مجله زمین شناسی اقتصادی
سال ۱۳۸۹، شماره ۲، (جلد ۳)
صفحه :۱۵۳ تا ۱۶۵

Journal of Economic Geology
2010- 2011, No. 2 (Vol. 3)
ISSN 2008-7306

زمین‌شیمی و پیدایش کانیهای گروه آلومینیم، فسفات- سولفات (APS) در زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، شمال‌غرب شیرکوه، یزد

بتول تقی‌پور[1]، فرید مر

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

دریافت مقاله : ۱۳۸۸/۱۲/۱۳، نسخه نهایی : ۱۳۸۹/۴/۲۷

چکیده

توده‌های لوکوکرات با ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی در شمال‌غرب باتولیت شیرکوه، واحدهای رسوبی منطقه شامل کنگلومرا (کرتاسه پایینی)، ماسه‌سنگ و شیل- ماسه‌سنگهای تریاس- ژوراسیک را تحت تأثیر قرار داده‌اند. توده‌های لوکوکرات در پی ایجاد دگرگونی مجاورتی در منطقه، دگرسانی گرمابی وسیعی را در این سنگهای میزبان به‌وجود آورده‌اند. فازهای دگرسانی تأخیری بیشتر ماسه‌سنگهای آرکوزی سازند سنگستان را تحت تأثیر قرار داده و سبب شکل‌گیری زونهای دگرسانی پروپیلیتیک، کوارتز- سریسیت، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی در منطقه شده است. زون کوارتز- سریسیت گسترده‌ترین زون دگرسانی در این منطقه است. زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته با مجموعه کانیهای زیر مشخص شده است: ژاروسیت، آلونیت و فیروزه، که این کانیها جزئی از کانیهای آلومینیم، فسفات- سولفات‌دار (APS) می‌باشند. با در نظر گرفتن مجموعه کانیهای ژاروسیت، آلونیت و فیروزه و واکنشهای رخ داده بین این کانیها، دگرسانیهای این منطقه در یک سامانه با فوگاسیته بالای اکسیژن و اسیدیته بالا شکل گرفته است.

واژه‌های کلیدی: *شیرکوه، توده‌های لوکوکرات، دگرسانی، ژاروسیت، فیروزه.*

مقدمه

منطقه دامک (علی آباد) در ۵۵ کیلومتری جنوب غرب یزد بین طولهای جغرافیایی شرقی ´۴۸، °۵۳ تا ´۵۴، °۵۳ و عرضهای جغرافیایی شمالی ´۳۸، °۳۱ تا ´۴۱، °۳۱ واقع شده است. دسترسی به محدودهٔ مورد مطالعه از مسیر یزد- تفت- علی آباد (جاده اصلی) امکان‌پذیر است.

از میان مطالعاتی که تا کنون در ارتباط با توده‌های نفوذی و دگرسانیهای وابسته در منطقه دامک صورت گرفته است، می توان به موارد زیر اشاره کرد: خلیلی و همکاران [۱] اولین بار وجود گارنت و آلونیت را ناشی از فعالیتهای گرمابی در دامک گزارش کرده‌اند. رضائیان و همکاران [۲] پیدایش فیروزه را از دیدگاه واکنشهای شیمیایی محتمل و کانی‌شناسی مورد بررسی قرار داده‌اند. زراسوندی و همکاران [۳] تعیین سن توده‌های نفوذی علی آباد - دره زرشک را با روش K-Ar و $^{40}Ar/^{39}Ar$ انجام داده‌اند. اسلامی‌زاده [۴] سنگهای آذرین علی آباد- دره زرشک را از دیدگاه پترولوژی و زونهای دگرسانی مس پورفیری بررسی کرده است.

مکی‌زاده [۵] در رساله دکتری خود اسکارنهای استان یزد شامل این منطقه را مطالعه نموده است. تقی‌پور [۶] نیز کانی- شناسی و زمین‌شیمی دگرسانیهای گرمابی زون ماگماتیسم سنوزوئیک ایران مرکزی را بررسی کرده است. در این مقاله هدف کانی‌شناسی، زمین شیمی و تعیین ویژگیهای فیزیکوشیمیایی سیالات دگرسان کنندهٔ وابسته به لوکوگرانیتهای منطقه دامک است.

[1] مسئوول مکاتبات taghipour@shirazu.ac.ir

Archive of SID
www.SID.ir

روش مطالعه

پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکپ نوری مدل BH2 انجام گرفت. برای شناخت فازهای کانیایی از پراش سنجی پرتو X (XRD) و برای تعیین ترکیب زمین شیمیایی کانیهای حاصل از دگرسانی با استفاده از فلورسانس پرتو X (XRF) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان (دستگاههایS-4 بروکر) استفاده شده‌اند. برخی از تجزیه‌های XRF نیز توسط شرکت کیان طیف زاگرس انجام شده است. آنالیزهای نقطه ای توسط دستگاه الکترون مایکروپروب مدل کامکا SX-50 در دانشگاههای کالسروهه (آلمان و استراسبورگ (فرانسه) انجام گرفت.

زمین شناسی عمومی منطقه

این منطقه بخشی از نوار ماگماتیسم سنوزوئیک ایران مرکزی در شمال غرب شیرکوه را تشکیل می‌دهد. پی‌سنگ منطقه را سازند نای‌بند تشکیل می‌دهد. نبوی [۷] سن این گرانیت را ژوراسیک در نظر گرفته است. فورستر[۸] با استفاده از روش Rb-Sr سن گرانیت شیرکوه را ۱۰±۱۷۵ میلیون سال تعیین نموده است. با توجه به داده‌های ایزوتوپی و سن نسبی می‌توان این باتولیت را به کوه‌زایی کیمرین پسین نسبت داد. فرسایش باتولیت شیرکوه و پی‌سنگ میزبان پس از فاز کوه‌زایی کیمیرین پسین سبب انباشت ضخامت زیادی از ماسه سنگ ـ کنگلومرای (سازند سنگستان) در گودالهای گسلی غرب باتولیت شده است [۵].

