مجله زمین‌شناسی اقتصادی
سال ۱۳۹۲، شماره ۱، (جلد ۵)
صفحه ۴۹ تا ۶۳

Journal of Economic Geology
2013, No. 1 (Vol. 5)
ISSN 2008-7306

بررسی کانی‌سازی و منشأ مس چینه‌سان در منطقه چشمه‌کنان تسوج، استان آذربایجان شرقی

شاهرخ رجب‌پور[1*]، علی عابدینی[1]، صمد علیپور[1] ، لیلا ذاکری[2]

۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه
۲) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۴/۳، پذیرش: ۱۳۹۱/۹/۱۸

چکیده

منطقه چشمه‌کنان، در ۱۵ کیلومتری شمال‌غرب تسوج، استان آذربایجان شرقی واقع می‌باشد. مهمترین واحدهای سنگی این منطقه، ماسه‌سنگهای قرمز، ماسه‌سنگهای سبز- خاکستری، شیل و مارن (میوسن) هستند. براساس شواهد صحرایی و بررسیهای سنگ‌نگاری، رسوبات میزبان در یک محیط مجاور جزر و مدی که با محیط سبخایی همراه بوده، ته‌نشست شده‌اند. کانی‌سازی مس در این منطقه به‌صورت چینه‌سان در ماسه‌سنگهای درشت‌دانه سبز- خاکستری احیایی رخ داده و شامل کانیهایی نظیر کالکوسیت، کوولیت، بورنیت، کالکوپیریت، مالاکیت و آزوریت می‌شود. با توجه به یافته‌های به‌دست آمده، کنترل کانی‌سازی در این منطقه در ارتباط با رخساره رسوبی ماسه‌سنگی و تمرکز مواد ارگانیکی است. تلفیق نتایج حاصل از بررسیهای صحرایی، سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری نشان‌دهنده آن است که عواملی چون دسترسی به لیگاندهای کلریدی، حضور مقادیر بالای تمرکزات مواد ارگانیکی، فرآیندهای دیاژنتیک، عملکرد مارن‌ها و شیل‌ها به‌عنوان سد زمین‌شیمیایی و وجود سیستم‌های گسلی، نقش اصلی را در رخداد کانی‌سازی مس در منطقه چشمه‌کنان ایفا نموده‌اند. نتایج به‌دست‌آمده، گویای آن است که کانی‌سازی مس در این منطقه شباهت زیادی به کانسارهای مس رسوبی تیپ طبقات قرمز دارد.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌سازی مس، چشمه‌کنان، دیاژنز، مواد ارگانیکی، چینه‌سان.*

مقدمه

منطقه چشمه‌کنان، به مختصات جغرافیایی "۱۰، '۱۰، °۴۵ تا "۱۰، '۱۳، °۴۵ طول شرقی و "۰۰، '۲۰، °۳۸ تا "۲۰، '۲۴، °۳۸ عرض شمالی، در فاصله ۱۵ کیلومتری شمال غرب شهر تسوج از توابع شهرستان شبستر و در ۱۳۵ کیلومتری غرب تبریز، استان آذربایجان شرقی واقع گردیده است. حضور کانی‌سازیهای گسترده‌ای از مس به شکل چینه‌سان در داخل طبقات ماسه‌سنگی سبز- خاکستری میوسن از جالبترین و چشم‌گیرترین سیماهای زمین‌شناسی اقتصادی این منطقه محسوب می‌گردد. علی‌رغم وجود این کانی‌سازی گسترده، تاکنون مطالعات جامعی در خصوص روند این کانی‌سازی، ژنز، سازوکارها و عوامل مؤثر در تشکیل آنها صورت نگرفته و تنها اطلاعات موجود از این منطقه مربوط به مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای [۱ و ۲] و اکتشافات چکشی توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور [۳] است. در این تحقیق به تفصیل با استفاده از شواهد صحرایی، مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری به بررسی مسائل یاد شده پرداخته شده است.

روش مطالعه

این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گردیده است. در بخش صحرایی پس از بازدیدهای مقدماتی و انجام پیمایشهای زمین‌شناسی، مبادرت به نمونه‌گیری (به تعداد ۸۰ نمونه) در ۳ نیم‌رخ عمود بر کانی‌سازیهای مس و سنگهای درون‌گیر آنها گردید. در بخش آزمایشگاهی تعداد ۳۰ مقطع نازک و ۲۰ مقطع صیقلی از کانی‌سازیهای یاد شده و سنگهای درون‌گیر آنها تهیه شد و مورد مطالعه قرار گرفت. در این بخش برای شناسایی فازهای کانیایی نامشخص مبادرت به

*مسؤول مکاتبات: sh.rajabpour@gmail.com

انجام آنالیز پراش پرتو X (XRD) به تعداد ۱۲ نمونه در سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور گردید.

بحث و بررسی

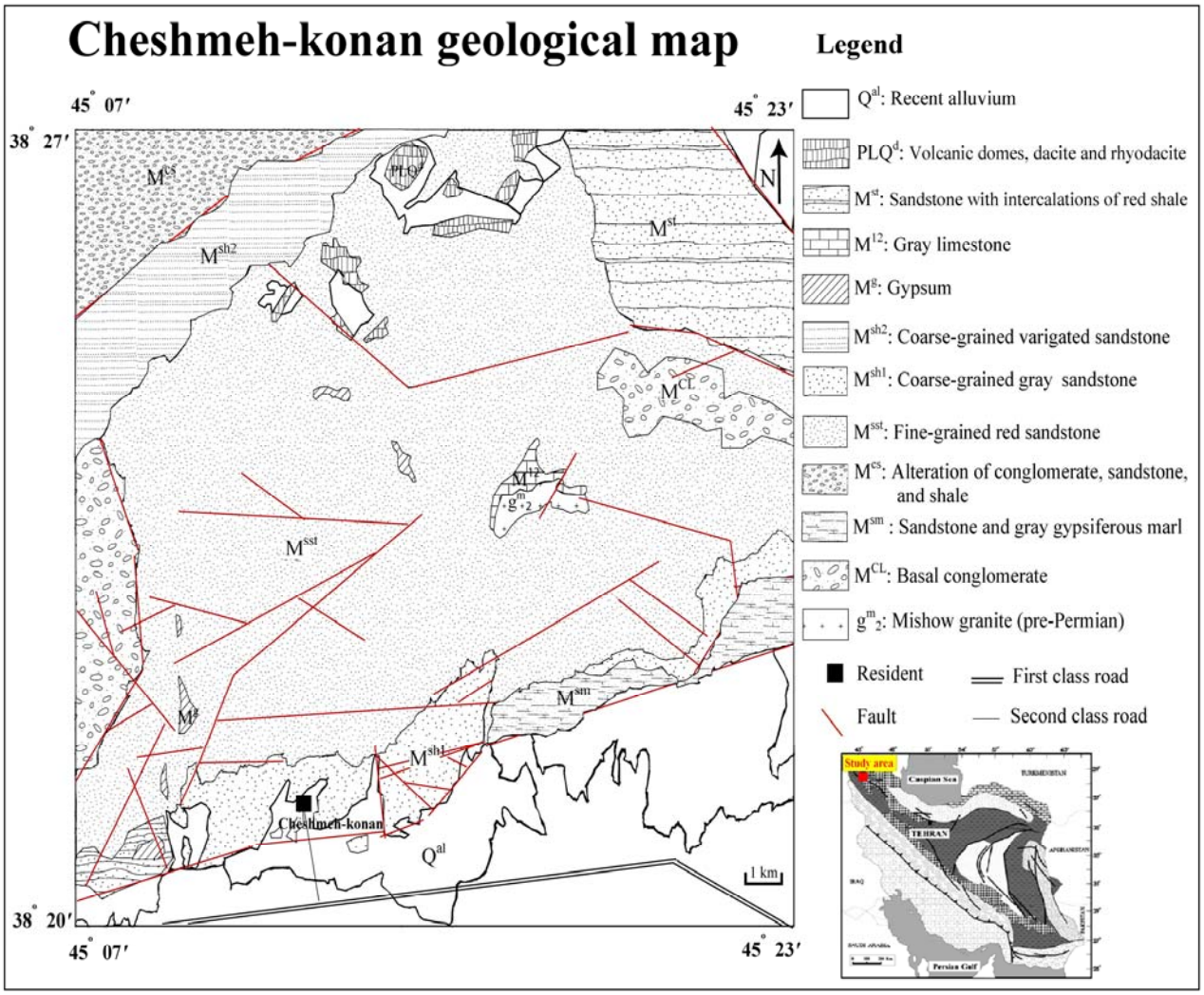
مطالعات صحرایی

منطقه چشمه‌کنان در روند شمال غربی زون تکتونیکی سنندج- سیرجان، بخشی از زمین‌ساخت ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد و یا مرتبط با زون خوی- ماکو می‌باشد [۴].

در محدوده مورد مطالعه اغلب واحدهای زمین‌شناسی مربوط به دوره زمانی میوسن است که با واحد کنگلومرایی آغاز شده و به ماسه‌سنگها ختم می‌شوند (شکل ۱). مهمترین واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه عبارتند از:

(۱) واحد M^{CL}: این واحد از کنگلومرای ضخیم لایه تشکیل شده که پایه رسوبات میوسن را نیز در منطقه تشکیل می‌دهد، رنگ هوازده آن قرمز رنگ بوده و ضخامتی بالغ بر ۱۰۰ متر دارد.

