

ثبت دگرسانی‌های گرمابی با طراحی باکس دگرسانی و محاسبه تغییرات جرم با استفاده از فراوانی عناصر غیر متحرک در نهشته سولفید توده‌ای قزل داش خوی

محمدجعفر محمدزاده^۱، مجید محبوبی‌اقدم^۲ و پریا محبی^۳

^۱دانشیار، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند، تبریز، ایران
^۲دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند، تبریز، ایران
^۳دانشجوی دکترا، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۵/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۲/۱۷

چکیده

نهشته مس سولفید توده‌ای قزل داش خوی در شمال باختری ایران قرار دارد. این منطقه در بخشی از پهنه آمیزه رنگین و فیولیتی شمال باختر کشور موسوم به فیولیت ملائز خوی-ماکو جای گرفته است. کانی‌سازی مس در بخشی از متاولکانیک‌های بازالتی رخ داده و در نتیجه آن مناطق دگرسانی گسترده‌ای همچون کلریتی-ایدوتی به مقدار زیاد و کربناتی و سریستی به مقدار کم تشکیل شده است. هدف این مقاله شناسایی دگرسانی‌های گرمابی به‌ویژه پهنه کلریتی مرتبط با نهشته سولفید توده‌ای از نوع قبرسی دارای کانی‌زایی مس و همچنین محاسبه و تعیین میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر در طی دگرسانی است. بدین منظور باکس دگرسانی طراحی شد که سبب تأیید روند شماره ۴ کلریت-کربنات در بیشتر نمونه‌های برداشت شده از منطقه و روند شماره ۵، کربنات-سریست در شمار کمی از نمونه‌ها شد. مطالعه مقاطع نازک نیز نتایج مشابهی نشان داد که تأییدی بر روش به کار گرفته شده است. سپس از روش مکین برای بررسی و تحلیل تغییرات جرم ایجاد شده میان سنگ درونگیر و مناطق دگرسانی کلریتی و سریستی به عنوان یک ابزار مفید شناسایی مناطق کانه‌دار استفاده شد. نتایج بررسی روش مکین روی دگرسانی‌های کلریتی و سریستی نشان از غنی‌شدگی قوی عناصر آهن و منیزیم و تهی‌شدگی عناصر کلسیم، پتاسیم و سدیم در پهنه‌های دگرسانی کلریتی دارد که در نتیجه تجزیه فلدسپارهای سنگ منشأ در طول کلریتی شدن رخ داده است؛ عناصری همچون Cu، Co و V غنی‌شدگی و Zn غنی‌شدگی متوسط پیدا کرده‌اند؛ در حالی که دگرسانی سریستی نیز غنی‌شدگی متوسطی از Fe و Mg نشان می‌دهد. بنابراین تفکیک مناطق دگرسانی با نمودار باکس‌پلات و محاسبه تغییر جرم در پهنه‌های دگرسانی با استفاده از روش مکین امکان شناسایی مناطق کانه‌دار را در سولفید توده‌ای قزل داش خوی میسر ساخت. بر پایه این مطالعه، شاخص‌های آشکار دگرسانی و شواهد ژئوشیمیایی، منطقه قزل‌دش نشان از کانی‌زایی مس توده‌ای نوع قبرسی همراه با غنی‌شدگی Cu-Zn و بیشتر تهی‌شدگی Ca و Na و در برخی موارد غنی‌شدگی بسیار جزئی K در پهنه سریستی دارد. بررسی کلی این کانسار نشان می‌دهد که خوشه‌ای بودن و در یک امتداد بودن نهشته نشان‌دهنده کنترل شدن به وسیله گسل‌هاست. وجود سنگ‌های آتشفشانی فیولیتی مافیک، افق‌های اخرا و چرت‌های برون‌دمی و همچنین افق‌های پیریت ناحیه‌ای از راهنماهای اکتشافی این نهشته به شمار می‌رود.

کلیدواژه‌ها: ثبت دگرسانی، طراحی باکس دگرسانی، محاسبه تغییرات جرم، مس سولفید توده‌ای، قزل داش، خوی.

E-mail: mj_mohammadzadeh@yahoo

***نویسنده مسئول:** محمدجعفر محمدزاده

۱- پیش‌نویسار

خواهد شد. منطقه‌بندی از ویژگی‌های عمومی و مشترک شناسایی تغییرات سنگ‌های آتشفشانی میزبان سولفید توده‌ای کف اقیانوس‌هاست. در این مقاله دگرسانی‌های چیره و شدت آنها توسط شاخص‌های دگرسانی تعریف شده توسط Large et al. (2001) به دست می‌آید. شاخص‌های اصلی دگرسانی برای توصیف روند تغییرات شیمیایی مربوط به محلول‌های گرمابی کانه‌زا و تفکیک آن از فرایندهای دیاژنزی در منطقه (Mount Red Tasmania, VHMS) در استرالیا با موفقیت به کار گرفته شد. در این پژوهش نیز به علت گستردگی و اهمیت زیاد دگرسانی در منطقه، بیشتر مطالعات روی نواحی دگرسانی منطقه متمرکز شده است. البته درون این واحدهای دگرسانی مناطق کوچکی از سنگ مادر با ترکیب بازالتی-آندزیتی به‌طور پراکنده به چشم می‌خورد. بنابراین آنچه بیشتر در مطالعات دگرسانی می‌توان مد نظر قرار داد، تعیین ترکیب کانی‌شناسی و تشخیص نوع دگرسانی و این است که سنگ منشأ در هنگام فرایند دگرسانی دچار غنی‌شدگی و تهی‌شدگی چه عناصری شده است (Lowenstern, 2001). بنابراین این نوشتار سعی دارد با طراحی باکس دگرسانی و تشریح مطالعه مقاطع نازک، برای تشخیص رابطه میان کانی‌شناسی دگرسانی و لیوتوژوشیمی مربوط به نهشته و روش تجزیه Mclean برای شناسایی عناصر غنی شده و تهی شده در پهنه‌های دگرسانی کانسار، رهیافتی در جهت‌دهی اکتشاف به سوی توده اصلی سامانه سولفید توده‌ای باشد.

کانسار سولفید توده‌ای قزل‌دش در استان آذربایجان غربی و در ۵۷ کیلومتری باختر شهرستان خوی جای دارد. مهم‌ترین راه دسترسی به منطقه از جاده آسفالت‌ه خوی-فیرورق-زرآباد است. این نهشته حاصل ته‌نشست و رسوب فلزات از گسترش محلول‌های گرمابی در پی فعالیت‌های آتشفشانی محیط‌های زیردریایی است. محلول‌های گرمابی از راه پهنه استرینگر وارد کف دریا می‌شوند؛ واکنش‌های محلول‌های کانه‌ساز در مسیر حرکت با سنگ‌های دیواره سبب افزوده شدن یا خروج یون‌های شیمیایی از محلول‌ها و سنگ‌های مسیر حرکت می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). این رخدادها سبب ایجاد تغییراتی در ژئوشیمی و کانی‌شناسی محیط پیرامون کانسار می‌شود. تغییرات در ژئوشیمی کانسار، با تغییر مقدار پراکندگی عناصر در محیط پیرامون کانسار نمایان شده و در کانسارهای مختلف بسته به نوع کانی‌سازی متفاوت است؛ یا بعبارت دیگر جزو ویژگی‌های نوع کانسار به شمار می‌رود (مقصودی و همکاران، ۱۳۸۴). کاربرد اصلی لیوتوژوشیمی در اکتشاف نهشته‌های آتشفشانی سولفید توده‌ای عبارتست از تعیین ماهیت و شدت دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی. هدف از این مقاله کاربرد ویژگی‌های این نوع دگرسانی‌ها با استفاده از ارائه نمودارهای ساده داده‌های لیوتوژوشیمیایی دگرسان شده در پی‌جویی سولفید توده‌ای قزل‌دش است. این هدف امکان درک بهینه‌ای از ارتباط میان کانی‌شناسی دگرسانی و لیوتوژوشیمی مربوط در سنگ‌های آتشفشانی منطقه را آشکار می‌سازد. در این راستا کارایی روش باکس دگرسانی روی منطقه قزل‌دش بررسی

۲- زمین شناسی محدوده مورد مطالعه

منطقه قزل داش در شمال استان آذربایجان غربی و در ۵۷ کیلومتری شهرستان خوی با مختصات جغرافیایی ۵۴° ۳۸' عرض شمالی و ۳۰' ۴۴° طول خاوری است. این منطقه بر پایه تقسیم بندی واحدهای ساختمانی - رسوبی ایران توسط Stocklin (1968) و نبوی (۱۳۵۵) به عنوان بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی سندانج - سیرجان و پهنه البرز - آذربایجان باختری به شمار می رود (شکل ۱). افتخارنژاد (۱۳۵۹) این منطقه را در بخشی از پهنه آمیزه رنگین افیولیتی شمال باختر کشور موسوم به افیولیت ملاژ خوی - ماکو قرار داده که با روند عمومی شمال باختر - جنوب باختر جای گرفته است. این پهنه بقایای پوسته اقیانوسی نوتیس (به سن کرتاسه پایانی - پالئوسن) است که با راستای NNW خود ناحیه گسترده ای را در مرز مشترک ایران و ترکیه می پوشاند. پهنه یاد شده از جنوب به کمربند جنوبی افیولیت نوتیس ترکیه (افیولیت محور تاروس) و از سوی شمال به رشته شمالی (افیولیت های محور آنا تولی) می پیوندد. واحدهای سنگی تشکیل دهنده این مجموعه افیولیتی شامل سنگ های اولترامافیکی (هارزبورژیت، دونیت، کمی پیروکسینت و سربانتینت)، گابرو، دایک های رودنگیتی، مقدار کمی پلاژیوگرانیت، دایک های صفحه ای، گدازه های بازالتی و آندزیتی با ساختارهای بالشی و صفحه ای - توده ای، آهک پلاژییک و چرت های رادیولاریتی است (امامعلی پور و مسعودی، ۱۳۷۶؛ امامعلی پور، ۱۳۸۰). سنگ های آتشفشانی زیر دریایی میزبان کانی زایی مس قزل داش به بخش بالایی ردیف افیولیت خوی (شمال باختری ایران) وابسته اند. این نهشته پیش تر به عنوان کانه زایی سولفید توده ای آتشفشان زاد نوع قبرسی معرفی شده است (بشارتی و همکاران، ۱۳۸۵؛ ذاکری، ۱۳۷۹). بررسی های انجام شده نشان داده است که ترکیب سنگ شناسی این سنگ ها در گستره بازالت و آندزیت بازالتی است و از دید ژئوشیمیایی از نوع تولیت با پتاسیم کم (LKT) هستند (امامعلی پور، ۱۳۸۰). به طور کلی این منطقه دارای مجموعه ای از واحدهای یک توالی افیولیتی تیبیک است (رادفر و امینی، ۱۳۷۸). گسل خوردگی شدید واحدها و مخلوط شدگی آنها که موجب به هم ریختگی توالی واحدهای توالی افیولیتی شده خود ناشی از شرایط جایگیری زمین ساختی این قطعه از سنگ کره اقیانوسی در روی پوسته قاره ای است. حضور توده هایی از آهک های پالئوسن به صورت مخلوط زمین ساختی، زمان آمیختگی و تشکیل افیولیت ملاژ را در این منطقه نشان می دهد. کانی سازی در بخشی از سنگ های دگرسان شده آتشفشانی بازالتی رخ داده است و این سنگ ها بیش تر بازالت های اسپیلیتی شده و گاه کراتوفیرهای حفره دار و برشی هستند که دچار دگرسانی های گرمایی از نوع اپیدوتی - کلریتی و به مقدار کم سرسیتی شده اند که در نتیجه مناطق دگرسانی گسترده ای در منطقه تشکیل شده است. شدت تغییرات ناشی از دگرسانی به اندازه ای است که در بیشتر موارد شناسایی ترکیب و بافت سنگ اولیه بسیار مشکل یا غیر ممکن می شود. مناطق سولفیدی بر اثر فرایندهای برونزاد به شدت اکسیده شده و گوسان های گسترده ای را در منطقه ایجاد کرده اند که از فواصل دور به راحتی شناسایی می شوند (محبوبی اقدم، ۱۳۹۳).