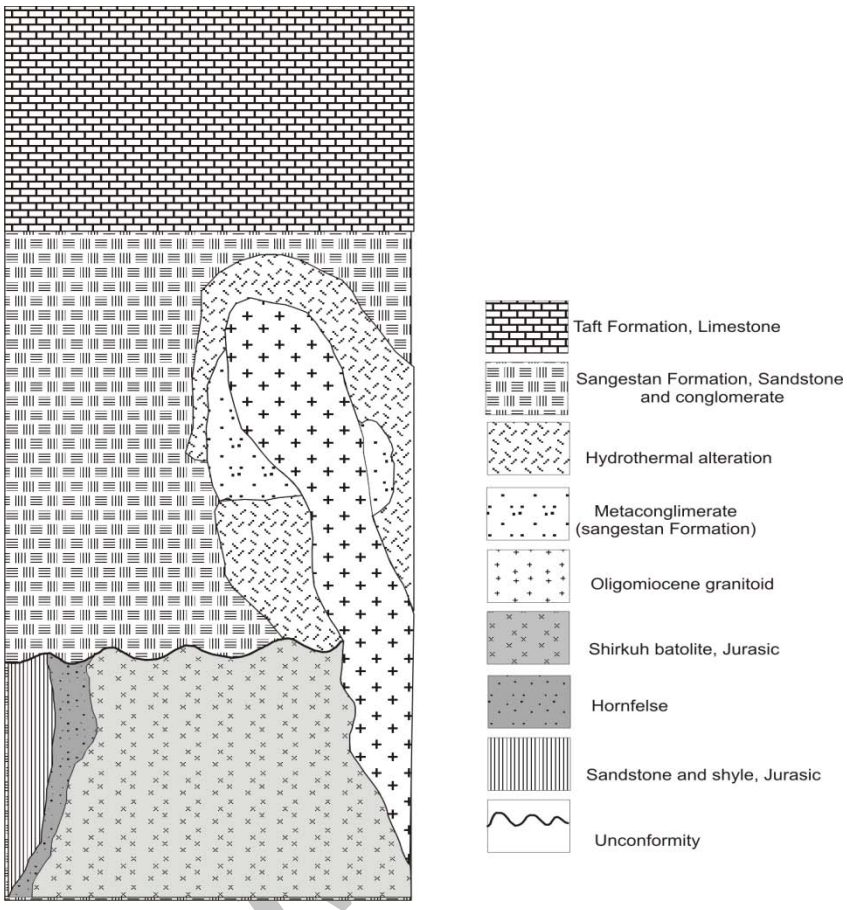
سازندهای سنگستان و تفت (آهکهای اربیتولین‌دار) با ناپیوستگی آذرین‌پی، برروی باتولیت شیرکوه (پس از کرتاسه) قرار دارند. دراین میان فازهای تأخیری جوانتر از گرانیت شیرکوه [۹] توده‌های نفوذی بزرگ لوکوکرات و توده های کوچک ساب ولکانیک گرانیتوئیدی را در منطقه علی‌آباد تشکیل داده و تمام واحدهای پیشین را قطع کرده‌اند (شکل ۱). زراسوندی [۱۰] با استفاده از روش K-Ar سن مطلق ۳۰ میلیون سال را برای گرانیتها و سن بخشهای جوانتر کوارتز مونزونیت- گرانودیوریت را ۴/۶ ± ۱۴ میلیون سال تعیین کرده است.

پی‌جوییهای صحرایی منطقه علی آباد

توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی در غرب باتولیت گرانیتی شیرکوه قرار دارند. در جنوب منطقه دو توده جداگانه رخنمون دارند. این توده‌ها دو سازند عمده منطقه یعنی ماسه سنگها و شیل‌های تریاس ـ ژوراسیک و کنگلومراها ـ ماسه سنگهای (سازند سنگستان) را قطع کرده‌اند، و باعث رخداد دگرسانیهای گرمابی در این واحدها (به‌ویژه سازند سنگستان) شده‌اند. توده‌های نفوذی منطقه دامک کاملاً لوکوکرات هستند، دگرسانی و شکستگیهای زیادی فراوان در این توده‌ها دیده می‌شود. ترکیب این توده‌ها از گرانیت تا گرانودیوریت و تونالیت تغییرمی‌کند. بافت گرانوفیری، مرتار، پورفیروئید، میکروگرافیک و گرانولر متوسط در این سنگها دیده می‌شود. توده‌های نفوذی گرانودیوریتی- تونالیتی در این منطقه، سازند سنگستان را تحت تأثیر قرار داده‌اند. تأثیر توده نفوذی سبب دگرسانی گسترده در منطقه دامک شده است. زونهای دگرسانی مشاهده شده در این منطقه شامل پروپلیتیک، فیلیک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی می‌شود. زون کوارتز- سریسیت بیشترین بخش دگرسانی را در منطقه تشکیل می‌دهد. سریسیتی شدن فلدسپاتهای سازنده کنگلومرا و به‌ویژه ماسه سنگهای آرکوزی به‌طور گسترده دیده می‌شود. زون آرژیلیک در این منطقه توسعه کمتری دارد و زون آرژیلیک پیشرفته با تشکیل کانیهای آلونیت- ژاروسیت و فیروزه درون زون فیلیک پراکنده است. آلونیت به رنگ سفید تا سبز خیلی کم‌رنگ با جلای خاکی، شکست صدفی به گونه رگه‌چه‌ای تا قلوه‌ای دیده می‌شود. پیدایش ژاروسیت فراگیر است. این کانی به رنگ قهوه‌ای مایل به زرد و حنایی با رخداد رگه‌چه‌ای دیده می‌شود. فیروزه به صورت قلوه‌ای تا رگه‌چه‌ای همراه با آلونیت، ژاروسیت و کوارتز مشاهده می‌شود. در مشاهدات صحرایی رخداد مس تنها به‌صورت آغشتگی سنگها با مالاکیت، آزوریت نمایان است. اکسیدهای آهن (به‌خصوص پیریتهای تمام شکل‌دار (مکعبی) که همه به گوتیت تجزیه شده‌اند) همراه با کوارتز تداعی‌کننده بخش کلاهک آهنی است [۵]. این بخش در همراهی با کانیهای اسکارن (گارنت) است. برداشتهای صحرایی و مشاهدات کانی‌شناختی نشان می‌دهد که دگرسانیهای گرمابی بعد از پدیده دگرگونی مجاورتی (اعمال شوک گرمابی و شکل‌گیری اسکارنها) در یک گستره فراگیر (شامل توده نفوذی، سنگهای اسکارنی شده و همچنین

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۱. واحدهای زمین‌شناسی مختلف در منطقه دامک، موقعیت لوکوگرانیتها نسبت به باتولیت شیرکوه، بدون مقیاس[۵] .

سنگهای دگرسان‌شده دور از اسکارنها) عمل کرده‌اند. بنابراین در پی شکل‌گیری اسکارن سیالات گرمابی تأثیر داشته‌اند و گروه کانیهای ویژه را پدید آورده‌اند.