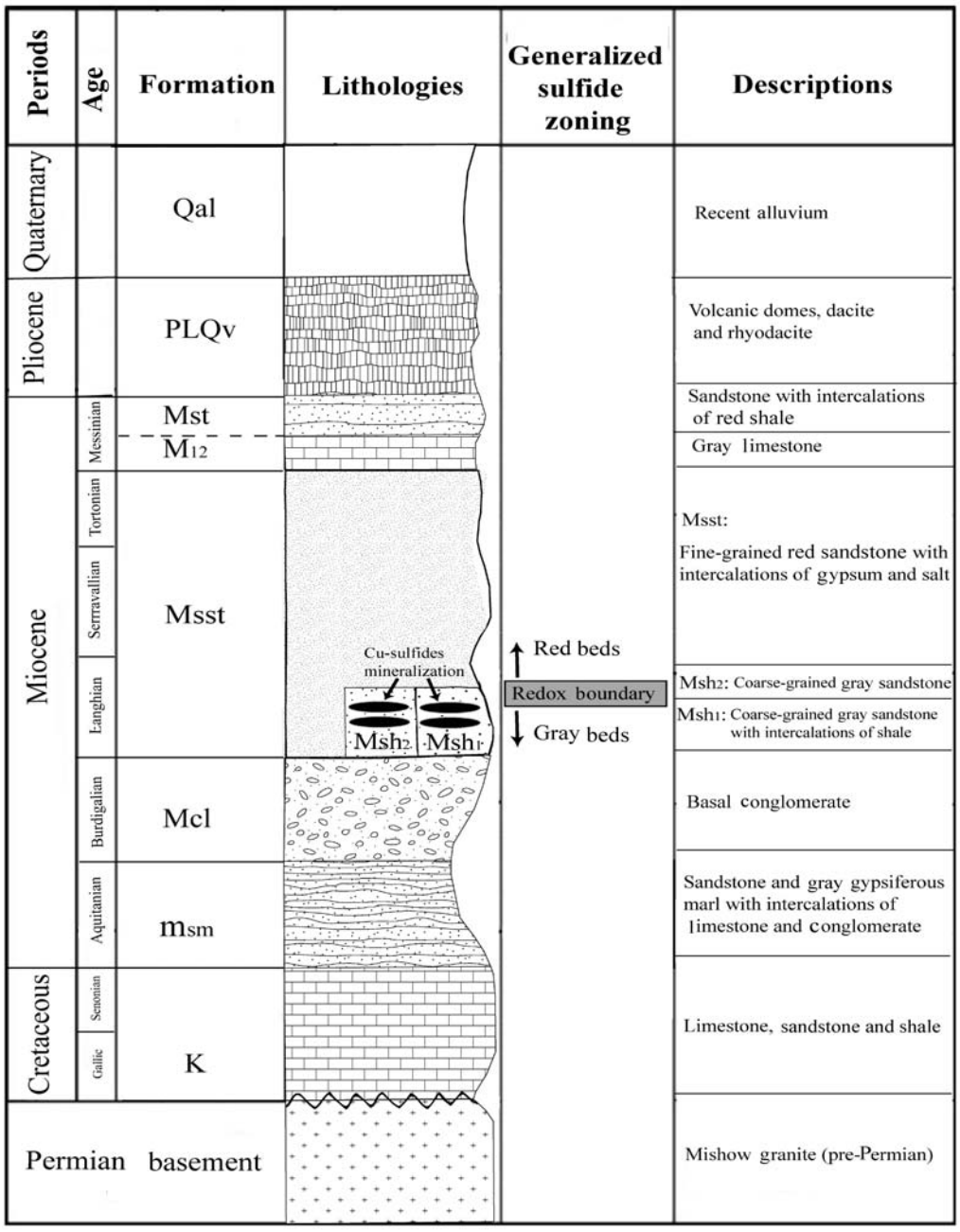
(۲) واحد M^{sst}: این واحد از ماسه‌سنگهای قرمز رنگ و طبقات تبخیری (ژیپس و هالیت) به‌صورت بین‌لایه‌ای تشکیل شده است. واحد یاد شده نسبت به سایر واحدهای میوسن از گستردگی قابل‌ملاحظه‌ای برخوردار و دارای لایه‌بندی منظمی است. رسوبات این واحد به‌صورت متناوب و بین‌لایه‌ای با واحدهای M^{sh1} و M^{sh2} قرار دارند (شکل ۱). به‌طور کلی این واحد بزرگ که به نام طبقات قرمز معروف است، فاقد کانی‌زایی مس می‌باشد.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه. برگرفته از [۲ و ۶] با اندکی تغییرات

(۳) واحد M^{sh1}: این واحد از ماسه‌سنگ سبز- خاکستری به همراه میان‌لایه‌های نازک شیل و مارن غنی از مواد آلی تشکیل شده است. در منطقه مورد مطالعه این رسوبات به‌صورت توالی و بین‌لایه‌ای با واحدهای M^{sst} و M^{sh2} قرار دارند. در این واحد ترکیبات غنی از مس مشاهده می‌گردد.

(۴) واحد M^{sh2}: این واحد همانند واحد M^{sh1} از ماسه‌سنگ سبز- خاکستری با میان‌لایه‌های نازک شیل و مارن غنی از مواد آلی تشکیل شده است. ترکیبات مس (مخصوصاً مالاکیت) در این واحد نیز دیده می‌شوند، اما مقدار کانی‌زایی سولفیدی مس در آن نسبت به واحد M^{sh1} به مراتب ضعیفتر است. ستون چینه‌شناسی منطقه چشمه‌کنان در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی منطقه چشمه‌کنان و موقعیت افقهای احیایی کانه‌دار

کانی‌سازی در منطقه به دلیل هوازدگی سطحی سولفیدهای مس در سطح رخنمونهای سنگی، به شکل کانیهای کربناته مس شامل مالاکیت و آزوریت گسترش یافته و مقدار کانی مالاکیت بیشتر از آزوریت است. مطالعات ساختاری محدوده چشمه‌کنان حاکی از حضور سیستم‌های گسلی متعدد دارد که واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. روند واحدهای سنگی منطقه در برخی نقاط بر اثر عملکرد گسلها دچار تغییر شده است. تعدادی از این گسلها عمیق بوده و ادامه آنها تا پی‌سنگ کشیده شده است. از مهمترین این گسلها در منطقه مورد بررسی می‌توان به گسل تسوج- میشو و گسل چشمه‌کنان- توپچی اشاره کرد [۴، ۵، ۶ و ۷]. مهمترین رخداد زمین‌شناسی مربوط به این ناحیه که به کانی‌سازی فلزی منجر گردیده است، فاز کوه‌زایی آسترین (Austrain) می‌باشد [۴]. عملکرد این فاز سبب تشکیل طبقات قرمز بالایی شده است. به دنبال آن عملکرد فاز بزرگ کوه‌زایی پاسادنین، سازندها را در برخی مناطق از جمله منطقه موردمطالعه به شدت تغییر داده و موجب چین‌خوردگیهای شدید در آنها شده است [۴]. این ساختارهای خطی به دلیل ویژگیهای خاص خود که عمدتاً گسلهایی با شیب تند می‌باشند، به نظر می‌رسد معبری مناسب برای عبور سیالات محبوس فسیلی بوده‌اند و منجر به رخداد دگرسانیها و کانه‌زاییهای گسترده در این منطقه شده‌اند. براساس مطالعاتی که بر روی اغلب نهشته‌های مس رسوبی دنیا صورت پذیرفته، علاوه‌بر این کانال‌های عبوری، حضور توده‌های نفوذی نیز می‌تواند عامل مهمی در برقراری چرخه سیالات محبوس فسیلی محسوب گردد [۸، ۹، ۱۰، ۱۱ و ۱۲]، اما در منطقه چشمه‌کنان توده نفوذی (گرانیت میشو) موجود در منطقه که سنی قبل از پرمین داشته و واحدهای رسوبی میوسن به‌صورت دگرشیبی بر روی آن قرار گرفته اند [۲]، به دلیل قدیمی‌تر بودن نمی‌توانند نقشی در برقراری چرخه سیالات داشته باشند. زون‌های کانی‌سازی شده در این منطقه به شکل چینه‌سان بوده و دارای ضخامتی متغیر بین ۰/۱ تا ۱ متر و طولی متغیر از ۳ تا ۱۰ متر می‌باشند.

سنگ‌نگاری

تعیین شرایط کانی‌سازی کانسارهای مس چینه‌سان با سنگ میزبان رسوبی نیازمند مطالعات گسترده هم در سنگ میزبان طبقات احیایی و هم در طبقات قرمز فرو دیواره می‌باشد [۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۶ و ۱۷]. در ذخیره چشمه‌کنان طبقات قرمز فرودیواره از رسوبات آواری قرمز رنگ ریزدانه تشکیل شده‌اند و تحت عنوان واحد M^{sst} معرفی گردیده‌اند. طبقات سبز- خاکستری شامل ماسه‌سنگ و شیل به‌صورت میان‌لایه‌اند. در قسمت بالایی تحت عنوان واحدهای ماسه‌سنگی M^{sh1} و M^{sh2} نام‌گذاری شده‌اند.

مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که ماسه‌سنگهای میوسن در این منطقه به‌طور عمده حاوی کانیهای کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، میکا، خرده‌سنگ و چرت می‌باشند. این اجزا (که احتمالاً حاصل تخریب و هوازدگی سنگهای رسوبی و آذرین مثل دیوریت و گابرو می‌باشند) توسط سیمان کربناته (کلسیت و دولومیت) با تبلور اسپاری (۳ تا ۵ درصد)، اکسیدهای آهن (۲ تا ۳ درصد) و رس‌ها (۴ تا ۱۰ درصد) به‌هم متصل شده‌اند. کوارتزها متشکل از دانه‌های آواری زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده با میانگین قطری بین ۰/۱۵ تا ۰/۵ میلی‌متر کانی اصلی (۵۵ تا ۶۵ درصد) ماسه‌سنگها می‌باشند. همچنین خرده‌سنگهای رسوبی از نوع چرت و میکا از ترکیبات اصلی این سنگها محسوب می‌شوند.

بررسیهای میکروسکپی حکایت از آن دارند که میزان فلدسپار (پلاژیوکلاز، آلبیت و ارتوکلاز)، در این سنگها بالا بوده، به‌طوری‌که اغلب ماسه‌سنگها دارای جورشدگی خوب و بلوغ بافتی مناسبی هستند. رخساره سنگی آنها بر اساس طبقه‌بندی فولک [۱۸] در محدوده لیت‌آرنایت، ساب لیت‌آرنایت و ساب‌آرکوز قرار می‌گیرد (شکل ۳). تصاویر میکروسکپی از ماسه‌سنگهای دانه‌درشت (طبقات سبز- خاکستری)، جانشینی دولومیت دانه‌درشت به جای فلدسپارها در ماسه‌سنگهای ساب لیت‌آرنایتی (شکل ۴- الف)، و همچنین حضور کالکوسیت همراه با بیوتیت و کوارتز در ماسه‌سنگهای ساب‌آرکوزیک (شکل ۴- ب) و جانشینی کلریت توسط مالاکیت در اطراف رخ و حاشیه دانه‌ها (شکل ۴- ت) را به‌وضوح نشان می‌دهند.