۳- روش مطالعه - نمونه برداری

در این بررسی پس از بازدید دقیق از منطقه ۴۰ نمونه سنگی بر پایه الگوی شبکه ای مستطیلی (۱۰۰×۲۰۰ m) عمود بر رخمون ها برداشت شد. نمونه ها پس از آماده سازی، خردایش و نمایش برای تجزیه عناصر اصلی به روش XRF و برای عناصر کمیاب (Cu, Pb, Zn, Cr, Ni, Co, As, Ag, Ba, Sr, Y, Sn, Se, W, La, Hf, Zr) توسط AAS فرستاده شد. در جدول ۱ نتایج تجزیه نمونه ها ارائه شده است. در مرحله بعد برای تشخیص دگرسانی های گرمایی منطقه از روش باکس دگرسانی استفاده شد. در راستای تأیید دگرسانی های ثبت شده ۱۵ مقطع نازک تهیه و مطالعه شد. در این راستا نقشه دگرسانی منطقه نیز با استفاده از داده های ASTER تهیه شد. در پایان

نتایج حاصل از دو روش در آشکارسازی و تأیید دگرسانی های گرمایی منطقه مورد استفاده قرار گرفته است.

در این راستا برای تشخیص غنی شدگی و تهی شدگی مناطق دگرسانی از روش Maclean (1990) و برای رسم نمودارهای آیزوکنی از روش های Grant (1986) و Gresens (1967) استفاده شد.

۴- طراحی باکس دگرسانی، منطقه قزل داش

پهنه بندی دگرسانی ها معیار عمومی و اصلی در پیرامون سنگ های آتشفشانی نهشته های سولفید توده ای کف اقیانوس هاست. طراحی باکس دگرسانی Large et al. (2001) روش ساده و ابزاری قدرتمند برای فهم رابطه میان کانی شناسی، لیئوژوشیمی و شدت تغییرات در سامانه های دگرسانی نهشته های سولفید توده ای است. برداشت های لیئوژوشیمیایی از منطقه در راستای ثبت دگرسانی ها برای اکتشاف مس، تعیین ماهیت و درجه دگرسانی سولفیدهای توده ای قزل داش و پاسخ به دو پرسش زیر انجام شد:

- ۱) آیا دگرسانی به وجود آمده به وسیله سامانه گرمایی مربوط به نهشته سولفید توده ای است؟
- ۲) اگر چنین است، کانسار وابسته به سنگ های دگرسان شده مشخصه چه پهنه ای است؟

در این بررسی، نمایش گرافیکی ساده دگرسانی شاخص های CCPI-AI طراحی شد که طراحی باکس دگرسانی نامیده می شود و برای مشخص کردن روندهای مختلف دگرسانی مربوط به نهشته های سولفید توده ای و برای کمک به تشخیص دگرسانی گرمایی وابسته به سنگ میزبان آتشفشانی سولفید توده ای به کار گرفته شد (Ishikawa et al., 1976).

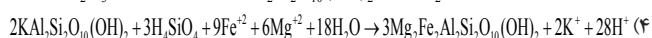
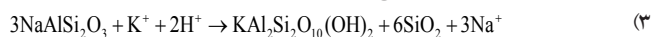
۵- شاخص های دگرسانی

طراحی باکس دگرسانی نمایش گرافیکی است که دو شاخص دگرسانی را به کار می برد: شاخص دگرسانی (AI) و شاخص دگرسانی کلریت - کربنات - پیریت (CCPI) (Sánchez-España et al., 2000; Mercier-Langevin et al., 2014):

$$AI = \frac{100(K_2O + MgO)}{K_2O + MgO + Na_2O + CaO} \quad (1)$$

$$CCPI = \frac{100(FeO + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + FeO)} \quad (2)$$

واکنش های کلیدی اندازه گیری شده با این شاخص ها تفکیک پلاژیو کلاز سدیک و شیشه آتشفشانی و جانشینی آنها با سرسیست و کلریت است. واکنش هایی که این فرایندهای دگرسانی را شرح می دهند عبارتند از:



واکنش نخست نمونه آشکاری از جانشینی سرسیست به جای آلریت در بخش های بیرونی سامانه دگرسانی است و واکنش دوم برای بخش های دودکش شکل کمربین که غنی از کلریت است و کانی سازی اغلب در این بخش رخ می دهد. واکنش اولی کاهش (CaO) Na₂O و افزایش K₂O را در بر می گیرد و واکنش دومی کاهش K₂O و افزایش FeO و MgO را بر پایه ثابت Al₂O₃ در بر می گیرد (Large et al., 2001).

۵-۱. شاخص ایشی کاوا (AI)

نسبت عناصر تشکیل دهنده سنگ اصلی به دست آمده در زمان دگرسانی کلریتی و سرسیست (MgO+K₂O)، بر پایه عناصر کاهش یافته و به دست آمده (Na₂O+CaO+MgO+K₂O) است (Ishikawa et al., 1976). مقدار AI در سنگ های آتشفشانی دگرسان شده در ذخایر سولفید توده ای میان ۲۰ تا ۶۵ است که البته به ترکیب اولیه سنگ های آتشفشانی نیز بستگی دارد.

۵-۲. شاخص دگرسانی کلریت - کربنات - پیریت

دگرسانی کلریتی Mg-Fe نمونه آشکار گسترش یافته در نزدیکی نهشته‌های سولفید توده‌ای است که دمای گرمایی و نسبت‌های سیال/سنگ در بیشترین مقدار آنها هستند. بنابراین از دیدگاه اکتشاف گسترش معیار ژئوشیمیایی مهمی است که به راحتی نمونه‌های دارای مقدار کلریت بالای موجود در هر مجموعه داده سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده را متمایز می‌سازد. شاخص CCPI برای اندازه‌گیری افزایش موجود در MgO و FeO مربوط به پیشرفت کلریت Mg-Fe طراحی شده است که به‌طور معمول آلپیت، فلدسپار K و یا سریست موجود در سنگ آتشفشانی را جابه‌جا می‌کند و به کاهش K_2O و Na_2O می‌انجامد همانند معادله ۲ مقدار این شاخص معمولاً در ذخایر سولفید توده‌ای میان ۱۵ تا ۸۵ است (Large et al., 2001).

۶- روند های گرمایی و دیاژنتیکی در باکس دگرسانی

با توجه به مطالب بالا می‌توان نتیجه گرفت که طراحی باکس دگرسانی، ترکیبی از ایشی کاوا در محور افقی و CCPI در محور عمودی است که کمترین دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی به سوی مرکز نمودار طراحی شده است و سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده گرمایی در موقعیت‌های متغیر وابسته به حضور مواد معدنی گرمایی اصلی طراحی شده‌اند (شکل ۳).

نمودار باکس روش مناسبی برای تمایز روندهای ژئوشیمیایی ناشی از دگرسانی دیاژنتی و روندهای ناشی از دگرسانی گرمایی مربوط به کانسارهای سولفید توده‌ای است. مواد معدنی دیاژنتی در سمت چپ محور CCPI و یا محور پایینی AI رسم شده است. این مواد معدنی دیاژنتی با مواد معدنی گرمایی مجاور، یعنی سریست، کلریت، پیریت، دولومیت و آنکریت مقایسه می‌شود که در سمت راست محور CCPI و محور بالایی AI رسم می‌شود (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹). بنابراین خط مورب متصل کننده اپیدوت به فلدسپار k به‌طور مؤثری محدوده دگرسانی گرمایی را از محدوده دگرسانی دیاژنتی در نمودار تفکیک می‌کند.

در این پژوهش هدف تعیین ماهیت دگرسانی‌های گرمایی منطقه قزل‌داش با انطباق نتایج روی نمودار است. روندهای دگرسانی در شکل ۳- الف عبارتند از: (۱) دگرسانی ضعیف سریستی در حواشی سامانه گرمایی در سنگ‌های میزبان آتشفشانی اسیدی.

(۲) دگرسانی شدید سریستی-کلریتی ± نمونه آشکار سامانه دگرسانی کم‌پایین مجاور به نهشته سولفید توده‌ای درون سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و مافیک.

(۳) دگرسانی کلریتی ± سریستی ± پیریتی نمونه آشکار دگرسانی کم‌پایین مشخصه کلریت در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و مافیک.

(۴) دگرسانی کلریتی-کربناتی نمونه آشکار گسترش یافته در مجاورت عدسی‌های سولفید توده‌ای در موقعیت کم‌پایین در هر دو سنگ میزبان اسیدی و مافیک.

(۵) دگرسانی سریستی-کربناتی کم‌بالای سولفید توده‌ای و یا در امتداد واحد میزبان چینه‌شناسی.

