

کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی کانسار مس ولکانیکی کوه پنگ ساوه، بخش میانی پهنه فرورانش ارومیه-دختر

شاهرخ رجب‌پور^{۱*}، مهرداد بهزادی^۲، ایرج رساء^۳

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳- استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۱۲

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۲۰

چکیده

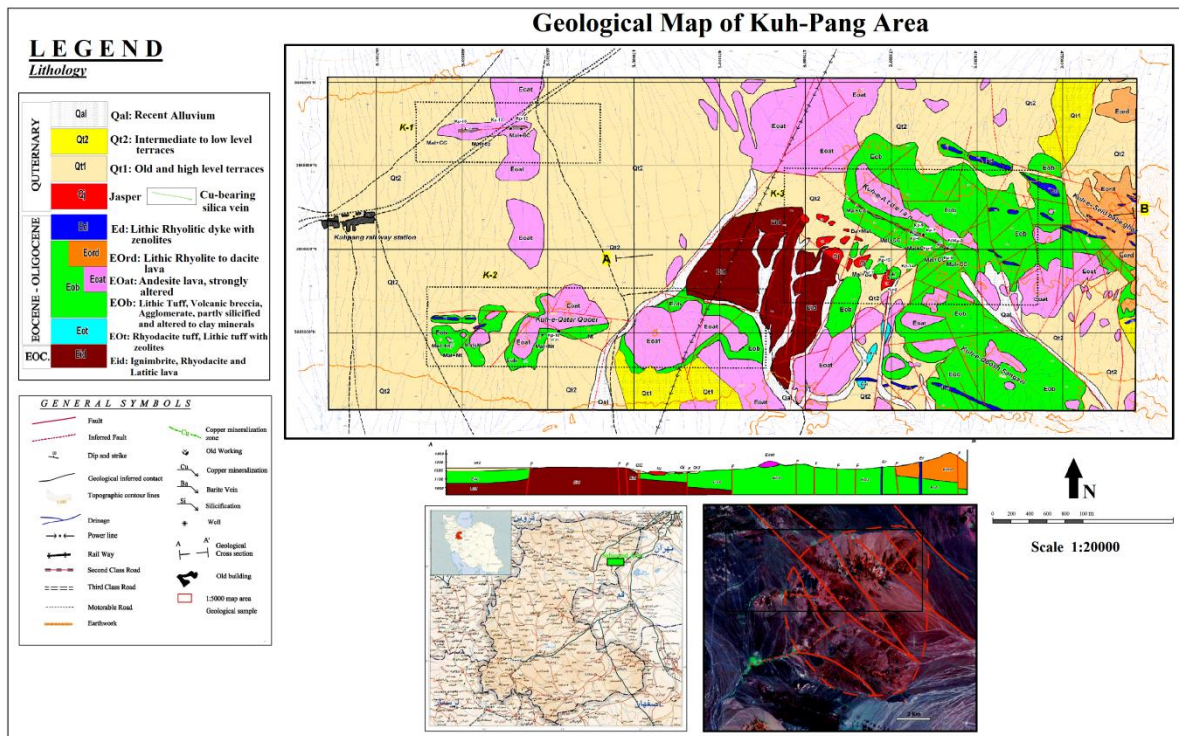
کانسار مس کوه‌پنگ در ۳۸ کیلومتری شمال شرق ساوه در بین رخساره‌های آتشفشانی ائوسن و اولیگومیوسن در بخش میانی پهنه فرورانش ارومیه-دختر قرار گرفته است. عمده واحدهای سنگی منطقه از گدازه‌های آندزیتی، آندزی-بازالتی، توف و لیتیک توف‌های ریزدانه، گدازه‌های ریوداسیتی، برش‌های ولکانیکی ریولیتی و آگلومرا تشکیل شده است. سنگ‌های ولکانیکی ترکیب ساب آلكالین داشته و از لحاظ تکتونیکی در محدوده‌های کالک‌آلكالین و کالک‌آلكالین پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند. محیط تکتونیکی نشان دهنده تعلق سنگ‌های منطقه به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای است. ماده معدنی، در رخساره آتشفشانی، همواره جایگاه استراتیگرافی ثابتی داشته بطوریکه از نوع چینه کران بوده و بافت آن عموماً رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، جانیشینی و لامینه مانند است. پاراژنز ماده معدنی شامل کانی‌های پیریت، کالکوسیت، بورنیت، دیژنیت، کالکوپیریت، کولیت، مالاکیت، آزوریت، هماتیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن است. دگرسانی‌های مهم شامل دگرسانی سیلیسی (به میزان زیاد)، کائولینیتی، کربناتی، سربستی، اپیدوتی و به میزان کمتر کلریتی است که کانه‌زایی به طور عمده با دگرسانی سیلیسی و کربناتی همراهی می‌گردد. مقایسه ویژگی‌های کانه‌زایی مس کوه پنگ از نظر محیط تکتونیکی، محیط زمین‌شناسی، نوع سنگ میزبان و همراه، ژئومتری، بافت و ساخت، کانی‌شناسی و پاراژنز کانی‌های مس و دگرسانی آن، با تیپ‌های مختلف کانسارهای مس، نشان می‌دهد که کانسار مس کوه پنگ، بیشترین شباهت و مطابقت را با کانسارهای تیپ مانتو دارد.

واژه‌های کلیدی: کانسار مس کوه پنگ، کالک‌آلكالین، دگرسانی گرمایی، سولفیدهای مس، چینه‌کران.

مقدمه

شرق- شمال شرق ساوه و ۱۸۰ کیلومتری جنوب غرب تهران (در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زاویه، عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴) واقع شده است (شکل ۱). این محدوده در مختصات جغرافیایی ۳۸' ۵۰° عرض شمالی و ۴۴' ۶,۴° طول شرقی و ۵۰° ۴۴' ۶,۴° عرض شمالی واقع شده است. براساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳)، این کانسار در بخش میانی پهنه فرورانش ارومیه-دختر قرار گرفته است. این منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی با راستای شمال غرب- جنوب شرق است که به طور عمده واحدهای سنگی منطقه از گدازه‌های آندزیتی، آندزی- بازالتی، توف و لیتیک توف‌های ریزدانه، گدازه‌های داسیتی، برش‌های ولکانیکی ریولیتی و آگلومرا تشکیل شده است (شکل ۱).

اکثر کانسارهای مس ایران در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و مجموعه ماگمایی البرز غربی- آذربایجان قرار دارند (قربانی، ۱۳۸۱). تاکنون انواع مختلف تیپ‌های کانه‌زایی مس در ایران از قبیل پورفیری (سرچشمه، میدوک، سونگون)، مس توده- ای (بوانات، شیخ عالی)، مس رسوبی (مارکشه راور کرمان، چشمه کنان تسوج)، رگه‌ای (قلعه زری) و اسکارن (سونگون و مزرعه) شناسایی شده است (خوبی، ۱۳۷۸). ولی ذخایر مس تیپ لایه کران (Stratabound) با سنگ میزبان ولکانیکی تنها در (بهزادی، ۱۳۷۳؛ صالحی و همکاران، ۱۳۹۱؛ علیزاده و همکاران، ۱۳۸۹) گزارش شده است. کانسار مس کوه پنگ در ۳۸ کیلومتری ارتفاعات



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ کوه پنگ، به همراه موقعیت جغرافیایی، گسل‌های فعال در منطقه و موقعیت کانه‌زایی مس (برگرفته از عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴ با اندکی تغییرات)

در سنگ‌های میزبان آتشفشانی، که محدود به افق یا افق‌های خاصی هستند، تحت عنوان ذخایر مانتو

مطالعات اولیه و مقدماتی بر روی کانسار کوه‌پنگ توسط سامانی (۱۳۸۱) انجام شده است. ذخایر مس

آتشفشانی سنوزوئیک در ایران انتظار می‌رود که این نوع ذخایر در ایران نیز فراوان باشند و شایسته است که ویژگی‌های زمین‌شناسی آنها به دقت بررسی گردند. در این مقاله گسترش کانه‌زایی مس در جایگاه استراتیگرافی خاص، در امتداد مقاطع چینه-ای عمود بر روند لایه‌بندی، بافت و ساخت ماده معدنی، پارائز کانی‌ها و ارتباط کانه با کانی‌های تشکیل دهنده سنگ درونگیر و همچنین عوامل کنترل کننده و تیپ کانه‌زایی مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است.

فرورانش ارومیه- دختر می‌باشد (آقناباتی، ۱۳۸۳). براساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زاویه (عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴) و نقشه زمین‌شناسی منطقه کوه-پنگ، اغلب واحدهای زمین‌شناسی مربوط به توالی آتشفشانی ائوسن و ائوسن- اولیگوسن بوده که شامل سنگ‌های آندزیتی، آندزی- بازالتی، توف و لیتیک توف‌های ریزدانه، گدازه‌های ریوداسیتی، برش‌های ولکانیکی ریولیتی و آگلومرا می‌باشند (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحد چینه‌ای در منطقه کوه‌پنگ، سنگ‌های ایگنمبریتی و گدازه‌های داسیتی- لاتیتی ائوسن می‌باشند (شکل ۲). بر روی این واحد سنگی، توالی توف و لیتیک توف‌های ریوداسیتی ائوسن- اولیگوسن قرار می‌گیرد. این واحد رخنمون خیلی کمی در حاشیه جنوبی و در مرکز محدوده دارد. این رخساره متشکل از قطعه سنگ‌های پورفیری و فنوکریست‌های فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای کریپتوکریستالین تا میکروکریستالین بوده و کانی‌های ثانویه کلریت، سریسیت، کلسیت، اپیدوت، زئولیت در آن تشکیل شده است. بر روی این واحد سنگی، توالی لیتیک توف‌های ریزدانه با میان لایه‌هایی از برش‌های آتشفشانی (آگلومرا) تشکیل شده است و وسعت زیادی از محدوده را در بر گرفته است. این سنگ‌ها به شدت دگرسانی سیلیسی، کائولینیتی، کلسیتی

یا طبقات قرمز آتشفشانی (Volcanic Red bed) در تیپ میشیگان معرفی شده‌اند (کیرکهام، ۱۹۹۶). این ذخایر عموماً از کمرندهای آتشفشانی ژوراسیک - کرتاسه تا ترشیاری گزارش شده‌اند و یکی از ذخایر مهم کانسنگ مس به شمار می‌آیند. ذخایر مذکور به تازگی در ایران و در مناطق آتشفشانی جوان (منطقه عباس‌آباد، وشنوه قم، جنوب طارم و قائن) شناسایی شده‌اند (سامانی، ۱۳۸۱). با توجه به گسترش چشمگیر مجموعه‌های