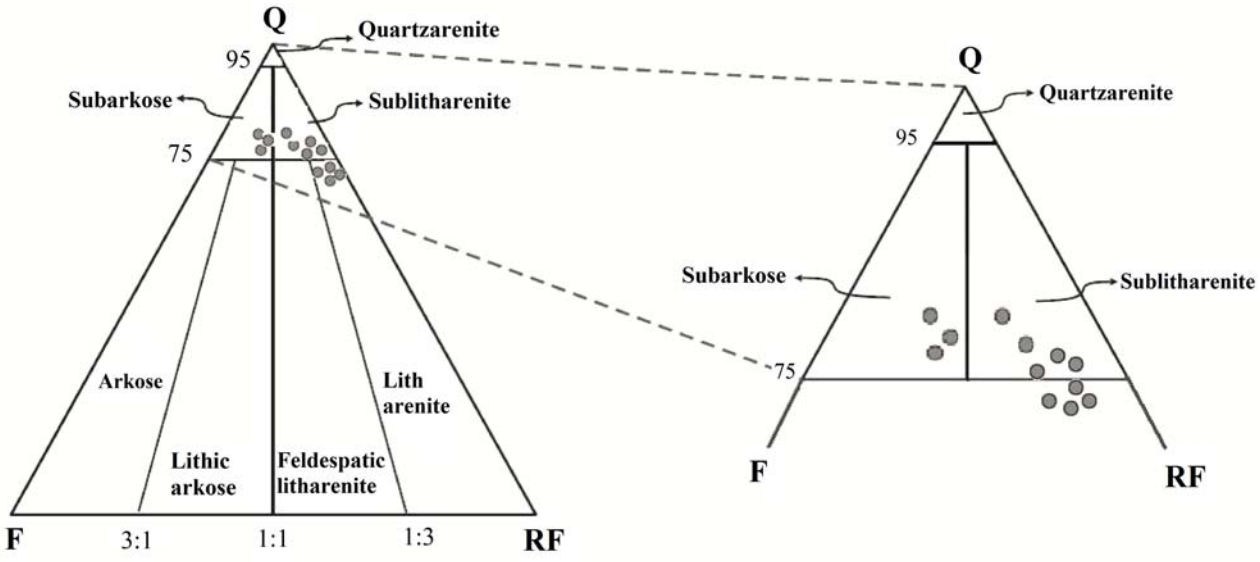
کانه‌نگاری، ساخت و بافت

مهمترین کانیهای سولفیدی موجود در نهشته مس چشمه‌کنان عبارتند از پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت و کوولیت. این کانیها به‌صورت بافتهای دانه‌پراکنده،

جانشینی، سیمان میان‌دانه‌ای و درزه‌های انحلالی دیده می‌شوند که در بخشهای بعدی به آنها اشاره خواهد شد.

مراحل تشکیل و تکوین کانه‌زایی

بر اساس مطالعات کانه‌نگاری و بررسی ساخت و بافت و کانی‌شناسی، تشکیل و تمرکز کانه‌زایی در چشمه‌کنان در ۴ مرحله، ۱) رسوب‌گذاری، ۲) دیاژنز، ۳) تغییرشکل تکتونیکی و ۴) اکسیداسیون برون‌زاد صورت گرفته است.



شکل ۳. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار سه متغیره کوارتز (Q)، فلدسپار(F) و خرده سنگ (RF) [۱۸].

مرحله قبل از کانه‌زایی: پیریت، سولفید قبل از کانی‌سازی (Pre-ore Stage)

بخشهای کانی‌سازی نشده و احیایی ماسه‌سنگهای سبز- خاکستری دارای دو نسل مختلف پیریت هستند (شکل ۴): ۱) پیریت های ریز و خودشکل افشان (Disseminated) (در اندازه ۱۵ میکرون) (شکل ۴- ث، ۴- ج و ۴- چ) که غالباً در اطراف مواد ارگانیکی به‌علت احیا شدن محیط حضور داشته و مربوط به مرحله تشکیل کانه هستند و ۲) پیریت‌های فرامبوئیدال (Framboidal) با اندازه‌های معمول ۲۵ میکرون تا ۱ میلی‌متر و یا بزرگتر (شکل ۴- ح و ۴- خ) و تجمعات بلوغ‌یافته آنان که مربوط به مراحل اولیه دیاژنز و قبل از کانی‌سازی بوده و به احیای محیط و ایجاد سیال احیایی کمک نموده‌اند. تجمع بالای پیریت‌های بسیار دانه‌ریز در مجاورت مواد ارگانیکی دیده می‌شود که به احتمال زیاد فعالیت غیراکسیدی و احیاء سولفات باکتریایی را پیشنهاد می‌کند. در کنار انبوهه‌هایی با بافت تمشکی، انبوهه‌های نودولی شکل از پیریت‌های بسیار دانه‌ریز نیز در فضای بین‌دانه‌ای دارای بافت دانه‌پراکنده وجود دارند (کوچکتر از ۱ سانتی‌متر) که به نظر می‌رسد از نوع سین دیاژنتیک بوده و در بین رسوبات تحکیم نیافته اولیه تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد که در نهشته مس چشمه‌کنان دانه‌های پراکنده پیریت در مراحل اولیه دیاژنز تشکیل شده‌اند سپس در مرحله بعدی سیالات حاوی مس، در برخورد با پیریت، مس را جای‌گزین کرده و کانه‌های سولفیدی کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت به‌صورت بافت جانشینی تشکیل داده‌اند. در مواردی بقایای پیریت‌های اولیه هنوز مشاهده می‌گردد (شکل ۴- د).

مرحله تشکیل سولفیدهای آهن- مس و سولفیدهای مس (Ore-stage)

مرحله عمده کانی‌زایی ذخیره چشمه‌کنان با سولفیدهای افشان قابل‌تشخیص است. سولفیدهای مس اولیه به‌صورت سیمان در ماسه‌سنگهای سبز- خاکستری تشکیل شده‌اند و به‌ندرت با چشم غیر مسلح قابل تشخیص هستند. شواهد کانه‌نگاری حکایت از آن دارند که زون‌های مینرالیزه در منطقه

به چهار فرم توسعه یافته‌اند: ۱) حضور در حفرات حاصل از انحلال دانه‌های فلدسپار (شکل ۴- ذ و ۴- ر)، ۲) پرکننده فضاهای خالی ناشی از انحلال فشاری توسط دیاژنز با بافت درزه انحلالی (شکل ۵- الف و ۵- ب)، ۳) جانشینی سولفیدهای مس در ساختارهای سلولی فسیلهای گیاهی (شکل ۵- ت، ۵- ث، ۵- ج و ۵- چ) و ۴) به‌صورت سیمان میان‌دانه‌ای (نوعی از بافت جانشینی) به‌طوری که فضای بین دانه‌های سنگ میزبان توسط سولفیدهای مس اشباع شده (Impregnant copper sulphide) پر شده و این سولفیدها در اطراف دانه‌های آواری (کوارتز و فلدسپار) تجمع یافته‌اند [۱۹]. (شکل ۵- ح، ۵- خ و ۵- د). همچنین قرارگیری سولفیدهای مس اولیه در فضای خالی میان‌دانه‌ها به‌صورت سیمان بین‌دانه‌ای می‌تواند بافت دانه پراکنده ایجاد کند [۲۰] که در نهشته مس چشمه‌کنان دیده می‌شود. بافت جانشینی مهمترین و غالبترین بافت موجود در این نهشته است.

سولفیدهای مس (کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت) مشخصاً در مراحل نهایی دیاژنز به‌صورت بافت جانشینی تشکیل شده‌اند. کوولیت کانی ثانویه بوده و از دگرسانی سایر سولفیدهای مس به‌وجود آمده است. با توجه به بررسیهای کانه‌نگاری، سولفیدهای مرحله تشکیل کانه به ترتیب تشکیل توالی پاراژنزی به قرار زیرند (شکل۲): کالکوپیریت- بورنیت- کالکوسیت.