(۶) فلدسپار پتاسیم-سریستی روند نامتداول توسعه یافته محلی در سنگ‌های آتشفشانی کم‌پایین اسیدی (Large et al., 2001).

۷- نتایج حاصل از طراحی باکس دگرسانی روی داده‌های منطقه قزل‌داش

نتایج باکس دگرسانی طراحی شده بر پایه AI و CCPI ابتدا به ترتیب برای ۴ نیم‌رخ برداشت شده در جدول‌های ۲، ۳، ۴ و ۵ و سپس به‌صورت شکل‌های ۴ تا ۷ مربوط به هر نیم‌رخ ارائه شده است. نتایج نشان از این دارند که واکنش‌های ۳ و ۴ کلیدی اندازه‌گیری شده با این شاخص‌ها، تفکیک پلاژیوکلاز سدیک و شیشه آتشفشانی و جانیشینی آنها با سریست و کلریت را در منطقه میسر ساخته و سبب گسترش فرایندهای مرتبط با دگرسانی‌های سولفید توده‌ای شده است.

۸- مقایسه نتایج باکس دگرسانی و مطالعات میکروسکوپی در ثبت

دگرسانی‌های منطقه قزل‌داش

یکی از مهم‌ترین روش‌ها برای شناخت و چگونگی زایش کانسارها، مطالعه و بررسی در محدوده دگرسانی و هاله‌های مربوط به آن است. نظر به اینکه هاله‌های دگرسانی به‌طور چیره توسط سیال‌های گرمایی ایجاد می‌شوند و در بسیاری از موارد ارتباط نزدیک ویژه‌ای میان این مناطق و توده کانسار وجود دارد. سولفیدهای توده‌ای از جمله آشکارترین ذخایر معدنی هستند که در آنها می‌توان رابطه میان توده کانسار و مناطق دگرسان شده را با قطعیت بیشتری ثبت کرد. در دهه‌های اخیر بسیاری از پژوهشگران بر قابلیت کاربرد تصاویر سنجنده استر برای شناسایی و پی‌جویی کانسارهای مختلف با استفاده از کارآیی این تصاویر برای تهیه نقشه‌های دگرسانی تأکید داشته‌اند (Kalinowski and Oliver, 2004؛ کاظمی مهرنیا و همکاران، ۱۳۸۸). در این مطالعه نیز برای تهیه نقشه دگرسانی و جدایش و تفکیک دگرسانی‌های کلریتی و سریستی منطقه از داده‌های ASTER استفاده شد (شکل ۸). در این راستا از نسبت‌های بانندی $(b7+b9)/b8$ برای تفکیک دگرسانی کلریتی، از نسبت‌های بانندی $(b5+b7)/b6$ برای شناسایی دگرسانی سریستی و از نسبت‌های بانندی $b13/b14$ برای شناسایی دگرسانی کربناتی و نتایج به دست آمده پس از خوشه‌بندی به منظور رسم نقشه دگرسانی گرمایی منطقه استفاده شد. در شکل ۸ هاله‌های دگرسانی با استفاده از داده‌های ASTER از یکدیگر تفکیک شده‌اند. با توجه به نقاط نمونه‌برداری بیشتر نمونه‌های برداشت شده مرتبط با مناطق دگرسانی کلریتی و سریستی هستند.

نتایج حاصل از سنجنده استر نشان می‌دهد که هاله سریستی، بخش مرکزی کلریتی را دربر گرفته است و هر دو در پیرامون توسط دگرسانی کربناته دربر گرفته شده‌اند. جمع‌بندی نتایج استر، ژئوشیمی و مطالعه مقاطع نازک نشان از آن دارد که احتمالاً بخش مرکزی دگرسانی دارای Ee- کلریت است و به تدریج به سوی بیرون غنی از Mg-کلریت و سپس سریست می‌شود. البته به دلیل ابعاد کوچک منطقه مورد مطالعه تفکیک جزئیات بیشتر طیف‌ها روی نقشه استر محدود، ولی بر پایه تلفیق نتایج چنین روند دگرسانی مشهود است.

برای بررسی بیشتر و تأیید نوع دگرسانی‌های حاصل، ۱۵ مقطع نازک از نمونه‌ها تهیه و مطالعه شد. نتایج مطالعات میکروسکوپی نشان از آن دارد که دو نوع دگرسانی پروپلیتیک (کلریتی-اپیدوتی) و سریستی در منطقه چیره است. مقایسه نتایج حاصل از مطالعه مقاطع نازک و باکس دگرسانی درستی ثبت دگرسانی کلریتی-اپیدوتی و سریستی و کربناتی را در منطقه قزل‌داش تأیید می‌کند. ویژگی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد پلاژیوکلاز کانی اصلی تشکیل‌دهنده سنگ میزبان است که دچار دگرسانی‌های ناشی از نفوذ سیال‌های گرمایی و به مجموعه‌ای از کلریت و اپیدوت و سریست تبدیل شده است؛ شدت دگرسانی به حدی است که در برخی از نمونه‌ها اثر خیلی کمی از کانی‌های اولیه در آنها دیده می‌شود (شکل‌های ۹- الف و ب). در برخی از نمونه‌ها نیز با وجود تأثیر دگرسانی هنوز بافت اولیه سنگ میزبان مانند بافت پورفیری و آمیگدالی حفظ شده است (شکل ۹- پ). رگچه‌های کلسیت نیز تحت تأثیر دگرسانی در شکل‌های ۹- الف و ت دیده می‌شود.

به‌طور خلاصه این نمونه‌ها نشان دادند که طرح باکس دگرسانی به خوبی توانایی ثبت، تفکیک و تأیید سنگ‌های آتشفشانی کمتر دگرسان شده را نیز دارد و لیتوژئوشیمی را به کانی‌شناسی متصل و اثر پایانی دگرسانی گرمایی را به بخش‌های سامانه گرمایی وابسته به سولفید توده‌ای مرتبط می‌سازد؛ در واقع به پرسش "آیا دگرسانی به وجود آمده به وسیله سامانه گرمایی مربوط به نهشته آتشفشانی سولفیدی است؟" پاسخ مثبت داد. نتایج حاصل از نمونه‌برداری تعداد محدود ۴ نیم‌رخ برداشت شده در منطقه قزل‌داش نشان می‌دهد که نیم‌رخ‌ها در بیشتر نمونه‌ها کلریتی-اپیدوتی-کربناتی و در برخی از نمونه‌ها سریستی-کربناتی و در شمار کمی از نمونه‌ها تقریباً غیر دگرسان هستند؛ نتیجه به دست آمده از طراحی باکس دگرسانی

مادر از فرمول زیر به دست آمد:

$$MC = RC - C_i^O \quad (7)$$

که در آن MC تغییر جرم عناصر، RC ترکیب بازسازی شده و C_i^O فروانی عنصر یا اکسید در سنگ مادر بر حسب در صد وزنی است.

بر پایه روند بالا و استفاده از فرمول ها، نتایج تغییر جرم در پهنه کلریتی برای عناصر اصلی و کمیاب به دست آمد که در جدول ۵ ارائه شده است.

آیزوکن واقعی بر پایه روند تغییرات متغیرهایی که دچار کمترین تغییر پذیری و بی تحرکی یونی باشند تعریف می شود (معانی جو و مستقیم، ۱۳۹۲). بر این اساس می توان تغییر جرم های صورت پذیرفته در هنگام فرایند دگرسانی و متاسوماتیزم و متغیرهای مربوطه را تشخیص داد (Grant, 2005; Guo et al., 2009).

برای رسم نمودارهای آیزوکنی نیز معمولاً از یک عنصر بسیار کم تحرک و ناسازگار مانند Zr و یک عنصر بسیار کم تحرک و سازگار مانند Al استفاده می شود (Shriver and MacLean, 1993). در این منطقه نیز از داده های این دو عنصر در سنگ سالم و سنگ دگرسان شده استفاده و خط روندی رسم شد که عناصر بالای خط روند غنی شدگی و عناصر پایین خط تهی شدگی نشان می دهند. تغییرات جرم را می توان برای هر عنصر یا سازنده متحرک در نمونه سنگ، بر پایه افزایش یا کاهش غلظت نسبی عناصر غیر متحرک به دست آورد. با برازش بهترین خطی که از مبدأ مختصات شروع و بر این دو عنصر منطبق است، تغییرات عناصر مختلف در این کانسار بررسی شد. در واقع تقاطع خط روند تفکیک مربوط به داده های نمونه های سنگ سالم که کمترین درجه دگرسانی را دچار شده اند با خط روند دگرسانی مربوط به داده های نمونه های دگرسان شده، ترکیبی را ارائه می دهد که در حالت ایده آل از مبدأ مختصات عبور می کند (فاطمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ خیرالهی، ۱۳۹۰). در رسم نمودار آیزوکن، مقیاس برای مقادیر عناصر، نتایج را تا حدودی بی اعتبار می کرد. در گذشته برای حل این مشکل پیشنهاد می شد که داده ها را بر پایه نسبت غلظت آنها رسم کنند. البته امروزه برای رسم این نمودارها مقیاس لگاریتمی به عنوان روشی دقیق مطرح شده که مشکل را به خوبی پوشش می دهد (Grant, 2005; Baumgartner and Olsen, 1995). در این پژوهش نیز از مقیاس لگاریتمی برای رسم نمودار آیزوکن استفاده شد. شکل ۱۰ تغییرات جرم سازنده های اصلی را در پهنه کلریتی به صورت آیزوکنی و شکل ۱۱ به صورت نمودار ستونی نشان می دهد. همان گونه که دیده می شود، MgO و Fe_2O_3 غنی شدگی و CaO و Na_2O تهی شدگی دارند. نتایج تغییرات جرم عناصر کمیاب نیز در جدول ۶ و شکل های ۱۲ و ۱۳ ارائه شده است.

فرایند انجام یافته برای عناصر اصلی، برای عناصر کمیاب نیز تکرار شد که نتایج تغییرات جرم این عناصر در نمودارهای شکل های ۱۲ و ۱۳ به صورت آیزوکنی و نمودار ستونی مستتر است. این نتایج بیانگر غنی شدگی متوسطی از عناصر Mn و Cu و تهی شدگی از عناصر Sr و Ba هستند. برای دگرسانی سریستی نیز تغییرات جرم عناصر اصلی به دست آمد که به صورت نمودار آیزوکنی و ستونی در شکل های ۱۴ و ۱۵ ارائه شده است. شکل های ۱۴ و ۱۵ نشان می دهند که Fe_2O_3 و MgO نسبت به دگرسانی کلریتی کمتر غنی شده اند که نشان از شدت تغییرات کم در دگرسانی سریستی نسبت به دگرسانی کلریتی دارد.

