou deposit was meteoric-formational water. This study suggests that mineralization at the Khalyfehlou deposit is similar to cordilleran vein-type deposits.

Keywords: Khalyfehlou, Copper deposit, Tarom zone, Sulfur and oxygen isotopes, vein deposit

For Persian Version see 33 to 46

*Corresponding author: M. Esmaeli; E-mail: mmahan359@gmail.com