

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر جزئی پهنه دگرسانی آرژلیک: مثالی از منطقه شنین، ایالت فلززایی طارم- هشتجین، ایران

علی عابدینی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۱۰/۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۱۱/۱۷)

چکیده: پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شنین (غرب تاکستان، استان قزوین، ایالت فلززایی طارم- هشتجین) ناشی از نفوذ توده‌های آذرین گرانیتی به سن الیگوسن به درون سنگ‌های داسیتی- ریوداسیتی ائوسن میانی است. بررسی به روش پراش پرتو X (XRD) نشان می‌دهد که کوارتز و کائولینیت دو فاز کانیایی اصلی این پهنه دگرسانی هستند که با فازهای کانیایی فرعی چون هالوپیت، اسمکتیت، آلونیت، پیریت، روتیل، گوتیت، ایلیت، پلاژیوکلاز و سوانبرژیت همراهی می‌شوند. محاسبه تغییرهای تعادل جرم عناصر نشان می‌دهند که عناصر کم‌حرکی چون Nb، Zr، Ta، Th و Y طی فرآیندهای دگرسانی آرژلیک دچار تهی‌شدگی شده‌اند. این رفتار غیرعادی دلیلی بر pH پایین سیال‌های مسئول دگرسانی، نسبت بالای آب به سنگ و فراوانی یون‌های کمپلکس‌کننده در محلول است. کاهش جرم U بیانگر طبیعت اکسایشی سیال‌های مسئول دگرسانی است. در مجموع، نتایج بدست آمده از زمین‌شیمی تعادل جرم و ضرایب همبستگی بین عناصر آشکار می‌کنند که جذب سطحی توسط کانی‌های رسی و جانشینی هم‌ریختی با روتیل نقش مهمی در توزیع و تثبیت Hf، Ga و V در پهنه دگرسانی مورد بررسی داشته است. غنی‌شدگی قابل توجه Mo، Sb و As، نسبت Rb/Sr بسیار پایین، ترکیب کانی‌شناسی پهنه دگرسانی و رخداد کانه‌زایی نوع رگه - رگچه‌ای (پیریت، کالکوپریت، گالن و گوتیت) نشان می‌دهند که منطقه شنین شرایط بسیار مناسبی برای کانی‌سازی فراگرمایی سولفیدشدگی بالا دارد. بررسی‌های بیشتر آشکار می‌کنند که توزیع و جدایش عناصر خاکی نادر (REE) طی تشکیل و تکامل پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شنین با کانی‌های فیلسیلیکاتی، آلونیت و سوانبرژیت کنترل شده است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌های فیلسیلیکاتی؛ دگرسانی آرژلیک؛ جدایش عناصر خاکی نادر؛ تعادل جرم؛ شنین؛ تاکستان.

مقدمه

گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین درونی، نیمه عمیق و آتشفشانی - رسوبی شده است. این سنگ‌ها که اغلب ترکیب اسیدی تا حدواسط دارند، دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی بوده و از سری‌های ماگمایی آهکی قلیایی هستند [۱]. این سنگ‌ها، میزبان پهنه‌های دگرسانی گسترده‌ای هستند که اغلب با کانی‌سازی‌های فراوانی از مس و طلای نوع فراگرمایی همراهی می‌شوند [۱-۳]. بررسی‌های تاکنون انجام

ایالت فلززایی طارم- هشتجین از ایالت‌های بسیار مهم و کلیدی از نظر زمین‌شناسی اقتصادی در ایران محسوب می‌شود. بر اساس گزارش‌های منتشر شده، این ایالت فلززایی میزبان بسیاری از کانسارهای پورفیری، فراگرمایی (به طور عمده) و اکسید آهن- آپاتیت است [۱]. فرآیند ماگمایی در زمان ائوسن- الیگوسن در این ایالت سبب تشکیل و گسترش طیف

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۲۹۷۲۱۳۴ (۰۴۴)، پست الکترونیکی: abedini2020@yahoo.com



شده بر ویژگی‌های زمین‌شناسی این ایالت فلززایی اغلب از نظر سنگ زایی و سازوکار نهشت کانسنگ‌ها بوده است [۱-۶]. این در حالی است که ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسانی گرمابی [۷، ۸] در ارتباط با کانه‌زایی کمتر مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است.

منطقه شنین واقع در ۱۵ کیلومتری غرب شهر تاکستان، استان قزوین، ایالت فلززایی طارم- هشتجین، از مناطق شاخص دربردارنده پهنه‌های دگرسانی گرمابی گسترده به ویژه پهنه دگرسانی آرژلیک است که تاکنون بررسی ویژه‌ای از نظر زمین‌شناسی اقتصادی بر آن انجام نشده است. در این منطقه، پهنه دگرسانی آرژلیک در سنگ‌های آذرین داسیتی - ریوداسیتی ائوسن میانی تشکیل شده است. در این پژوهش بر پایه بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی پهنه دگرسانی آرژلیک این منطقه، عوامل کنترل‌کننده توزیع، جدایش و تحرک عناصر جزئی (شامل لانتانیدها) شناسایی شده است. افزون بر این، نوع کانه‌زایی احتمالی منطقه بر اساس توزیع عناصر جزئی در پهنه دگرسانی آرژلیک ارزیابی شده است.

روش بررسی

این پژوهش، در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی در چند مرحله به منظور شناسایی سنگ‌های آذرین منطقه و چگونگی گسترش سامانه دگرسانی آن به ویژه پهنه دگرسانی آرژلیک انجام گرفت. در این پیمایش‌ها، رگه - رگچه‌های سیلیسی حاضر در پهنه دگرسانی آرژلیک از نظر کانه‌زایی بررسی شدند. سپس، با در نظر گرفتن روابط صحرایی، نمونه‌هایی از این پهنه دگرسانی (۱۰ نمونه)، سنگ‌های آذرین داسیتی - ریوداسیتی در ارتباط با آنها (۱۰ نمونه) و رگه - رگچه‌های سیلیسی درون پهنه (۸ نمونه) برداشت شد. در بخش آزمایشگاهی، از هر ۱۰ نمونه جمع‌آوری شده از داسیت‌ها و ریوداسیت‌های در ارتباط با پهنه دگرسانی آرژلیک و از هر ۸ نمونه جمع‌آوری شده از رگه - رگچه‌های سیلیسی، به ترتیب مقاطع نازک و صیقلی تهیه و با میکروسکوپ دو منظوره از نظر کانی‌شناسی بررسی شد.

برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص، هر ۱۰ نمونه برداشت شده از پهنه دگرسانی آرژلیک، با پراش سنج زیمنس مدل D-5000 با پرتوی CuK α ، تک فام سازه‌های گرافیتی،

ولتاژ ۴۰ کیلو ولت، جریان ۴۰ میلی‌آمپر، سرعت روبش ۲ درجه در هر دقیقه و گستره زاویه‌ای ۵ تا ۷۰ درجه در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال غرب ایران تجزیه شدند. در آخر، پس از بررسی‌های کانی‌شناسی، هر ۱۰ نمونه برداشت شده از پهنه دگرسانی آرژلیک و ۲ نمونه انتخابی از سنگ‌های داسیتی - ریوداسیتی منطقه، با طیف‌سنج فلوئورسانس پرتوی ایکس (XRF) ساخت شرکت فیلیپس مدل PW 1480 و طیف سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و جزئی (شامل عناصر خاکی نادر) در شرکت کانساران بینالود تجزیه شدند. مقادیر مواد فرار (LOI) نمونه‌های مورد بررسی در آزمایشگاه یاد شده بر اساس کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرمادهی در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه اندازه‌گیری شدند.