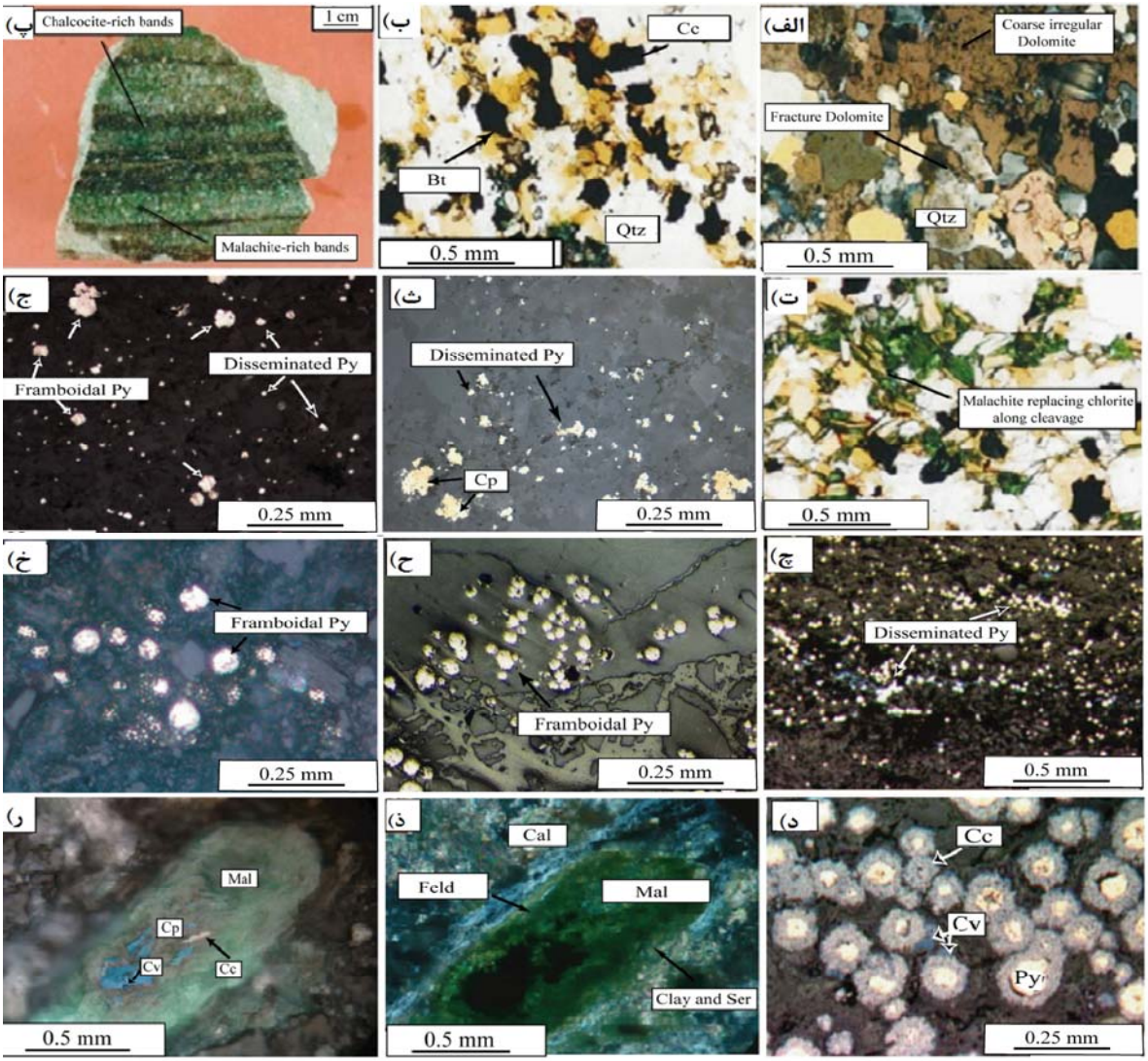
در تمام کانیهای سولفیدی مانند پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت و نیز کانیهای غیرسولفیدی مانند مالاکیت و آزوریت، بافت جانشینی که بافت اصلی در نهشته مس چشمه‌کنان است، مشاهده می‌گردد. شرایط احیایی حاصل از مواد آلی، محیط مناسبی برای تشکیل و جانشینی کانیهای سولفیدی در آنها ایجاد نموده است [۲۱]. چنین شرایطی باعث جانشینی کالکوپیریت و بورنیت، به جای سلولهای گیاهی به‌صورت رگه‌چه‌های بزرگ (شکل ۵- ت، ۵- ث، ۵- ج و ۵- چ) و همچنین سبب جانشینی داخل پیریت (شکل ۵- ح) شده است. سولفیدهای غنی‌تر از مس نظیر بورنیت و کالکوسیت در میان کالکوپیریت به‌صورت بافت جانشینی به وضوح قابل تشخیص هستند (شکل ۵- خ و ۵- د). کالکوسیت (کانی اصلی سولفیدی موجود در نهشته مس چشمه‌کنان) نیز همانند پیریت دو نسل دارد: ۱) نسل اول که در طی فرآیند کانه‌زایی تشکیل شده و شبیه کالکوپیریت و بورنیت است (شکل ۵- د، ۵- ذ و ۵- ر) و به‌صورت جانشینی در پیریت فرامبوئیدال نسل اول، پیریت دانه پراکنده (بقایای پیریت‌های اولیه در شکل ۴-د)، سیمان کلسیتی (شکل ۵- ب)، دانه‌های فلدسپار دگرسان شده (شکل ۴-ر) و همچنین به صورت سیمان میان‌دانه‌ای دیده می‌شود. این نوع کالکوسیت به‌صورت دانه پراکنده و در بخشهای غنی از فسیل گیاهی تشکیل شده است. ۲) نسل دوم کالکوسیت از تبدیل کالکوپیریت و بورنیت جانشین شده در فسیلهای گیاهی و در طی عملکرد فرآیندهای برون‌زاد (Supergene) از دگرسانی سولفیدهای مس به‌وجود آمده است (شکل ۵- د). نکته قابل ذکر آن است که کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت نیز جانشین پیریت‌های تشکیل شده در مرحله قبلی (اوائل دیاژنز) شده‌اند.

در بافت سیمان میان‌دانه‌ای که حالت خاصی از بافت دانه پراکنده است، فضای بین‌دانه‌های سنگ میزبان توسط سولفیدهای مس اشباع شده پر شده است. این سولفیدها اطراف دانه‌های آواری (کوارتز و فلدسپار) تجمع یافته‌اند [۱۹]. بافت سیمان میان‌دانه‌ای در نهشته مس چشمه‌کنان در بخشهای با تمرکز بالای سولفید و غنی از فسیل گیاهی مشاهده می‌گردد (شکل ۴- د و شکل ۵- ح و ۵- خ).

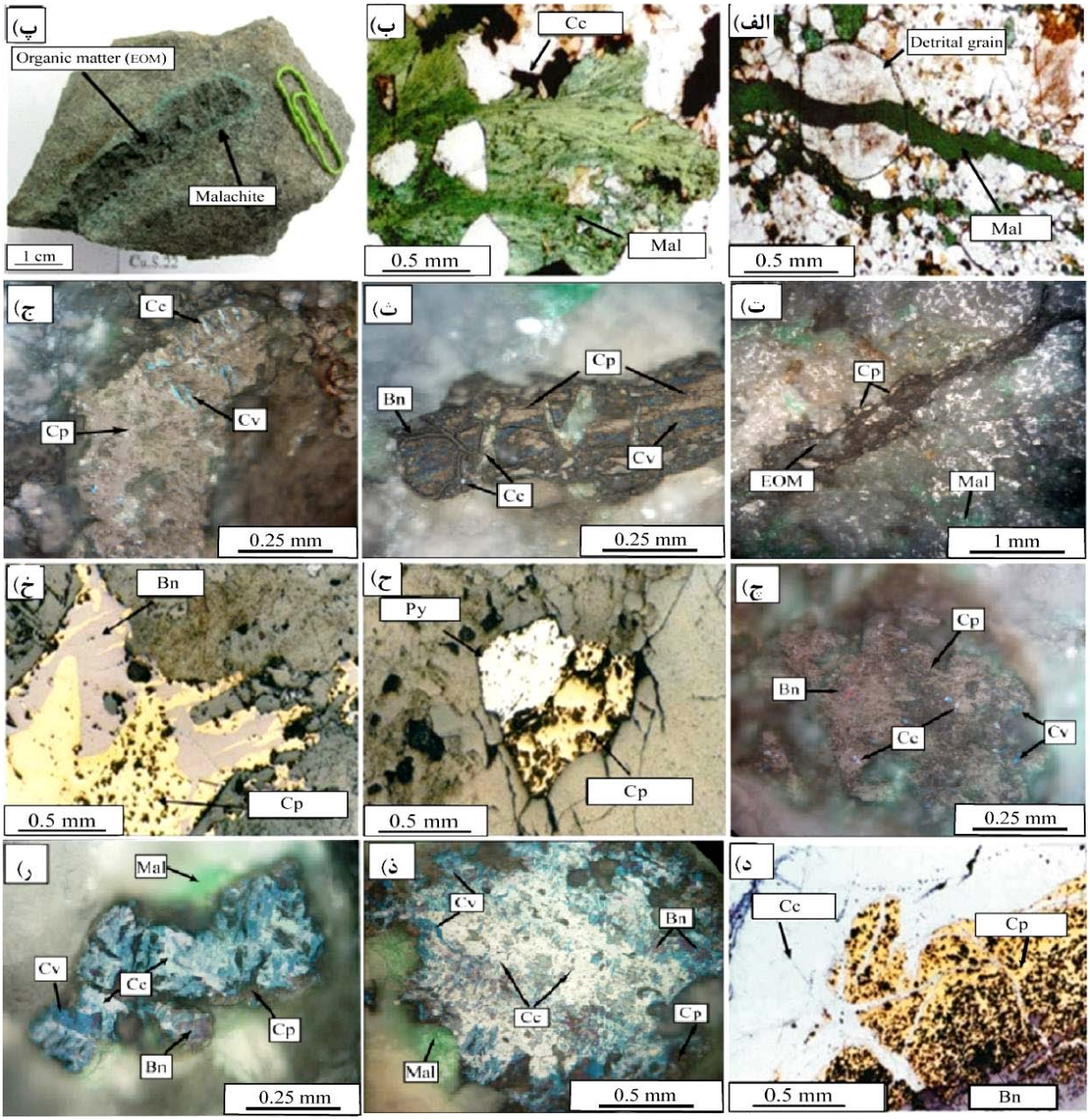
بورنیت به‌طور عمده همراه کالکوپیریت مشاهده می‌گردد. این کانی به شکل دانه‌های پراکنده نامنظم و همچنین به‌صورت اشکال کاذب بعد از پیریت شکل‌دار بسیار دانه‌ریز قابل رؤیت است. دانه‌های نامنظم بورنیت معمولاً خلل و فرج بین‌دانه‌ای اولیه و دیاژنتیکی تأخیری را پر کرده‌اند. بر اساس رنگ، دو نوع مختلف بورنیت قابل تشخیص است: ۱) بورنیت صورتی (شکل ۵- خ) که معمولاً غنی از گوگرد بوده و ۲) بورنیت بنفش (شکل ۵- د) که فقیر از گوگرد و غنی از مس می‌باشد [۲۲]. هر دو نوع بورنیت منطقه‌بندی خاصی از خود نشان نمی‌دهند ولی نوع صورتی در بخشهای بالایی فراوانتر است.

بعضاً بورنیت صورتی‌شکل در هم‌بافته(intergrowthWeave) را با کالکوپیریت نشان می‌دهد (شکل ۵- خ). بر اساس براون [۲۲] و رز [۲۳] چنین ترکیب برای بورنیت می‌تواند یک حالت نیمه‌پایدار "مس طبقات قرمز" باشد که در ابتدا در طی تبلور سریع در دماهای پایین تشکیل شده است. در مقاطع میکروسکپی بورنیت صورتی رنگ معمولاً در تماس با کالکوپیریت ظاهر می‌شود (شکل ۵- خ) و جایی‌که کالکوسیت

در حواشی بورنیت قرار دارد، بورنیت بنفش رنگ (غنی از مس) مشاهده می‌گردد (شکل ۵- د).