مواد و روش‌ها

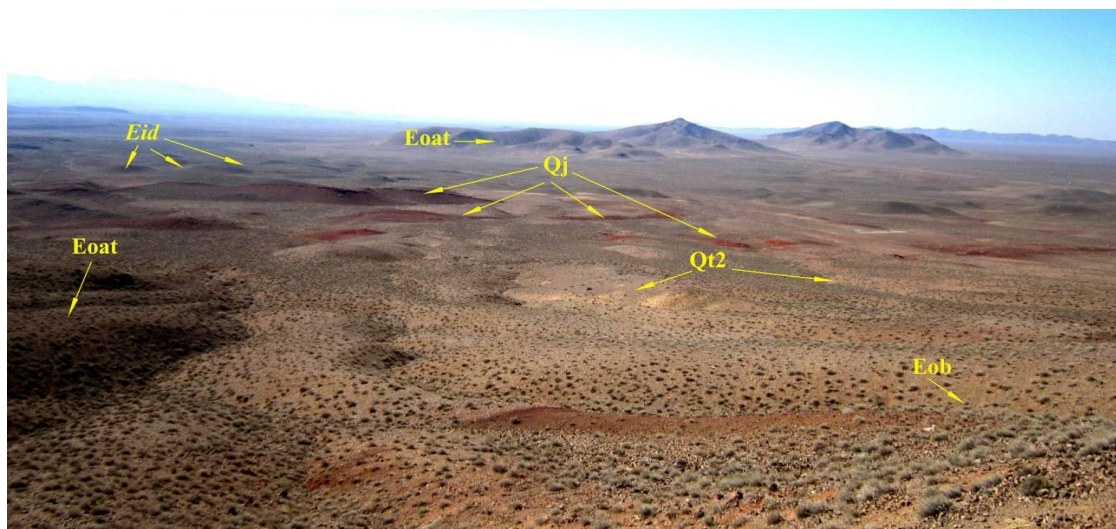
این مطالعه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گردیده است. در بخش صحرایی پس از بازدیدهای مقدماتی و انجام پیمایش‌های زمین‌شناسی، مبادرت به نمونه‌گیری (به تعداد ۸۰ نمونه) در ۳ نیمرخ عمود بر کانی‌سازی‌های مس و سنگ‌های درونگیر آنها گردید. در بخش آزمایشگاهی تعداد ۴۰ مقطع نازک و ۵۰ مقطع صیقلی از کانی‌سازی‌های یاد شده و سنگ‌های درونگیر آنها تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. برای آنالیز ژئوشیمیایی، ۵۰ نمونه سطحی و حفاری در راستای عمود بر شیب واحدهای سنگی میزبان و سنگ‌های دربرگیرنده جمع‌آوری شدند. آنالیزهای شیمیایی برای عناصر اصلی، فرعی و جزئی در آزمایشگاه شرکت زرناب اکتشاف با استفاده‌های دستگاه‌های فلورسانس اشعه ایکس (XRF) و طیف سنجی اتمی به روش جفت پلاسمای القایی (ICP-AES) انجام شدند.

نتایج

منطقه کوه‌پنگ در پهنه تکتونیکی ساندج-سیرجان، بخشی از زمین ساخت ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد و یا مرتبط با بخش مرکزی پهنه

سیلیسی تشکیل شده که نشان دهنده شدت دگرسانی منطقه است. این واحد خصوصا در غرب محدوده در مجاورت با واحد آندزیت پورفیری، به شدت دارای دگرسانی سیلیسی بوده و رگه و رگچه-های سیلیسی را ایجاد کرده است و میزبان کانی-سازی مس بصورت کالکوسیت، مالاکیت و آزوریت می‌باشد.

و کلریتی را نشان می‌دهند، بطوریکه در اغلب موارد، بافت اولیه سنگ از بین رفته است. این سنگ حاوی فنوکریست های پلاژیوکلاز (در حدود ۶ میلیمتر) به شدت کلسیتی و سریسیتی شده در زمینه‌ای از میکروولیت های پلاژیوکلاز سریسیتی شده و شیشه اپاسیته شده است. پلاژیوکلازها حالت زونه و خردشدگی دارند که حاکی از تحمیل استرس و تبلور بعدی آنها است. در بالای این بخش یک زون



شکل ۲: تفکیک واحدهای زمین‌شناسی در محدوده کوه پنگ (دید به سمت جنوب). علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: واحد Eid: داسیت، واحد Eob: توف، واحد Eoat: آندزیت، واحد Qj: طبقات سیلیسی - چرتی و Qt2: تراس‌های آبرفتی جوان

زمینه آن بسیار ریز و فاقد جهت یافتگی مشخصی هستند و دگرسانی‌های شدید کائولینیتی، کلسیتی و کلریتی و اکسید آهن را متحمل شده‌اند. این گدازه‌ها در نمونه دستی دارای بافت بادامکی و آمیگدالوئیدال هستند که آمیگدال‌های آن توسط کانی‌های ثانویه کلسیت، کوارتز و کلریت پر شده‌اند و در مقاطع میکروسکوپی، دارای بافت پورفیری با فنوکریست‌هایی متشکل از فلدسپار پتاسیم دارای ماکل کارلسباد و گاهی اوقات پلاژیوکلاز و خمیره-ای تبلور مجدد یافته متشکل از کوارتز و میکروولیت

وسعت این زون کانه‌دار زیاد است و طول آن بصورت منقطع به بیش از ۱/۳ کیلومتر می‌رسد. این واحد پیروکلاستیک- گدازه‌ای، میزبان کانه‌زایی مس کوه‌پنگ می‌باشد. واحد آندزیت پورفیری میان لایه در غرب و جنوب غرب محدوده رخنمون دارند. لایه‌بندی خاصی در واحد آندزیتی دیده نمی‌شود و تنها به صورت گدازه در منطقه رخنمون دارد. بافت سنگ در نمونه دستی از آفانیتیک تا پورفیریتیک تغییر می‌نماید. دارای بلورهای فنوکریست پلاژیوکلاز تا ابعاد ۴ میلیمتر و میکروولیت های

های فلدسپات پتاسیم و کانی‌های ثانویه اسفن، کلریت، سربیسیت، کلسیت، اپیدوت، زئولیت و کانی‌های کدر است. هماتیستی شدن و اپیدوتی شدن نیز در سنگ قابل مشاهده است.

در قسمت‌های شرقی منطقه، واحد ریولیتی و داسیتی رخنمون دارد و توسط گسل‌های متعددی قطع می‌گردد (شکل ۱). این واحد دارای رنگ رخنمون خاکستری تا سبز تیره می‌باشد. در سراسر منطقه، دایک‌های ریولیتی با روند عمومی شمال غرب- جنوب شرق قرار دارند و به موازات گسل‌های اصلی قابل مشاهده‌اند. ضخامت این دایک‌ها از چند متر تا چند ده متر متغیر است و آخرین واحد آتشفشانی ائوسن-اولیگوسن در منطقه کوه‌پنگ محسوب می‌گردد. در بخش مرکزی منطقه کوه-پنگ، طبقات سیلیسی-چرتی قرمز رنگ با که بر روی واحد لیتیک توف با میان لایه‌هایی آگلومرایی نهشته شده‌اند (شکل ۱). این طبقات سیلیسی-چرتی از روند عمومی گسل‌ها در منطقه تبعیت نموده‌اند. رگه و گچه‌هایی از جنس سیلیس، باریت و کانی‌های فلزی در پهنه‌های تغذیه (Feeder zones) مشاهده می‌شوند.

سنگ نگاری: به منظور انجام مطالعات سنگ‌نگاری ۴۰ نمونه سنگی انتخاب و آماده‌سازی شد. بر پایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، از لحاظ سنگ-شناسی، سنگ‌های آتشفشانی در رده آندزیت، آندزی-بازالت، ریوداسیت، ریولیت، لیتیک توف و ایگنیمبریت قرار می‌گیرند و بخش‌های دارای کانی-سازی مس، قابل تفکیک به آندزیت و لیتیک توف هستند. در جدول ۱ و شکل ۳، مشخصات سنگ-نگاری واحدهای منطقه، توصیف میکروسکوپی، بافت‌های چیره و تصاویر آنها آمده است. آندزیت‌ها دارای مگاپورفیرهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی و حواشی خورده شده پیروکسن و بلورهای نیمه شکل‌دار اولیوین با زمینه میکروولیتی بوده و در اثر

شدت دگرسانی به کلسیت، کلریت، سربیسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳A). کانی‌های فرومنیزین از جمله الیوین به بولنزیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. در آندزیت‌ها بلورهای نیمه شکل‌دار اولیوین دچار پدیده آیدنگسیتی شده‌اند (شکل ۳B). این سنگ‌ها به رنگ خاکستری روشن تا قهوه‌ای و دارای ساخت پورفیری بادامکی (amygdaloidal) هستند. آمیگدال‌ها در بیشتر موارد با سیلیس، کانی‌های برون‌زاد مس و گاه کانی‌های کربناتی پر شده است. در مواردی کانی زئولیت آمیگدال‌ها را پر کرده است. زئولیت به رنگ سفید و در بیشتر مواقع با بافت شعاعی-اسفرولیتی دیده می‌شود. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، آندزی-بازالت متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز بصورت پورفیری و میکروولتی دانه‌ریز و پیروکسن در زمینه‌ای دانه‌ریز می‌باشند. در بسیاری از نمونه‌ها، پیروکسن با خوردگی شدید همراه بوده و پدیده اورالیتی شدن در آن مشاهده می‌گردد (شکل ۳C). ریوداسیت متشکل از بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و سانیدین و هورنبلاند بوده که در زمینه‌ای پورفیری دانه‌ریز و جوش خورده قرار گرفته‌اند (شکل ۳D). لیتیک توف‌ها متشکل از پلاژیوکلاز، اورتوکلاز، کوارتز و هورنبلاند (اکثراً در اثر دگرسانی به گوتیت تبدیل شده‌اند) بوده و در یک زمینه دانه‌ریز جوش خورده و آذرآواری واقع شده‌اند (شکل ۳E). ریولیت متشکل از سانیدین و کوارتز بوده و این کانی‌ها در یک زمینه دانه‌ریز به شدت سیلیسی شده و جوش خورده قرار گرفته‌اند (شکل ۳F). کانی‌های اصلی که تقریباً در تمامی مقاطع دیده می‌شوند، شامل پلاژیوکلاز، کانی‌های فرومنیزین (الیوین، کلینوپیروکسن) و رگه - رگچه‌های کوارتز هستند. در مقاطع میکروسکوپی، قسمت اعظم حجم سنگ-های آندزیت، آندزی-بازالت، لیتیک توف و ریوداسیتی را بلورهای پلاژیوکلاز به خود اختصاص

نموده است. همچنین بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پیروکسن در اغلب موارد از حاشیه‌های بلور و یا در اثر ترک خوردگی در بخش‌های مرکزی بلور به اکسید-هیدروکسیدهای آهن دگرسانی شده‌اند (شکل ۳) و گاهی دارای ادخال‌های بسیار کوچکی از نوع مگنتیت و ایلمنیت هستند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها، آپاتیت، هورنبلاند، بیوتیت، مگنتیت و هماتیت می‌باشد.