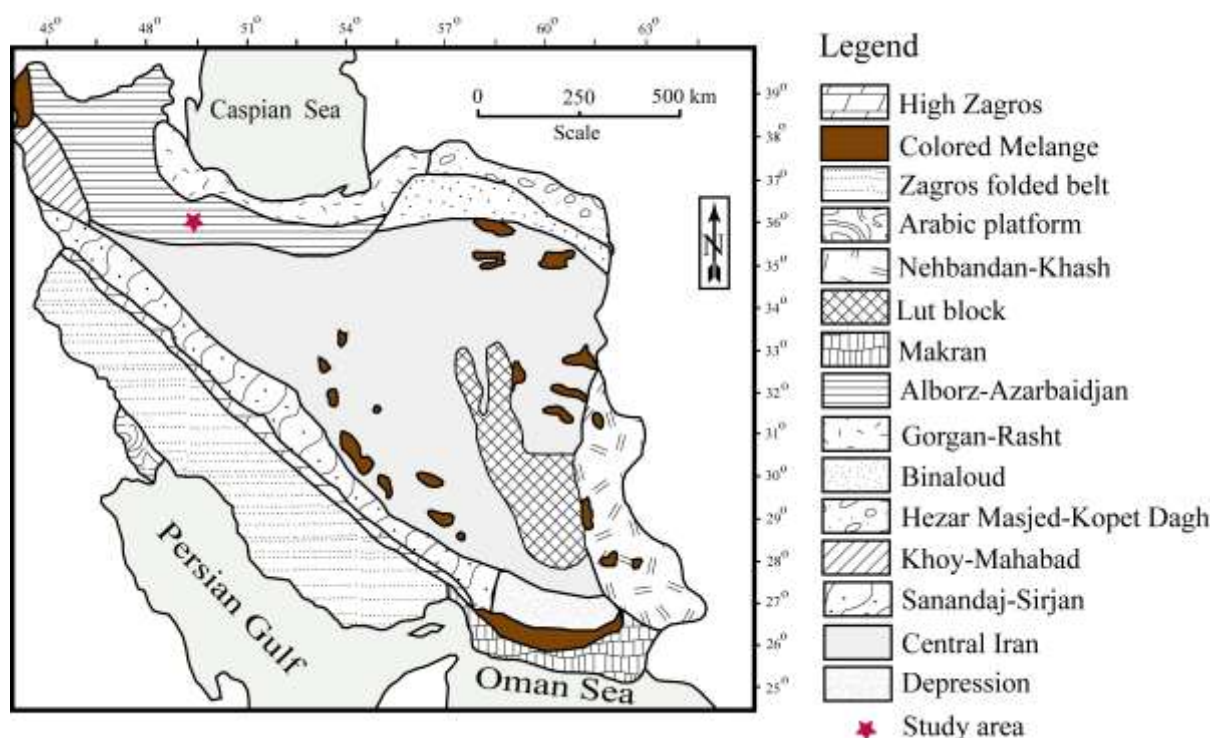
نتایج و بحث

زمین‌شناسی

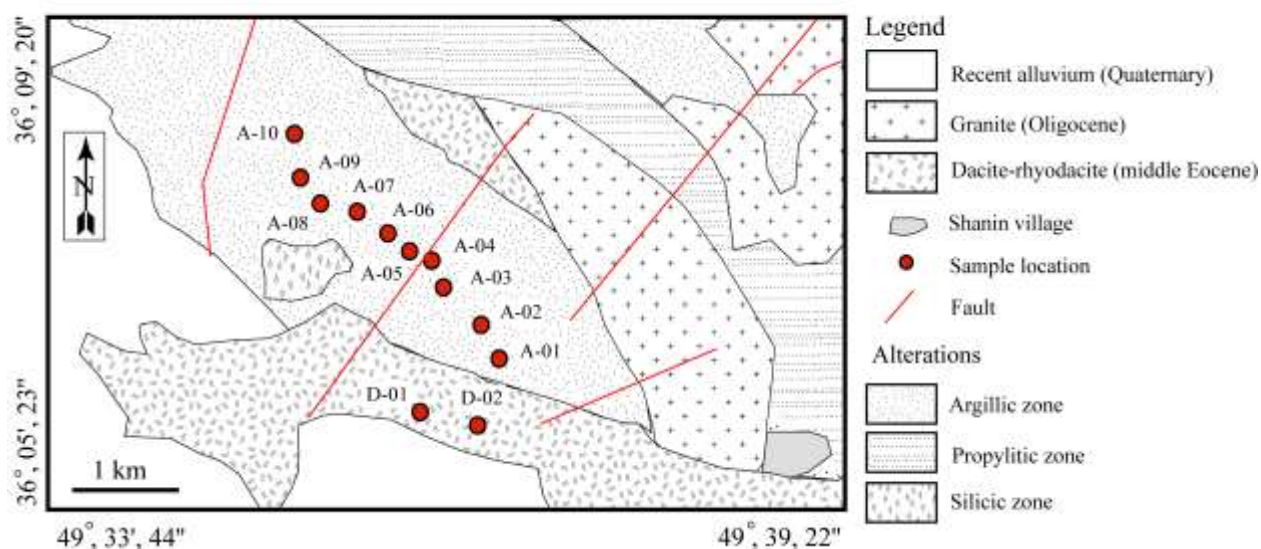
منطقه شنین بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی ایران [۹] در پهنه البرز - آذراییان قرار دارد (شکل ۱). این منطقه، به عنوان بخشی از ایالت فلززایی طارم - هشتجین، زمین‌شناسی به نسبت ساده‌ای دارد و به واحدهای سنگی سنوزوئیک محدود می‌شود. واحدهای سنگی منطقه به ترتیب قدیم به جدید شامل داسیت‌ها و ریوداسیت‌های ائوسن میانی، گرانیت‌های الیگوسن و رسوب‌های آبرفتی کواترنر هستند [۱۰] (شکل ۲). بر اساس بررسی‌های صحرایی، نفوذ سنگ‌های گرانیتی الیگوسن به درون داسیت‌ها و ریوداسیت‌های ائوسن میانی باعث تشکیل و گسترش سامانه دگرسانی گرمابی بسیار گسترده‌ای در منطقه مورد بررسی شده است. این دگرسانی‌ها به ترتیب میزان گسترش به سه دسته (۱) آرژلیک، (۲) پروپیلیتی، و (۳) سیلیسی قابل تفکیک هستند (شکل ۲). پیمایش‌های صحرایی نشان می‌دهند که سنگ‌های داسیتی و ریوداسیتی افزون بر دگرسانی شدید، با کانه‌زایی‌های رگه‌ای - رگچه‌ای از مس، سرب، و آهن (کالکوپریت، پیریت، گالن، گوتیت، ملاکیت و آزوریت) به ویژه در پهنه دگرسانی آرژلیک همراه شده‌اند. در منطقه مورد بررسی، تعداد ۵ گسل با روندهای کلی NE-SW و N-S واحدهای سنگی منطقه را قطع نموده‌اند. در این بین، شدت بالای دگرسانی در محل

پهنه آرژلیک از نوع سیلیسی هستند. برشی شدن محلی، وجود شکل‌های دارینه‌ای منگنز و سیلیسی شدن شدید همراه با کانی-سازی سنگ گچ از مهمترین ویژگی‌های زمین‌شناسی پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شنین به شمار می‌روند.

گسل بخش مرکزی منطقه سبب ترد شدن رخنمون‌های سنگی پهنه دگرسانی آرژلیک با رنگ غالب سفید شده است. در پهنه دگرسانی آرژلیک، کانی‌های کوارتز بیشتر به صورت نهان‌بلور و گاهی به صورت بلورهای دانه‌درشت آغشته به کانی‌های آهن (گوتیت) دیده می‌شوند. رگه‌ها و رگچه‌های رخنمون یافته در



شکل ۱ نقشه پهنه‌های ساختاری ایران [۹] که بر اساس آن، منطقه شنین در پهنه البرز- آذربایجان واقع است.