پترو گرافی توده‌های نفوذی و دگرسانیهای گرمابی

توده های نفوذی

بیشترتوده‌های نفوذی منطقه دامک لوکوکرات بوده و ترکیب شیمیایی آنها از گرانیت تا گرانودیوریت در نوسان است [۹]. بر مبنای شواهد پتروگرافی کانیهای اصلی این سنگها عبارتند از: کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت، آمفیبول به مقدارکم (هورنبلند سبز) و در بخشهای مافیک‌تر کلینوپیروکسن نیز دیده می‌شود. کانیهای فرعی این سنگها آپاتیت، زیرکن، کانیهای اپک و اسفن است. بافت توده نفوذی دامک میکروگرافیک، پورفیروئید، گرانوفیریک و مرتار (ساروجی) است. در این ارتباط هم رشدی نیمه شعاعی کوارتز درون آلکالی فلدسپات به‌دور یک هسته آلکالی فلدسپات (شکل۲. الف) و یا هم رشدی کوارتز با آلکالی فلدسپاتها رایج‌ترین بافت در توده دامک است. رشد شعاعی کوارتز در آلکالی فلدسپات پیرامون فنوکریستهای کوارتز با حواشی گردشده دیده شده است. در این سنگها آلبیت با ماکل صفحه شطرنجی نیز دیده می‌شود (شکل۲. ب). جابه‌جایی در سطوح ماکل و خم‌شدگی ماکل در فلدسپاتها، وجود درشت بلورهای کوارتز با خاموشی موجی و شکستگیهای فراوان از پدیده‌هایی است که در سنگهای نفوذی با بافت مرتار دیده می‌شود. توالی تخریبی سازند سنگستان (کنگلومرا، میکروکنگلومرا و ماسه سنگهای قرمز) در محدودهٔ مورد مطالعه از دیدگاه

Archive

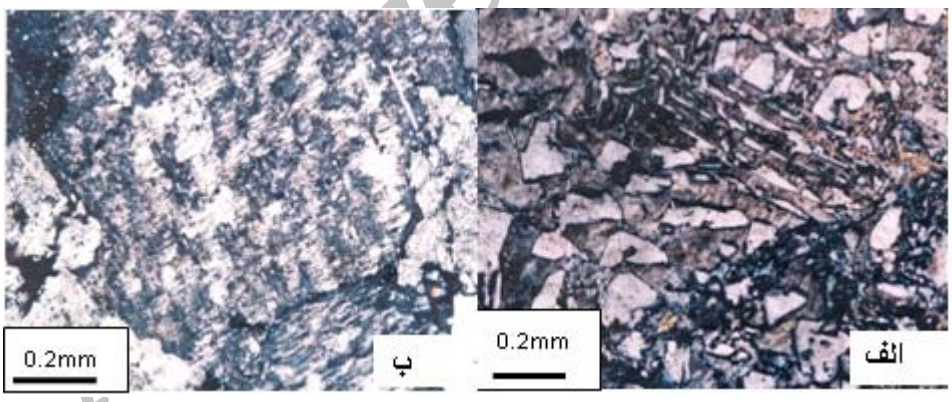
www.SID.ir

سنگ‌شناسی تخریبی شامل کوارتزیت، سیلتستون و کمتر شیل و سنگ آهک از سازندهای رسوبی ژوراسیک می‌شود. از نمودهای عمدهٔ دگرسانی منطقه دامک (توده نفوذی و سنگهای کنگلومرایی تا ماسه سنگی‌های آرکوزی) می‌توان به سریسیتی شدن، سیلیسی شدن (به صورت توأم یا جداگانه) و دگرسانی اسید- سولفات (شکل‌گیری ژاروسیت- آلونیت و به دنبال آن فیروزه) اشاره کرد، همچنین دگرگونی از نوع اسکارن نیز (تنها در قلوه‌های آهکی کنگلومراها) در این منطقه دیده شده است. ماسه‌سنگهای سنگستان ترکیب سنگ‌شناختی آرکوز دارند و دگرسانی شدیدی را متحمل شده‌اند.

سریسیتی شدن

سریسیتی شدن فراگیرترین نمود دگرسانی در منطقه مورد مطالعه است. فلدسپاتهای قلیایی با الگوهای متفاوتی سریسیتی شده‌اند [۱۱] . توسعه سریسیت ترجیحاً در امتداد رخهای آلبیت و ارتوکلاز و بخش یکنواخت آن در تمام بلورها دیده می‌شوند (شکل ۳.الف). در برخی موارد بلورهای مسکویت به طور بخشی به شکل جانشینی در ارتوکلاز مشاهده شده اند. در آرکوزها دگرسانی کامل فلدسپاتها به سریسیت و همچنین تجمع مسکویت همراه کوارتز در برخی نواحی توسعه دارد (شکل ۳ .ب)، در دایکهای آذرین و زبانه‌ها نیز سریسیتی شدن شدید فنوکریستها دیده می‌شود.

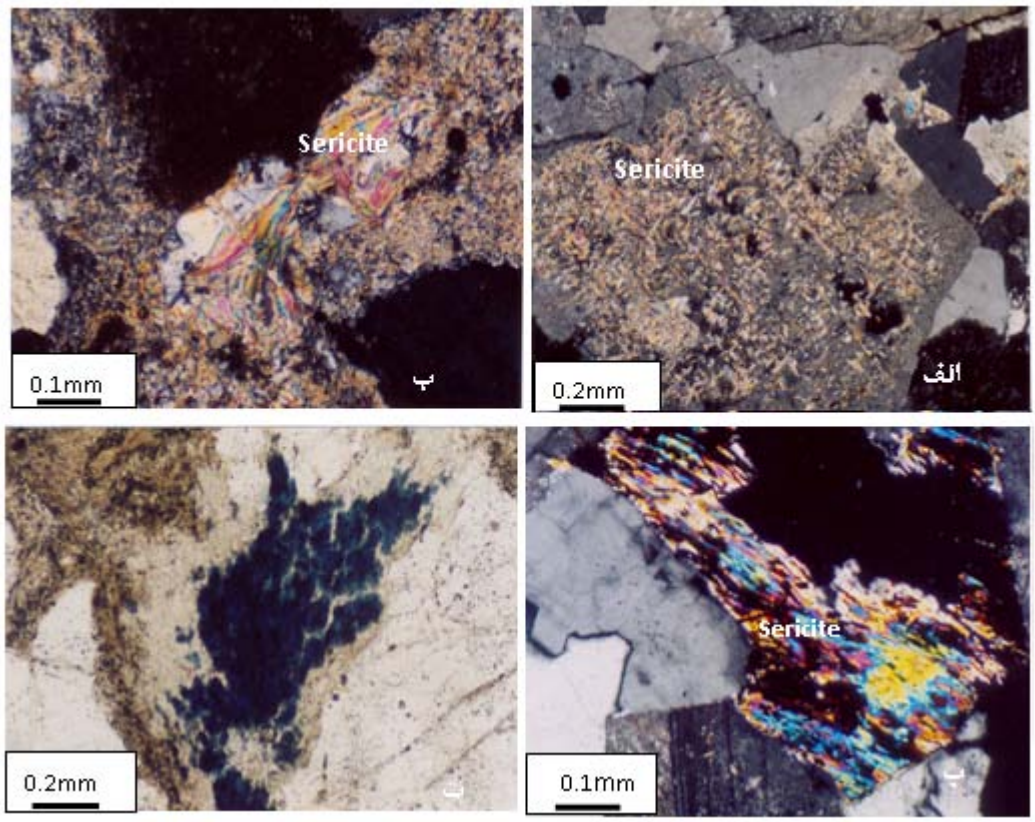
از دیگر پدیده‌های مرتبط با سریسیتی شدن جانشینی کامل بیوتیت توسط مسکویت و کانی کدر است (شکل ۳ پ) که در تودهٔ نفوذی دیده می‌شود. پیدایش کروندوم همراه با سریسیت یکی از موارد نادر در میکروکنگلومراهای دگرسان این منطقه است (شکل ۳. ت). شکل ویژهٔ بلورهای کروندم یعنی بافت عدم تعادل آنها با سریسیتهای زمینه نشان می‌دهد که آنها به خرج سریسیت در مرحله پیشرفته‌تر دگرسانی و در دمای بالاتر شکل گرفته‌اند. رنگ آبی کروندم نشان می‌دهند که از نوع سافیر هستند.