می‌دهند که بصورت میکروولیت و فنوکریست در سنگ پراکنده‌اند. فراوانی این بلورها نشان از تشکیل بلورهای پلاژیوکلاز از یک ماگمای کم آب است، چرا که آب مانع پایداری آنها می‌شود (رایتر و همکاران، ۲۰۰۱). مهمترین بافت‌های موجود در پلاژیوکلازها، از نوع بافت پورفیریک، گلومروپورفیری و غربالی است (شکل ۳). شدت دگرسانی در این کانی‌ها بالاست و کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، کربنات و سرسیت را ایجاد

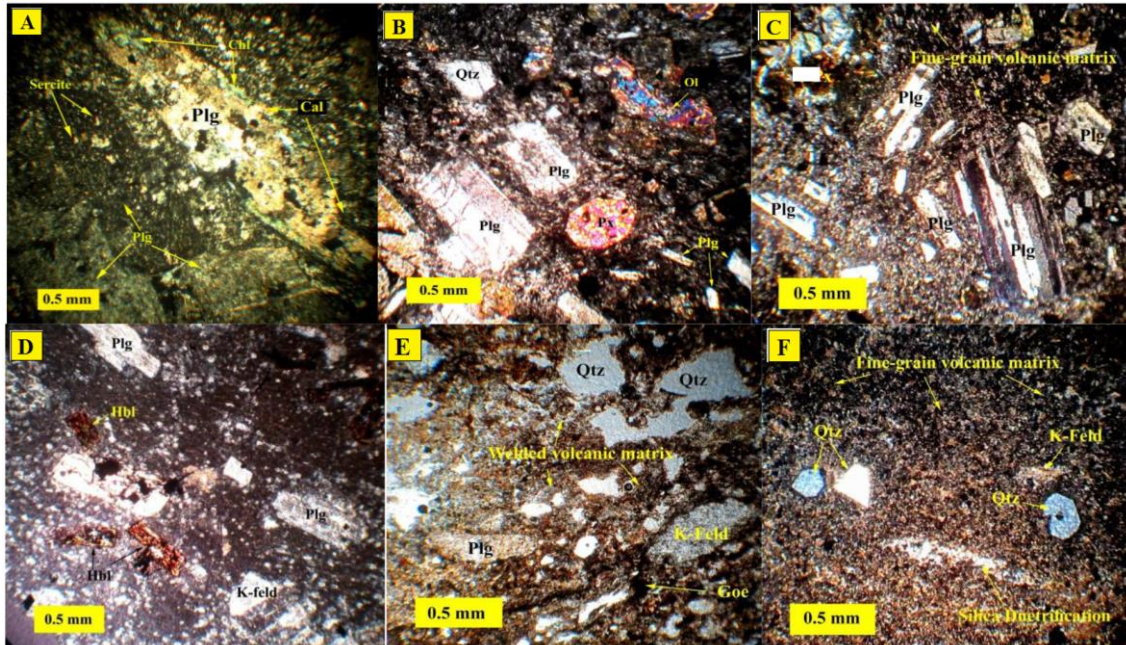
جدول ۱: سنگ نگاری سنگ‌های آتشفشانی منطقه کوه پنگ

نوع سنگ	سن	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی	کانی‌های ثانویه	بافت
ریوداسیت	اٲوسن	پلاژیوکلاز، سانیدین، کوارتز، هورنبلاند	بیوتیت	کلسیت، کوارتز، اپیدوت، کلریت، سریسیت، کانی‌های رسی	اینترگرانولار، پورفیری، غربالی
آندزیت	اٲوسن- اولیگوسن	پلاژیوکلاز، سانیدین، اوژیت و اولیوین	آپاتیت	آلبیت، ایدنگسیت، کلسیت، اپیدوت، کلریت، سریسیت، اکتینولیت، کانی‌های رسی	اینترگرانولار، پورفیری، میکروولیتی، اینترسرتال، گلومروپورفیری، غربالی
آندزی-بازالت	اٲوسن- اولیگوسن	پلاژیوکلاز، سانیدین، اوژیت	آپاتیت، اسفن	کلسیت، کوارتز، اپیدوت، کلریت، سریسیت، زئولیت، اکتینولیت، کانی‌های رسی	اینترگرانولار، پورفیری، میکروولیتی، گلومروپورفیری، غربالی
لیتیک توف	اٲوسن- اولیگوسن	پلاژیوکلاز، اورتوکلاز، کوارتز، هورنبلاند	بیوتیت	کلسیت، کوارتز، کلسدون، اپیدوت، کلریت، سریسیت، کانی‌های رسی	ویتروفیری، جوش خورده
ریولیت	اٲوسن- اولیگوسن	پلاژیوکلاز، سانیدین، کوارتز، هورنبلاند	بیوتیت	کلسیت، کوارتز، کلریت، سریسیت، کانی‌های رسی	آفانیتیک، پورفیری، اسفرولیتی

کلریت سبز رنگ بوده و با کلسیت و کوارتزهای دانه درشت همراه است. پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم به ترتیب توسط اپیدوت و سریسیت جانشین شده‌اند (شکل ۳A). طی دگرسانی ناحیه‌ای، پلاژیوکلازهای کلسیک و اضافه شدن آب به آنها،

دگرسانی‌ها و کانه زایی مس: دو نوع دگرسانی در کانسار مس کوه پنگ وجود دارد که شامل دگرسانی پروپلیتیک ناحیه‌ای در گدازه‌ها بوده و توسط مجموعه اپیدوت، کلریت، کلسیت، سریسیت و کوارتز شناخته می‌شود. در این نوع دگرسانی

آنورتیت به کربنات، سریسیت، اپیدوت و پرهنیت تبدیل شده و مجموعه سوسوریتی شدن را تشکیل می‌دهند (گوپتا، ۲۰۰۷).



شکل ۳: A) نمونه آندزیتی دارای مگاپورفیرهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی و حواشی خورده شده در زمینه میکروولیتی که در اثر شدت دگرسانی به کلسیت، کلریت، سریسیت تبدیل شده‌اند، B) نمونه آندزیتی متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز به صورت پورفیری و میکروولتی دانه‌ریز در داخل ماتریکس، پیروکسن و بلور نیمه شکل‌دار اولیوین (پدیده ایدنگستی شدن) در آن مشاهده می‌گردد، C) نمونه آندزی-بازالت متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز به صورت پورفیری و میکروولتی دانه‌ریز در داخل ماتریکس، در این نمونه پیروکسن با خوردگی شدید و پدیده اورالیتی شدن در آن مشاهده می‌گردد، D) ریوداسیت متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز و سانیدین و هورنبلاند، E) لیتیک توف متشکل از پلاژیوکلاز، اورتوکلاز، کوارتز و هورنبلاند (اکثراً در اثر دگرسانی به گوتیت تبدیل شده‌اند) در یک ماتریکس دانه‌ریز جوش خورده، F) ریولیت متشکل از سانیدین، کوارتز در یک زمینه دانه‌ریز به شدت سیلیسی شده (نور پلاریزان XPL). علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Qtz: کوارتز، Plg: پلاژیوکلاز، K-feld: فلدسپار پتاسیم، Px: پیروکسن، Ol: اولیوین، Hbl: هورنبلاند، Chl: کلریت، Cal: کلسیت و Goe: گوتیت.

افتاده است. در سنگ‌های مورد مطالعه، به دلیل عملکرد دگرسانی کلسیک بر روی بلورهای کلینوپیروکسن، ترمولیت و اکتینولیت تشکیل شده است. علاوه بر پدیده‌های یاد شده، پدیده زئولیتی شدن در حفرات سنگ نیز اتفاق افتاده است. زئولیت‌های موجود دارای بافت اسفروولیتی، شعاعی و متراکم اند (گوپتا، ۲۰۰۷). در این دگرسانی

همچنین دگرسانی گرمابی در ارتباط با کانی‌سازی در سنگ‌های آندزیت و لیتیک توف بوده که در اثر نفوذ سیالات گرمابی بوجود آمده‌اند و مجموعه کوارتز، کلسیت، اپیدوت، کلریت، آلبیت، سریسیت، کانی‌های رسی، هماتیت و گاه زئولیت را تشکیل داده‌اند. در اثر دگرسانی گرمابی، کلینوپیروکسن به آمفیبول تبدیل شده و پدیده اورالیتی شدن اتفاق

کلسیت و اسفن به صورت دانه‌های پراکنده تشکیل شده‌اند و در کل زمینه آندزیت و لیتیک توف واقع شده‌اند (شکل ۳A). آلبیت بصورت دانه‌های پراکنده در زمینه آندزیت و لیتیک توف تشکیل شده است و مجموعه کانیاپی را با کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز می‌سازد. آلبیتی شدن در مرکز کانی‌سازی‌ها شدیدتر بوده به طوری که آلبیت در اثر افزایش مقدار سدیم سنگ‌های میزبان و کاهش مقدار پتاسیم، جانشین پتاسیم فلدسپارهای قبلی شده است. (بوریک، ۲۰۰۲). در کانسار مس کوه-پنگ با افزایش میزان این دگرسانی‌ها (دگرسانی گرمایی در ارتباط با کانسار) مقدار عیار مس افزایش می‌یابد که این مهم در کانسارهای تیپ مانتوی دنیا نظیر کانسارهای مس مانتو بلانکو، السولدادو، بوئنا اسپرانزا در شیلی به وضوح مشاهده می‌گردد (رامیرز و همکاران، ۲۰۰۶؛ کوچیما و همکاران، ۲۰۰۹). مشابه کانسارهای تیپ مانتوی دنیا، سنگ‌های میزبان کانسار مس کوه‌پنگ در مجاورت کانی‌سازی دگرسانی گرمایی را متحمل شده‌اند که از نظر زایشی در ارتباط با کانی‌سازی اولیه مس می‌باشد. این پدیده توسط دگرسانی شدید سدیک (آلبیتی شدن) و به دنبال آن دگرسانی کلسیک (اپیدوت، کلسیت، کلریت، سریسیت و کوارتز) مشخص می‌گردد (کوچیما و همکاران، ۲۰۰۳؛ سیسترناس و هرموسیلا، ۲۰۰۶). در کانسار مس کوه‌پنگ، دگرسانی گرمایی توسط تراوایی‌های ساختاری ثانویه کنترل می‌شود و نحوه توزیع آنها با شکل کانی‌سازی مقارن می‌باشد. دگرسانی در مرکز کانی‌سازی‌ها شدیدتر بوده به طوری که بافت و اجزاء اولیه سنگ‌ها به سختی قابل شناسایی هستند. همچنین دگرسانی در بخش‌های خارجی مناطق کانی‌سازی شده، ضعیف‌تر بوده و به سختی می‌توان آنها را از سنگ‌های در برگیرنده و عقیم