گفتنی است که عناصر پایه از جمله Cu-Zn کنترل کننده اصلی Ni، V و Co در منطقه نیستند بلکه همگی تابع Fe هستند و درجه این تابعیت برای V بیشینه و به صورت وندات هاست و سپس Ni و Co به صورت مجموعه ای از توابع نقش در منطقه ظاهر شده اند؛ افزون بر اینکه در این نهشته Co تنها غنی شدگی محسوسی نشان می دهد؛ در حالی که در برخی از کانسارهای سولفید توده ای نوع قبرسی غنی شدگی بسیار زیاد این عنصر تا حد تولید جنینی نیز ارتقا می یابد. این عناصر در مراحل آخر سامانه گرمایی با تشکیلات آهن دارای هماتیت و مگنتیت همراه می شوند.

وجود دگرسانی کلریتی - سریستی - کربناتی را در منطقه تأیید می کند. به بیان دیگر دگرسانی های مرکزی بیشتر کلریتی هستند که توسط دگرسانی های سریستی دربر گرفته شده اند. در پی تشخیص و تأیید ارتباط این دگرسانی ها با نهشته سولفید توده ای منطقه، غنی شدگی و تهی شدگی عناصر اصلی و فرعی در دو دگرسانی کلریتی و سریستی این نهشته بررسی شد.

۹- بررسی تغییرات جرم عناصر در پهنه های دگرسانی منطقه

اولین بار (Gresens, 1967) روش آنالیز تغییرات در جرم و غنی شدگی را در طول دگرسانی گرمایی به کار برد. این روش بعدها توسط (Grant, 1986) به صورت فرمولی بیان شد. گرانت با استفاده از روش Gresens با قرار دادن سنگ های دگرسان شده در برابر سنگ های مادر سالم و رسم نمودارهای آیزوکن، تغییرات عناصر را در طول دگرسانی تعیین کرد (Grant, 1986).

به منظور مطالعه ژئوشیمی دگرسانی ها در منطقه قزل داش از روش های (MacLean and Kranidiotis, 1987) و (Gu et al., 2011) برای محاسبه تغییرات جرم و تعیین مقدار و نوع عناصر تهی شده و غنی شده در سنگ های دگرسان نسبت به سنگ های سالم استفاده شد. روش MacLean and Kranidiotis در واقع محاسبه تغییر جرم بر پایه اختلاف غلظت عناصر بسیار کم تحرک در سنگ های دگرسان شده و سنگ زمینه است. بدین منظور درصد سازنده ها در نمونه های سنگ دگرسان شده با اعمال ضرایب غنی شدگی که با استفاده از غلظت عناصر بسیار کم تحرک به دست آمده اند، بازسازی شد و اختلاف آنها با مقادیر سنگ زمینه میزبان، تغییر جرم هر سازنده در سنگ دگرسان شده را مشخص کرد که هدف از این کار شناسایی پهنه غنی شده و تهی شده در کانسار است.

برای محاسبه تغییر جرم از نتایج ۴۰ نمونه برداشت شده از منطقه که به روش XRF و AAS تجزیه شده بودند استفاده شد. (Derakhshani and Abdolzadeh, 2009) به خوبی نشان دادند که در روش های یاد شده انتخاب عناصر غیر متحرک نقش مهمی در محاسبات تغییر جرم دارند. Gresens استفاده از Nb، Ti، Zr، Y را برای کنترل میزان تغییرات جرم در سولفیدهای توده ای پیشنهاد کرد (Gresens, 1967; Zarasvandi et al., 2010). بنابراین ابتدا عناصری که تحرک بسیار کمی داشتند، در سامانه شناسایی شدند و در نرم افزار SPSS همبستگی عناصر پیشنهادی بررسی و در پایان در این پژوهش از Al_2O_3 برای محاسبه تغییر جرم استفاده شد.

توالی کلی به شرح زیر است:

- الف) ضریب غنی شدگی: تغییرات جرم عناصر به طور مستقیم متناسب با غلظت عناصر در سنگ مادر نسبت به سنگ دگرسان شده است (Maclean, 1990). محاسبه تغییر جرم بر پایه اختلاف غلظت عناصر غیر متحرک میان نمونه سنگ دگرسان شده و سنگ زمینه صورت گرفت. برای این منظور غلظت عناصر به وسیله ضریب زیر تعدیل شد:

$$EF = \frac{C_{Al_2O_3}^O}{C_{Al_2O_3}^A} \quad (5)$$

که در آن EF ضریب غنی شدگی، $C_{Al_2O_3}^O$ فروانی اکسید Al_2O_3 در سنگ مادر و $C_{Al_2O_3}^A$ فروانی اکسید Al_2O_3 در سنگ دگرسان است.

- ب) تعیین ترکیب بازسازی شده: نشانگر جرم خالص یک واحد یا سنگ است که از اجزای متحرک غنی یا تهی شده اند. ترکیب بازسازی نمونه ها با استفاده از فرمول زیر به دست آمد:

$$RC = EF * C_i^A \quad (6)$$

که در آن RC ترکیب بازسازی شده، EF ضریب غنی شدگی و C_i^A فروانی ترکیب اکسید یا عنصر در سنگ دگرسان بر حسب درصد وزنی است.

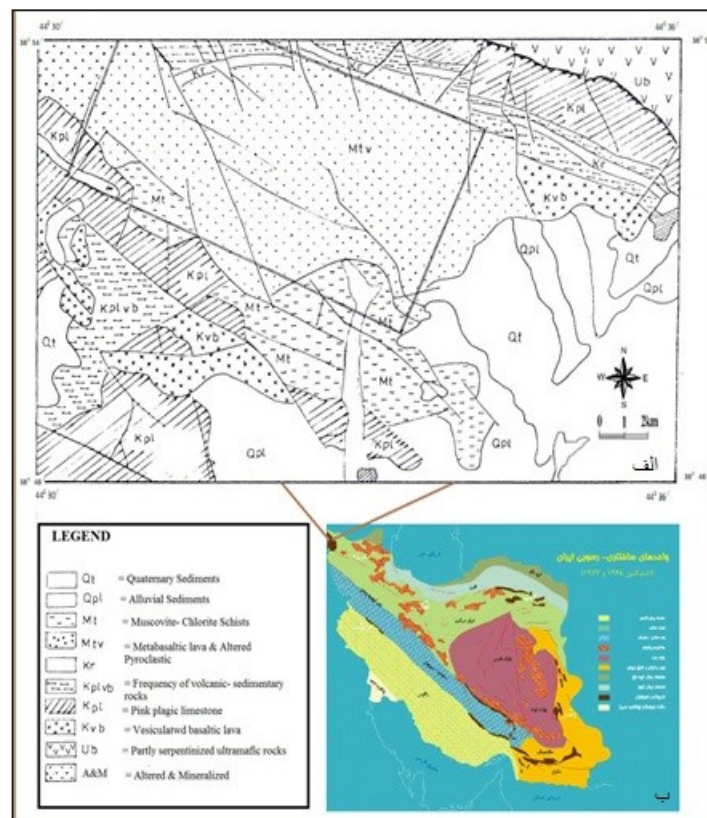
- ج) تعیین تغییر جرم عناصر: تغییر جرم عناصر از تفاوت میان ترکیب RC و سنگ

شواهد موجود در این پژوهش، منطقه قزل‌داش کاملاً از سولفید توده‌ای نوع قبرسی پیروی می‌کند و جزو گروه نهشته Cu ولی در اصل متعلق به گروه Cu-Zn است. این نهشته معمولاً در منطقه‌ای تجمع یافته است که ترکیب سنگی شامل سنگ‌های آتشفشانی مافییک با کمبود K_2O و در برخی موارد همراه با غنی‌شدگی جزئی آن است. در این نهشته نیز همانند کمر بند آیتینی کانادا (Spitz and Darling, 1973) یک هاله سریستی، بخش مرکزی کلریتی را دربر گرفته است. در بسیاری از نقاط دنیا نیز منطقه کلریتی مرکزی توسط منطقه کمی غنی از پتاسیم دربر گرفته شده است. جمع‌بندی نتایج نشان می‌دهد که کاربرد روش باکس دگرسانی به همراه مطالعه مقاطع نازک در تشخیص نوع دگرسانی‌های گرمایی در منطقه مفید بود و کاربرد روش MacLean و آیزوکن در برآورد تغییرات جرم عناصر روی دگرسانی‌های سولفید توده‌ای خوی امکان شناسایی مناطق مستعد بارور را میسر می‌سازد. به‌طور کلی مشخصه آشکار ژئوشیمیایی و راهنمای اکتشافی این نهشته به پیروی از دیگر نهشته‌های مشابه سولفید توده‌ای نوع قبرسی عبارتند از: غنی‌شدگی Cu-Zn و در بیشتر موارد تهی‌شدگی Ca و Na و در برخی موارد غنی‌شدگی جزئی Na همراه با غنی‌شدگی احتمالی K. در پهنه سریستی افزایش Fe و Mn در پهنه رگچه‌ای از دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی این کانسار است. بررسی کلی این کانسار نشان می‌دهد که خوشه‌ای بودن و در یک امتداد بودن نهشته نشان‌دهنده کنترل شدن به وسیله گسل‌هاست. وجود سنگ‌های آتشفشانی افیولیتی مافییک، افق‌های اخرا و چرت‌های برونومی و همچنین افق‌های پیریت ناحیه‌ای از دیگر شواهد راهنمای اکتشافی این نهشته به شمار می‌رود.

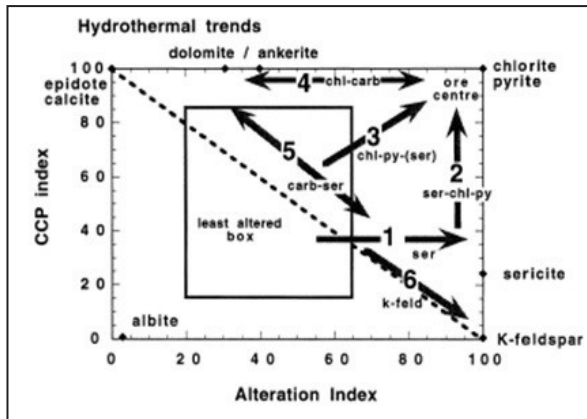
مقایسه نشان می‌دهد که سنگ‌های میزبان سولفید توده‌ای مدل کروکو دارای Cu-Pb-Zn و همراه با آتشفشان‌های فلسیک و رسوبی‌های دارای میکا و رس هستند. بنابراین در مقایسه، نهشته قزل‌داش که با واحدهای آتشفشانی مافییک افیولیتی همراه است K_2O کمی نسبت به نواحی آتشفشانی فلسیکی دارد.