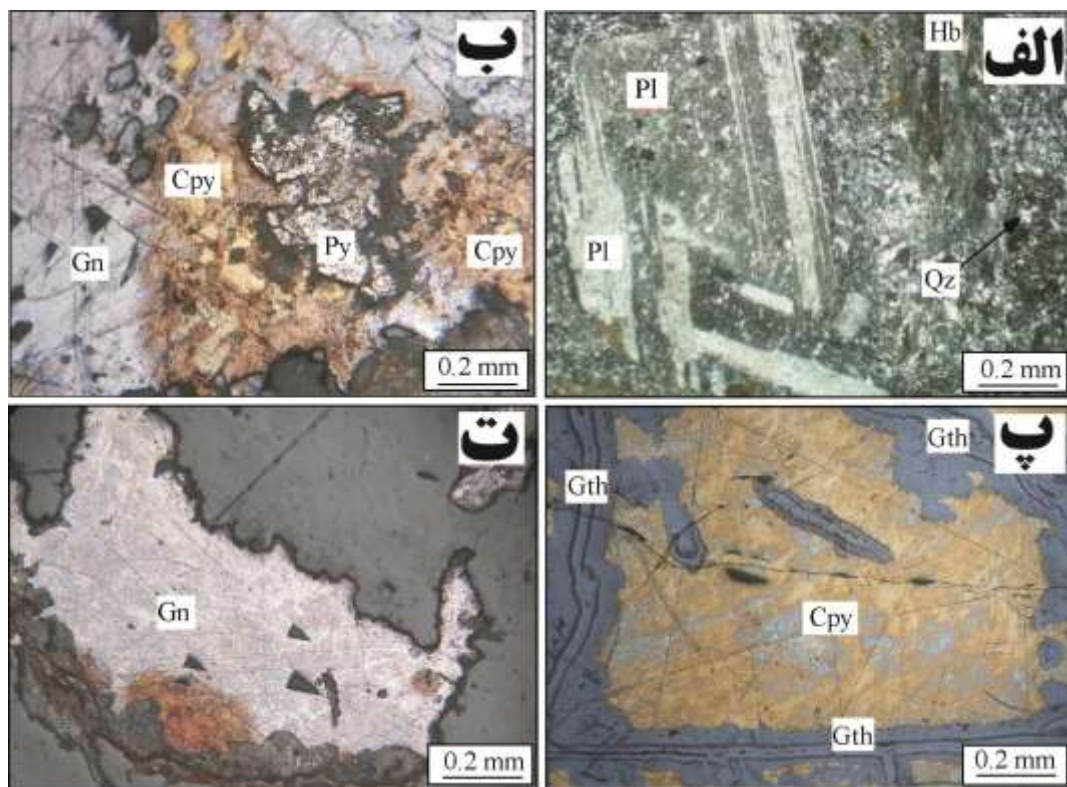


شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه شنین که در آن، واحدهای سنگی موجود و موقعیت نمونه‌های برداشت شده با دوایر توپر نشان داده شده است. نقشه پایه برگرفته از مرجع [۱۰] است.

سنگ‌نگاری سنگ‌های داسیتی و ریوداسیتی

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که سنگ‌های داسیتی و ریوداسیتی دارای بافت پورفیری هستند (شکل ۳ الف). پلاژیوکلاز (شکل ۳ الف)، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت فازهای کانایی اصلی هستند که با کوارتز، سانیدین، کانی‌های تیره و زیرکن در مقادیر کمتر همراهی می‌شوند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، صفحه‌ای و گاهی بصورت منطقه‌بندی با طولی متغیر از ۱ تا ۴ میلیمتر در یک زمینه ریزسنگی و یا شیشه‌ای دیده می‌شوند. مقدار این کانی در سنگ‌های داسیتی حدود ۴۰ درصد حجمی و در سنگ‌های ریوداسیتی بیش از ۳۰ درصد حجمی است. پیروکسن به صورت بلورهای شکل‌دار (هیپرستن) و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (اوزیت) با ماکل کارلسباد دیده می‌شود. آمفیبول

(هورنبلند) در اندازه‌های متغیر از ۰/۲ تا ۲ میلیمتر، به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با ماکل کارلسباد وجود دارد. بیوتیت به رنگ سبز و قهوه‌ای و در اندازه‌هایی متغیر از ۰/۲ تا ۰/۹ میلیمتر، با لبه سوخته دیده می‌شود. کوارتز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در یک زمینه ریزسنگی و یا شیشه‌ای وجود دارد (شکل ۳ الف). سانیدین در این سنگ‌ها به صورت بلورهای ریزدانه در زمینه ریزسنگی دیده می‌شود که مقدار آن در ریوداسیت‌ها تا ۲۵ درصد حجمی می‌رسد. رس‌ها به همراه کلسیت فراورده دگرسانی پلاژیوکلاز و کلریت ناشی از دگرسانی هورنبلاند و بیوتیت هستند که به صورت محدود در برخی از نمونه‌های مورد بررسی از این سنگ‌ها وجود دارند. این کانی‌ها در مجموع کمتر از ۳ درصد حجمی سنگ‌های یاد شده را تشکیل می‌دهند.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی و کانه‌زایی‌های رخ داده در رگه - رگچه‌های سیلیسی پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه شنین، غرب تاجیکستان: (الف) بافت پورفیری در سنگ ریوداسیتی که در آن درشت بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) و هورنبلاند (Hb) در یک زمینه ریزسنگی و شیشه‌ای دربردارنده کوارتزهای (Qz) ریز بلور قابل تشخیص هستند (در نور شکستی و نور قطبیده متقاطع، xpl)، (ب) کانه‌زایی درونزاد به صورت پیریت (Py)، کالکوپیریت (Cpy) و گالن (Gn) در رگه - رگچه‌های سیلیسی (نور شکستی)، (پ) تبدیل کالکوپیریت (Cpy) از شکستگی‌ها و لبه به گوتیت (Gth) در رگه - رگچه‌های سیلیسی. (نور شکستی) و (ت) حضور گالن (Gn) دارای کاواک‌های مثلی شکل جهت یافته در رگه - رگچه‌های سیلیسی. نور شکستی.

کانه‌نگاری رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی

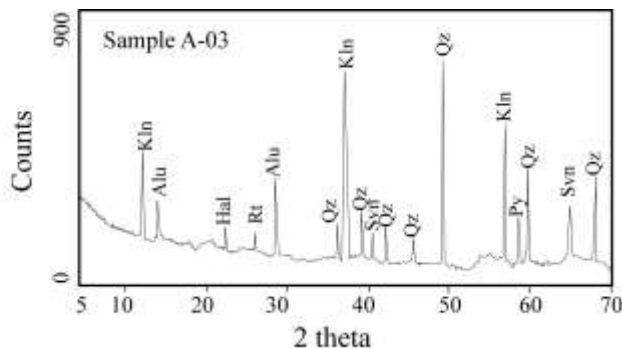
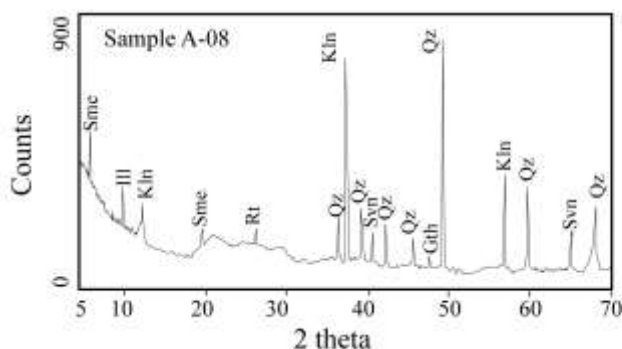
کانی‌های درونزاد در رگه - رگچه‌های سیلیسی شامل پیریت، کالکوپیریت و گالن و کانی‌های برونزاد دربردارنده گوتیت، مالاکیت و آزوریت هستند. کالکوپیریت به عنوان فراوان‌ترین کانی سولفیدی درونزاد، اغلب همراه با پیریت دیده می‌شود (شکل ۳ ب). این کانی گاهی در اثر دگرسانی برونزاد به گوتیت (شکل ۳ پ) تبدیل شده است. گالن از نظر فراوانی پس از کالکوپیریت و پیریت در رتبه بعدی قرار دارد و اغلب به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دارای حفره‌های فراوان جهت یافته دیده می‌شود (شکل ۳ ت). مالاکیت به عنوان کانی برونزاد اغلب از لبه‌ها کالکوپیریت را در برگرفته است. آزوریت با فراوانی کمتر نسبت به مالاکیت، به صورت بلورهای دانه‌ریز مانند مالاکیت در درزها و شکستگی‌ها گسترش یافته است.

کانی‌شناسی پهنه دگرسانی آرژلیک

نتایج پراش پرتو X (XRD) نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی آرژلیک در جدول ۱ و شکل ۴ آورده شده است. بر اساس نتایج به دست آمده، کوارتز و کائولینیت دو فاز کانیایی اصلی و هالوژیت، اسمکتیت، آلونیت، پیریت، روتیل، گوتیت، ایلیت، پلاژیوکلاز و سوانبرژیت فازهای کانیایی فرعی در نمونه‌های مورد بررسی هستند. نکته قابل توجه در مورد کانی‌شناسی این پهنه دگرسانی، حضور کوارتز و کائولینیت در همه نمونه‌های مورد بررسی است. در بین نمونه‌های مورد بررسی از پهنه دگرسانی، کائولینیت در نمونه‌های نزدیک به گسل بخش مرکزی منطقه نسبت به نمونه‌های دورتر از آن فراوانی بیشتری دارد. اسمکتیت، ایلیت، گوتیت و پلاژیوکلاز در نمونه‌های دورتر از گسل بخش مرکزی منطقه و هالوژیت، آلونیت و پیریت در نمونه‌های نزدیک به گسل یاد شده شناسایی شده‌اند.