شکل ۲. الف، بافت میکروگرافیک در توده نفوذی دامک (Xpl). **ب.** ماکل صفحه شطرنجی در توده نفوذی دامک (Xpl).

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۳. الف. سریسیتی‌شدن تدریجی یک پلاژیوکلاز، جهت‌گیری ترجیحی بلورهای مسکویت دانه‌ریز در امتداد رخ مشهود است (xpl). ب. گرد هم‌آرایی کوارتز و مسکویتهای درشت‌دانه در بخشی از ماسه‌سنگهای آرکوزی با دگرسانی کوارتز- سریسیت (xpl). پ. جانشینی کامل بیوتیت در لوکوگرانیت توسط مسکویت و کانیهای اپاک (xpl). ت. بلورهای کروندم بی‌شکل با حواشی گردشده، به نظر می‌رسد در امتداد ترجیحی بلورهای ریز سریسیت و به خرج آنها در حال رشد هستند (ppl).

آرژیلیک پیشرفته

در زون دگرسانی سریسیتی، هم‌یافتی ژاروسیت دیده شده است. ژاروسیت با رنگ زرد عسلی خاص (ppl)، برجستگی بالا و رنگهای تداخلی سری بالا دیده می‌شود. ارتباط تنگاتنگ این کانی به شکل بلورهای پراکنده درون بخشهای سریسیتی شده دانه‌ریز، یا پرکننده فضای خالی بلورهای مسکویت واضح است، ژاروسیت به شکل منفرد درون فلدسپاتهای سریسیتی شده (سودومورف) هم دیده می‌شود (شکل ۴ .الف). درون ماسه‌سنگهای آرکوزی سریسیتی شده رخداد این کانی کمتر است و بیشتر به شکل دانه‌های مستقل دیده می‌شود. ژاروسیت به شکل رگچه‌های منفرد و یا انبوه (با بافت استوک‌ورک) نیز دیده شده است (شکل ۴ .ب). بلورهای ژاروسیت در تمام موارد از حاشیه یا به شکل نامنظم به اکسیدهای آهن (گوتیت؟) تبدیل شده‌اند (شکل ۴ پ). قطع‌شدگی بلورهای کوارتز (توسط ژاروسیت‌های رگه‌چه‌ای) با خاموشی موجی (در بخشهای سریسیتی‌شده و همچنین حاوی بافت مرتار در توده نفوذی) نشان می‌دهد که ژاروسیت‌سازی در دامک تا بعد از یک فاز فشاری درون توده نفوذی ادامه داشته است. که این امر مستلزم شناخت سازوکار سامانه گرمابی تودهٔ نفوذی (رخداد پدیده هیدروفراکچنیک) دامک است.

تشکیل فیروزه نیز ارتباط تنگاتنگ با سنگهای سریسیتی‌شده نشان می‌دهد. این کانی ریز بلورین بوده و در مقاطع نازک میکروسکپی در ppl با برجستگی ضعیف قهوه‌ای- زرد کم رنگ و در xpl با بی‌رفرنژانس بسیار ضعیف (خاکستری تا خاکستری تیره سری اول) دیده می‌شود (شکل ۴.ت).

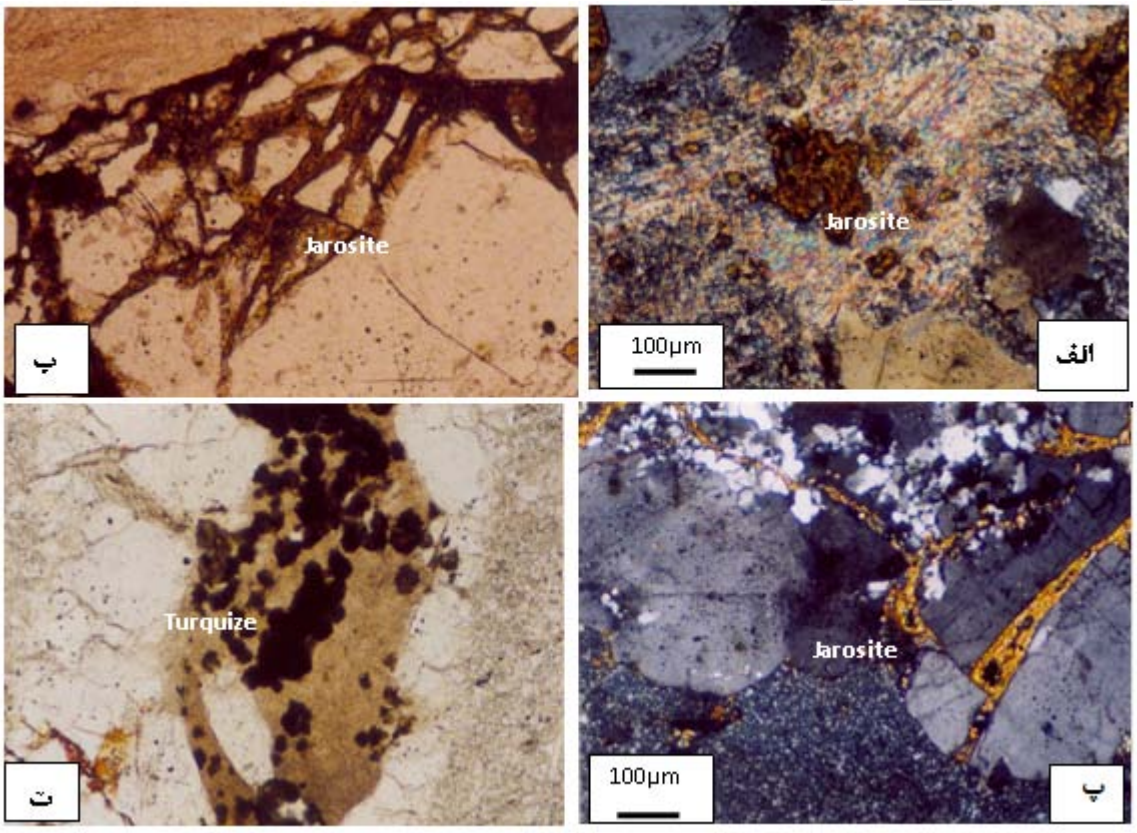
Archive

www.SID.ir

این کانی با کوارتز (سیلیسی‌شدن) در مجاورت رگه‌چه‌ها دیده می‌شود، رخداد ژاروسیت تقریباً در همهٔ موارد همراه با فیروزه است. آنچه مسلم است ژاروسیت به شکل تأخیری نسبت به فیروزه دیده می‌شود. در برخی موارد ژاروسیت‌های دانه‌ای درون رگه‌چه‌ای فیرزوه به شکل میانبار مانند دیده می‌شوند. که این پدیده بیانگر تبلور ژاروسیت‌ها در آخرین مرحله پرشدگی رگه‌چه‌ها بعد از فیروزه است. رگه‌چه‌های فیروزه درون ماسه‌سنگهای آرکوزی نیز به وضوح دیده می‌شوند. این کانی حتی به شکل جانشینی در خرده‌سنگهای شیلی ماسه سنگها و میکروکنگلومراهای دگرسان نیز دیده شده است که این رخداد بسیار نادر است.