۱۰- نتیجه‌گیری

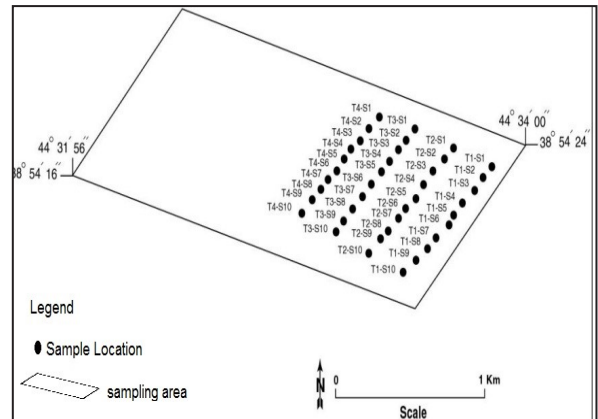
بررسی این پژوهش نشان می‌دهد که بر پایه تفاوت غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر اصلی و کمیاب در سنگ‌های میزبان کانی‌سازی، دو مرحله دگرسانی سولفید توده‌ای در منطقه قابل توجه است که دو معادله ۳ و ۴ نشان‌دهنده این نتیجه است و با طراحی باکس دگرسانی، با استفاده از دو شاخص AI و CCPI نیم‌رخ‌ها از روند شماره ۴ و ۵ پیروی کردند که در نتیجه دو دگرسانی کلریتی و سریستی در منطقه تأیید شد؛ البته نتایج حاصل از بررسی مقاطع نازک نیز چنین دگرسانی‌های گرمایی را در منطقه تأیید کرد. تشکیل پهنه سریست همراه با غنی‌شدگی متوسط برای منیزیم و آهن رخ داده و با کاهش سدیم و کلسیم همراه بوده است. نمونه‌های کلریتی دگرسانی شدیدتری را نشان دادند؛ زیرا غنی‌شدگی قوی در Fe و Mg و در حد جزئی برای Mn و S همراه با کاهش قابل توجه در K و Na و به میزان کمتر Ca و Rb است. این سنگ‌ها همچنین یک افزایش متوسط از فلزاتی همچون Zn، Cu و As نشان می‌دهند. دگرسانی کلریتی با افزایش مقادیر قابل توجه Fe و Mg و تهی‌شدگی Na، Ca و Si همراه بوده، که در نتیجه تجزیه فلدسپارهای سنگ منشأ در طول کلریتی شدن حاصل شده است. K_2O در منطقه کلریتی کاهش ولی در منطقه سریستی افزایش جزئی نشان می‌دهد. شدت تغییرات متاسوماتیکی در نمونه‌های سریستی کمتر از منطقه کلریتی است. با توجه به



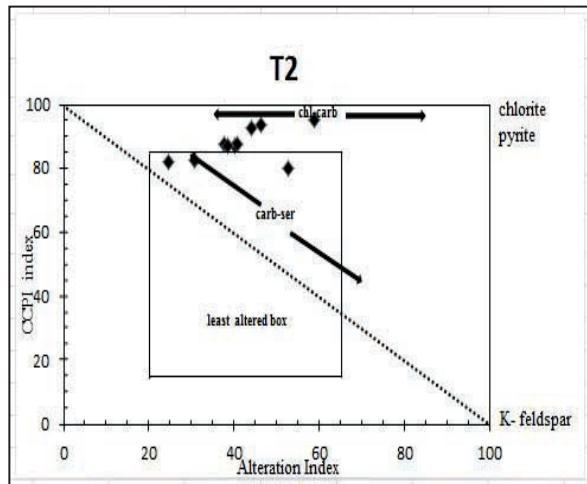
شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه قزل‌داش مستطیل درون نقشه زمین‌شناسی محدوده نمونه برداری شده است؛ ب) تقسیم بندی پهنه‌های رسوبی- ساختمانی مختلف و موقعیت محدوده مورد مطالعه روی آن (مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۷۷).



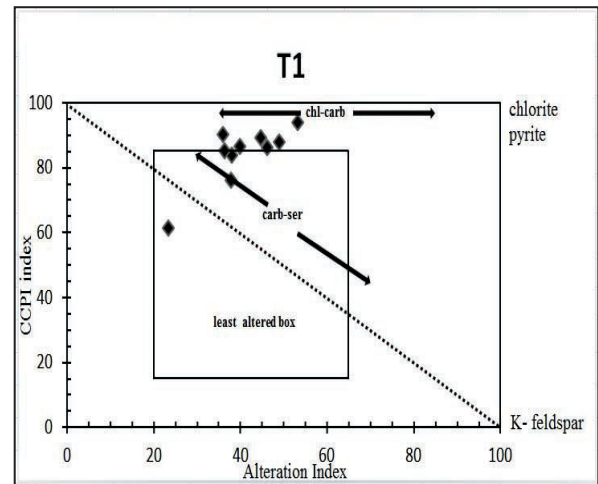
شکل ۳- باکس دگرسانی طراحی شده همراه با الگوهای گرمایی (Large et al., 2001).



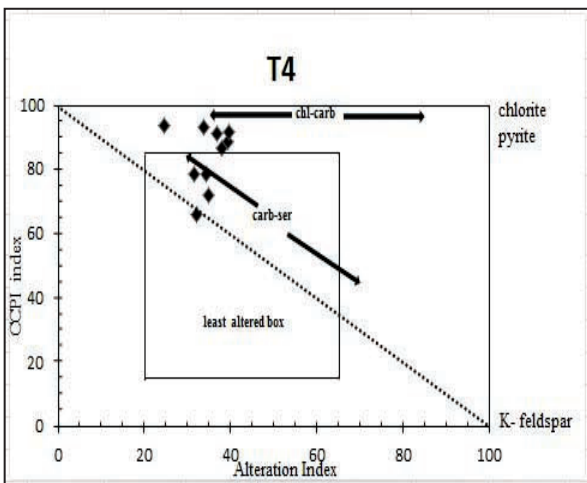
شکل ۴- نقشه موقعیت نیمرخ های نمونه برداری در محدوده کانسار قزل داش خوی.



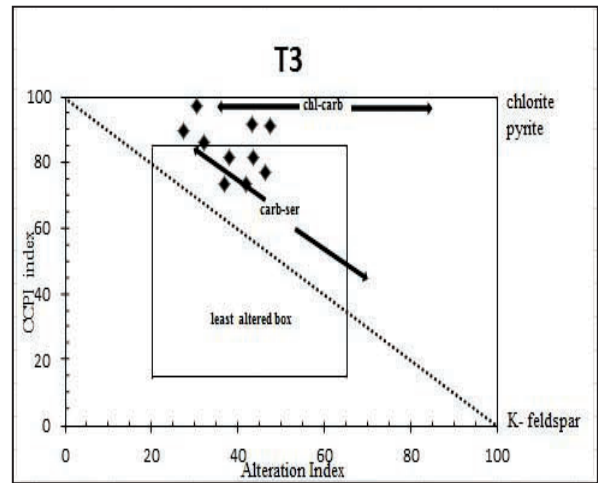
شکل ۵- نمودار حاصل از بررسی نیمرخ نمونه برداری T2 بر پایه شاخص های AI و CCPI.



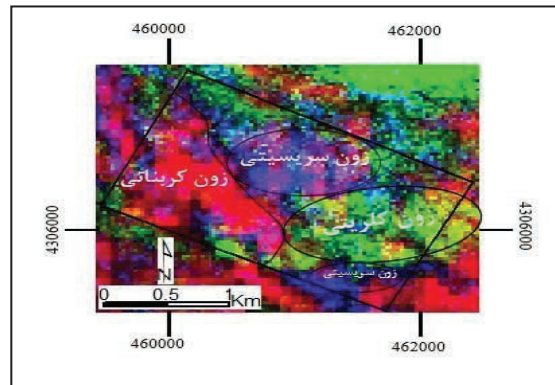
شکل ۶- نمودار حاصل از بررسی نیمرخ نمونه برداری T1 بر پایه شاخص های AI و CCPI.



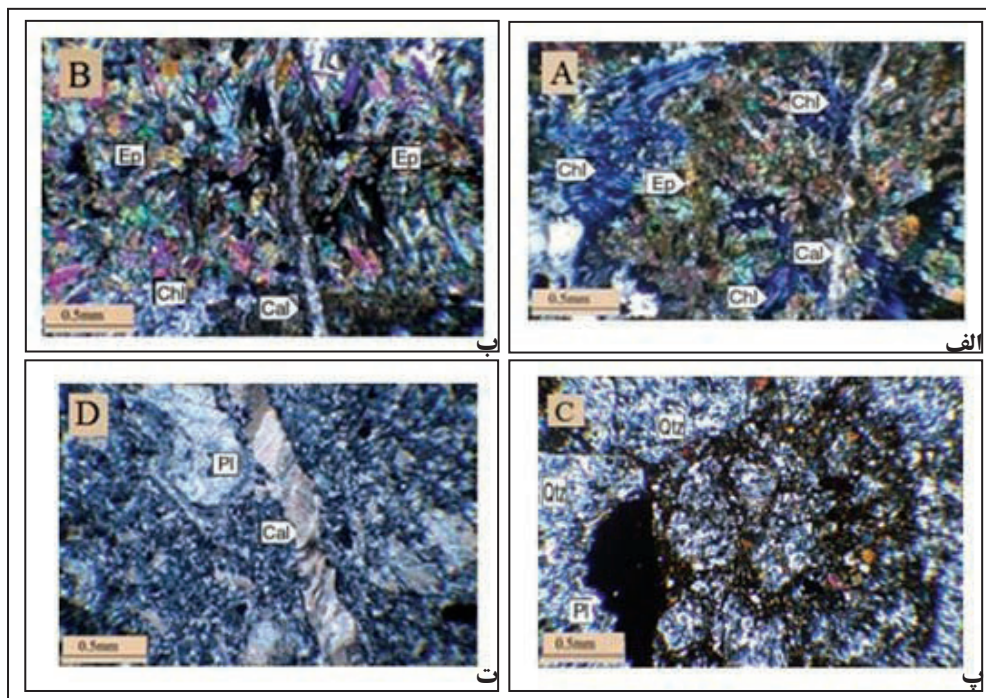
شکل ۷- نمودار حاصل از بررسی نیمرخ نمونه برداری T4 بر پایه شاخص های AI و CCPI.