شکل ۴. تصاویر میکروسکپی ماسه‌سنگهای دانه‌درشت (طبقات سبز- خاکستری). الف) جانشینی دولومیت دانه‌درشت به جای فلدسپارها در ماسه‌سنگهای ساب لیت‌آرنایتی (نور xpl). ب) حضور کالکوسیت همراه با بیوتیت و کوارتز در ماسه‌سنگهای ساب‌آرکوزیک (نور ppl). پ) تصویر مزوسکپی از کانی‌زایی کالکوسیت چینه‌سان و مالاکیت در داخل ماسه‌سنگهای ساب‌آرکوزیک. ت) جانشینی کلریت توسط مالاکیت در اطراف رخ و حاشیه دانه‌ها (نور ppl). ث) پیریت دانه‌ریز دارای بافت پراکنده یا افشان (Disseminated) و بافت جانشینی کالکوپیریت موجود در داخل پیریت دانه‌ریز. ج) پیریت دانه‌ریز دارای بافت پراکنده یا افشان و پیریت‌های دانه‌درشت‌تر دارای بافت تمشکی که در متن سنگ میزبان ساب‌آرکوزی پراکنده شده‌اند. چ) پیریت‌های دارای بافت پراکنده یا افشان که در متن سنگ میزبان ساب‌آرکوزی توزیع شده‌اند. ح و خ) پیریت‌های دارای بافت تمشکی یا فرامبوئیدال (Framboidal)، (نور انعکاسی xpl). د) تشکیل کالکوسیت و کوولیت به‌صورت بافت جانشینی در اطراف پیریت‌های اولیه (سین‌دیاژنتیک). ذ) جانشینی مالاکیت داخل فلدسپار و تشکیل کانیهای رسی از دگرسانی فلدسپار اولیه (نور xpl). ر) کانی‌سازی مس به فرم کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت (نور انعکاسی xpl). علایم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Qtz: کوارتز، Feld: فلدسپار، Bt: بیوتیت، Cc:کالکوسیت، Cv:کوولیت، Cp: کالکوپیریت، Ser: سرسیت، و Mal: مالاکیت.



شکل ۵. تصاویر میکروسکپی و مزوسکپی ماسه‌سنگهای دانه‌درشت (طبقات احیایی). الف) بافت درزه انحلالی حاصل از انحلال فشاری در فرآیند دیاژنز داخل کوارتز آواری که توسط مالاکیت پر شده است (نور xpl). ب) تشکیل کالکوسیت و بلورهای شعاعی مالاکیت در ماسه‌سنگهای ساب‌آرکوزیک (نور xpl). پ) کانی‌زایی مالاکیت در اطراف مواد ارگانیکی در اثر دگرسانی برون‌زاد. ت) کانی‌سازی کالکوپیریت در اطراف مواد ارگانیکی که در اثر دگرسانی سطحی به مالاکیت و آزوریت تبدیل شده است. ث) پاراژنز کانیایی سولفیدی مس به‌صورت بافت جانشینی در ماسه‌سنگ ساب‌آرکوزیک و لیت‌آرنایتی. ج) پاراژنز کانیایی سولفیدی مس به‌صورت بافت جانشینی در ماسه‌سنگ ساب‌آرکوزیک. چ) پاراژنز کانیایی سولفیدی مس به‌صورت بافت جانشینی در ماسه‌سنگ ساب‌آرکوزیک. ح) جانشینی کالکوپیریت داخل پیریت در ماسه‌سنگهای ساب‌آرکوزیک. خ) جانشینی کالکوپیریت توسط بورنیت در ماسه‌سنگهای ساب‌آرکوزیک. د) جانشینی کالکوسیت داخل کالکوپیریت و بورنیت. ذ و ر) پاراژنز کانیایی سولفیدی مس به‌صورت بافت جانشینی به‌ترتیب در ماسه‌سنگ ساب‌آرکوزیک و لیت‌آرنایتی. علایم اختصاری به‌کار رفته عبارتند از: Cc:کالکوسیت، Cv:کوولیت، Bn: بورنیت، Cp: کالکوپیریت، Py: پیریت، Mal: مالاکیت و EOM: مواد ارگانیکی. تمامی تصاویر به‌جز الف و ب در نور پلاریزه انعکاسی و به‌صورت xpl تهیه شده‌اند.

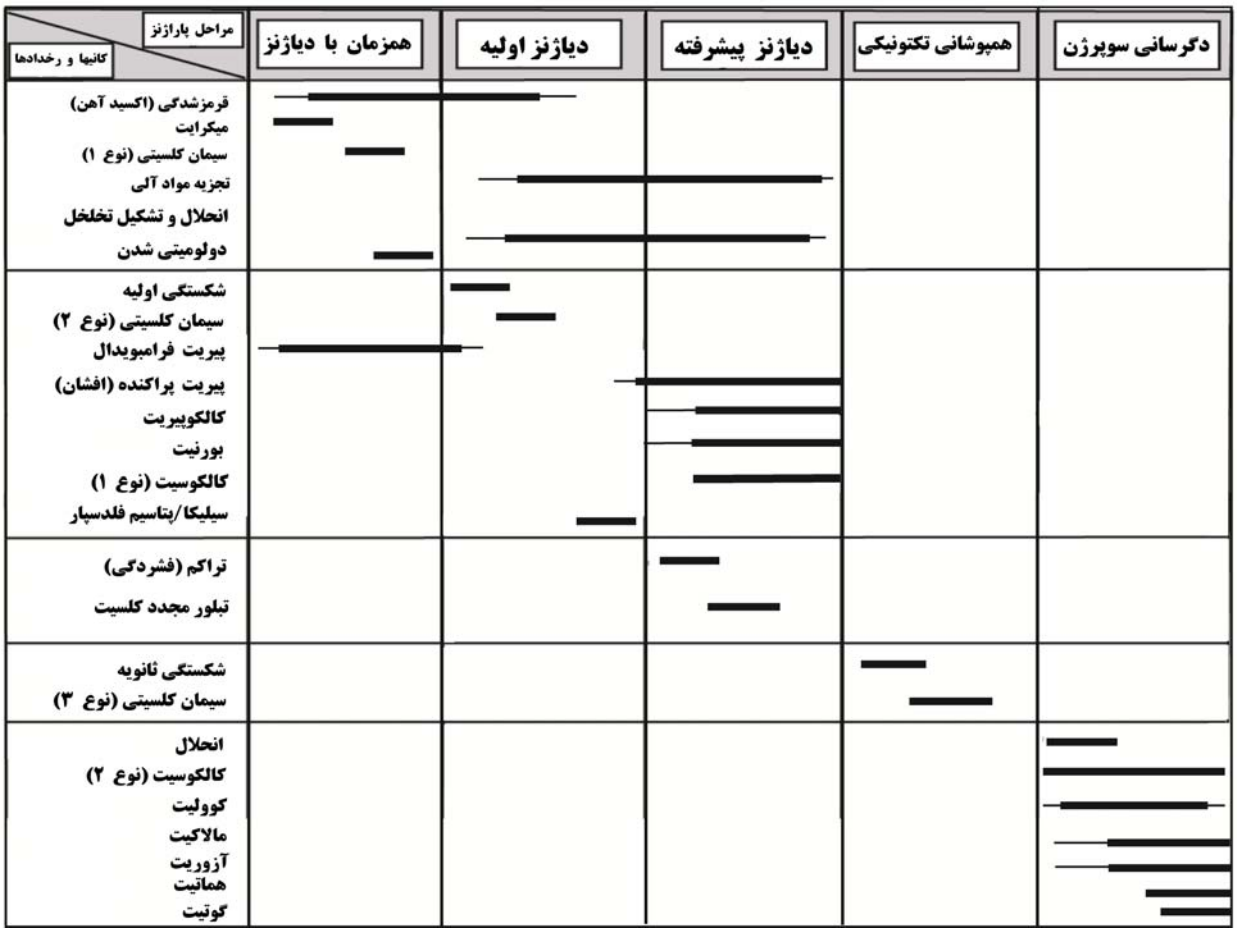
مرحله بعد از تشکیل کانه (Post-ore)

جانشینی کانیهای مرحله تشکیل کانه (ore-stage) در ماسه‌سنگهای سبز- خاکستری با وقوع فرآیند سیلیسی‌شدن که به از بین رفتن خلل و فرج و نفوذپذیری منجر شده، به پایان رسیده است. وقایع بعد از تشکیل کانه به دیاژنز تدفینی پیشرفته، هم‌پوشانی تکتونیکی (شامل درزه و شکافهای فاز تأخیری سنگ میزبان) و دگرسانی برون‌زاد وابسته است (شکل ۶). سیلیسی‌شدن بعد از تشکیل کانه شامل کوارتز و به مقدار کمتر فلدسپار پتاسیم است که در طی تراکم تدفینی عمیق، حفظ شده‌اند. تغییر شکل تکتونیکی فاز کوه‌زایی پاسادنین مربوط به مرحله بعد از تشکیل کانه (post-ore) در ذخیره چشمه‌کنان بسیار حایز اهمیت است. اکسیداسیون سطحی به مقدار فراوانی به‌صورت مالاکیت و آزوریت در رخنمونهای کانی‌سازی شده و نیز به‌صورت گوتیت و سایر اکسیدهای آهن (مخصوصاً واحد M^{sh2}) در جایی‌که این واحدها حاوی پیریت هستند، به‌وضوح دیده می‌شود. به‌طورکلی کانی‌سازی برون‌زاد شامل کربنات‌های مس (مالاکیت و آزوریت) و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) می‌باشد. مالاکیت و به مقدار کمتر آزوریت در حاشیه کانه‌های کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت و کالکوسیت تشکیل شده‌اند و شکافهای داخل ماسه‌سنگها را اشغال نموده‌اند (شکل ۵- ذ و ۵- ر). در مقاطع میکروسکپی گوتیت محصول فرعی جانشینی برون‌زاد سولفیدهای مس حاوی آهن نظیر کالکوپیریت و بورنیت است. نوارهایی از مالاکیت تقریباً به موازات لایه‌بندی سنگ میزبان در بخش بالایی واحدهای احیایی کانه‌زایی شده تشکیل شده‌اند. این نوارها، بافتهای درزه انحلالی (Solution seams) حاصل از انحلال دانه‌های آواری نظیر کوارتز هستند که سولفیدهای مس در میان آنها باقی مانده‌اند و در مرحله برون‌زاد به مالاکیت تبدیل شده‌اند (شکل ۵- الف و ۵- ب). این گونه درزه‌های انحلالی پس از مرحله دیاژنز اولیه و پیش از دیاژنز تأخیری، در جهت عمود بر فشار بار لیتوستاتیک و در سطوحی موازی با لایه‌بندی سنگ میزبان تشکیل شده‌اند [۲۴]. در اثر فشار بار لیتوستاتیکی، ذرات قابل حل به‌صورت شیمیایی انحلال پیدا می‌کنند و در صورت وجود اجزای غیرقابل انحلال، این ذرات در میان دانه‌های انحلال یافته (فضای درون درزه‌های انحلالی) باقی می‌مانند. این اجزای غیر قابل حل می‌توانند کانی سولفیدی و یا مواد آلی باشند [۲۴].