برپایه تجزیه‌های پراش سنجی پرتو X کانیهای زیر که نشان‌دهندهٔ زون آرژیلیک پیشرفته می‌باشند، در منطقه دامک مشخص شده‌اند (جدول۱).

آلونیت‌ها بسیار دانه‌ریز هستند. به‌طوری که تشخیص میکروسکپی آنها بسیار دشوار است. برای تأیید وجود آنها از آنالیزهای XRF و XRD استفاده شده است (جدول ۲ و شکل۶) رگه‌چه‌های فیروزه در هم‌یافتی با کوارتز و ژاروسیت در مشاهدات میکروسکپی دیده می‌شود.



شکل ۴. الف. جانشینی ژاروسیت‌ها درون بلورهای فلدسپات قلیایی که با حفظ شکل سریسیتی‌شده است (xpl). ب. رگه‌چه‌های ژاروسیت درون بلورهای کوارتز با بافت شبکه‌ای توسعه یافته‌اند (ppl). پ. هم‌یافتی فیروزه، کوارتزهای دانه درشت متعلق به سنگ گرانودیوریت و کوارتزهای دانه‌ریز مربوط به سیلیسی‌شدن و قطع‌شدن نهایی همه آنها توسط رگه‌چه‌های ژاروسیت (xpl). ت. هم‌یافتی ژاروسیت‌های دانه‌ای و اکسیدشده (گوتیت؟) درون یک رگه‌چه فیروزه، سیلیسی شدن حاشیه رگه‌چه توسط نمود واضح بلورهای کوارتز به‌خوبی دیده می‌شود (ppl).

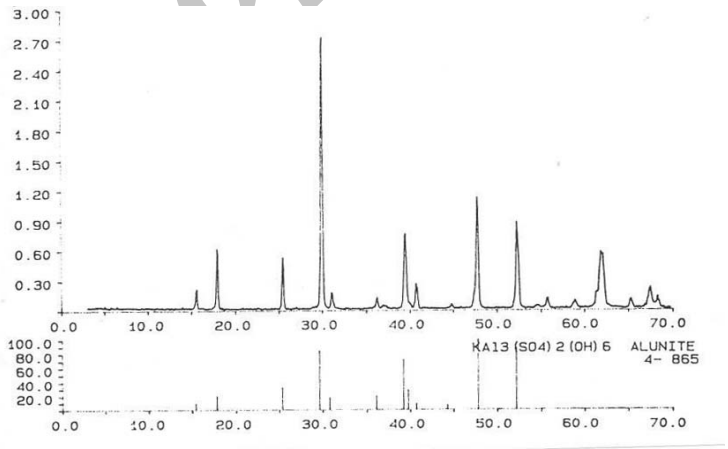
www.SID.ir

جدول ۱. مجموعه‌های کانی که از تجزیه XRD حاصل شده است (دانشگاه هامبورگ).

نمونه	کانی‌شناسی
D-1	Muscovite, quartz
D-2	Alunite
D-3	Turquoise, quartz
D-4	Goethite, quartz

جدول ۲. آنالیز XRF دو نمونه رگه‌چه آلونیت

نمونه	D-3	D-4
SiO_2	۰/۵۴	۰/۶۷
Al_2O_3	۲۸/۷	۲۸
TiO_2	۰/۰۲	۰/۰۱
Fe_2O_3	۰/۹۹	۲/۳۲
CaO	۰/۰۶	۱/۶۳
MgO	۰/۲۳	۰/۲
K_2O	۱۳/۷	۱۳/۹
Na_2O	۰/۵۷	۰/۳۳
SO_3	۴۵/۱	۴۴/۲
L.O.I	۶/۱۰	۴/۲۲
Total	۹۷/۰۱	۹۵/۴۸



شکل ۵. الگوی پراش سنجی نمونه آلونیت.

Archive of SID

www.SID.ir

سیلیسی‌شدن

سیلیسی‌شدن به سهولت در نمونه‌های دستی و رخنمونهای صحرایی دیده می‌شود. در مقاطع میکروسکپی رخداد سیلیس به شکلهای زیر است:

الف: نامنظم و پراکنده درمتن سنگ. این مورد به صورت روکش بر روی کوارتزهای قدیمی و یا در همراهی با سریسیت دیده شده است.

ب: رگه‌چه‌ای

پ: تشکیل در حاشیه رگه‌چه‌های فیرزوه.

رگه‌چه‌ای کوارتز به طور مستقل رایجترین نوع سیلیسی‌شدن هستند (شکلهای ۶ .الف و ۶ ب). مطالعهٔ مقاطع میکروسکپی نشان می‌دهد که در دگرسانیهای دامک رخداد فلدسپاتهای قلیایی تأخیری نیز دیده می‌شود، این نوع دگرسانی که بسیار کم در توده نفوذی دیده می‌شود به شکل رگه‌چه‌های باریکی از ارتوکلاز (؟) درون پلاژیوکلازهای قدیمی است.

سایر دگرسانیها

در آرکوزها و کنگلومراهای دگرسان شده مجاور توده نفوذی، رخداد اپیدوت به خرج فلدسپاتهای آرکوز دیده می‌شود. این نوع دگرسانی در همراهی با دگرگونی از نوع اسکارنی شدن قلوه‌های کربناته کنگلومراها [۵] در ارتباط با توده نفوذی است.