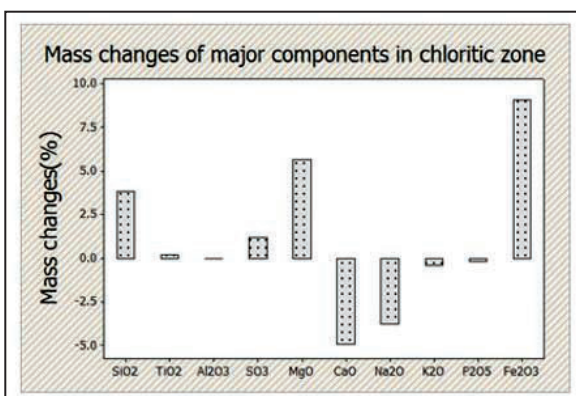
شکل ۸- نمودار حاصل از بررسی نیمرخ نمونه برداری T3 بر پایه شاخص های AI و CCPI.



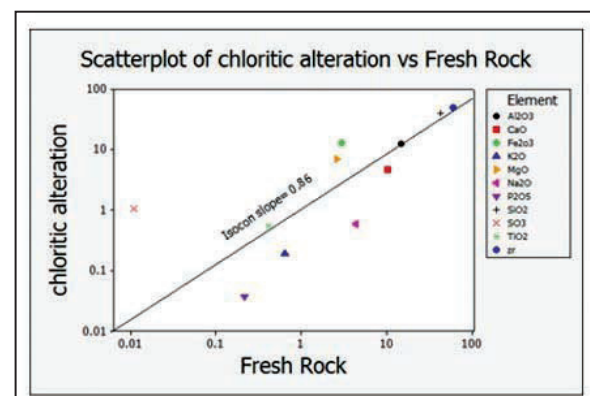
شکل ۸- نقشه دگرسانی‌های منطقه قزل‌داش مستخرج از داده‌های استر. نواحی دگرسانی کلریتی (سبز رنگ)، نواحی سیریسیتی (آبی رنگ)، دربر گرفته شده توسط مناطق کربناتی (سرخ رنگ).



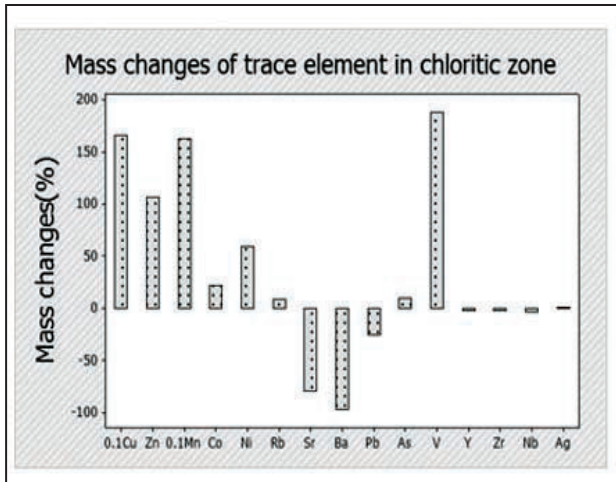
شکل ۹- تصاویر مقاطع میکروسکوپی از سنگ‌های منطقه: الف) تجمع اپیدوت - کلریت به همراه کوارتز و رگچه کلسیتی؛ ب) دگرسانی چیره کلریتی شامل کانی‌های اپیدوت و کلریت که توسط رگچه کلسیت ثانویه قطع شده است؛ پ) کانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی اصلی همراه با کوارتز و تظاهر هماتیت - اکسایش کانی‌های فرومنیزین در طی دگرسانی کلریتی سبب آزاد شدن آهن شده است؛ ت) بلور پلاژیوکلاز سیریسیتی شده همراه با رگچه‌های کلسیتی.



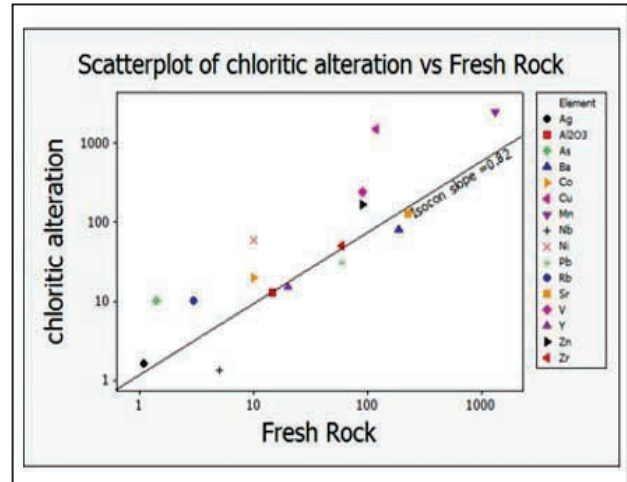
شکل ۱۱- نمودار ستونی نشان‌دهنده تغییرات جرم سازنده‌های اصلی پهنه کلریتی در مس سولفید توده‌ای قزل‌داش خوی.



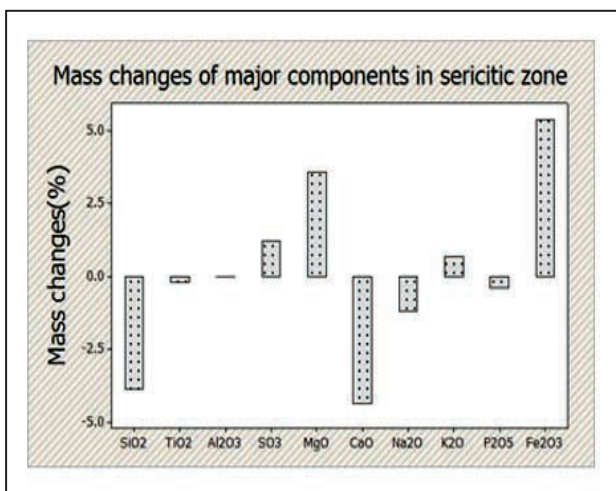
شکل ۱۰- نمایش آیزوکنی تغییرات جرم سازنده‌های اصلی پهنه کلریتی در مس سولفید توده‌ای قزل‌داش خوی.



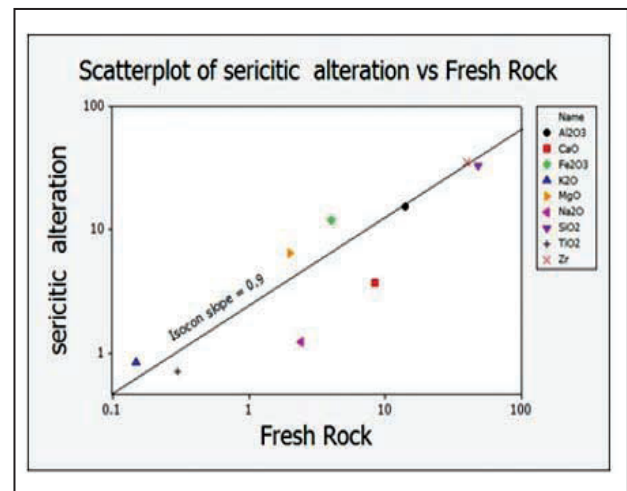
شکل ۱۳- نمودار ستونی نشان دهنده تغییرات جرم سازنده های فرعی پهنه کلریتی در مس سولفید توده ای قزل داش خوی.



شکل ۱۲- نمایش آیزوکنی تغییرات جرم سازنده های فرعی پهنه کلریتی در مس سولفید توده ای قزل داش خوی.



شکل ۱۵- نمودار ستونی نشان دهنده تغییرات جرم سازنده های اصلی پهنه سریستی در مس سولفید توده ای قزل داش خوی.



شکل ۱۴- نمایش آیزوکنی تغییرات جرم سازنده های اصلی پهنه سریستی در مس سولفید توده ای قزل داش خوی.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های معرف سنگ های آتشفشانی میزان کانی زایی مس قزل داش.