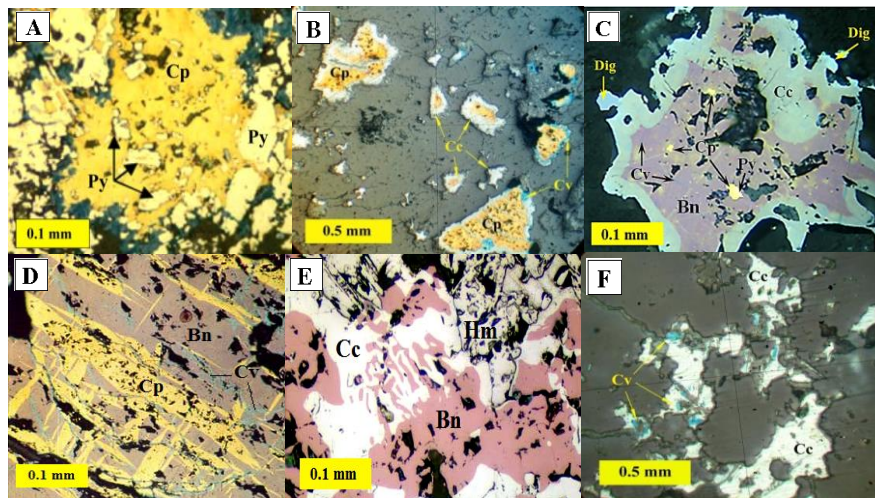
پیرامونی تفکیک نمود. در منطقه کوه‌پنگ، کانه‌زایی مس به شکل چینه کران و محدود به واحدهای آندزیتی و توف برشی شده است، به طوری که کانه‌زایی به صورت هم‌روند با لایه‌بندی واحد آذراواری قرار گرفته است. ژئومتری ماده-معدنی به صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی در جهات مختلف و هم‌روند با واحد میزبان رخ داده است. این نوع ژئومتری، گسترش فراوانی داشته و بخش عمده کانه‌زایی را شامل می‌گردد. قطر این رگه-رگچه‌ها اندک (کمتر از یک میلیمتر تا چند سانتیمتر) بوده و شکستگی‌ها و فضاهای خالی موجود در سنگ‌های آندزیتی و توف برشی شده را پر نموده‌اند. عملیات استخراجی قدیمی در منطقه کوه‌پنگ در بخش‌های مختلف صورت گرفته است که تمامی آنها محدود به همین واحد بوده‌اند. از نظر ژئومتری و سنگ میزبان کانه‌زایی، کانسار مس کوه‌پنگ با کانسارهای مس تیپ مانتو در شیلی مشابهت دارد. در شیلی، برخی کانسارهای مس تیپ مانتو شامل السولدادو (El Soldado) و کانسارهای منطقه لاسرنا (La Serena) همگی دارای سنگ میزبان گدازه‌ای-آذراواری می‌باشند (سیسترناس و هرموسیلا، ۲۰۰۶؛ ویلسون و زنتیلی، ۲۰۰۶؛ ریگر و همکاران، ۲۰۰۸). گسترش این واحدها در غرب شیلی سبب رخداد کانسارهای مختلف تیپ مانتو در این بخش گردیده است. در کانسار مس کوه‌پنگ و در واحد میزبان کانه‌زایی، دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی گسترش زیادی دارند. دگرسانی‌های مهم در ارتباط با فرایند کانه‌زایی مس در این کانسار شامل دگرسانی‌های کربناتی، سیلیسی و هماتیتی است. دگرسانی‌های هماتیتی و سیلیسی تنها در کمر پایین قابل مشاهده هستند. دگرسانی کربناتی، مهمترین دگرسانی موجود در حاشیه رگه‌های مس است. دگرسانی اصلی که مرتبط با فرایندهای کانه‌ساز

هیپوژن است، دگرسانی هماتیستی است. رخداد دگرسانی هماتیستی با کانه‌زایی مس همزمان بوده و در همراهی با کانه‌زایی مس تشکیل گردیده است. این دگرسانی تحت‌تاثیر سیالات مس‌دار اکسیدان بر روی پیریت‌های موجود در زمینه سنگ‌های آندزیتی و توف برشی شده میزبان تشکیل گردیده است. رخداد دگرسانی هماتیستی تحت‌تاثیر فرایندهای کانه‌ساز، یکی از مشخصه‌های بارز کانسارهای مس تیپ مانتو است (ویلسون و همکاران، ۲۰۰۳).

کانه نگاری: بر اساس نتایج حاصل از مطالعات ماکروسکوپی میکروسکوپی، کانی‌سازی در کانسار مس کوه‌پنگ در سه مرحله شامل مرحله گرمایی اولیه، مرحله غنی‌سازی ثانویه و مرحله دگرسانی اکسیدی رخ داده است. مرحله گرمایی اولیه

(Primary hydrothermal stage) خود به مراحل جزئی‌تر شامل مراحل گرمایی ابتدایی (Early) و اصلی (Main) تفکیک می‌شود. مرحله گرمایی ابتدایی توسط پارازنز مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت به همراه دگرسانی پروپلیتیک با مجموعه آلبیت، کلریت، اپیدوت و سریسیت مشخص می‌گردد. مرحله گرمایی اصلی توسط مجموعه کانیایی هیپوژن کالکوسیت، دیژنیت، کالکوپیریت و هماتیت مشخص می‌گردد (شکل‌های ۴ و ۵). مرحله غنی‌سازی ثانویه (Secondary enrichment stage) شامل جانشینی سولفیدی توسط کانه‌های سوپرژن کالکوسیت و کوولیت به همراه مقدار جزئی هماتیت می‌باشد. در بخش اکسیدان، منجر به تشکیل کانی‌های کربناته مس همچون مالاکیت و آزوریت و گوتیت (حاصل از تجزیه سولفیدهای اولیه) می‌شود.

کانه نگاری: بر اساس نتایج حاصل از مطالعات ماکروسکوپی میکروسکوپی، کانی‌سازی در کانسار مس کوه‌پنگ در سه مرحله شامل مرحله گرمایی اولیه، مرحله غنی‌سازی ثانویه و مرحله دگرسانی اکسیدی رخ داده است. مرحله گرمایی اولیه



شکل ۴: (A) نمایی از اجزای پیریت اولیه قبل از کانی‌سازی که توسط کالکوپیریت جانشین شده‌اند. (B) بافت پرکننده فضای خالی کالکوپیریت که در اثر بافت جانشینی از حاشیه‌های بلور به کالکوسیت و کوولیت تبدیل شده‌اند. (C) بافت جانشینی منطقه‌ای بین پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، دیژنیت و کوولیت. (D) رشد لامینه‌های کالکوپیریت در داخل بورنیت، ترک‌های موجود توسط دیژنیت و کوولیت پر شده است. (E) بافت میرمیکتی بین بورنیت و کالکوسیت (نشان‌دهنده منطقه‌بندی کانیایی در سولفیدهای مس) و تشکیل هماتیت ثانویه در مجاور آنها، (F) نمایی از بافت لامینه مانند در رگچه کالکوسیتی که توسط کوولیت جانشین شده است. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Cp: کالکوپیریت، Py: پیریت، Cc: کالکوسیت، Cv: کوولیت، Bn: بورنیت و Hm: هماتیت.

بافت پرکننده فضای خالی: کانی‌های سولفیدی مس، در مکان‌هایی که نفوذپذیری سنگ بالا بوده است (در اثر وجود خلل و فرج موجود در سنگ)، در اثر ورود سیال کانه‌دار به صورت بافت پرکننده فضای خالی، ته نشست نموده‌اند (کیرکهام، ۱۹۹۶) (شکل ۴).

بافت جانشینی: کانی‌های سولفیدی مس، بر اساس تفاوت در میزان گوگرد و مس موجود در سیال کانه‌دار، از مرکز قسمت کانه‌زایی به سمت حاشیه تغییر ترکیب می‌دهند و حالت منطقه‌بندی را ایجاد می‌کنند (شکل ۴).

بافت لامینه مانند: کانی‌های سولفیدی مس (کالکوپیریت، کالکوسیت، کولیت)، به صورت لامینه مانند درون سنگ میزبان کانه‌زایی مشاهده می‌شوند (شکل ۴).

ساخت رگه - رگچه‌ای: در مقاطع سنگی و میکروسکوپی، رگچه‌های کالکوسیت، مس طبیعی و دیژنیت به وفور مشاهده می‌شوند که بیانگر وجود درزه و شکاف‌های فراوان و مناسب جهت ورود سیال و ته نشست مواد همراه آن، می‌باشد. این درزه و شکاف‌های کانه‌دار، در رخساره آندزیت (سنگ میزبان کانه‌زایی) مشاهده می‌شود. براساس مطالعات صورت گرفته، درزه و شکاف‌های موجود در سنگ تکتونیکی نبوده بلکه محدود به رخساره سنگی خاص (واحد آندزیت) و مربوط به زمان تشکیل سنگ میزبان است. همچنین؛ کانه‌زایی به صورت استراتاباند و همروند با لایه‌بندی سنگ میزبان روی داده است.

مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیکی کانی‌ها

مطالعات ساخت و بافت در مقیاس‌های مختلف (رخنمون، نمونه دستی و میکروسکوپی) منجر به تشخیص کانی‌های سولفیدی و کربناته مس گردید. کانی‌های سولفیدی عمدتاً شامل کالکوسیت، بورنیت، دیژنیت، کالکوپیریت، کولیت، ژورلثیت،

کانه‌سازی در این منطقه، هیپوژن بوده و شامل کالکوپیریت، کالکوسیت، بورنیت، \pm دیژنیت، \pm ژورلثیت، کولیت، پیریت و هماتیت است (شکل-های ۴ و ۵). کانی‌های باطله معمول در این کانسار از نوع پیریت، هماتیت، کلسیت، کلریت، کوارتز و کلسیت است. در این کانسار غنی‌سازی برونزاد مرتبط با هوازدگی سطحی، عامل مهمی در کانه‌زایی به شمار نمی‌آید و تنها در بخش اکسیدان، منجر به تشکیل کانی‌های کربناته مس همچون مالاکیت و آزوریت و گوتیت (حاصل از تجزیه سولفیدهای اولیه) می‌شود. بافت و ساخت ماده معدنی با لایه‌بندی و ساخت‌های آتشفشانی و آذرآوری همخوانی قابل توجهی را نشان می‌دهد. در این کانسار عدسی‌های ولکانیکی و پیروکلاستیکی دربردارنده کانه‌زایی به صورت استراتاباند و در یک واحد استراتیگرافی خاص (آندزیت)، قرار دارند. عموماً زون کانه‌دار در بالاترین تراز گدازه‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند. این واحد سنگ چینه‌ای به عنوان توالی آندزیتی و لیتیک توف با میان لایه‌های آگلومرای، برای کانسار مس کوه‌پنگ قلمداد می‌شود. در نتیجه ماده معدنی بصورت چینه‌کران (Stratabound) است. چنین ویژگی‌هایی در کانسارهای شمال شیلی (رامیرز و همکاران، ۲۰۰۶) نیز دیده می‌شوند. به اعتقاد بوریگ (۲۰۰۲)، چنین ویژگی‌ای نشان دهنده اپی ژنتیک بودن این ذخایر است. علاوه بر توالی آندزیتی و لیتیک توف با میان لایه‌های آگلومرای، کانه‌زایی در بخش‌های عمیق‌تر نیز صورت گرفته است که ضخامت آنها نسبت به این واحد بسیار کمتر می‌باشد. در کانسار مس کوه‌پنگ کانه‌سازی به صورت دانه پراکنده، پرکننده فضای خالی، جانشینی و رگه- رگچه‌ای بسیار نازک در سنگ-های میزبان صورت گرفته است.