جدول ۱ نتایج تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) برای نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک بررسی شده از منطقه شنین، غرب تاجیکستان.

شماره نمونه	فازهای کانیایی اصلی	فازهای کانیایی فرعی
A-01	کوارتز، کائولینیت	اسمکتیت، گوتیت، پلاژیوکلاز، سوانبرژیت
A-02	کوارتز، کائولینیت	اسمکتیت، روتیل، گوتیت، ایلیت
A-03	کوارتز، کائولینیت	هالوژیت، آلونیت، پیریت، روتیل، سوانبرژیت
A-04	کوارتز، کائولینیت	هالوژیت، آلونیت، سوانبرژیت
A-05	کوارتز، کائولینیت	آلونیت، پیریت، روتیل
A-06	کوارتز، کائولینیت	هالوژیت، آلونیت، پیریت، سوانبرژیت
A-07	کوارتز، کائولینیت	اسمکتیت، گوتیت، ایلیت، سوانبرژیت
A-08	کوارتز، کائولینیت	اسمکتیت، روتیل، گوتیت، ایلیت
A-09	کوارتز، کائولینیت	اسمکتیت، گوتیت، ایلیت، سوانبرژیت
A-10	کوارتز، کائولینیت	اسمکتیت، گوتیت، روتیل، ایلیت، پلاژیوکلاز



شکل ۴ الگوی XRD برای دو نمونه انتخابی (A-08 و A-03) از پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شنین، غرب تاجیکستان.

فراوانی بیشتری نسبت به CaO (0.24 تا 0.76 درصد وزنی) نشان می‌دهند. مقدار S در نمونه‌های یاد شده در گستره 0.37 تا 0.48 درصد وزنی متغیر است. در بین عناصر جزئی پهنه دگرسانی، بیشترین فراوانی مربوط به عناصر Sr (10.23 تا 19.20 گرم در تن) و As (339.2 تا 465.6 گرم در تن) است. افزون بر این، مقادیر عناصر خاکی نادر (REE:La-Lu) در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شنین در گستره 146.39 تا 166.31 گرم در تن متغیر است.

برای محاسبه تغییرهای تعادل جرم طی فرآیندهای دگرسانی به طور معمول می‌توان از (۱) روش هم حجم [۱۸] و (۲) روش عنصر کم‌تحرک [۱۹-۲۱] استفاده نمود. در این پژوهش، برای محاسبه تغییرهای تعادل جرم عناصر جزئی طی آرژلیکی شدن سنگ‌های آتشفشانی (داسیت - ریوداسیت) منطقه شنین از روش زمین‌شیمی عنصر کم‌تحرک [۲۰] با فرض Al به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک [۲۲] استفاده گردید. رابطه استفاده شده برای محاسبه‌ها به صورت زیر است:

$$\% \text{ Change} = \left[\frac{(\text{Element}_{\text{Argillic sample}} / \text{Al}_2\text{O}_3_{\text{ Argillic sample}})}{(\text{Element}_{\text{Dacite-rhyodacite}} / \text{Al}_2\text{O}_3_{\text{ Dacite-rhyodacite}})} - 1 \right] \times (100)$$

مقادیر منفی و مثبت به دست آمده در این محاسبه‌ها به ترتیب نشان دهنده مقدار کاهش و افزایش جرم عناصر طی گسترش پهنه دگرسانی هستند. نتایج این محاسبه‌ها در جدول ۳ آورده شده است. همچنین، متوسط مقدار تغییرهای تعادل جرم عناصر جزئی در شکل‌های ۵ تا ۷ نشان داده شده است. بر این اساس، عناصری چون U , Th , Ba , Co , Cr , Nb , Cs , Rb , Ta , Zr و Ni طی آرژلیکی شدن سنگ‌های داسیتی-ریوداسیتی در شنین دچار شستشو شده و عناصری چون Hf , As , Mo , Sb , V , Ga , Sr , W , Cu , Zn و Pb با غنی‌شدگی همراه گشته‌اند. افزون بر این، عناصر خاکی نادر سبک (LREE:La-Eu) دچار افزایش جرم و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE:Gd-Lu) دستخوش کاهش جرم شده‌اند. بررسی‌های بیشتر نشان می‌دهند که بیشترین افزایش جرم عناصر جزئی طی گسترش فرآیندهای دگرسانی مربوط به As , Sb , Sr , Cu و Nd است.

بررسی‌های تکمیلی آشکار می‌کنند که انبوهه‌های کانیاپی در پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شنین به دو دسته قابل تفکیک هستند. انبوهه کانیاپی کائولینیت، کوارتز، آلونیت، پیریت و هالوویت ویژه نمونه‌های آرژلیک نزدیک به گسل بخش مرکزی منطقه است. این در حالی است که نمونه‌های دورتر از گسل بخش مرکزی منطقه دارای انبوهه‌های کانیاپی کوارتز، کائولینیت، اسمکتیت، گوتیت و ایلیت هستند. حضور کانی‌های هالوویت، پیریت، و آلونیت در نمونه‌های نزدیک به گسل بخش مرکزی pH کمتر از ۴ (محیط اسیدی) را برای تشکیل گسترش پهنه دگرسانی مورد بررسی نشان می‌دهد [۱۱]. وجود کوارتز، کائولینیت، آلونیت و هالوویت به انبوهه‌های دگرسانی آرژلیک پیشرفته در دماهای پایین وابسته است. تشکیل این انبوهه کانیاپی در پهنه دگرسانی مورد بررسی با یک محیط سولفیدشدگی بالا و اسیدی (pH بین ۲ تا ۴) در ارتباط است [۱۲-۱۵]. به نظر می‌رسد که در پهنه دگرسانی منطقه شنین، کانی‌های آلونیت و کائولینیت در شرایط به شدت اسیدی و اکسایشی، در یک محیط سولفیدشدگی بالا به وجود آمده‌اند [۱۲، ۱۴-۱۶]. انبوهه کانیاپی اسمکتیت، گوتیت و ایلیت در نمونه‌های دور از گسل بخش مرکزی در شنین در شرایط شبیه به محیط زمین‌گرمایی مدرن با pH حدود ۵ تا ۶ گسترش یافته است. وجود دو نوع انبوهه کانیاپی یاد شده پیشنهاد می‌کند که pH سیال‌های گرمابی با دور شدن از گسل بخش مرکزی منطقه و واکنش با سنگ‌های درونگیر داسیتی-ریوداسیتی خنثی شده است [۱۴، ۱۷].

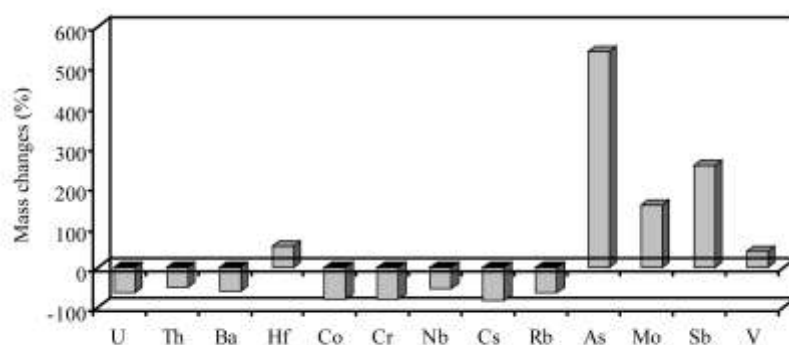
محاسبه تغییرهای تعادل جرم عناصر جزئی طی آرژلیکی شدن
نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک و سنگ‌های داسیتی-ریوداسیتی در جدول ۲ ارائه شده است. بر این اساس، SiO_2 (62.06 تا 67.45 درصد وزنی)، Al_2O_3 (18.37 تا 26.01 درصد وزنی) و LOI (6.29 تا 7.26 درصد وزنی) بیشترین سهم را در ترکیب شیمیایی پهنه دگرسانی آرژلیک دارند. در نمونه‌های دگرسانی آرژلیک، K_2O (0.99 تا 1.51 درصد وزنی) و Na_2O (0.22 تا 1.06 درصد وزنی)

جدول ۲ نتایج تجزیه‌های شیمیایی XRF و ICP-MS نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک (A-01 تا A-10) و سنگ‌های آذرین داسیتی و ریوداسیتی (D-01 و D-02) منطقه شنین، غرب تاجیکستان.