با توجه به مشاهدات کانه‌نگاری توالی پاراژنزی را می‌توان به‌صورت زیر ترسیم کرد (شکل ۶): ۱) مرحله سین‌ژنتیک (برای وقایع دیاژنتیکی بدوی بوده که در رسوبات به محض ته‌نشین شدن و در طی تدفین خیلی کم‌عمق آنها به‌وجود آمده است)، ۲) مرحله دیاژنز اولیه (در طی مراحل تدفینی با عمق متوسط اعمال شده است)، ۳) مرحله دیاژنز پیشرفته (در طی تدفین عمیق رسوبات به‌وجود می‌آید)، ۴) به دنبال مراحل یاد شده اثر فعالیتهای تکتونیکی (تغییرشکل، درزه‌ها و شکستگیها) که در اثر فاز کوه‌زایی پاسادنین در منطقه به‌وجود آمده است و ۵) در نهایت دگرسانی‌های برون‌زاد تأخیری که در سنگ میزبان و کانی‌سازی موجود به‌وقوع پیوسته است. در شکل ۶ خلاصه‌ای از روابط زمانی، وقایع و مشخصات ویژه سنگ میزبان در طی کانی‌زایی مرحله تشکیل کانه‌ها و سایر جانشینیهای کانیایی که در مطالعات میکروسکپی مشخص گردیده، نشان داده شده است.

نقطه شماری ماسه‌سنگهای مینرالیزه

نتایج نقطه‌شماری و ابعاد اندازه دانه‌ها برای ماسه‌سنگهای کانی‌سازی شده در جدول ۱ نشان‌داده شده است. تقریباً اغلب دانه‌های فلدسپار دچار دگرسانی شده‌اند و تنها تعداد معدودی از آنها دستخوش دگرسانی نگشته‌اند (جدول ۱). در بین ۶ نمونه مطالعه‌شده، درصد بالاتر فلدسپارهای دگرسان‌شده با مقدار بالای مس همخوانی دارند (شکل ۷- الف). اندازه دانه‌ها در بین ۶ نمونه ماسه‌سنگی بازه‌ای از ۰/۳۲ تا ۰/۵۵ میلی‌متر را نشان می‌دهد. به‌طور عمده این بازه کوچک اندازه دانه به ماهیت خوب جورشدگی ماسه‌سنگهای چشمه‌کنان وابسته است. در میان این بازه کوچک، ارتباطی نسبی بین اندازه دانه و محتوای مس وجود دارد. بدین‌صورت که نمونه‌های با اندازه دانه‌بزرگتر (۰/۵۵ میلی‌متر) دارای مقادیر بالاتری از مس (۶/۲٪) هستند (جدول ۱ و شکل ۷- ب). مقدار کلسیت در نمونه‌های موردمطالعه متغیر بوده و بعضاً به ۴/۲٪ می‌رسد (جدول ۱). همچنین، نتایج نقطه‌شماری بین نسبت مواد ارگانیکی و مقدار مس آشکار می‌کند که نمونه‌های با مقدار بالاتر مواد ارگانیکی دارای بالاترین مقدار مس هستند (شکل ۷- پ). درصد رسهای اولیه بازه‌ای بین ۴ تا ۱۰ درصد را نشان می‌دهد. در کل به‌نظر می‌رسد که رابطه معکوسی بین درصد مقدار رس و مقدار مس در نمونه‌ها وجود دارد (شکل ۷- ت).

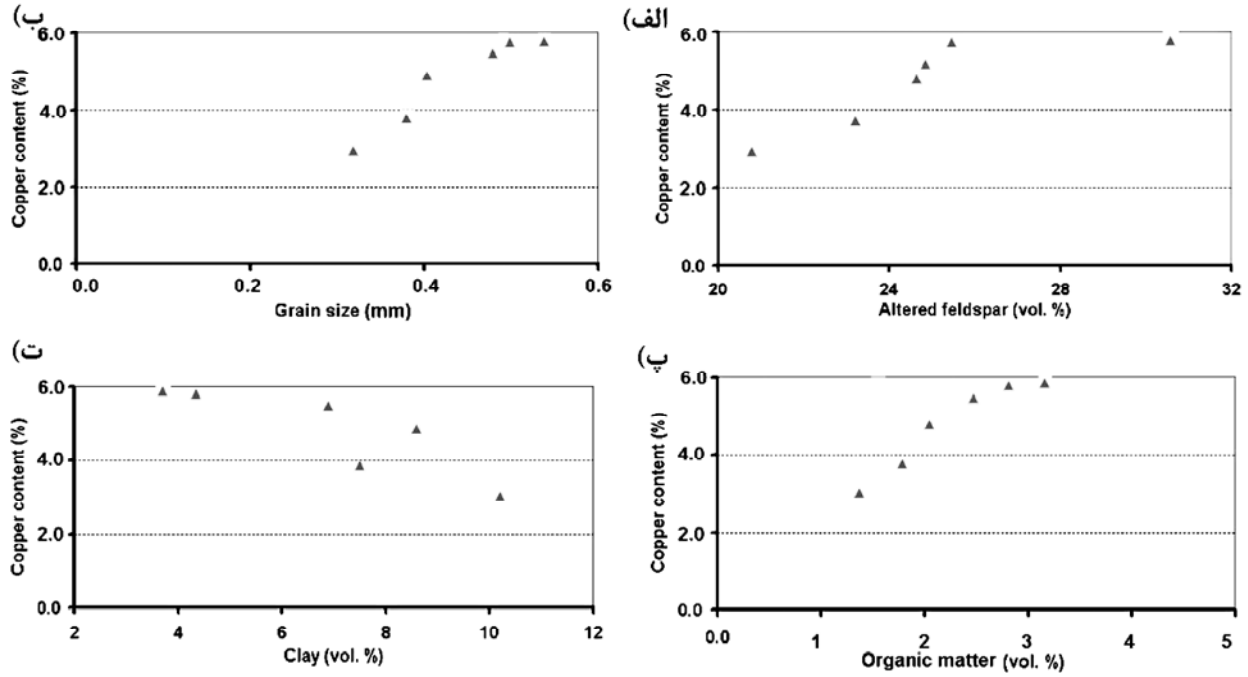


شکل ۶. سکانس کانیایی تشکیل‌شده و وقایع همراه با آن در ذخیره مس چشمه‌کنان. محور افقی از چپ به راست عبارتند از: ۱) مرحله سین دیاژنز (اثرات اولیه دیاژنز) که در رسوبات بعد از ته‌نشست و تدفین بسیار کم‌عمق به‌وجود آمده است. ۲) مرحله دیاژنز اولیه (محیط تدفین با عمق متوسط). ۳) مرحله دیاژنز پیشرفته (تدفین عمیق). ۴) مرحله وقایع کوه‌زایی- تکتونیکی و ۵) مرحله دگرسانی برون‌زاد سنگ میزبان. محور عمودی وقایع سنگ‌نگاری و کانیهای تشکیل‌شده را نشان می‌دهد.

جدول ۱. نقطه‌شماری و اندازه ابعاد دانه‌ها در ۶ نمونه از ماسه‌سنگهای چشمه‌کنان.

نمونه		نقطه‌شماری (درصد حجمی)												
شماره	مقدار مس(٪)	DQ	AQ	FF	AF	Por	SC	SR	LF	Mi	Cl	OM	Cal	GS
Cu.s1	۲/۸	۵۲/۴	۳/۸	۰/۴	۲۱/۱	۱/۱	۱/۷	۱/۱	۵/۵	۰/۴	۱۰/۲	۱/۴	۰/۹	۰/۳۲
Cu.s7	۵/۹	۵۰/۸	۲/۶	۰/۹	۲۶/۷	۲	۴/۷	۱/۲	۲/۲	۱/۱	۴/۲	۲/۹	۰/۷	۰/۵
Cu.s11	۵/۶	۴۸/۳	۲/۷	۰/۵	۲۵/۳	۱/۴	۳/۸	۱/۸	۲/۴	۰/۹	۷/۱	۲/۴	۳/۴	۰/۴۸
Cu.s19	۴/۷	۴۹/۸	۳/۳	۰/۴	۲۴/۹	۱/۴	۴	۰/۷	-	۱/۱	۸/۷	۲	۳/۶	۰/۴
HR.s3	۶/۲	۴۵	۲/۴	۰/۷	۳۰/۹	۱/۷	۵/۶	۰/۴	۱/۵	۰/۹	۳/۹	۳/۲	۳/۸	۰/۵۵
HR.s4	۳/۹	۵۱	۳/۸	۱/۴	۲۳/۳	۰/۷	۳/۲	۰/۷	۱/۶	۰/۹	۷/۶	۱/۷	۴/۲	۰/۳۸

DQ: کوارتز آواری، AQ: کوارتز درجازا، FF: فلدسپار فاقد دگرسانی، AF: فلدسپار دگرسان‌شده، Por: تخلخل، SC: کانیهای سولفیدی پرکننده حفرات یا تخلخل اولیه، SR: کانیهای سولفیدی جایگزین دانه‌های آواری یا سیمان دیاژنتیکی، LF: خرده‌سنگ، Mi: میکا، Cl: رس، OM: مواد ارگانیکی، Cal: کلسیت، GS: اندازه دانه بر حسب میلی‌متر.