بافت و ساخت کانه های مس

پیریت و کانی‌های سوپرژن شامل مالاکیت، آزوریت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن هستند (شکل ۵). در مقاطع میکروسکوپی، منطقه بندی کانیاپی (zoning) واضحی مشاهده می‌شود که از مرکز بلور به سمت حاشیه به ترتیب کانی‌های زیر نهشته شده‌اند:

پیریت ← کالکوپیریت + بورنیت ← کالکوسیت
 دیژنیت + ژورلثیت ← کولیت ← مالاکیت + آزوریت ← اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، که بیانگر کاهش میزان عنصر مس و افزایش گوگرد از مرکز به سمت حاشیه بلور است (شکل‌های ۴ و ۵). چنین زون‌بندی کانیاپی در ذخیره Sustut (از نوع

در بریتیش کلمبیا نیز گزارش شده که در آن منطقه‌بندی کانیاپی مشخصی از مس طبیعی و کالکوسیت در مرکز و بورنیت و کالکوپیریت در حاشیه مشاهده می‌شود (کیرکهام، ۱۹۹۶). در مقاطع میکروسکوپی، تیغه‌هایی از کالکوپیریت به صورت اکسولوشن درون بورنیت مشاهده می‌شود (شکل ۴) که می‌تواند در اثر سرد شدن سریع این کانی‌ها در درجه حرارت بالا (کابرال و همکاران، ۲۰۰۷) و یا اینکه جایگزینی بورنیت در دمای پائین صورت گرفته باشد (فرنس و همکاران، ۲۰۰۱).

Minerals	Stages		Secondary Enrichment Stage	
	Primary Hydrothermal Stage		Sulfides	Oxides
	Early Substage	Main Substage		
Albite		-----		
Sericite		-----		
Epidote		-----		
Chlorite		-----		
Quartz				
Calcite	-----		-----	
Pyrite				
Magnetite				
Chalcopyrite	-----			
Bornite I		-----		
Bornite II		-----	(Djurelite)	
Chalcocite		-----		
Digenite		-----		
Covellite			-----	
Hematite				-----
Malachite				-----
Azurite				-----
Copper wad				-----
Goethite				-----
Texture & Structure	Open space filling	-----	-----	
	Replacement	-----	-----	
	Laminated-like		-----	
	Vein-veinlet			-----

شکل ۵: سکانس کانیاپی، وقایع همراه با آن و بافت‌های تشکیل شده در کانسار مس کوه پنگ

ژئوشیمی

لیتیک توف، ریوداسیت و ریولیت) انتخاب و مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در جدول ۲ و عناصر فرعی نمونه‌های سنگی کوه‌پنگ در جدول ۳ آورده شده‌اند.

به منظور بررسی و تعیین سری ماگمایی، موقعیت تکتونیکی و طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین، ۵۰ نمونه از واحدهای سنگی منطقه (آندزیت، آندزی-بازالت،

جدول ۲: نتایج تجزیه شیمیایی XRF عناصر اصلی نمونه‌های سنگی کوه‌پنگ (بر حسب درصد وزنی %wt)

Rock type	Ag	Ba	Be	Ce	Co	Cr	Cu	Li	Mo	Ni	Pb	Sb	Sc	Th	U	V	Y	Yb	Zr
Andesite	32.5	446	1.5	50	27	39	4743	21	0.61	45	3485	0.79	14.9	14	4.6	123	17	2.3	166
Andesite	12.4	439	1.5	51	11	37	10811	26	0.65	24	158	0.93	13.6	14.7	4.4	122	16	2	168
Andesite	29.3	446	1.4	48	13	32	10462	27	0.7	21	137	0.9	14.8	13.6	3.8	126	9	1.3	166
Andesite	29.5	371	1.1	61	15	31	6737	23	0.69	13	26	0.94	7.7	13.1	3.4	107	12	1.3	175
Andesite	9.8	325	1.5	52	31	41	10827	21	0.76	53	56	1	20.4	12.8	5.7	136	17	2.6	170
Andesite	10.7	411	1.3	39	23	25	3018	20	0.72	34	55	0.95	19	13.3	3.7	125	16	2.4	184
Andesite	12.3	253	1.3	40	26	55	25730	30	0.76	21	55	0.94	13.6	10.6	3.6	141	17	2.5	179
Andesite	14.4	183	1.1	42	36	61	35727	29	0.81	26	41	0.92	15.5	10.5	4.6	163	20	3	185
Andesite	5	203	1.3	63	16	39	5224	31	0.72	29	54	0.91	23.4	11.3	2.5	158	19	2.5	189
Andesite	2.1	299	1	55	13	29	2705	28	0.69	29	49	0.93	17.8	12.8	3.4	144	18	2.3	186
Andesite	1.3	419	1.2	54	32	33	16123	26	3.5	42	54	0.97	19	14	3.6	124	18	2.6	174
Andesite	0.9	507	1.5	50	20	41	2804	21	0.6	35	18	0.91	14.8	15.4	3.8	133	17	2.3	159
Andesite	0.8	454	1.5	49	20	37	1707	22	0.57	35	26	1.01	14.5	14.9	3.9	128	17	2.3	159
Andesite	0.35	437	1.5	51	18	39	2614	22	0.66	32	19	1	14.6	14.1	4	133	16	2.2	160
Andesite	1.8	422	1.5	48	18	38	2769	18	0.64	32	26	0.93	14.5	13.9	3.6	127	16	2.3	172
Andesite	2	323	1.7	47	22	48	39124	41	0.65	46	36	0.98	19.4	12.1	3.3	144	19	3.1	178
Andesite	3	311	1.7	49	32	42	24262	47	0.61	51	43	0.95	16.3	11.6	3.4	131	17	2.7	172
Andesite	2.4	415	1.4	52	15	47	2875	24	3	23	2311	0.89	14.8	14.3	3.9	204	18	2.4	157
Basaltic-Andesite	13	404	1.4	49	19	40	377	42	3	28	13217	0.88	14.3	12.3	3.7	142	16	2.3	154
Basaltic-Andesite	6.4	405	1.4	46	24	40	5864	25	2	34	2953	1	14	13.7	3.9	123	16	2.3	149
Basaltic-Andesite	11	368	1.2	49	27	49	1528	27	11.5	39	16142	1.02	14.6	12	3.9	119	19	2.3	153
Basaltic-Andesite	7.5	549	1.3	43	29	78	175	37	13.8	49	19354	1.05	16.3	13.8	3.9	114	18	2.4	153
Basaltic-Andesite	5.2	457	1.3	43	22	59	449	20	9.3	54	4279	0.87	14.3	14.6	3.9	103	17	2.2	158
Basaltic-Andesite	8.8	428	1.5	46	12	33	309	19	0.58	34	52	0.95	13.7	14.3	3.5	115	16	2.2	138
Basaltic-Andesite	2.4	456	1.5	51	11	28	544	16	0.64	39	36	1.03	14.1	15	3.8	124	17	2.2	147
Basaltic-Andesite	8.6	455	1.5	51	13	38	437	18	0.62	29	35	0.91	14	14.6	3.6	129	14	1.9	165
Basaltic-Andesite	7.3	439	1.5	52	17	41	515	17	0.61	35	32	0.98	15.8	14.9	3.5	130	16	2.2	160
Basaltic-Andesite	7.4	446	1.5	53	15	37	126	20	0.6	28	33	0.99	15.7	15.1	3.7	131	16	2.1	166
Basaltic-Andesite	61.7	316	1.3	39	18	20	93	24	0.76	19	54	0.95	10.3	11.1	2.6	113	11	1.5	144
Basaltic-Andesite	33	374	1.4	46	14	28	87	26	0.62	19	70	0.99	13.8	12.6	2.8	123	14	2	160
Lithic-tuff	4.9	651	0.8	42	27	28	4510	27	0.7	32	143	1.07	20.1	18.7	3	185	16	2.4	178
Lithic-tuff	8.1	321	1.1	45	15	27	948	32	0.8	21	212	0.85	15.6	12.6	2.9	163	15	2.2	183
Lithic-tuff	10.3	281	0.9	40	21	25	414	37	0.71	27	119	9.5	12.9	10.9	2.1	132	9	1.3	151
Lithic-tuff	6.8	217	0.9	50	24	32	317	45	0.73	26	85	1.07	13.7	10.6	1.9	164	10	1.5	165
Lithic-tuff	5.9	201	1.4	56	47	36	604	66	5	24	62	1.01	16	10.2	1.9	159	17	2.5	180
Lithic-tuff	4.9	240	1.1	46	41	77	853	24	3.7	48	403	0.94	18.3	11.5	3.9	135	20	2.7	146
Lithic-tuff	3.8	405	1.2	45	20	61	396	12	0.59	41	80	1.01	14.2	13.9	3.9	105	19	2.4	156