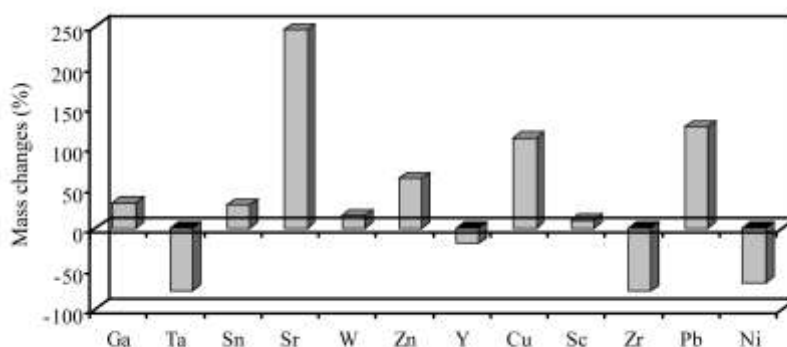
	D-01	D-02	A-01	A-02	A-03	A-04	A-05	A-06	A-07	A-08	A-09	A-10
SiO ₂ (wt%)	۶۷٫۳۸	۶۸٫۸۸	۶۸٫۲۲	۶۶٫۳۲	۶۳٫۸۷	۶۶٫۰۲	۶۲٫۲۵	۶۲٫۰۶	۶۳٫۷۶	۶۴٫۷۸	۶۵٫۳۱	۶۷٫۴۵
Al ₂ O ₃	۱۵٫۸۸	۱۶٫۳۲	۱۸٫۳۷	۲۰٫۷۱	۲۳٫۵۶	۲۵٫۶۸	۲۶٫۰۱	۲۵٫۲۹	۲۴٫۴۲	۲۲٫۲۲	۲۲٫۱۶	۱۹٫۵۹
Fe ₂ O ₃	۳٫۷۴	۳٫۲۱	۰٫۸۲	۰٫۷۶	۰٫۷۶	۰٫۷۳	۰٫۶۲	۰٫۷۲	۰٫۷۹	۰٫۷۳	۰٫۸۲	۰٫۸۳
CaO	۳٫۰۸	۳٫۷۱	۰٫۷۶	۰٫۷۵	۰٫۶۶	۰٫۶۹	۰٫۷۱	۰٫۷۴	۰٫۲۴	۰٫۶۹	۰٫۷۳	۰٫۷۱
Na ₂ O	۴٫۴۲	۲٫۷۵	۱٫۰۵	۱٫۰۶	۰٫۹۷	۰٫۹۲	۰٫۸۳	۰٫۹۸	۰٫۲۲	۰٫۹۸	۱٫۰۲	۱٫۰۳
MgO	۰٫۴۱	۰٫۸۳	۰٫۴۰	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۳۵	۰٫۴۰	۰٫۹۷	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۰٫۴۱
K ₂ O	۳٫۳۹	۲٫۷۱	۱٫۵۱	۱٫۴۰	۱٫۲۶	۱٫۱۲	۱٫۱۶	۱٫۱۵	۰٫۹۹	۱٫۳۲	۱٫۲۹	۱٫۴۳
TiO ₂	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۶۳	۰٫۶۴	۰٫۷۱	۰٫۷۶	۰٫۷۱	۰٫۷۴	۰٫۷۳	۰٫۷۸	۰٫۷۲	۰٫۶۱
MnO	۰٫۶۵	۰٫۸۱	۰٫۳۵	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۳۲	۰٫۳۸	۰٫۳۵	۰٫۳۵
P ₂ O ₅	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۴
S	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۴۸	۰٫۴۵	۰٫۳۹	۰٫۴۱
L.O.I	۰٫۵۵	۰٫۳۴	۷٫۲۶	۷٫۰۱	۶٫۸۸	۶٫۷۱	۶٫۲۹	۶٫۹۸	۶٫۸۴	۷٫۰۶	۶٫۵۹	۶٫۹۳
مجموع	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۳	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۹
U (ppm)	۶٫۲۳	۶٫۹۸	۳٫۵۵	۳٫۴۵	۳٫۳۳	۳٫۱۶	۳٫۲۸	۳٫۰۲	۳٫۳۳	۳٫۶۵	۳٫۴۴	۳٫۴۹
Th	۲۲٫۶۲	۲۱٫۲۳	۱۵٫۶۹	۱۵٫۳۳	۱۴٫۸۸	۱۴٫۵۶	۱۴٫۳۶	۱۴٫۵۸	۱۴٫۹۶	۱۵٫۲۳	۱۵٫۳۱	۱۵٫۵۵
Ba	۶۰۳٫۲	۸۹۶٫۲	۵۰۳٫۳	۴۵۸٫۳	۴۰۳٫۲	۳۹۶٫۲	۳۹۴٫۴	۴۱۰٫۱	۴۲۲٫۳	۴۲۲٫۳	۴۴۵٫۶	۴۶۹٫۹
Hf	۱٫۹۵	۱٫۹۱	۳٫۹۹	۴٫۰۲	۴٫۲۱	۴٫۳۳	۴٫۲۳	۴٫۱۸	۴٫۲۳	۴٫۰۶	۴٫۱۵	۳٫۹۵
Co	۹٫۸	۸٫۵	۲٫۳	۲٫۶	۲٫۸	۲٫۱	۲٫۹	۲٫۵	۳٫۳	۲٫۳	۲٫۲	۲٫۶
Cr	۶۵	۷۳	۱۹	۲۲	۲۶	۱۸	۲۲	۱۱	۱۷	۱۴	۱۸	۲۳
Nb	۱۲٫۶	۱۵٫۳	۱۰٫۳	۹٫۸	۹٫۳	۸٫۸	۸٫۴	۹٫۲	۹٫۶	۹٫۶	۸٫۹	۱۰٫۳
Cs	۴٫۵	۵٫۲	۰٫۶	۰٫۹	۱٫۵	۱٫۸	۱٫۹	۱٫۶	۱٫۴	۱٫۲	۱٫۱	۰٫۸
Rb	۴۰٫۶	۳۸٫۸	۱۹٫۶	۱۸٫۸	۱۱٫۱	۲۱٫۲	۱۶٫۶	۳۱٫۲	۲۳٫۳	۲۵٫۱	۲۲٫۲	۱۹٫۶
As	۴۰٫۳	۴۶٫۹	۳۷۵٫۲	۳۳۹٫۲	۳۶۵٫۲	۳۷۵٫۱	۳۷۳٫۶	۳۹۱٫۲	۴۶۵٫۶	۴۱۹٫۲	۳۷۷٫۵	۴۱۰٫۲
Mo	۵٫۶	۵٫۳	۱۹٫۱	۱۸٫۸	۱۸٫۳	۱۸٫۹	۱۹٫۴	۱۸٫۴	۲۱٫۱	۲۰٫۶	۱۸٫۹	۱۹٫۸