بحث و بررسی

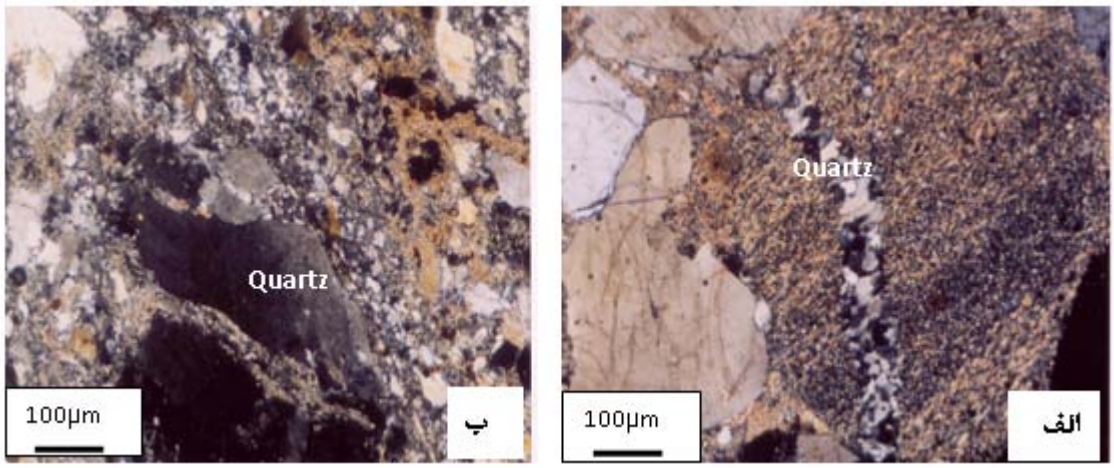
توسعه دگرسانی در شمال غرب شیرکوه وابسته به توده‌های لوکوگرانیتی به سن الیگوسن است. مجموعه زونهای دگرسانی پروپلیتیک، فیلیک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی در این منطقه شکل گرفته است.

زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته که اهمیت زیادی در مطالعات اقتصادی دارد، در منطقه دامک با نمود کانیهای گروه APS (Aluminum-phosphate-sulfate) مشخص شده است. این کانیها به ترتیب فراوانی ژاروسیت، فیروزه و آلونیت می‌باشند.

کانیهای خانواده ژاروسیت معمولاً فازهای ثانویه‌ای هستند که حاصل اکسایش ذخایر سولفیدی همراه با سنگهای اسیدی می‌باشند [۱۲و ۱۳]. کانیهای گروه ژاروسیت زیرمجموعه‌ای از خانواده آلونیت با فرمول عمومی زیرمی‌باشند:

$$DG_3 (TO_4)_2 (OH, H_2O)_6$$

D توسط Ba ،Sr, K, Na و OH جایگزین می‌شود. در این فرمول G نشان‌دهنده $Fe^{3+}>Al^{3+}$ و SO_4 نیز ۷۵٪ و یا کل TO_4 را به خود اختصاص می‌دهد [۱۲] . تمام نمونه‌های



شکل ۶. الف.تجمع کوارتزهای دانه‌ریز در یک رگه‌چه که خرده سنگی از جنس سیلتستون را در آرکوز قطع کرده است. لایه بندی رسوبی تا حدودی در این خرده سنگ دیده می شود (xpl). ب. کوارتز رگه‌چه ای حاصل کوارتزهای دانه ریز که بعد از رخداد برش در گرانودیوریت شکل گرفته است. زمینه سنگ از کوارتزهای دانه ریز و سریسیت تشکیل شده است (xpl).

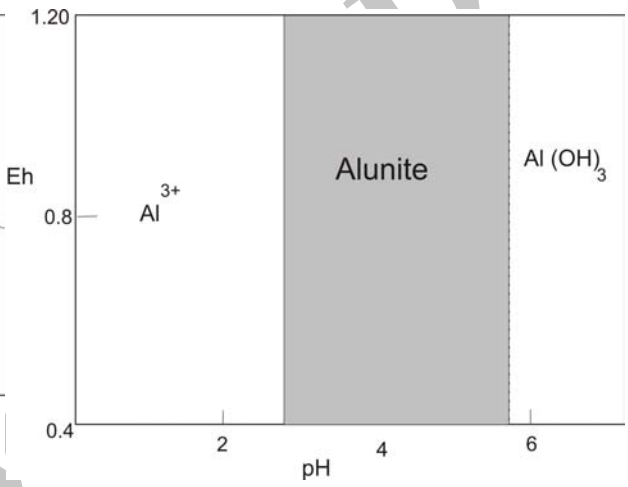
Archive of SID

www.SID.ir

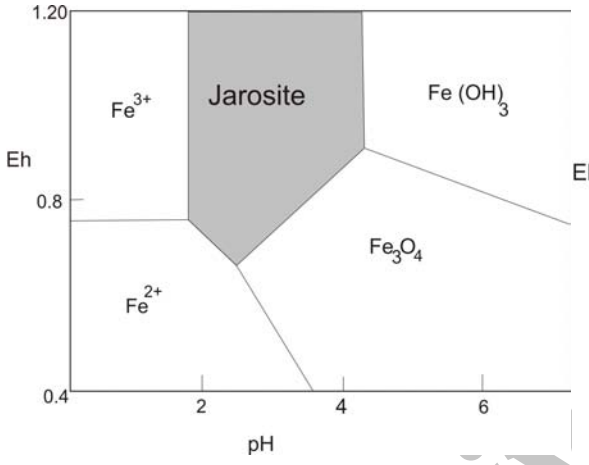
ژاروسیت طبیعی محلول جامدی از ژاروسیت یا فرمول $KFe_3^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$، ناتروژاروسیت با فرمول $NaFe_3^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$ و هیدرونیوم ژاروسیت $(H_3O)Fe_3^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$ می‌باشد. هیدرونیوم ژاروسیت در شرایط اکسایش شدید سولفیدها تشکیل می‌شود و یا جایی که دسترسی به Na و K محدود باشد [۱۴].

ژاروسیت کانی رایج همراه با آبهای معدنی اسیدی است [۱۵]. محدوده پایداری ژاروسیت بین pH ۰/۵ تا ۵ است. پایداری کانیهای گروه آلونیت- ژاروسیت تابع دو عامل pH و Eh می‌باشد (شکل ۷ و ۸). این کانیها در محیط اکسنده و اسیدی پایدار هستند.

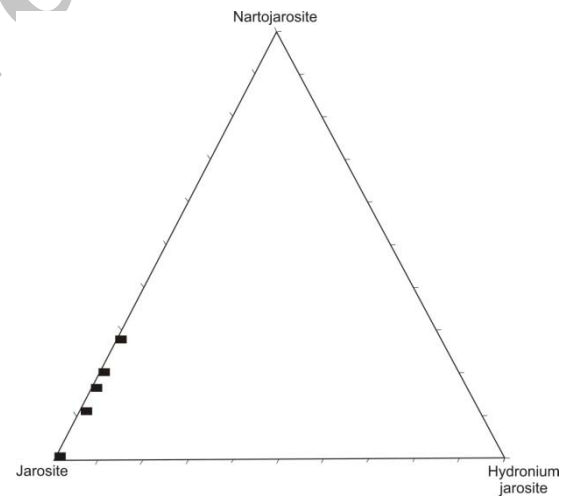
برای نام‌گذاری کانیهای خانواده آلونیت از نمودار سه‌تایی Ca، Na و K (شکل ۹) و برای گروه ژاروسیت از نمودار ناتروژاروسیت، ژاروسیت و هیدرونیوم ژاروسیت (شکل ۱۰) استفاده شده است. با توجه به شکلهای۹ و ۱۰نمونه های دامک آلونیت خالص و ژاروسیت متمایل به قطب ناترو می‌باشند.