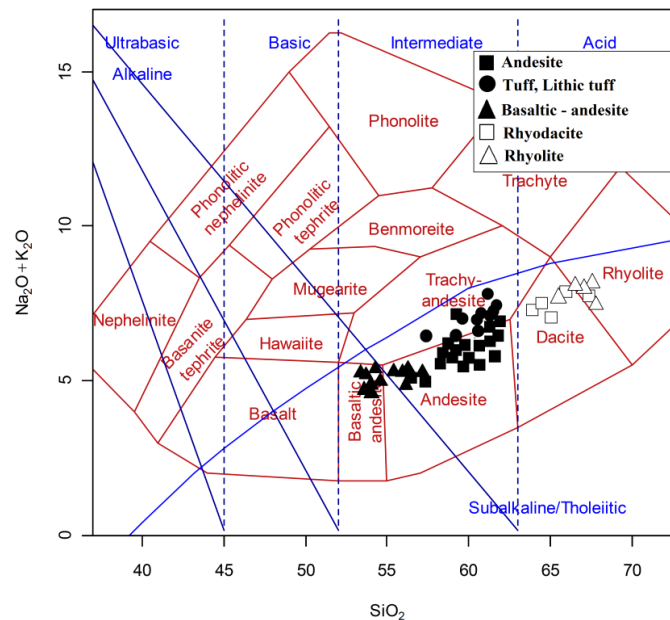
جدول ۳: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی نمونه‌های سنگی کوه‌پنگ (بر حسب ppm)

Rock type	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI	SUM
Andesite	58.2	17.5	5.93	7.65	0.33	3.58	3.09	0.01	0.94	0.14	0.25	0.05	0.05	2.24	99.96
Andesite	61.15	18.6	4.45	6.16	0.23	3.38	3.34	0.01	0.98	0.1	0.27	0.04	0.05	1.29	100.05
Andesite	62.9	17.7	4.68	3.47	0.25	2.92	3.68	0	1.01	0.05	0.27	0.03	0.05	2.9	99.91
Andesite	62.31	18.4	5.65	4.6	0.4	2.33	3.28	0.01	1.05	0.02	0.28	0.02	0.04	2.6	100.99
Andesite	56.52	17.2	9.96	6.26	0.53	2.86	3.03	0.01	0.89	0.25	0.23	0.03	0.04	2.1	99.91
Andesite	57.1	17.3	6.27	6.64	0.35	3.64	3.57	0.01	0.9	0.24	0.21	0.03	0.05	3.7	100.01
Andesite	58.3	17.7	6.71	6.01	0.64	3.15	3.05	0.01	0.87	0.04	0.23	0.03	0.03	3.2	99.97
Andesite	58.62	17.5	6.62	5.95	0.52	2.12	2.92	0.01	0.9	0.03	0.23	0.02	0.02	4.6	100.06
Andesite	58.92	18.5	6.39	6.34	0.63	2.95	2.13	0.01	1.03	0.08	0.23	0.02	0.03	2.7	99.96
Andesite	58.75	18.6	4.69	5.38	0.53	2.81	2.17	0.01	1.03	0.09	0.23	0.03	0.03	5.6	99.95
Andesite	59.23	17.4	8.02	4.04	1	2.62	2.34	0.01	0.92	0.31	0.21	0.03	0.05	3.8	99.98
Andesite	59.18	17.1	5.63	6.86	0.99	3.6	3.13	0	0.94	0.12	0.23	0.05	0.06	2.1	99.99
Andesite	60.24	16.4	5.26	7.89	1.34	3.62	2.98	0.01	0.92	0.13	0.23	0.05	0.05	0.8	99.92
Andesite	60.73	17.85	5.65	6.21	1.08	3.74	2.14	0.01	0.96	0.1	0.23	0.05	0.05	1.2	100
Andesite	60.91	16.27	5.81	6.79	1.09	3.49	3.23	0.01	0.96	0.1	0.23	0.04	0.05	1.1	100.08
Andesite	63.12	16.51	6.92	3.54	0.99	2.27	2.59	0.01	0.99	0.13	0.23	0.04	0.04	2.6	99.98
Andesite	62.64	16.89	6.24	3.2	0.62	2.2	3.36	0.01	1.01	0.15	0.23	0.02	0.04	3.4	100.01
Andesite	61.67	17.66	4.8	6.24	1.29	3.16	3.04	0.01	0.91	0.15	0.23	0.05	0.05	0.8	100.06
Basaltic-Andesite	57.22	17.54	5.92	8.11	0.95	3.03	2.06	0.01	0.91	0.11	0.23	0.06	0.05	3.8	100
Basaltic-Andesite	56.68	16.47	7.22	8.02	0.88	3.08	2.81	0.01	0.88	0.11	0.23	0.05	0.05	3.6	100.09
Basaltic-Andesite	53.75	17.34	8.72	7.79	1.06	2.84	2.81	0.01	0.88	0.11	0.21	0.06	0.04	4.3	99.92
Basaltic-Andesite	54.24	17.15	6.83	7.37	1.25	2.73	2.98	0.01	0.85	0.09	0.21	0.06	0.06	6.2	100.03
Basaltic-Andesite	54.25	16.67	8.16	7.92	0.36	3.11	1.81	0.01	0.81	0.07	0.21	0.06	0.05	6.5	99.99
Basaltic-Andesite	54.92	15.12	6.16	9.72	0.33	2.91	2.64	0	0.8	0.29	0.23	0.04	0.05	6.8	100.01
Basaltic-Andesite	56.42	17.18	3.87	11.09	0.52	3.18	2.98	0	0.88	0.3	0.23	0.05	0.05	3.2	99.95
Basaltic-Andesite	56.28	17.77	5.72	6.18	0.87	3.66	2.05	0.01	1	0.12	0.23	0.05	0.05	5.99	99.98
Basaltic-Andesite	55.81	17.8	5.57	7.48	0.97	3.59	2.6	0.01	0.96	0.12	0.23	0.05	0.05	4.83	100.07
Basaltic-Andesite	55.17	18.8	6.75	6.18	0.32	3.4	2.01	0.01	0.99	0.11	0.23	0.05	0.05	5.98	100.05
Basaltic-Andesite	54.65	16.83	7.38	7.76	0.3	2.12	3.11	0.01	0.83	0.02	0.23	0.03	0.04	6.61	99.92
Basaltic-Andesite	53.86	17.72	6.54	6.77	0.67	2.89	2.93	0	0.92	0.09	0.23	0.04	0.041	7.2	99.901
Lithic-tuff	57.25	18.5	2.78	7.93	0.48	3.81	2.52	0.01	0.98	0.13	0.21	0.02	0.07	5.3	99.99
Lithic-tuff	59.34	18.26	3.12	7.46	0.49	3.51	2.82	0.01	0.96	0.01	0.21	0.03	0.04	3.8	100.06
Lithic-tuff	60.83	17.84	2.81	7.29	0.53	3.03	3.32	0.01	0.88	0.01	0.23	0.02	0.03	3.2	100.03
Lithic-tuff	59.33	18.48	2.72	7.03	0.87	2.72	3.81	0.01	1.04	0.03	0.23	0.02	0.03	3.6	99.92
Lithic-tuff	60.83	18.6	3.07	6.72	0.54	3.73	2.99	0.01	1.05	0.26	0.23	0.03	0.03	1.9	99.99
Lithic-tuff	60.84	17.99	6.12	2.82	0.45	4.55	2.1	0.01	0.93	0.19	0.21	0.05	0.03	3.7	99.99
Lithic-tuff	60.97	17.38	6.26	5.93	0.52	4.32	2.15	0	0.83	0.09	0.21	0.04	0.05	1.2	99.95
Lithic-tuff	61.56	17.73	4.92	5.6	0.59	3.71	3.16	0.01	0.98	0.16	0.21	0.05	0.05	1.2	99.93
Lithic-tuff	62.23	16.93	4.89	3.23	0.55	5.33	2.2	0.01	0.81	0.1	0.18	0.05	0.05	3.5	100.06
Lithic-tuff	62.25	16.42	3.78	6.43	0.43	5.13	2.58	0.01	0.9	0.01	0.21	0.03	0.04	1.7	99.92
Rhyodacite	65.52	17.54	1.91	2.3	0.54	4.75	2.63	0	1.01	0.01	0.23	0.03	0.04	3.5	100.01
Rhyodacite	64.23	17.67	2.12	2.77	0.45	4.87	3.58	0.01	0.98	0.02	0.23	0.04	0.04	2.98	99.99
Rhyodacite	64.92	19.08	2.6	2.3	0.35	5.25	2.4	0.01	1	0.03	0.23	0.03	0.04	1.78	100.02

Rhyodacite	66.15	17.09	2.61	2.4	0.79	5.19	3.02	0	1.01	0.09	0.23	0.05	0.05	1.34	100.02
Rhyodacite	67.12	17.26	1.54	2.6	1.44	5.13	2.87	0.01	1	0.09	0.23	0.05	0.05	0.6	99.99
Rhyolite	65.5	18.1	1.77	2.13	0.87	4.69	3.71	0.01	0.96	0.16	0.23	0.05	0.04	1.8	100.02
Rhyolite	67.28	17.08	1.7	1.88	0.36	5.47	3.05	0	0.91	0.2	0.23	0.03	0.05	1.7	99.94
Rhyolite	67.12	16.59	2.31	1.01	0.58	5.81	3.16	0	0.88	0.15	0.23	0.04	0.05	2.1	100.03
Rhyolite	68.16	16.71	1.94	1.6	1.27	4.51	3.09	0.01	0.88	0.12	0.23	0.04	0.05	1.43	100.04
Rhyolite	67.65	16.48	1.91	1.47	1.06	5.52	3.21	0.01	0.82	0.14	0.23	0.05	0.04	1.4	99.99

آلکالن ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) در مقابل درصد وزنی سیلیس (SiO_2) رسم شده است، در محدوده آندزیت، تراکی آندزیت، آندزی-بازالت، ریوداسیت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۶).

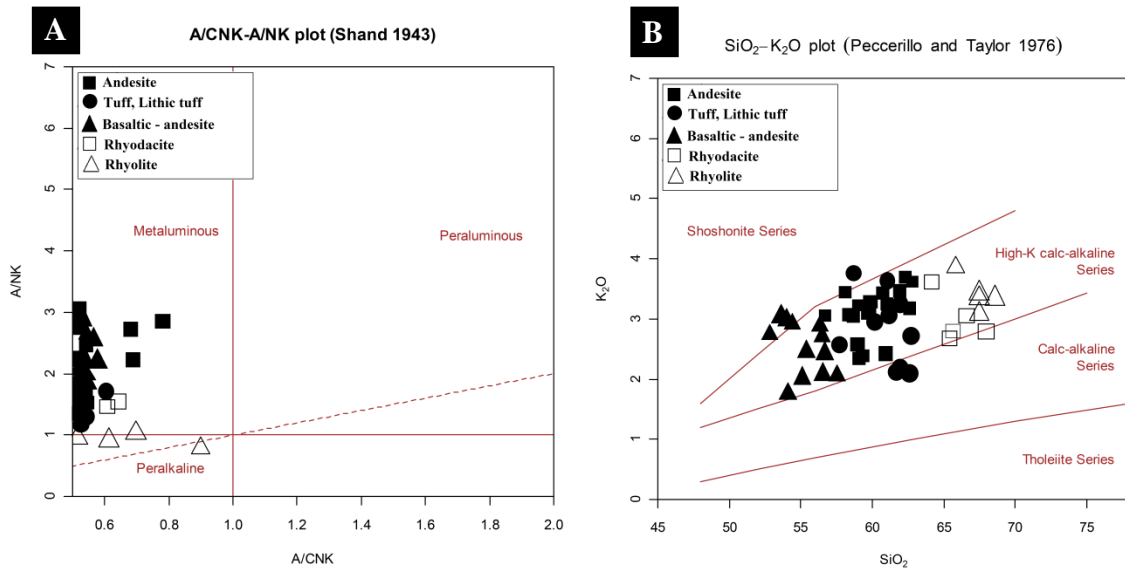
درصد SiO_2 این سنگ‌ها بین ۵۳/۷۵ تا ۶۸/۱۶ درصد متغیر است. براساس ترکیب شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر در نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، که بر مبنای درصد وزنی مجموع



شکل ۶: موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودار مجموع درصد وزنی آلکالی در برابر درصد وزنی سیلیس (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

نمودار $A/\text{CNK}-A/\text{NK}$ (شانده، ۱۹۴۳)، در محدوده‌های متآلومین و پراآلکالن جای می‌گیرند (شکل ۷A). نمونه‌های سنگی منطقه کوه‌پنگ در رده کالک‌آلکالن، کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط-بالا و برخی در رده شوشونیتی قرار می‌گیرند (نمودار K_2O در مقابل SiO_2 اقتباس از (پسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) (شکل ۷B).