Sb	۵٫۷	۶٫۶	۲۷٫۸	۲۵٫۶	۲۷٫۹	۲۹٫۱	۲۹٫۸	۲۹٫۴	۳۸٫۹	۳۵٫۷	۲۸٫۷	۳۱٫۹
V	۳۶	۳۲	۵۹	۶۰	۶۴	۶۷	۶۷	۷۰	۷۴	۷۴	۶۹	۵۹
Ga	۲۴٫۲۲	۲۶٫۶	۴۱۰٫۳	۴۴۵٫۶	۴۶۷٫۸	۵۱۲٫۱	۵۱۰٫۶	۵۰۶٫۶	۴۸۲٫۱	۴۷۲٫۶	۴۶۳٫۳	۴۳۸٫۷
Ta	۲۵٫۵۶	۳۳٫۳	۰٫۸۲	۰٫۹۱	۰٫۷۲	۰٫۸۳	۱٫۱۱	۱٫۱۹	۱٫۲۳	۰٫۹۷	۰٫۹۳	۰٫۸۳
Sn	۱٫۴	۱٫۶	۲٫۱	۲٫۳	۲٫۶	۲٫۹	۲٫۹	۲٫۸	۳٫۱	۳٫۳	۳٫۱	۲٫۳
Sr	۳۱۰	۲۹۵	۱۹۱۱	۱۷۷۱	۱۱۸۰	۱۰۲۹	۱۰۲۳	۱۱۸۲	۱۲۳۵	۱۴۷۸	۱۵۳۰	۱۹۲۰
W	۳٫۳	۳٫۵	۴٫۳	۴٫۸	۵٫۳	۶٫۱	۶٫۲	۵٫۵	۶٫۳	۶٫۸	۶٫۱	۴٫۵
Zn	۲۲٫۲	۲۶٫۳	۵۲٫۳	۵۴٫۲	۵۶٫۸	۵۶٫۳	۵۸٫۲	۵۶٫۳	۵۲٫۹	۵۶٫۸	۵۲٫۹	۵۳٫۲
Y	۳۲٫۶	۲۰٫۶	۱۸٫۷	۱۸٫۲	۱۷٫۹	۱۷٫۵	۱۶٫۹	۱۷٫۲	۱۷٫۳	۱۷٫۹	۱۷٫۸	۱۸٫۶
Cu	۳۲٫۵	۳۰٫۹	۸۲٫۶	۱۰۰٫۱	۹۶٫۲	۹۲٫۹	۱۱۴٫۲	۹۸٫۱	۷۹٫۹	۹۹٫۲	۸۷٫۸	۹۴٫۵
Sc	۱۸	۲۲	۲۶	۲۹	۳۳	۳۴	۳۶	۳۲	۳۴	۳۰	۲۹	۲۸
Zr	۲۶۰	۲۸۸	۷۰	۷۸	۹۱	۹۷	۸۹	۹۶	۹۱	۸۶	۸۴	۷۵
Pb	۱۱٫۲	۱۰٫۶	۲۹٫۶	۳۵٫۴	۳۷٫۵	۳۵٫۴	۴۲٫۵	۳۴٫۳	۳۱٫۲	۳۵٫۴	۳۳٫۳	۳۱٫۹
Ni	۱۰٫۱	۸۹	۴۸	۴۱	۵۱	۴۴	۴۳	۴۰	۴۳	۴۶	۴۰	۳۸
La (ppm)	۱۴٫۹۸	۱۵٫۰۴	۳۱٫۸۳	۲۷٫۶۶	۲۴٫۵۱	۲۴٫۲۲	۲۴٫۴۱	۲۴٫۶۲	۲۴٫۸۶	۲۶٫۸۴	۲۶٫۳۷	۲۸٫۸۴
Ce	۲۳٫۸۱	۲۴٫۰۵	۵۱٫۹۲	۴۶٫۰۴	۴۲٫۴۴	۴۱٫۶۴	۴۱٫۶۶	۴۲٫۰۲	۴۲٫۱۶	۴۶٫۲۶	۴۴٫۱۲	۴۷٫۶۲
Pr	۳٫۴۱	۴٫۳۸	۸٫۶۹	۷٫۸۱	۷٫۶۶	۷٫۴۹	۷٫۴۹	۷٫۵۲	۷٫۴۶	۷٫۸۲	۷٫۶۳	۷٫۹۷
Nd	۱۱٫۳۲	۱۱٫۶۲	۴۸٫۶۲	۴۹٫۳۲	۴۸٫۹۲	۴۹٫۷۸	۴۹٫۷۵	۴۹٫۰۲	۴۷٫۱۲	۵۰٫۶۵	۴۷٫۲۳	۵۰٫۰۶
Sm	۴٫۸۹	۵٫۵۸	۱۱٫۵۶	۱۰٫۰۷	۹٫۲۱	۱۱٫۳۲	۱۱٫۳۲	۱۲٫۲۶	۱۲٫۱۵	۱۰٫۱۳	۱۲٫۰۶	۹٫۹۸
Eu	۰٫۸۹	۰٫۹۲	۱٫۵۲	۱٫۳۲	۱٫۸۲	۱٫۶۵	۱٫۶۷	۱٫۵۳	۱٫۶۲	۱٫۵۱	۱٫۴۵	۱٫۲۷
Gd	۴۰٫۲	۴۰٫۵	۳٫۴۶	۳٫۸۴	۳٫۵۶	۳٫۸۷	۳٫۸۸	۳٫۷۵	۳٫۵۵	۳٫۸۴	۳٫۴۶	۳٫۷۸
Tb	۱٫۶۲	۱٫۵۵	۱٫۱۳	۱٫۱۸	۱٫۱۹	۱٫۲۹	۱٫۲۷	۱٫۳۷	۱٫۳۲	۱٫۲۶	۱٫۲۲	۱٫۱۵
Dy	۵٫۴۴	۶٫۵۸	۲٫۹۶	۲٫۵۲	۳٫۳۶	۳٫۲۳	۳٫۲۳	۳٫۰۵	۲٫۸۸	۲٫۹۳	۲٫۶۲	۲٫۴۶
Ho	۱٫۱۲	۱٫۴۳	۰٫۶۵	۰٫۵۱	۰٫۴۹	۰٫۵۲	۰٫۵۲	۰٫۵۲	۰٫۵۳	۰٫۵۱	۰٫۵۱	۰٫۵۲
Er	۲٫۹۳	۳٫۶۴	۱٫۸۱	۱٫۶۹	۱٫۴۳	۱٫۵۳	۱٫۵۱	۱٫۶۱	۱٫۷۳	۱٫۵۹	۱٫۷۹	۱٫۶۸
Tm	۰٫۳۷	۰٫۴۵	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۴
Yb	۲٫۴۶	۲٫۹۷	۱٫۶۸	۱٫۷۱	۱٫۳۶	۱٫۴۶	۱٫۴۴	۱٫۴۷	۱٫۵۶	۱٫۶۱	۱٫۶۵	۱٫۷۴
Lu	۰٫۳۶	۰٫۴۴	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۷
REE (ppm)	۷۷٫۶۲	۸۲٫۷۰	۱۶۶٫۳۱	۱۵۴٫۱۶	۱۴۶٫۲۹	۱۴۸٫۵۶	۱۴۸٫۶۹	۱۴۹٫۱۹	۱۴۷٫۴۰	۱۵۴٫۴۳	۱۵۰٫۵۷	۱۵۷٫۵۸