شکل ۷. شرایط پایداری آلونیت که تابع دو عامل Eh و pH می باشد [۱۶] .



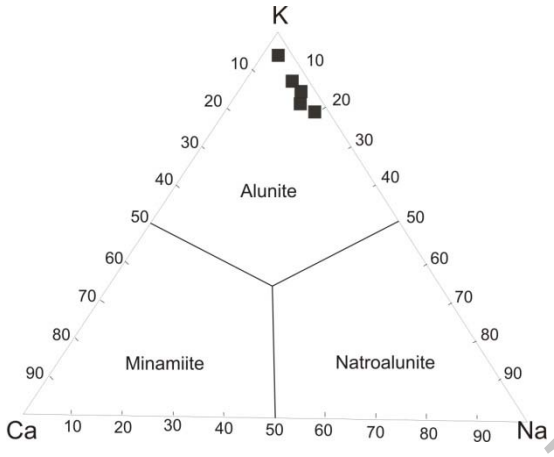
شکل ۸. شرایط پایداری ژاروسیت که تابع دو عامل Eh و pH است [۱۶] .



شکل ۹. نام‌گذاری کانیهای گروه ژاروسیت دامک در نمودار (ژاروسیت، ناتروژاروسیت و هیدرونیوم ژاروسیت) [۱۷].

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۱۰. نام‌گذاری کانیهای گروه آلونیت دامک در نمودار (آلونیت، ناتروآلونیت و می‌نامیت) [۱۸] .

برداشتهای صحرایی و مشاهدات کانی‌شناختی نشان می‌دهند که دگرسانیهای گرمابی بعد از پدیدهٔ دگرگونی مجاورتی (اعمال شوک گرمابی و شکل‌گیری اسکارنها) در یک گسترهٔ فراگیر عمل کرده‌اند. بنابراین در پی شکل‌گیری اسکارن سیالات گرمابی تأثیر داشته‌اند و گروه کانیهای ویژه‌ای را پدید آورده‌اند. سریسیتی‌شدن برای تشکیل مجموعه کانیهای زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته می‌توان واکنشهای زیر را پیشنهاد نمود.

فلدسپارهای سازندهٔ تودهٔ نفوذی کنگلومراها و به‌ویژه ماسه سنگهای آرکوزی به‌طور گسترده دیده می‌شود.

کائولینیتی شدن این سنگها نیز به مقدار کم دیده می‌شود. برای مجموعه کانیهای تشکیل شده در منطقه دامک می‌توان جدول روابط پاراژنزی را پیشنهاد نمود (جدول ۳). ابتدا در یک محیط با فوگاسیته اکسیژن بالا پیریت به گوئتیت پسودومرف شده‌اند،

جدول ۳. روابط پاراژنزی کانیها (گامه‌های کانی سازی)، همان‌گونه که مشاهده می‌شود به دنبال فرآیند اکسایش و آزاد شدن سیالات اسیدی در محیط، کانیهای دگرسانی فیلیک و آرژیلیک پیشرفته شکل گرفته‌اند

کانیها	اکسیداسیون (جوی؟)	دگرسانی فیلیک	دگرسانی آرژیلیک پیشرفته
کوارتز	ـــــ	ـــــ	ـــــ
کانه اولیه مس؟			
کلریت			
اکسیدهای آهن	ـــــ		
مالاکیت ـ آزوریت	ـــــ		
سریسیت		ـــــ	
کائولینیت		ـــــ	
آلونیت			ـــــ
ژاروسیت			ـــــ
فیروزه			ـــــ

Archive of SID

www.SID.ir

$$2FeS_2 + 3H_2O + 2H_2CO_3 + 15.2O_2 \rightarrow 2FeOOH + 4H_2SO_4 + 2CO_2$$

پیریت گوتیت

واکنش فوق شکل‌گیری اسید سولفوریک و درنتیجه یک محیط با غلظت بالای H^+ و SO_4^{2-} را به دنبال دارد و شرایط دگرسانی فلدسپارهای ماسه سنگهای آرکوزی و کنگلومراها برای پیدایش سریسیت، کائولینیت و در نهایت آلونیت و ژاروسیت (شکل ۸) تشکیل می‌شود:

$$3KAlSi_3O_8 + 2H^+ \rightarrow KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + GSiO_2 + 2K^+$$

پتاسیم فلدسپار مسکویت

$$2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3H_2O + 2H^+ \rightarrow 3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+$$

مسکویت کائولینیت

$$3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SO_4^{2-} + 6H^+ + 2K^+ \rightarrow 2KAl_3(SO_4)_2(OH)_6 + 6SiO_2 + 3H_2O$$

کائولینیت آلونیت

سیلیس آزاد شده از واکنشهای بالا می‌تواند دگرسانی از نوع سیلیسی‌شدن را در سنگهای دگرسانی باعث شود. علاوه بر این از واکنشهای فوق بنیان سولفات و آهن مورد نیاز برای شکل‌گیری ژاروسیت در دسترس قرار می‌گیرد:

$$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6 + 3K^+ = 2K_2SO_4 + 3FeOOH + 3H^+$$

ژاروسیت گوتیت

آن‌گونه که در مطالعات پتروگرافی دیده شد تبدیل مستقیم سریسیت به ژاروسیت نیز ممکن است لذا واکنش احتمالی این تبدیل را می توان به صورت زیر در نظر گرفت:

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3FeOOH + 2H_2SO_4 + 3H_2O + 3/2O_2 = KFe_3(SO_4)_2(OH)_6 + 3SiO_2 + 3AlO(OH)_3$$

ژاروسیت گوتیت مسکویت

برای توجیه پیدایش فیروزه در مجموعه کانیایی می‌توان چنین درنظر گرفت که در مرحله اول آب‌شویی (leaching) حجم بزرگی از ماسه‌سنگهای آرکوزی و همچنین کنگلومراهای پلی‌ژنتیک سازند سنگستان می‌تواند فسفات موردنیاز را فراهم نماید. اندیس مس دامک که بدون تردید در ارتباط با ماگماتیسم همین منطقه است، می‌تواند مس را برای شکل‌گیری فیروزه فراهم نماید. همچنین در بخشهای اکسیدان، کانه‌های اولیه مس نظیر کالکوپیریت به سولفات مس تبدیل شوند. فیروزه ممکن است به خرج فسفر آزاد شده در محیط و بدون دخالت آلونیت در رگه‌چه ها مطابق واکنشهای زیر شکل گیرد:

$$6Al(OH)_3 + 4H_3PO_4 + CuSO_4 \longrightarrow CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8 . 4H_2O + H_2SO_4 + H_2O$$

Turquoise

$$2KAl_3(SO_4)_2(OH)_6 + 4H_3PO_4 + CuSO_4 + 8K^+ = CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8 . 4H_2O + 5K_2SO_4 + 8H^+$$

Al - rich phase Turquoise

Archive of SID

www.SID.ir

نتیجه گیری

ماگماتیسم تأخیری در حاشیه غربی باتولیت شیرکوه با سن الیگوسن سبب همپوشانی شکل‌گیری اسکارن و دگرسانیهای گرمابی شده است که در این میان پیدایش مجموعهٔ کانیایی متنوع و پیچیده امکان‌پذیر شده است. وجود شکستگیهای فراوان در توده نفوذی و ایجاد بافتهایی که حاکی از انفجار هیدروترمالی منسوب به یک توده نفوذی و نیمه عمیق و سامانه هیدروترمالی (همراه مس پورفیری) است می‌تواند کاهش ناگهانی فشار را به شکل دوره‌ای بر محلولهای اسکارن‌ساز و جوشش هیدروترمالی تداعی کند. در مجموع می‌توان ریشه تغییرات فیزیکی- شیمیایی در سامانه گرمابی را در تغییرات فیزیکی - شیمیایی توده نفوذی جست و جو کرد.