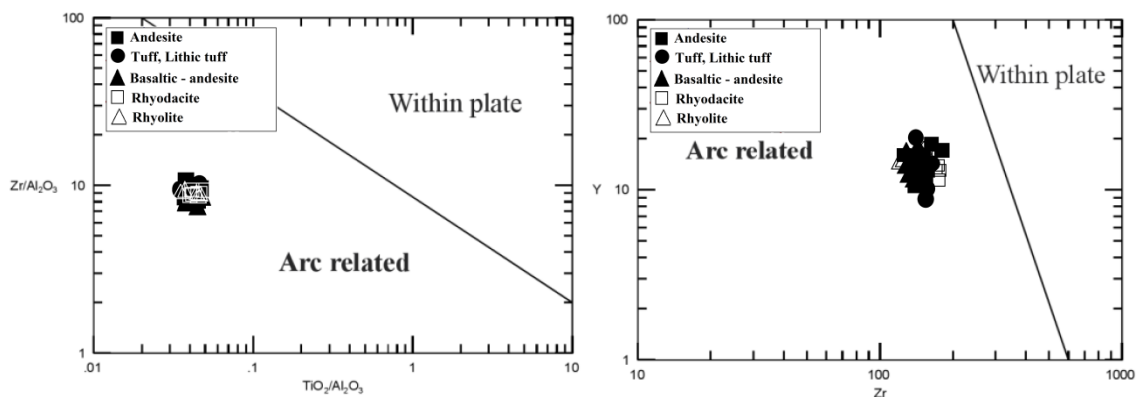
افزون بر اهمیت شناسایی سری ماگمایی در فهم سرگذشت ماگمای ایجادکننده سنگ‌هایی که هم اکنون با آنها سروکار داریم، گاه در مطالعات زمین شناسی اقتصادی، تعیین سری ماگمایی سنگ میزبان کانی‌سازی کمک شایانی به مقایسه کانسار مورد بررسی با انواع دیگر و پیدا کردن نوع و در پایان منشأ کانی‌سازی می‌کند. نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ شاخص اشباع از آلومین و براساس



شکل ۷: A) نمودار A/CNK - A/NK (شاند، ۱۹۴۳)، B) نمودار K₂O در مقابل SiO₂، اقتباس از (پسریلو و تیلور، ۱۹۷۶).

ماگماتیسم ناشی از فرورانش پهنه ارومیه-دختر در ارتباط بوده و در یک محیط کمان ماگمایی (magmatic arc) تشکیل شده‌اند (مولر و گرووز، ۱۹۹۷) (شکل ۸).

سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده کمان‌های ماگمایی ناشی از فرورانش قرار می‌گیرند. با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی و همچنین با در نظر گرفتن موقعیت زمانی و مکانی نمونه‌های سنگی منطقه کوه‌پنگ، به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها با



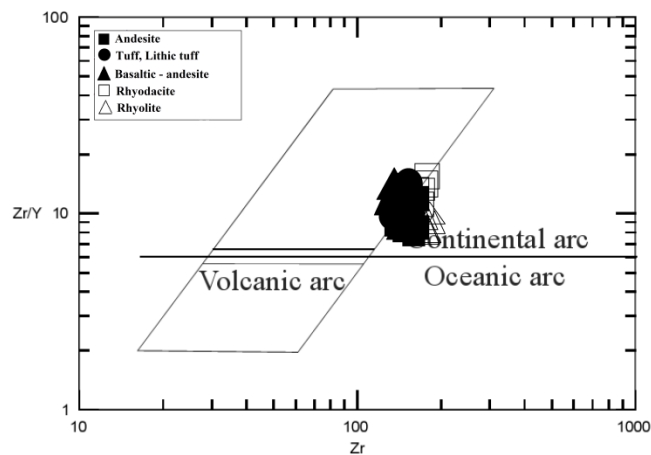
شکل ۸: تعیین محیط تکتونیکی نمونه‌های سنگی منطقه کوه‌پنگ (مولر و گرووز، ۱۹۹۷).

۱۹۸۳) استفاده شده است. با توجه به شکل ۹، به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سازنده سنگ‌های

برای تمایز کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان ماگمایی جزایر قوسی از نمودار (پیرس،

آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه دارای نسبت $Zr/Y > 3$ هستند و در گروه قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند. بنابراین محیط تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه را می‌توان جزء محیط‌های حاشیه - فعال قاره‌ای (active continental margin) به - شمار آورد.

منطقه، ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای بوده است. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز برای تشخیص رژیم تکتونیکی می‌توان استفاده کرد (پیرس و نوری، ۱۹۷۹). به این صورت که اگر در گدازه‌ها نسبت $Zr/Y > 3$ باشد، متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای هستند و اگر در آنها نسبت $Zr/Y < 3$ باشد به کمان‌های



شکل ۹: محیط تکتونیکی نمونه‌های سنگی منطقه کوه‌پنگ براساس تغییرات Zr در برابر Zr/Y (پیرس، ۱۹۸۳).

به طوریکه کانه‌زایی به یک واحد چینه‌ای خاص تعلق داشته و ماده معدنی در این واحد چینه‌ای به صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، لامینه و جانیشینی دیده می‌شود (کوجیما و همکاران، ۲۰۰۹). در کانسار مس کوه‌پنگ نیز همانگونه که اشاره شد، کانه‌زایی محدود به واحدهای آندزیتی و لیتیک توف با میان لایه‌های آگلومرای بوده و به صورت چینه کران است و همچنین کانه‌زایی به صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و لایه-ای می‌باشد. توالی میزبان کانسارهای تیپ مانتو از نوع گدازه‌ای و آذرآواری است و اغلب واحد دربرگیرنده ماده معدنی از نوع آندزیت و آندزی-بازالت است (ویلسون و همکاران، ۲۰۰۳). در کانسار مس کوه پنگ نیز توالی چینه‌ای میزبان کانسار از

نتیجه‌گیری

نتیجه‌گیری و مقایسه ویژگی‌های کانسار کوه‌پنگ با کانه‌زایی تیپ مانتو: نتایج به دست آمده بر اساس جایگاه تکتونیکی، سنگ‌نگاری سنگ میزبان و توالی پاراژنز کانیایی نشان می‌دهد که کانسار مس کوه-پنگ تشابه بسیار زیادی با کانسارهای تیپ مانتو در جهان دارد. این کانسارها در شیلی تحت عنوان ذخایر تیپ مانتو نامیده می‌شوند و در مطالعات گذشته، نظریات متفاوتی برای ذخایر مس تیپ مانتو ارائه شده‌اند (رامیرز و همکاران، ۱۹۶۵، ۱۹۷۱؛ ساتو، ۱۹۸۴؛ بوریگ، ۱۹۸۵؛ کاموس، ۱۹۹۰؛ ویوالو و هنریکز، ۱۹۹۸؛ کوجیما و همکاران، ۲۰۰۳). از ویژگی‌های شاخص کانسارهای تیپ مانتو، چینه‌کران بودن آنها است،

نوع گدازه‌ای و آذرآواری بوده و کانه‌زایی در واحد
 مس کوه پنگ با سایر کانسارهای تیپ مس مانتو و
 آندزیتی و توف رخ داده است. در جدول ۴، کانسار
 طبقات قرمز ولکانیکی در جهان مقایسه شده است.

جدول ۴: مقایسه کانسار مس کوه‌پنگ با سایر کانسارهای مس تیپ مانتو و طبقات قرمز ولکانیکی در جهان

مشخصات	کانسار مس کوه‌پنگ، ساوه	کانسار بوئنا اسپرانزا، شیلی	کانسار مونت الکساندرا، کانادا (مس طبقات قرمز)	کانسار مس السولدادو، شیلی
خاستگاه تکتونیکی	محیط کشتی پشت کمان قاره‌ای	آتشفشانی نیمه‌قاره-ای	ریفت درون قاره‌ای و نزدیک به حواشی صفحات با ولکانیک های کمان قاره‌ای و آتشفشانی	کمان قاره‌ای، زون فرورانش و محیط کشتی پشت کمان قاره‌ای
محیط تشکیل	ولکانیک های قاره‌ای	دریایی کم تا عمیق	ولکانیک های قاره‌ای تا کم عمق	ولکانیک های قاره‌ای
سن کانه-زایی	ترشیری	ژوراسیک	پروتروزوئیک تا ترشیری	کرتاسه
سنگ میزبان	آندزیت، گدازه‌های بازالتی و ریوداسیت، ریولیت و توف‌های ولکانیکی	گدازه‌های بازالتی و آندزیتی	گدازه‌های بازالتی آمیگدالویندال، طبقات پیروکلاستیکی به همراه توف-های ولکانیکی	آندزیت و ریوداسیت
شکل ذخایر	عدسی‌های تابولار هم شیب و چینه کران	هم شیب و رگه‌های قطع کننده	عدسی‌های تابولار هم شیب و چینه کران	چینه کران
بافت و ساخت	دانه پراکنده، پرکننده فضای خالی، رگه -رگچه -ای، جانیشینی	پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه - رگچه‌ای	دانه پراکنده، پرکننده فضای خالی، رگه -رگچه -ای، جانیشینی	دانه پراکنده، پرکننده فضای خالی، رگه -رگچه -ای، جانیشینی
کانه شناسی	بورنیت، کالکوپیریت، کالکوسیت، پیریت، کولیت، دیژنیت و هماتیت	کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت، کوپریت، مس طبیعی، مالاکیت و کریزوکولا	کالکوسیت، بورنیت، مس طبیعی، دیژنیت، ژورلثیت، کالکوپیریت، کولیت، نقره طبیعی، پیریت	بورنیت، کالکوپیریت، کالکوسیت، پیریت، کولیت، دیژنیت و هماتیت
دگرسانی	کوارتز، اپیدوت، آلبیت، کلریت، کلسیت، سریسیت و هماتیت	کلریت، آلبیت، کوارتز، اپیدوت و کلسیت	کلسیت، ژئولیت، اپیدوت، آلبیت، پرهنیت، پمپلثیت، لامونتیت، کلریت	کوارتز، اپیدوت، آلبیت، کلریت، کلسیت، سریسیت و هماتیت
کنترل کننده کانه زایی	نفوذپذیری بالای ولکانیک ها و پیروکلاستیک ها، برش‌ها و آمیگدال ها، وجود شکستگی ها	دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین، نفوذپذیری سنگ میزبان	نفوذپذیری بالای ولکانیک ها و پیروکلاستیک ها، برش‌ها و آمیگدال ها، وجود شکستگی ها	نفوذپذیری بالای ولکانیک ها و پیروکلاستیک ها، برش‌ها و آمیگدال ها، وجود شکستگی ها
منابع	مطالعه کنونی	(سیلیتو، ۱۹۹۷؛ ساتو، ۱۹۸۴)	(لفیور و همکاران، ۱۹۹۶؛ کابرال و بودین، ۲۰۰۷)	(ویلسون و زنتیلی، ۱۹۹۹؛ کوچیما و همکاران، ۲۰۰۹)