جدول ۳ نتایج محاسبه تغییرهای تعادل جرم عناصر جزئی و خاکی نادر با فرض Al به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک طی آرژیلیکی شدن سنگ‌های آذرین داسیتی و ریوداسیتی منطقه شنین، غرب تاجیکستان.

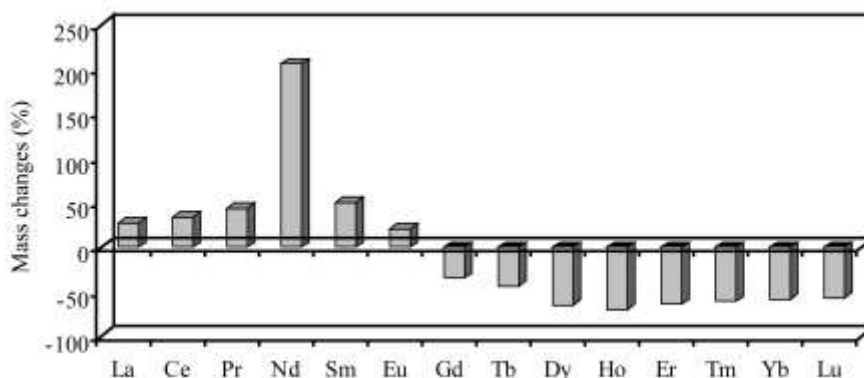
	A-01	A-02	A-03	A-04	A-05	A-06	A-07	A-08	A-09	A-10
U	-۵۲٫۸۹	-۵۹٫۳۹	-۶۵٫۵۵	-۷۰٫۰۱	-۶۹٫۲۶	-۷۰٫۸۹	-۶۶٫۷۶	-۵۹٫۹۶	-۶۲٫۱۶	-۵۶٫۵۷
Th	-۳۷٫۲۸	-۴۵٫۶۴	-۵۳٫۶۲	-۵۸٫۳۷	-۵۹٫۴۶	-۵۷٫۶۷	-۵۵٫۰۱	-۴۹٫۶۷	-۴۹٫۲۷	-۴۱٫۷۱
Ba	-۴۱٫۱۶	-۵۲٫۴۸	-۶۳٫۲۵	-۶۶٫۸۷	-۶۷٫۴۴	-۶۵٫۱۸	-۶۲٫۸۶	-۵۸٫۲۲	-۵۶٫۸۲	-۴۸٫۴۹
Hf	۸۱٫۱۹	۶۱٫۸۳	۴۹٫۰۶	۴۰٫۶۶	۳۸٫۵۵	۳۷٫۸۸	۴۴٫۵۰	۵۲٫۴۲	۵۶٫۲۲	۶۸٫۲۰
Co	-۷۷٫۹۷	-۷۷٫۹۱	-۷۹٫۰۹	-۸۵٫۶۱	-۸۰٫۳۸	-۸۲٫۶۱	-۷۶٫۲۲	-۸۱٫۷۹	-۸۲٫۵۳	-۷۶٫۶۵
Cr	-۷۵٫۸۷	-۷۵٫۳۱	-۷۴٫۲۵	-۸۳٫۶۴	-۸۰٫۲۶	-۸۹٫۸۵	-۸۳٫۷۶	-۸۵٫۳۰	-۸۱٫۰۵	-۷۲٫۶۱
Nb	-۳۵٫۲۹	-۴۵٫۳۹	-۵۴٫۴۴	-۶۰٫۴۵	-۶۲٫۷۳	-۵۸٫۰۲	-۵۴٫۶۳	-۵۰٫۱۵	-۵۳٫۶۵	-۳۹٫۳۲
Cs	-۸۹٫۱۶	-۸۵٫۵۷	-۷۸٫۸۷	-۷۶٫۷۳	-۷۵٫۷۵	-۷۹٫۰۰	-۸۰٫۹۷	-۸۲٫۰۷	-۸۳٫۵۲	-۸۶٫۴۴
Rb	-۵۶٫۷۳	-۶۳٫۱۹	-۸۰٫۸۹	-۶۶٫۵۲	-۷۴٫۱۲	-۴۹٫۹۷	-۶۱٫۳۱	-۵۶٫۱۹	-۵۹٫۳۷	-۵۹٫۴۳
As	۶۵۴٫۲۱	۵۰۴٫۸۰	۴۷۲٫۳۹	۴۳۹٫۳۸	۴۳۰٫۴۰	۴۷۱٫۲۰	۶۰۴٫۰۶	۵۹۶٫۶۵	۵۲۹٫۰۵	۶۷۳٫۳۳
Mo	۲۰۷٫۱۵	۱۶۸٫۱۷	۱۲۹٫۴۶	۱۱۷٫۴۲	۱۲۰٫۳۴	۱۱۴٫۹۳	۱۵۵٫۲۵	۱۷۳٫۸۸	۱۵۱٫۹۵	۱۹۸٫۵۸
Sb	۳۹۶٫۱۷	۲۲۳٫۶۰	۲۱۰٫۰۱	۱۹۶٫۶۵	۱۹۹٫۹۳	۲۰۴٫۳۳	۳۱۷٫۰۲	۳۲۰٫۶۱	۲۳۹٫۰۵	۳۲۶٫۲۹
V	۵۲٫۰۹	۳۷٫۱۹	۲۸٫۶۳	۲۳٫۵۵	۲۱٫۹۸	۳۱٫۰۷	۴۳٫۴۹	۵۷٫۷۰	۴۷٫۴۴	۴۲٫۶۱
Ga	۴۱٫۵۲	۳۶٫۳۳	۲۵٫۸۱	۲۶٫۳۵	۲۴٫۳۸	۲۶٫۹۲	۲۵٫۰۹	۳۴٫۷۶	۳۲٫۴۷	۴۱٫۸۹
Ta	-۷۵٫۶۰	-۷۵٫۹۸	-۸۳٫۱۹	-۸۰٫۲۰	-۷۶٫۶۷	-۷۴٫۸۸	-۷۲٫۴۶	-۷۶٫۱۳	-۷۷٫۰۶	-۷۶٫۸۴
Sn	۲۲٫۷۰	۱۹٫۲۰	۱۸٫۴۵	۲۱٫۲۱	۱۹٫۶۷	۱۸٫۸۳	۳۶٫۲۵	۵۹٫۴۱	۵۰٫۱۵	۲۶٫۰۲
Sr	۴۵۳٫۶۷	۳۵۵٫۱۳	۱۶۶٫۵۷	۱۱۳٫۲۷	۱۰۹٫۳۳	۱۴۸٫۷۵	۱۶۹٫۱۷	۲۵۴٫۰۲	۲۶۷٫۴۷	۴۲۱٫۶۴
W	۱۰٫۸۴	۹٫۷۵	۶٫۵۲	۱۲٫۴۸	۱۲٫۸۸	۲٫۹۸	۲۲٫۱۶	۴۴٫۹۱	۳۰٫۳۵	۸٫۷۷
Zn	۸۹٫۰۲	۷۳٫۷۵	۶۰٫۰۶	۴۵٫۵۶	۴۸٫۵۶	۴۷٫۸۰	۴۳٫۸۲	۶۹٫۷۱	۵۸٫۴۹	۸۰٫۳۰
Y	-۳۸٫۳۹	-۵۷٫۰۳	-۵۴٫۰۱	-۵۸٫۷۵	-۶۰٫۶۷	-۵۸٫۸۴	-۵۷٫۱۲	-۵۱٫۲۴	-۵۱٫۳۸	-۴۲٫۵۳
Cu	۱۲۸٫۰۱	۱۴۵٫۱۰	۱۰۷٫۰۵	۸۳٫۴۴	۱۲۲٫۶۴	۹۶٫۷۰	۶۵٫۹۱	۱۲۶٫۳۹	۱۰۰٫۹۱	۱۴۴٫۶۱
Sc	۱۳٫۹۴	۱۲٫۷۲	۱۲٫۷۵	۶٫۵۸	۱۱٫۴۲	۱٫۸۶	۱۲٫۰۸	۸٫۶۹	۵٫۵۳	۱۵٫۰۶
Zr	-۷۷٫۶۴	-۷۷٫۹۱	-۷۷٫۲۵	-۷۷٫۷۸	-۷۹٫۸۹	-۷۷٫۷۰	-۷۸٫۱۰	-۷۷٫۲۶	-۷۷٫۷۳	-۷۷٫۵۰
Pb	۱۳۸٫۰۰	۱۵۲٫۴۸	۱۳۵٫۱۰	۱۰۳٫۶۱	۱۴۱٫۳۵	۱۰۰٫۳۳	۸۸٫۷۲	۱۳۵٫۳۲	۱۲۱٫۹۶	۱۴۰٫۵۲
Ni	-۵۵٫۷۲	-۶۶٫۴۵	-۶۳٫۳۱	-۷۰٫۹۶	-۷۱٫۹۸	-۷۳٫۲۰	-۷۰٫۱۶	-۶۶٫۹۲	-۶۹٫۴۱	-۶۷٫۱۳
La	۸۵٫۸۵	۴۳٫۲۶	۱۱٫۵۹	۱٫۱۶	۰٫۶۶	۴٫۴۲	۹٫۱۹	۲۹٫۵۶	۲۷٫۶۴	۵۷٫۹۱
Ce	۹۰٫۱۶	۴۹٫۵۷	۲۱٫۱۹	۹٫۰۹	۷٫۷۶	۱۱٫۷۹	۱۶٫۱۶	۳۷٫۰۴	۳۳٫۹۵	۶۳٫۵۵
Pr	۹۵٫۵۴	۵۵٫۸۸	۳۴٫۳۹	۲۰٫۵۶	۱۹٫۰۳	۲۲٫۹۱	۲۶٫۲۷	۴۵٫۴۷	۴۲٫۳۲	۶۸٫۱۷
Nd	۲۷۱٫۵۱	۲۳۴٫۲۸	۱۹۱٫۴۶	۱۷۲٫۱۰	۱۶۸٫۴۸	۱۷۲٫۰۷	۱۷۰٫۸۵	۲۱۹٫۹۶	۱۹۹٫۱۶	۲۵۸٫۶۹
Sm	۹۳٫۵۳	۴۹٫۵۴	۲۰٫۲۲	۳۵٫۵۷	۳۳٫۸۵	۴۹٫۰۹	۵۳٫۰۲	۴۰٫۲۱	۶۷٫۳۷	۵۶٫۶۸
Eu	۴۷٫۲۰	۱۳٫۳۹	۳۷٫۴۳	۱۴٫۳۱	۱۴٫۲۲	۷٫۶۳	۱۸٫۰۲	۲۰٫۹۰	۱۶٫۴۱	۱۵٫۳۳
Gd	-۲۴٫۸۵	-۲۶٫۰۲	-۳۹٫۷۱	-۳۹٫۸۷	-۴۰٫۴۸	-۴۰٫۸۴	-۴۲٫۰۰	-۳۱٫۰۴	-۳۷٫۷۰	-۳۳٫۰۱
Tb	-۳۷٫۵۲	-۴۲٫۱۲	-۴۸٫۶۹	-۴۵٫۰۲	-۴۶٫۵۰	-۴۴٫۹۷	-۴۵٫۰۹	-۴۲٫۴۰	-۴۴٫۰۸	-۴۰٫۳۷
Dy	-۵۶٫۸۳	-۶۷٫۴۰	-۶۱٫۸۰	-۶۴٫۳۱	-۶۶٫۷۳	-۶۶٫۶۹	-۶۸٫۴۱	-۶۴٫۶۸	-۶۸٫۳۳	-۶۶٫۳۶
Ho	-۵۵٫۳۲	-۶۸٫۹۰	-۷۳٫۷۴	-۷۴٫۴۳	-۷۴٫۷۵	-۷۴٫۰۴	-۷۲٫۵۹	-۷۱٫۰۲	-۷۰٫۹۴	-۶۶٫۴۸
Er	-۵۱٫۷۱	-۶۰٫۰۱	-۷۰٫۲۵	-۷۰٫۸۰	-۷۱٫۵۵	-۶۸٫۸۰	-۶۵٫۲۸	-۶۴٫۹۳	-۶۰٫۴۱	-۵۷٫۹۷
Tm	-۵۰٫۸۳	-۵۶٫۳۹	-۶۵٫۰۰	-۶۶٫۳۶	-۶۶٫۷۹	-۶۵٫۸۴	-۶۳٫۰۲	-۶۱٫۱۲	-۶۱٫۰۲	-۵۱٫۸۹
Yb	-۴۵٫۷۷	-۵۱٫۰۴	-۶۵٫۷۷	-۶۶٫۲۹	-۶۷٫۱۷	-۶۵٫۵۳	-۶۲٫۱۲	-۵۷٫۰۳	-۵۵٫۸۵	-۴۷٫۳۳
Lu	-۴۵٫۲۲	-۴۹٫۴۷	-۶۰٫۷۱	-۶۲٫۳۸	-۶۵٫۹۶	-۶۳٫۳۹	-۶۲٫۰۹	-۵۲٫۹۰	-۵۶٫۴۱	-۴۴٫۵۳