S.No	Na ₂ O(%)	MgO(%)	Al ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	K ₂ O(%)	CaO(%)	TiO ₂ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)
T1-S1	3.31	7.44	13.73	39.65	0.22	0.007	0.041	8.93	0.70	9.73
T1-S2	2.12	4.75	15.16	42.92	0.184	0.32	0.69	7.43	0.65	11.47
T1-S3	2.29	8.49	14.81	45.57	0.23	0.001	0.25	6.83	0.75	9.96
T1-S4	1.92	7.29	14.82	45.36	0.19	0.001	0.64	7.31	0.68	8.60
T1-S5	2.05	6.59	13.33	41.06	0.14	0.10	0.32	8.42	0.58	8.61
T1-S6	3.26	3.95	15.09	50.49	0.124	0.04	0.34	3.77	0.65	7.48
T1-S7	1.25	6.74	13.22	48.17	0.15	0.022	0.49	7.71	0.48	7.84
T1-S8	1.24	9.25	12.92	43.45	0.161	0.001	0.05	6.92	0.64	10.7
T1-S9	1.157	6.017	14.76	46.12	0.137	0.54	0.47	10.43	0.596	8.92
T1-S10	4.41	2.63	14.75	42.92	0.218	0.11	0.64	10.43	0.41	4.72
T2-S1	2.43	6.15	15.1	46.21	0.16	0.011	0.87	3.90	0.616	9.88
T2-S2	0.95	6.25	15.16	33.34	0.16	0.002	1.63	10.81	0.65	10.87
T2-S3	0.58	7.13	12.66	40.33	0.03	0.06	0.19	4.70	0.54	11.89
T2-S4	1.32	4.38	12.97	39.04	0.12	0.56	0.657	6.97	0.56	8.93
T2-S5	2.03	6.01	14.38	37.21	0.11	0.042	0.372	7.23	0.53	10.42
T2-S6	1.40	5.81	13.95	36.98	0.242	0.016	0.99	9.50	0.51	9.91
T2-S7	1.46	6.85	13.04	47.09	0.14	0.011	0.024	7.31	0.48	11.18
T2-S8	1.12	6.43	12.23	42.96	0.139	0.045	0.08	6.41	0.52	10.93
T2-S9	2.29	3.66	12.67	44.59	0.157	0.04	0.235	6.493	0.702	7.87
T2-S10	2.06	3.38	10.88	50.54	0.143	0.015	0.075	8.608	0.509	6.21
T3-S1	2.96	5.90	14.00	38.21	0.198	1.171	1.144	2.963	0.6	9.68
T3-S2	1.42	3.11	14.62	47.32	0.1	0.264	2.061	7.467	0.439	6.30
T3-S3	2.04	5.58	13.32	38.49	0.106	0.005	1.166	6.74	0.452	8.13
T3-S4	0.52	6.84	15.57	43.63	0.101	0.006	0.02	15.17	0.492	10.31
T3-S5	1.46	6.14	12.99	38.47	0.15	0.001	0.257	15.61	0.629	7.94
T3-S6	1.56	7.63	9.33	27.18	0.074	0.08	0.06	8.581	0.408	9.32
T3-S7	2.49	4.89	14.73	45.59	0.14	0.153	0.585	6.518	0.557	8.29
T3-S8	1.62	7.12	12.26	41.63	0.117	0.113	0.057	6.355	0.544	9.11
T3-S9	1.20	3.67	13.6	48.22	0.212	0.016	2.546	7.464	0.667	6.41
T3-S10	2.49	4.89	13.2	45.52	0.145	0.008	0.585	6.518	0.635	8.29
T4-S1	3.28	4.21	12.3	48.68	0.113	0.011	0.054	5.974	0.552	7.86
T4-S2	3.20	4.39	13.92	44.89	0.168	0.001	0.089	5.345	0.68	7.31
T4-S3	1.37	5.79	13.49	50.87	0.094	0.001	0.081	8.701	0.558	8.79
T4-S4	2.10	6.01	12.7	46.71	0.094	0.001	0.011	7.321	0.483	10.4
T4-S5	1.18	5.86	8.938	28.57	0.066	0.042	0.037	16.93	0.34	10.39
T4-S6	1.09	5.71	13.89	52	0.245	0.007	0.082	10.26	0.72	9.45
T4-S7	3.20	4.39	13.17	55.11	0.205	0.28	0.08	5.34	0.58	7.31
T4-S8	1.36	6.68	15.12	39.68	0.13	0.001	0.30	9.25	0.64	10.95
T4-S9	3.99	3.18	13.41	57.03	0.18	0.08	0.32	3.43	0.51	5.05
T4-S10	3.18	3.08	15.19	53.32	0.15	0.029	0.816	4.066	0.67	6.88

ادامه جدول ۱

S.No	Sr(ppm)	y(ppm)	Zr(ppm)	Nb(ppm)	Ag(ppm)	Ba(ppm)	Pb(ppm)
T1-S1	350	20	50	4	2	130	10
T1-S2	330	30	40	3	2.2	860	10
T1-S3	390	20	50	4	6	180	10
T1-S4	340	20	60	3	2	420	10
T1-S5	410	20	60	4	2	1270	10
T1-S6	270	20	70	3.3	3.9	720	10
T1-S7	240	20	60	2.1	1.7	260	10
T1-S8	270	20	50	3	2	50	6
T1-S9	320	20	60	2	1.1	80	10
T1-S10	230	20	60	5	2	190	60
T2-S1	200	20	70	3.6	2	680	10
T2-S2	230	20	50	2.5	3.2	500	10
T2-S3	130	15	50	1.3	1.4	80	30
T2-S4	230	10	40	1.6	2	310	10
T2-S5	210	20	40	1.3	9	130	30
T2-S6	250	20	40	1.5	2	240	10
T2-S7	290	20	80	4	1.2	450	6
T2-S8	230	20	50	1.5	2	110	5
T2-S9	270	20	50	0.5	3.2	60	10
T2-S10	200	30	70	3	2	90	10
T3-S1	230	20	80	3	2	560	20
T3-S2	140	20	70	2.1	2	810	8
T3-S3	290	20	60	2.2	2	560	20
T3-S4	110	20	70	2.4	2	710	20
T3-S5	430	20	40	2.3	2	100	6
T3-S6	160	10	30	1	2	140	10
T3-S7	230	20	80	4.1	2	870	5
T3-S8	250	20	40	1.6	2	80	20
T3-S9	240	30	90	4.9	2	80	10
T3-S10	230	20	50	2.4	2	90	20
T4-S1	290	20	50	1.9	2	80	10
T4-S2	310	20	70	1.9	2	70	9
T4-S3	260	30	80	3.5	1.7	130	8
T4-S4	300	20	40	2.5	2	70	6
T4-S5	160	10	20	1	2	610	5
T4-S6	160	30	90	4.7	1.4	230	10
T4-S7	250	30	90	4.7	1.4	3530	10
T4-S8	390	20	50	1.7	2	190	6
T4-S9	20	20	10	10	1.2	150	5
T4-S10	240	20	10	1.9	3.2	700	10

ادامه جدول ۱

S.No	V(ppm)	Mn(ppm)	Co(ppm)	Ni(ppm)	Cu(ppm)	Zn(ppm)	As(ppm)	Rb(ppm)
T1-S1	340	3250	30	30	480	140	10	5
T1-S2	260	2720	20	40	10	180	2.5	10
T1-S3	330	2710	30	30	90	210	3.2	3
T1-S4	310	1900	20	20	40	190	2.2	10
T1-S5	280	1880	10	30	420	150	2	4
T1-S6	230	1460	10	20	90	170	4.3	5
T1-S7	220	2950	10	30	50	200	1.8	10
T1-S8	270	4240	20	50	120	220	2	3
T1-S9	270	2950	20	20	10	120	2	5
T1-S10	90	1320	10	10	120	90	1.4	3
T2-S1	270	1450	10	20	8	170	2.7	10
T2-S2	350	2890	10	20	50	160	2.2	20
T2-S3	240	2540	20	60	1540	170	10	10
T2-S4	260	2500	3	30	2830	160	10	10
T2-S5	260	3530	3	30	1540	180	2.6	5
T2-S6	210	1890	10	30	190	80	2	20
T2-S7	180	2190	10	20	50	110	3	3
T2-S8	230	3800	3	70	3920	180	10	5
T2-S9	290	3460	3	60	1110	180	1	5
T2-S10	140	1680	3	20	570	70	1.1	1
T3-S1	260	1290	3	20	1310	230	2.5	20
T3-S2	180	1910	10	10	30	260	1.5	30
T3-S3	310	1320	10	20	30	220	3.3	20
T3-S4	220	1050	10	20	10	230	3.6	40
T3-S5	280	2690	20	30	50	120	2.5	5
T3-S6	290	2800	20	70	80	180	1.9	5
T3-S7	210	2410	10	20	220	170	1.4	10
T3-S8	220	2810	20	30	30	180	3.8	7
T3-S9	180	2610	10	20	10	280	3.1	2
T3-S10	250	2210	10	30	130	190	3.2	7
T4-S1	180	2100	10	40	190	120	2.6	9
T4-S2	280	2530	10	20	990	120	2.6	9
T4-S3	160	2240	10	20	320	110	1.3	3
T4-S4	270	4200	10	40	500	840	9	8
T4-S5	260	7070	20	60	90	950	1.2	5
T4-S6	140	1920	20	10	8	90	2.6	6
T4-S7	150	2650	20	40	1110	130	2.6	6
T4-S8	320	3520	10	20	260	190	2	4
T4-S9	110	1390	10	10	10	70	1.7	9
T4-S10	150	2120	3	10	100	110	2.8	10

جدول ۳- بررسی شاخص دگرسانی CCPI و AI (نیمرخ ۲)، در مس سولفید توده‌ای قزل‌داش خوی.

ROW	AI	CPPI	نتایج به دست آمده
T2-S1	52.57	79.74	روند شماره ۵
T2-S2	40.14	86.86	روند شماره ۴
T2-S3	58.80	94.96	روند شماره ۴
T2-S4	37.79	87.06	روند شماره ۴
T2-S5	40.78	87.23	روند شماره ۴
T2-S6	38.42	86.78	روند شماره ۴
T2-S7	43.93	92.39	روند شماره ۴
T2-S8	46.37	93.48	روند شماره ۴
T2-S9	30.73	82.02	روند شماره ۵
T2-S10	24.49	81.76	روند شماره ۵

جدول ۵- بررسی شاخص دگرسانی CCPI و AI (نیمرخ ۴)، در مس سولفید توده‌ای قزل‌داش خوی.

ROW	AI	CPPI	نتایج به دست آمده
T4-S1	31.57	78.34	روند شماره ۵
T4-S2	34.37	78.03	روند شماره ۵
T4-S3	36.858	90.95	روند شماره ۴
T4-S4	39.38	88.11	روند شماره ۴
T4-S5	37.81	02.8۶	روند شماره ۴
T4-S6	33.78	92.77	روند شماره ۴
T4-S7	24.56	93.02	روند شماره ۴
T4-S8	39.700	91.34	روند شماره ۴
T4-S9	32.08	65.62	روند شماره ۵
T4-S10	34.96	71.35	روند شماره ۵

جدول ۲- بررسی شاخص دگرسانی CCPI و AI (نیمرخ ۱)، در مس سولفید توده‌ای قزل‌داش خوی.

ROW	AI	CPPI	نتایج به دست آمده
T1-S1	37.95	83.661	روند شماره ۵
T1-S2	36.27	85.18	روند شماره ۴
T1-S3	48.96	87.85	روند شماره ۴
T1-S4	46.20	86.11	روند شماره ۴
T1-S5	39.76	86.49	روند شماره ۴
T1-S6	35.89	90.17	روند شماره ۴
T1-S7	44.65	89.31	روند شماره ۴
T1-S8	53.26	93.88	روند شماره ۴
T1-S9	37.86	76.00	روند شماره ۵
T1-S10	23.35	61.47	روند شماره ۵

جدول ۴- بررسی شاخص دگرسانی CCPI و AI (نیمرخ ۳)، در مس سولفید توده‌ای قزل‌داش خوی.

ROW	AI	CPPI	نتایج به دست آمده
T3-S1	46.38	76.58	روند شماره ۵
T3-S2	36.80	73.00	روند شماره ۵
T3-S3	43.44	81.02	روند شماره ۵
T3-S4	30.44	96.93	روند شماره ۴
T3-S5	27.26	89.12	روند شماره ۴
T3-S6	43.13	91.24	روند شماره ۴
T3-S7	31.97	84.8۵	روند شماره ۴
T3-S8	47.37	90.62	روند شماره ۴
T3-S9	41.78	72.89	روند شماره ۵
T3-S10	37.82	81.06	روند شماره ۵

جدول ۶- محاسبه تغییرات جرم برای نمونه سنگ پهنه کلریت در مس سولفید توده‌ای قزل‌داش خوی (EF=1.16).