۶- براساس ترکیب شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر در نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، که بر مبنای درصدوزنی مجموع آلکالن ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) در مقابل درصدوزنی سیلیس (SiO_2) رسم شده است، در محدوده آندزیت، تراکی آندزیت، آندزی-بازالت، ریوداسیت و ریولیت قرار می‌گیرند.

۷- براساس نمودار $\text{A/CNK}-\text{A/NK}$ ، سنگ‌های آتشفشانی منطقه کوه‌پنگ در محدوده‌های متآلومین و پراآلکالن جای می‌گیرند و در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 در رده کالک آلکالن، کالک-آلکالن پتاسیم متوسط- بالا و برخی در رده شوشونیتی قرار می‌گیرند.

۸- براساس تفکیک محیط تکتونیکی نمونه‌های سنگی منطقه کوه‌پنگ، در محدوده کمان‌های ماگمایی ناشی از فرورانش قرار می‌گیرند و به‌نظر می‌رسد که این سنگ‌ها با ماگماتیسیم ناشی از فرورانش پهنه ارومیه-دختر در ارتباط بوده و در یک محیط کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند.

۹- از نظر خصوصیات مربوط به محیط ته‌نشست، کانی‌شناسی، ساخت و بافت و ژئومتری، نوع سنگ میزبان، گانگ همراه با رگه‌ها و دگرسانی‌ها، کانسار مس کوه‌پنگ شباهت فراوانی با کانسارهای مس چینه‌کران مانتو در شیلی نشان می‌دهد.

به طور خلاصه، مهمترین نتایج حاصل از بررسی-های صحرائی، سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری در ذخیره کانسار مس کوه‌پنگ به قرار زیر است:

۱- کانسار مس کوه‌پنگ در بالاترین تراز آتشفشانی به صورت چینه‌کران قرار داشته و در تشکیل آن سامانه‌های گسلی با روند شمال غربی- جنوب شرقی تاثیرگذار بوده است.

۲- سنگ‌های میزبان کانی‌سازی عموماً ترکیب نزدیک به آندزیت داشته و دچار دگرسانی‌های سیلیسی، کربناته، کلریتی، اپیدوتی و هماتیته شده‌اند.

۳- سکانس کانیاپی ساده بوده و اغلب از تک کانیاپی کالکوسیت تشکیل شده است که با کانی-های کالکوپیریت، بورنیت، دیژنیت، کوولیت، پیریت و هماتیت همراهی می‌شود.

۴- بافت‌های دانه پراکنده، پرکننده فضای خالی، جانیشینی و ساخت رگه-رگچه‌ای نازک (ضخامت چند میلی متر تا ۲ سانتیمتر)، مهمترین ویژگی کانی‌های سولفیدی مس در کانسار مس کوه‌پنگ می‌باشند.

۵- پایین بودن مقدار کانی‌های باطله از جمله کوارتز و کلسیت در رگچه‌های معدنی و تشکیل کالکوسیت در حفرات سنگ‌های آتشفشانی از دیگر مشخصات کانسار مس کوه‌پنگ می‌باشد.

منابع

-خوبی، ن.، قربانی، م. و تاجبخش، پ.، ۱۳۷۸. کانسارهای مس در ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۲۱ ص.
-قربانی، م.، ۱۳۸۱. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، انتشارات آریز زمین، ۸۵۴ ص.
-سامانی، ب.، ۱۳۸۱. متالوژنی کانسارهای مس نوع مانتو در ایران، ششمین همایش زمین‌شناسی ایران، ۸ ص.

-آقابات، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

-بهزادی، م.، ۱۳۷۳. بررسی زمین‌شناسی اقتصادی رویداد مس قبله بولاغ در تارم، منطقه زنجان، ایران، پایان نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۸۵ ص.

سیالات درگیر کانسار ورزگ نمونه‌ای از کانه‌زایی مس تیپ مانتو، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، ۸ ص.

-عمیدی، م. آ.، شهرابی، م. و نوایی، ی.، ۱۳۸۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زاویه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-صالحی، ل.، رساء، ا.، علیرضایی، س.، مطرودی، ف. و توسلی، ح.، ۱۳۹۳. طیف سنجی رامان و کاربرد آن در شناسایی دگرسانی های موجود در کانسارهای مس عباس‌آباد، شمال شرق شاهرود، مجله پژوهش‌های دانش زمین، شماره ۱۳، ص ۶۹-۹۳.

-علیزاده، و.، مومن زاده، م.، هاشم امامی، م. و حسینی، م.، ۱۳۸۹. مطالعات کانی‌شناسی و بررسی

-Boric, R., 1985. Geología y yacimientos del distrito Talcuna, IV Región de Coquimbo: Rev, Geology Chile, v. 12, p. 57-75.

-Boric, R. Holmgren, C. Wilson, N.S.F. and Zentilli, M., 2002. The Geology of the El Soldado Manto Type Cu (Ag) Deposit, Central Chile, in Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective, PGC Publishing, Adelaide, v. 2, p. 163-184.

-Cabral, R.A. and Beaudoin, G., 2007. Volcanic Red Bed Copper mineralisation related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada, Mineralium Deposita, v. 42, p. 901-912.

-Camus, F., 1990. Possible modelo genetic paralos yacimientos decobre del distrito minero Punta del Cobre, Rev. Geology Chile, v. 11, p. 51-76.

-Cisternas, M.G. and Hermosilla, J., 2006. The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapó area, Northern Chile, Mineral Deposita, v. 41, p. 339-355.

-Cox, K.G. Bell, J.D. and Pankhurst, R.G., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks, George, Allen and Unwin, London, 872 p.

-Ferenc, S. and Rojkovič, I., 2001. Copper mineralization in the Permian basalts of the Hronicum unit, Slovakia.

Geolines, Academy of Sciences of the Czech Republic, v. 13, p. 22-27.

-Gupta, A. K., 2007. Petrology and Genesis of Igneous Rocks. 479 p.

-Kirkham, R.V., 1996. Volcanic redbed copper in geology of Canadian mineral deposit types O.Eskstrand, W.D.Sinclair and R.I.Thrope, geological survey of Canada, Geology of Canada, v. 8, p. 14-28.

-Kojima, S., Trista-Aguilera, D. and Hayashi, K., 2009. Genetic aspects of the manto-type copper deposits based on geochemical studies of North Chilean deposits, Resource Geology, v. 59, p. 87-98.

-Kojima, S., Astudillo, J., Rojo, J., Tristá, D. and Hayashi, K., 2003. Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile, Mineral, Deposita, v. 38, p. 208 - 216.

-Lefebure, D.V. and Church, B.N., 1996. Volcanic Redbed Cu, in Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, v. 1, p. 5-7.

-Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, Lecture Notes in Earth Sciences, v. 56, p.143-166.

-Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In:

- Hawkesworth C.J., Nurry M.L. (Eds.), Continental basalts and Mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich, v. 6, p. 230-249.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: Contributions Mineral Petrology, v. 69, p. 33-47.
- Peccerillo, R. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contributions Mineral Petrology, v. 58, p. 63-81.
- Ramírez, L.E., Palacios, C., Townley, B., Parada, M.A., Sial, A.N., Fernandez-Turiel, J.L., Gimeno, D., Garcia-Valles, M. and Lehmann, B., 2006. The Mantos Blancos copper deposit: An upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the coastal range of northern Chile: Mineral, Deposita, v. 41, p. 246-258.
- Righter, k. and Rosas-Elguera, J., 2001. Alkaline lava in the volcanic front of western Mexican volcanic belt: Geology and petrology of Ayulta and Tapalpa volcanic fields: Journal of Petrology, v. 42, p. 2333-2361.
- Ruiz, C.F., Aguirre, L., Corvalan, J., Klohn, C., Klohn, E. and Levi, B., 1965. Geología Yacimientos Metalíferos de Chile, 305 p.
- Ruiz, C., Aguilar, A., Egert, E., Espinonza, W., Puebles, F., Quezada, R. and Serrano, M., 1971. Stratabound copper sulphide deposits of Chile: Society Mineral Geology Japan specific, Issue, v. 3, p. 252-260.
- Sato, T., 1984. Manto type copper deposits in Chile: A review. Bull. Geological Survey of Japan, v. 35, p. 565-582.
- Shand, S.J., 1943. "The Eruptive Rocks" John Wiley, New York, Stoiber, R. E. & Davidson, E. S., 1959, Amygdule mineral zoning in the Portage Lava series, Michigan Copper district, Economic Geology, v. 54, p. 1250-1277.
- Sillitoe, R.H., 1977. Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism, a review, in volcanic processes in ore genesis, v. 4, p. 99-116.
- Vivallo, W. and Henriquez, F., 1998. Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile: Rev. Geology Chile, v. 25, p. 199-228.
- Wilson, N.S.F. and Zentilli, M., 1999. The role of organic matter in the genesis of the El Soldado volcanic-hosted manto-type deposit, Chile: Economic Geology, v. 94, p. 1115-1136.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M. and Spiro, B., 2003. A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanichosted El Soldado Manto-type Cu deposit, Chile: The essential role of bacteria and petroleum, Econ Geology, v. 98, p. 163-174.