شکل ۷. نمودارهای مربوط به روابط بین اختلاف اندازه دانه‌ها، ترکیب ماسه‌سنگهای چشمه‌کنان و مقدار مس موجود در آنها براساس نقطه‌شماری و اندازه ابعاد دانه. الف) نمودار رابطه بین درصد فلدسپارهای دگرسان‌شده و مقدار مس. ب) نمودار رابطه بین اندازه دانه و مقدار مس. پ) نمودار رابطه مقدار مواد ارگانیکی و مقدار مس. ت) نمودار دو متغیره مقدار رس در برابر مقدار مس.

منشأ

با توجه به مطالعات انجام شده، منشأ مس در طبقات فرودیواره، چگونگی انتقال آن و نیز مراحل مختلف ته‌نشست و مدل کانی‌سازی را می‌توان به‌صورت زیر برای ذخیره چشمه‌کنان تشریح کرد:

منشأ مس: منشأ مس در این‌گونه ذخایر، طبقات قرمز با نفوذپذیری بالا و اکسید شده می‌باشند که در بخشهای تحتانی و یا به‌صورت بین‌لایه‌ای با طبقات احیایی نهشته‌های مس چینه‌سان قرار دارند [۲۵، ۲۶، ۲۷ و ۲۸]. این طبقات به‌طور معمول حاوی کانیهای ناپایداری نظیر پیروکسن، بیوتیت، هورنبلاند، مگنتیت و فلدسپار می‌باشند و کانیهای یادشده حاوی مقادیر جزئی از مس هستند [۲۹، ۳۰ و ۳۱]. در کانسارهای مس رسوبی و در طی فرآیند دیاژنز اولیه، هیدرولیز کانیهای سیلیکاتی مانند پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت موجب آزادشدن آهن موجود در شبکه آنها، به‌صورت هیدروکسید آهن فریک (پیش‌ماده اولیه هماتیت) می‌گردد که با تجمع در پیرامون دانه‌های آواری، باعث سرخ‌شدن رسوبات در مراحل اولیه دیاژنز می‌شود [۳۱]. همچنین، در طی دیاژنز اولیه و در اثر تخریب مواد آلی، اسید هومیک ایجاد می‌شود و در محیط اسیدی ناشی از آن، تخریب برخی از کانیهای سیلیکاتی ادامه می‌یابد. در اثر تخریب کانیهای سیلیکاتی، جانشینی پلاژیوکلاز توسط فلدسپار پتاسیم درجازا و نیز شسته‌شدن بیوتیت، عناصر فلزی موجود در شبکه آنها آزاد و این عناصر توسط هیدروکسیدهای آهن و اسمکتیت موجود در زمینه رسی ماسه‌سنگ، جذب می‌شوند [۱۵]. در مراحل بعدی دیاژنز، طی تبلور و بلوغ اکسیدهای آهن بی‌شکل و تبدیل آنها به هماتیت [۳۱] و همچنین تبدیل اسمکتیت به ایلیت، محتوای فلزی درون این کانیها، از جمله مس، آزاد و وارد سیال اکسیدان می‌شوند و می‌توانند توسط آن حمل شوند. به نظر می‌رسد رخداد چنین سازوکاری در تشکیل نهشته مس چشمه‌کنان محتمل باشد.

انتقال مس: سیالات محبوس کلریدی با منشأ دریایی یا تبخیری که از دیاژنز طبقات قرمز نشأت گرفته‌اند، به عنوان حمل‌کنندگان مس در این ذخیره در نظر گرفته می‌شوند. تشکیل کمپلکس‌های قوی بین مس و یون کلر، در شورابه‌های دمای پایین در بسیاری از مطالعات زمین‌شیمیایی بررسی‌شده است [۸، ۱۴، ۲۸، ۳۲ و ۳۳]. با توجه به این مطالعات،

مهمترین کمپلکس‌های کلریدی تشکیل‌شونده در شورابه‌های محبوس طبقات قرمز را می‌توان به شرح زیر نام برد [۳۴]:

$CuCl(s) + Cl^- = CuCl_2^-$ (aq)

$Cu^+ + 2Cl^- = CuCl$

$Cu^+ + 3Cl^- = CuCl_3^{-2}$

آب‌شویی مس از سنگ منشأ طبقات قرمز فرودیواره در مقادیر pH پایین می‌تواند توسط واکنش زیر توجیه گردد [۳۲]:

(۱) $Cu_2O + 6\ Cl^- + 2\ H^+ = 2\ CuCl_3^{2-} + H_2O$

به دنبال واکنش یادشده، باید منشأی برای شورابه قائل شد تا این‌که مس را انتقال دهد. تبخیریهایی که معمولاً به‌صورت بین‌لایه‌ای همراه با طبقات قرمز قرار دارند، می‌توانند منشأ چنین شورابه‌هایی در نظر گرفته شوند [۲۳]. از آن‌جایی‌که اکسیدهای آهن موجود در ماسه‌سنگها، می‌توانند روبنده‌های (Scavengers) خیلی خوبی برای مس باشند، به نظر می‌رسد که تحرک مس در تشکیل زون‌های مینرالیزه در این منطقه به‌واسطهٔ دسترسی مس به لیگندهای کلریدی و تشکیل کمپلکس‌های کلریدی بوده است. شورابه‌های کلریدی حاصل از تراکم و دیاژنز، مس را از کانیهای مس‌دار طبقات قرمز موجود شسته و به‌واسطه نفوذپذیری بالای ماسه‌سنگها و حضور سیستم‌های گسلی فراوان، به بخش بالایی سکانس رسوبی منتقل کرده‌اند.

کانی‌سازی و تجمع مس: تخریب کمپلکس‌های کلریدی مس در بین سدهای سولفیدی هیدروژن (H_2S) حاصل از تجزیه مواد ارگانیکی باعث ته‌نشست مس به فرم سولفیدهای هیپوژن در این منطقه شده است. گازهای احیاکننده (CH_4، H_2S و H_2) حاصل از تجزیه مواد ارگانیکی نقش بسیار مهمی را در این زمینه ایفا نموده‌اند [۳۵]. کمپلکس‌های کلریدی حاوی مس بعداً با گوگرد احیایی (پیریت، HS^- و H_2S) مواجه‌شده و در نتیجه جانشین پیریت سین‌دیاژنتیک گشته‌اند [۳۶ و ۳۷]. این مواد ارگانیکی توسط واکنشهای ردوکس (Redox reactions) که مسؤول ته‌نشست کانه هستند، مصرف می‌گردند. منشأ اصلی سولفیدهایی که به شکل پیریت‌های افشان دانه‌ریز در سنگ میزبان احیایی یافت می‌گردند، می‌تواند به‌علت احیای سولفات توسط مواد کربن‌دار و یا فعالیت باکتریایی در رسوبات باشد [۳۸]. یون سولفات معمولاً در شورابه‌های حاصل از تبخیریها فراوان بوده و می‌تواند محلولهای اکسیدی غنی از مس را تشکیل دهد. جایی‌که این شورابه‌ها با سیالات احیایی مخلوط شوند، واکنش زیر به‌وقوع می‌پیوندد [۳۲]:

(۲) $2\ CuCl_3^{2-} + SO_4^{2-} + CH_4 = Cu_2S + CO_2 + 2\ H_2O + 6\ Cl^-$

فعالیت گسلها و عملکرد شورابه به کاهش گرادیان حرارتی منجر شده، به‌طوری‌که به بلوغ دمایی مواد ارگانیکی انجامیده است. این فرآیند موجبات تجزیه بافتهای چوبی فسیل‌شده را باعث شده است. تشکیل گرافیتوئیدها در ذخیره، شاهد محکمی دال بر تجزیه مواد ارگانیکی به‌واسطه عمل شورابه است. در کانه یا بافت مواد ارگانیکی، تنوع سولفیدهای مس به شرایط متفاوت fS_2 ، fO_2 ، غلظتهای نسبی آهن و مس در محلول و حلالیت وابسته به دما بستگی دارد [۳۹]. بر اساس شکل ۲، کمپلکس‌های مس در ابتدا و سپس کمپلکس‌های آهن حلالیت خود را از دست داده‌اند، به‌طوری‌که در ابتدا مجموعه کانیهای غنی از مس (کالکوسیت و بورنیت) در واحد M^{sh1} تشکیل شده‌اند. همان‌طوری‌که محلولها در حالت پیش‌رونده از مس تهی شده‌اند، بورنیت-کالکوپیریت، کالکوپیریت-پیریت و در نهایت پیریت در افقهای بالاتر ته‌نشست نموده‌اند (واحد M^{sh2}). منطقه‌بندی کالکوسیت- بورنیت- کالکوپیریت- پیریت همچنین می‌تواند از تهی‌شدگی تدریجی مس در طی جریان رو به بالای سیال کانه‌دار به‌وجود آمده باشد. عملکرد واحدهای شیلی و مارنی در بخشهای بالایی زون‌های کانی‌سازی شده به عنوان سدهای زمین‌شیمیایی (به‌علت نفوذپذیری پایین)، مانع از عبور و نفوذ بیشتر سیال حاوی کمپلکس‌های کلریدی به سمت بالای سیستم گردیده و در نهایت ته‌نشست بیشتر مس را سبب گردیده است. کنترل‌کننده‌های زمانی و کانی‌زایی این شرایط را فراهم می‌آورند که کانی‌سازی سولفیدی مس چینه‌سان چشمه‌کنان را مدل‌سازی نماییم. کانی‌سازی در چشمه‌کنان در بهترین حالت توسط مدل اختلاط سیال بعد از مرحله کوه‌زایی (post-orogenic) قابل توجیه است.

نتایج

مهمترین نتایج حاصل از بررسیهای صحرایی، سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری در ذخیره مس چشمه کنان تسوج به قرار زیر است:

۱- کانی‌سازی مس در این منطقه به شکل کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت و کالکوسیت و همچنین در رخنمونهای سطحی در اثر اکسیداسیون به شکل مالاکیت و آزوریت رخ داده است. توسعه زون‌های کانی‌سازی شده در منطقه به شکل

چینه‌سان بوده و در داخل ماسه‌سنگهای درشت دانه سبز-خاکستری رخ داده است.