Element	Fresh Rock	Chlorite	RC	Mass change
SiO ₂	42.92	40.33	46.78	3.86
TiO ₂	.416	548.	63.	.21
Al ₂ O ₃	14.75	12.66	14.75	0
Fe ₂ O ₃	4.72	11.89	13.79	9.07
MgO	2.63	7.138	8.28	5.65
CaO	10.43	4.706	5.45	-4.9
Na ₂ O	4.416	589.	68.	-3.73
K ₂ O	.64	191.	22.	-41
P ₂ O ₅	.218	037.	04.	-17
SO ₃	.011	1.068	1.23	1.22
Cu	120	1540	1786.4	1666.4
Zn	90	170	197.2	107.2
Mn	1320	2540	2946.4	1626.4
Co	10	20	23.2	22.2
Ni	10	60	69.6	59.6
Rb	3	10	11.6	8.6
Sr	230	130	150.8	-79.2
Ba	190	80	92.8	-97.2
Pb	60	30	34.8	-25.2
As	1.4	10	11.6	10.2
V	90	240	278.4	188.4
Y	20	15	17.4	-2.6
Zr	60	50	58	-2
Nb	5	1.3	1.5	-3.5

کتابنگاری

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص. ۱۹ تا ۲۸.
- امامعلی‌پور، ع. و مسعودی، ج.، ۱۳۷۶- معرفی نهشته‌های مس قزل‌داش به عنوان کانه‌زایی ماسیوسولفاید تیب قبرس در اوفیولیت ملائوخوی، اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران.
- امامعلی‌پور، ع.، ۱۳۸۰- متالوژنی افیولیت خوی با نگرشی ویژه بر انباشته‌های سولفوری در آتشفشانی‌های زیردریایی قزل‌داش خوی، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۶۶ ص.
- بشارتی، س.، ذاکری، ل. و فتاحی، ش.، ۱۳۸۵- بررسی مینرالیزاسیون و ژنز کانسار مس قزل‌داش خوی، چهاردهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، استان آذربایجان غربی.
- خیرالهی، ح.، ۱۳۹۰- روش محاسبه تغییر جرم در پهنه‌های دگرسانی با استفاده از فراوانی عناصر غیر متحرک، سومین کنفرانس دانشجویی مهندسی معدن.
- ذاکری، ل.، ۱۳۷۹- بررسی مینرالیزاسیون، آلتراسیون، هاله‌های ژئوشیمیایی و ژنز کانسار مس قزل‌داش خوی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- رادفر، ج. و امینی، ب.، ۱۳۷۸- گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی خوی.
- شهاب‌پور، ج.، ۱۳۸۶- زمین‌شناسی اقتصادی، چاپ چهارم، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- فاطمی، ع.، علی‌نیا، ف.، اسدی، ح. و مقصودی، س.، ۱۳۹۱- بررسی تغییرات جرم عناصر در دگرسانی‌های گرمایی کانسار مس - طلای دالی به روش آیزوکن، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، بیرجند.
- کاظمی مهرنیا، ا.، رسا، ا.، علیرضایی، س.، اسدی هارونی، ه. و کرمی، ج.، ۱۳۸۸- تهیه نقشه دگرسانی در محدوده ذخیره مس پورفیری سریدون با استفاده از تلفیق مطالعات طیفی فرو سرخ، تصاویر ماهواره‌ای ASTER و تجزیه XRD. نشریه علوم زمین، ۷۹(۲۰)، ص. ۱۲ تا ۳۰.
- کریم‌پور، ح.، ملک‌زاده، آ. و حیدریان، م.، ۱۳۸۹- اکتشاف ذخایر معدنی (زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ماهواره‌ای و ژئوفیزیکی)، چاپ سوم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.

- محبوبی اقدم، م.، ۱۳۹۳- بررسی پتانسیل های اکتشافی و دگرسانی های ژئوشیمیایی سولفید توده ای قزلداش خوی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی سهند تبریز.
- معانی جو، م. و مستقیم، م.، ۱۳۹۲- محاسبه موازنه جرم در زون های دگرسانی گرمایی مس پورفیری سرچشمه، مجله زمین شناسی اقتصادی، ۲(۵)، ص. ۱۷۵ تا ۱۹۹.
- مقصودی، ع.، رحمانی، م. و رشیدی، ب.، ۱۳۸۴- کانسارها و نشانه های طلا در ایران، انتشارات مرکز پژوهشی آراین پارس، ۳۵۰ ص.
- مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۷۷- طرح اکتشاف تفصیلی مس قزلداش خوی.
- نبوی، م.، ۱۳۵۵- دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

References

- Baumgartner, L. P. and Olsen, S. N., 1995- A least-squares approach to mass transport calculations using the isocon method. *Economic Geology*, 90(5), 1261-1270.
- Derakhshani, R. and Abdolzadeh, M., 2009- Geochemistry, mineralization and alteration zones of Darrehzar porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Journal of Applied Sciences*, 9(9), 1628-1646.
- Grant, J. A., 1986- The; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81(8), 1976-1982.
- Grant, J. A., 2005- Isocon analysis: a brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(17), 997-1004
- Gresens, R. L., 1967- Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical geology*, 2, 47-65.
- Gu, J., Huang, Z., Jin, Z. and Xiang, X., 2011- Immobile elements geochemistry and mass balance calculate of bauxite in Wuchuan-Zheng'an- Daozhen area, Northern Guizhou Province, China. *Acta Mineralogica Sinica*, 31, 397-405.
- Guo, S., Ye, K., Chen, Y. and Liu, J. B., 2009- A normalization solution to mass transfer illustration of multiple progressively altered samples using the ISOCON diagram. *Economic Geology*, 104(6), 881-886.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. and Horiuchi, M., 1976- Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, 26, 105-117.
- Kalinowski, A. and Oliver, S., 2004- ASTER mineral index processing manual. *Remote Sensing Applications, Geoscience Australia*, 37.
- Large, R. R., Gemmill, J. B., Paulick, H. and Huston, D. L., 2001- The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 96(5), 957-971.
- Lowenstern, J. B., 2001- Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 36(6), 490-502.
- MacLean, W. H. and Kranidiotis, P., 1987- Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82(4), 951-962.
- MacLean, W. H., 1990- Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, 25(1), 44-49.
- Mercier-Langevin, P., Lafrance, B., Bécu, V., Dubé, B., Kjarsgaard, I. and Guha, J., 2014- The Lemoine Auriferous Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Chibougamau Camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada: Geology and Genesis. *Economic Geology*, 109(1), 231-269.
- Sánchez-España, J., Velasco, F. and Yusta, I., 2000- Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Applied Geochemistry*, 15(9), 1265-1290.
- Shriver, N. A. and MacLean, W. H., 1993- Mass, volume and chemical changes in the alteration zone at the Norbec mine, Noranda, Quebec. *Mineralium deposita*, 28(3), 157-166.
- Spitz, G. and Darling, R., 1973- Petrographie de roches encaissantes du gisement cuprifere de Louvem. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol.10, pp.760-777.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonic of Iran: A Review, *APPG Bulletin*, Vol.52, p.1258.
- Zarasvandi, A., Zamanian, H. and Hejazi, E., 2010- Immobile elements and mass changes geochemistry at Sar-Faryab bauxite deposit, Zagros Mountains, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 107(1), 77-85.

Detecting hydrothermal alteration zones by alteration box plot and mass change calculations using immobile elements in the Gezildash massive sulfide copper deposit of Khoy

M. J. Mohammadzadeh^{1*}, M. Mahboubi Aghdam² and P. Mohebbi³

¹Associate Professor, Faculty of Mining Engineering, Sahand University of Technology, Tabriz, Iran

²M.Sc. Student, Faculty of Mining Engineering, Sahand University of Technology, Tabriz, Iran

³Ph.D. Student, Faculty of Mining Engineering, Sahand University of Technology, Tabriz, Iran

Received: 2015 August 09

Accepted: 2016 March 07

Abstract

The Gezildash massive sulphide copper deposit is located in the northwest of Iran. The area is a part of the ophiolitic colored mélangé zone of NW Iran, also known as Khoy–Maku colored mélangé. Copper mineralization occurred in part of basaltic meta-volcanic rocks, and extensive alteration zones such as chloritic–epidoitic along with minor carbonate and sericitic zones are consequently developed in the area. This paper aims at identifying hydrothermal alteration zones related to massive sulphide deposit particularly those associated with chloritic zones where the mineralization have been identified. Another aspect is to determine the elemental enrichment and depletion before and after alterations in the host rock. For this purpose, the alteration box plot was used, which approved Trend 4 of chlorite–carbonate zone in much of the samples and Trend 5 of sericite–carbonate in few samples. Furthermore, thin section studies showed similar results, confirming the method used. Maclean method as a useful reconnaissance tool for mineralized zones was then applied to identify the enriched and depleted alteration zones between unaltered host rock and altered chloritic and sericitic zones. Results of McLean method revealed in the chloritic alteration zone large enrichment of Fe and Mg and depletion of Na, K and Ca elements, which have occurred due to decomposition of feldspars in the rock during chloritic alteration. It was also observed that these rocks in the chloritic alteration zone were subjected to a moderate increase in Cu, Zn, Co, and V contents. Also, sericitic alteration zone showed a moderate enrichment in Fe and Mg. Therefore, alteration zone detection using box plot and mass change calculations by McLean method enabled us to identify mineralization zones in the Gezildash massive sulphide deposit of Khoy. Characteristic features of detected alterations and geochemical indices obtained by this study suggest the Cyprus type massive sulphide mineralization for the area associated with Cu-Zn enrichment and Ca and Na depletion. In some cases, very minor amount of K enrichment in sericitic zones was also observed. Overview of the deposit represents cluster form in a particular trend that emphasizes its structural control by faults. The presence of ophiolitic mafic volcanic rocks, Ocher horizons, exhalative cherts and regional pyrite horizons are considered as exploration signs for this deposit.

Keywords: Alteration detecting, Alteration box plot, Mass change calculations, Massive sulfide copper deposit, Gezildash, Khoy.

For Persian Version see pages 231 to 244

*Corresponding author: M. J. Mohammadzadeh; E-mail: mj_mohammadzadeh@yahoo.com