نقش احتمالی آبهای جوی یا آبهای محبوس موجود در واحد کنگلومرایی (با نفوذپذیری بالا) در رقیق‌شدن مجموعه کانیایی دگرسانی هیدروترمال مشاهده شده در منطقه می‌تواند معرف دگرسانی از نوع اسید ـ سولفات یا آلونیت ـ کائولینیت [۱۹] باشد. این نوع دگرسانی هیدروترمال یکی از ویژگیهای نهشته‌های مس پرفیری و اپی‌ترمال طلا ست.

سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از حمایتهای دانشگاه شیراز و اصفهان در به انجام رساندن این پروژه قدردانی می‌کنند. همچنین از راهنمایی‌های بی دریغ جناب آقای دکتر محمد علی مکی زاده (دانشگاه اصفهان) بسیار تشکر می‌شود.

مراجع

[۱] خلیلی م.، *گزارش ماگماتیسم باقی‌آباد ـ ده بالا، شرق باتولیت شیرکوه*، دانشگاه اصفهان، منتشر نشده(۱۳۷۴) ۱۵۷ ص.

[۲] رضائیان ک.، نقره ئیان، م.، مکی‌زاده، م. ع. و شرافت، ش.، *زمین‌شناسی و ژنز اندیس کانی فیروزه، علی آباد (تفت یزد)*، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه) جلد هیجدهم، شماره ۲ (۱۳۸۲) ۱۴۵-۱۵۸ ص.

[۳] زراسوندی ع.، زنتیلی، م.، لیاقت، س.، مر، ف.، امامی، م. ح.، یعقوب‌پور، ع.، *تعیین سن توده‌های نفوذی و کانه‌زایی مس پورفیری در منطقه علی‌آباد و دره زرشک یزد به روش K-Ar و $^{40}Ar/^{39}Ar$*، چکیده مقالات بیست و سومین گردهمایی علوم زمین (۱۳۸۳) ۲۹ ص.

[۴] اسلامی‌زاده ع.، *پترولوژی سنگهای آذرین علی‌آباد و دره زرشک ناحیه یزد (زون ایران مرکزی) و کانه‌زیی مس وابسته به آن*، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی ایران، واحد علوم و تحقیقات (۱۳۸۲) ۲۳۱ صفحه.

[۷] نبوی، م. ح.، *نقشه چهارگوش یزد*، مقیاس ۱:۲۵۰/۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۹۷۲).

[۶] تقی‌پور، ب.، ۱۳۸۶، *کانی‌شناسی و ژئوشیمی دگرسانیهای گرمابی در کمان ماگماتیسم سنموزوئیک ایران مرکزی (استان اصفهان) و البرز غربی، زون طارم سفلی (استان قزوین)*، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۶)۲۱۱ ص.

[۵] مکی‌زاده، م. ع.، *بررسی کانی‌شناسی و پترولوژیکی اسکارن‌های ایران مرکزی (استان یزد)*، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۶) ۱۸۸ صفحه.

[8] Forster, H., *Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran,* Journal of the Geological society of London, V. 135, (1978) 443-445.

[۹] سبزه‌ئی م.، روشن روان ج.، ناظم‌زاده شعاعی م و علائی مهابادی س، *گزارش اکتشافات فلدسپات و کائولن در منطقه یزد*، مدیریت زمین‌شناسی منطقه جنوب خاوری مرکز کرمان، ۶۲ ص (۱۳۶۵).

[10] Zarasvand A. Liaghat,s and Zentill, M., *Geology of the Darreh-Zereshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran*, International Geology Review, V. 47(2005) 620-646.

[11] Taghipour B., Noorbehesht I., *The occurrences of turquoise in advanced argillic alteration of Darreh-Zereshk and Ali Abad porphyry copper deposite*, Taft-Yazd province, Central Iran, Abstracts of the 17th Annual V. M. Goldschmidt Conference Cologne, Germany, Geochemica et Cosmochemica Acta, (2007) A 992.

[12] Jambor J. L., *Mineralogy of sulfide-rich tailings and their oxidation products*. In Environmental Geochemistry of sulfide mine-wastes (J. L. Jambor & D. W. Blowes, eds mineral Assoc. Can. Short course 22 (1994) 59-102.

[13] Stoffregen R. E., Alpers C. N., and Jambor J.L., *Alunite-jarosite crystallography, thermodynamic and geochronology*. In sulfate minerals, crystallography geochemistry and environmental significance (C. N. Alpers, J. L. Jambor & D. K. Nordstro, eds) Rev. Mineral.

Archive of SID

www.SID.ir

Geochem. 40 (2000) 454-475.
[14] Dutrizac J. E. and Jambor J. L., *Jarosite and their application in hydrometallugy, In sulfate minerals: crystallography*, Geochemistry and environment, (Significance C. N. Alpers, J. L. *Crystals of coexisting alunite and jarosite, gold field, Nevada*. United States Geology Survey professional paper, 1124-C, (1979) C-C5.
[16] Darke K. E., Boyce A. J., Clapperton C.M., Fallick A. E., Redwood S.D., and Rice C. M., *Supergene mineralization at the Kori Kollo gold mine,* Bolivia, Expoloration mining Geology, 6 (1997) 209-221.
[17] Jamieson H. E, Robinson C., Alpers C., Nordstrom D., poustovetov A., and Lowers H., *The composition of coexisting jarosite-group minerals*

Jambor & D. K. Nordstrom. eds. Rev. Mineral. Geochem. 40 (2000) 405-443.

[15] Keith W J., Calk L., and Ashley R. P.,

and water from the richmond mine, Iron mountain, California, the canadian mineralogist, 43(2005) 1225-1242.
[18] Celik M., *Minamilte and alunite occurrences formed from volcanic Emanations, west*. Southwest of konya, Turkey, 2(1999) 89-97.[19] Foster, R. D., Gold metallogeny and exploration, Chapman & Hall (1996) 432 p.

Archive of SID

www.SID.ir