۲- رخساره ماسه‌سنگهای میزبان زون‌های کانی‌سازی‌شده مس در حد ساب آرکوز و لیت‌آرنایت و ساب لیت‌آرنایت می‌باشد.

۳- موقعیت کانی‌سازی در این منطقه در کنترل رخساره رسوبی و تمرکز مواد ارگانیکی است.

۴- مطالعات میکروسکپی حکایت از آن دارند که زون‌های مینرالیزه در منطقه به چهار شکل توسعه یافته‌اند: ۱) حضور در حفرات حاصل از انحلال دانه‌های فلدسپار، ۲) پرکننده فضاهای خالی ناشی از انحلال فشاری توسط دیاژنز با بافت درزه انحلالی، ۳) جانشینی سولفیدهای مس در ساختارهای سلولی فسیلهای گیاهی و ۴) به‌صورت سیمان میان‌دانه‌ای (نوعی از بافت جانشینی).

۵- دسترسی به لیگاندهای کلریدی، حضور مقادیر بالای کلاست‌های فسیلی گیاهی، دیاژنز، عملکرد مارن و شیل‌ها به عنوان سد زمین‌شیمیایی و وجود سیستم‌های گسلی از جمله عواملی هستند که نقشی ارزنده در رخداد و توسعه کانی‌سازی منطقه ایفا کرده اند.

۶- تشکیل کانیهای مس (مالاکیت) بعد از مرحله دیاژنز اولیه و بعد از تشکیل کانیهای هماتیت، رسها و سیمان کلسیتی، و همچنین قبل از رورشدیهای کوارتز و تراکم رسوبات صورت گرفته است.

۷- منطقه‌بندی گسترده سولفیدهای آهن و مس و همچنین هماهنگی ضعیف با لایه‌بندی نشان می‌دهند که کانی‌زایی بر روی لایه‌های زون انتقالی بعد از ته‌نشست، هم‌پوشانی شده است. کاهش نفوذپذیری و تخلخل رسوبات میزبان به‌واسطه نئومورفیسم و سیمانی‌شدن، پیدایش سیالات حاوی فلز را محدود ساخته است.

۸- با توجه به نتایج به‌دست آمده به نظر می‌رسد که کانی‌سازی مس در منطقه چشمه‌کنان شباهت زیادی به کانسارهای مس رسوبی تیپ طبقات قرمز دارد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از حمایتهای مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز دارند. همچنین از نظرات و پیشنهادهای ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاس‌گزاری می‌نمایند.

منابع

[۱] افتخارنژاد ع.، *" نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی چهارگوش تبریز- پلدشت به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۰).

[۲] خدابنده ع. ا.، امینی فضل ع.، *"نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تسوج به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۲).

[۳] زارعی راد م.، خدابنده ع. ا.، *"گزارش پایان عملیات اکتشاف تکمیلی مس چشمه‌کنان تسوج"*، وزارت صنایع و معادن کشور، استان آذربایجان شرقی، (۱۳۸۶).

[۴] آقانباتی ع.، *"زمین‌شناسی ایران"*، سازمان زمین‌شناسی ایران، (۱۳۸۳) ۶۰۶ ص.

[۵] مختاری د.، *"نقش فعالیتهای تکتونیکی در تکامل مخروط افکنه های دامنه شمالی میشوداغ، شمال غرب ایران"*، فضای جغرافیایی، شماره ۵ (۱۳۸۱).

[۶] مختاری د.، *"پژوهشی در اثرات ژئومورفولوژیکی گسل شمالی میشو و آسیب‌پذیری سکونت گاههای واقع در مسیر آن"*، طرح تحقیقاتی دانشگاه تبریز، (۱۳۸۳).

[۷] مختاری د.، *"تحلیل زمین‌ساخت رسوبی چاله تکتونیکی و در حال گسترش مرند"*، پژوهشهای جغرافیایی، شماره ۶۰ (۱۳۸۶).

[8] Brown A. C., "*Refinements for footwall red-bed diagenesis in the sediment-hosted stratiform copper deposits model*", Economic Geology 100 (2005) 765–771.

[9] Brown A. C., "*Genesis of native copper lodes in the Keweenaw district, northern Michigan: A hybrid evolved meteoric and metamorphogenic model*", Economic Geology 101 (2006) 1437–1444.

[10] Brown A. C., "*A process-based approach to estimating the copper derived from red beds in the sedimen-hosted stratiform copper deposit model*", Economic Geology 104 (2009) 857-868.

[11] Hitzman M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J., Selly, D., "*The sediment-hosted stratiform copper ore system*", In: 100th Anniversary volume. Society of Economic Geologists (2005) 609–642.

[12] Hitzman M. W., Selley D., Bull S., "*Formation of Sedimentary Rock-Hosted Stratiform Copper Deposits through Earth History*", Economic Geology 105 (2010) 627–639.
[13] Brown A. C., "*World-class sediment-hosted stratiform copper deposits: characteristics, genetic concepts and metallotects*", Australian Journal Earth Science 44 (1997a) 317–328.
[14] Brown A. C., "*Global-scale constraints on the formation of sediment-hosted stratiform copper deposits*", Proceedings, International Cornet symposium, Mons (1997b) 93–102.
[15] Brown A. C., "*Redbeds: source of metals for sediment-hosted stratiform copper, sandstone copper, sandstone lead, and sandstone uranium–vanadium deposits*", Geol Assoc Can Geotext 4 (2003) 121–133.
[16] Boyle R. W., Brown A. C., Jefferson C. W., Jowett E. C., Kirkham R.V., "*Sediment-hosted stratiform copper deposits*", Geological Association of Canada, Special Paper 36 (1989) 710p.
[17] Kirkham R.V., "*Sediment-hosted stratiform copper*", Geol Surv Can Geol Canada 8 (1995) 223–240.
[18] Folk R. L., "*Petrology of Sedimentary Rocks*", Hemphill's Book Store. Austin, Texas (1980) 185p.
[19] MacIntyre T. J., *"Fault-controlled hydrocarbon-related bleaching and sediment-hosted copper mineralization of the Jurassic Wingate sandstone at the Cashin Mine, Montrose county, Colorado"*, M.S thesis, Department of Geology and Geological Engineering (2005).
[20] Asael D., Matthews A., Oszczepalski S., Bar-Matthews M., Halicz L., "*Fluid speciation controls of low temperature copper isotope fractionation applied tothe Kupferschiefer and Timna ore deposit"*, Chemical Geology 262 (2009) 147-158.
[21] Subias I., Fanlo I., Mateo J., *"A model for the diagenetic formation of sandstone-hosted copper deposits in Tertiary sedimentary rocks, Arago´n (NE Spain): S/C ratios and sulphur isotope systematic"*, Ore Geology Reviews 23 (2003) 55–70.
[22] Brown A. C., "*Zoning in the White Pine copper deposit, Ontonogan County, Michigan*", Economic Geology 66 (1971) 543–573.
[23] Rose A. W., "*Mobility of copper and other heavy metals in sedimentary environments*", Geol Assoc Can Special Paper 36 (1989) 97–110.
[24] Durieux C. G., Brown A. C., "*Geological context, mineralization, and timing of the Juramento sediment-hosted stratiform copper–silver deposit, Salta district, northwestern Argentina*", Mineralium Deposita 42 (2007) 879–899.
[25] White D. E., "*Environments of generation of some basemetal ore deposits*", Economic Geology 63 (1968) 301-335.
[26] Lustwerk R. L., Rose A.W., "*Source and segregation of transition metals during diagenetic formation of the Redstone stratiform copper deposit, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada*", Geological Society of America, Abstracts with Program 15 (1983) 632p.
[27] Brown A. C., "*An epigenetic origin for stratiform Cd-Pb-Zn sulphides in the lower Nonesuch Shale, White Pine, Michigan*", Economic Geology 69 (1974) 271-274.
[28] Brown A. C., "*Alternative sources of metals for stratiform copper deposits*", Precambrian Research 25 (1984) 61–74.
[29] Zielinski A., Bloch S., Walker T. R., "*The mobility and distribution of heavy metals during the formation of first cycle red beds*", Economic Association of Canada, Special Paper 36 (1983) 710p.
[30] Walker T. R., "*Formation of red beds in modern and ancient deserts*", Geological Society of America, Bulletin 78 (1967) 281–282.
[31] Walker T. R., "*Application of diagenetic alterations in redbeds to the origin of copper in stratiform copper deposits*", Geological Association of Canada Special Paper 36 (1989) 85–96.
[32] Rose A. W., "*The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits*", Economic Geology 71 (1976) 1036–1048.
[33] Sillen G. L., Martell A. E., "*Stability constants of metal ion complexes*", Spec. Publ. Chem. Soc. London 17 (1964) 754p.
[34] Mesmer R. E., Baes C. F., "*The hydrolysis of cations; a critical review of hydrolytic species and their stability constants in aqueous solution*", Oak Ridge Natl. Lab. ORNL-NSF-EATC-3 (1974) Part 3.
[35] Zhuang H., Ran C., He, M. et al., *"Interactions between copper, salt and organic matter and the formation of sandstone-hosted copper deposits"*, Acta Geologica Sinica 70 (1996) 162-172.

[36] Lur’ye A. M., *"Formation conditions of copper-sandstone and copper-shale deposits"*, Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag (1986) 477-491.
[37] Sutton S. J., Maynard J. B., *"A fluid mixing model for copper mineralization at Konkola North, Zambian Copperbelt"*, Journal of African Earth Sciences 42 (2005) 95-118.
[38] Sweeney M. A., Binda P. L., *"The role of diagenesis in the formation of the Konkola Cu-Co orebody of the Zambian Copperbelt"*, Geological Association of Canada Special Paper 36 (1989) 499-518.
[39] Liu J., Li C., Zhang Q., Pan J., Liu Y., Liu X., Liu S., Yang W., *"Wood cell texture from Jinman copper deposit in west Yunnan and its genesis significance "*, Science in China 31(2001) 89–95.