شکل ۵ روند تغییرهای تعادل جرم عناصر جزئی (U, Th, Ba, Hf, Co, Cr, Nb, Cs, Rb, As, Mo, Sb, V) طی آرژیلیکی شدن سنگ‌های آذرین داسیتی و ریوداسیتی منطقه شنین، غرب تاجیکستان.



شکل ۶ روند تغییرهای تعادل جرم عناصر جزئی (Ga, Ta, Sn, Sr, W, Zn, Y, Cu, Sc, Zr, Pb و Ni) طی آرژلیکی شدن سنگ‌های آذرین داسیتی و ریوداسیتی منطقه شنین، غرب تاجیکستان.



شکل ۷ روند تغییرهای تعادل جرم عناصر خاکی نادر (REE) طی آرژلیکی شدن سنگ‌های آذرین داسیتی و ریوداسیتی منطقه شنین، غرب تاجیکستان.

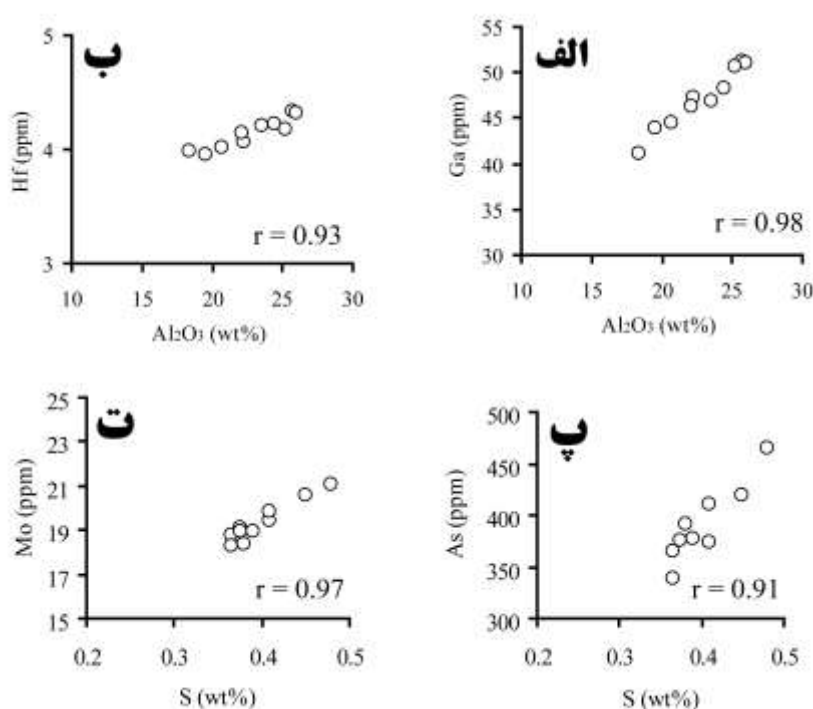
عوامل کنترل‌کننده تحرک و غنی‌شدگی عناصر جزئی طی آرژلیکی‌شدن تهی‌شدگی عناصری چون Ba, Rb و Cs اشاره ضمنی به دگرسانی فلدسپارها و آزاد شدن بخشی این عناصر به درون محلول‌های دگرسان کننده دارد. تخریب کانی‌های فرومنیزین سنگ‌های داسیتی-ریوداسیتی توسط محلول‌های اسیدی سبب خروج بخشی Cr از سامانه شده است [۲۲، ۲۳]. کبالت و Ni به دلیل داشتن شعاع یونی و الکترون‌کشانی نزدیک به Fe^{2+} به مقدار قابل ملاحظه‌ای درون شبکه کانی‌های فرومنیزین چون پیروکسن و آمفیبول جای می‌گیرند [۲۴]. سیال‌های اسیدی، می‌توانند به مقدار قابل‌توجهی Co و Ni را طی دگرسانی جابجایی کنند [۲۵]. به نظر می‌رسد در منطقه شنین، تأثیر محلول‌های گرمابی با ماهیت pH پایین بر روی کانی‌های فرومنیزین سبب تهی‌شدگی این دو عنصر طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک شده است. عناصر Nb, Th, Ta و Y که طی فرآیندهای دگرسانی به صورت بی‌تحرک عمل می‌کنند [۲۶]، طی تشکیل و گسترش پهنه آرژلیک در شنین

دستخوش شستشو شده‌اند. این رفتار غیرعادی می‌تواند در ارتباط با عواملی چون pH پایین سیال‌های دگرسان کننده، نسبت بالای سیال به سنگ، شدت بالای فرآیند دگرسانی و فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز در سیال باشد [۲۶-۲۸]. از نتایج برجسته این پژوهش می‌توان به کاهش جرم Zr اشاره نمود. تحرک این عنصر در فرآیندهای دگرسانی گرمابی در برخی از پژوهش‌های انجام شده به اثبات رسیده است [۲۹، ۳۰]. به نظر می‌رسد که تشکیل کمپلکس‌های پایدار با لیگاندهای سولفاتی درون سیال گرمابی سبب تحرک و خروج نسبی Zr از سامانه شده است. با توجه به وجود آلونیت در نمونه‌های مورد بررسی، رخداد چنین ساز و کاری برای شستشوی Zr دور از انتظار نیست. خروج نسبی U از سامانه می‌تواند با طبیعت اکسایشی سیال‌های دگرسان کننده در ارتباط باشد.

ضرایب همبستگی مثبت متوسط تا قوی بین Al_2O_3 و TiO_2 با عناصری چون Ga (شکل ۸ الف)، Hf (شکل ۸ ب) و

است. همچنین، ضرایب همبستگی مثبت قوی بین MnO با Pb, Cu و Zn ($r > 0.83$) آشکار می‌کند که توزیع Pb, Cu و Zn در نمونه‌های مورد بررسی افزون بر فرآیندهای کانه‌ساز، به اکسیدهای منگنز وابسته است. اکسیدهای منگنز می‌توانند این عناصر جزئی را در سطوح بین لایه‌ای خود تثبیت نمایند [۳۴]. همبستگی‌های مثبت قوی بین $\text{TiO}_2\text{-W}$ ($r = 0.90$) و $\text{TiO}_2\text{-Sn}$ ($r = 0.90$) نقش کنترلی روتیل در تثبیت این دو عنصر جزئی را پیشنهاد می‌کند [۳۵].

V ($r > 0.64$ ؛ جدول ۴) آشکار می‌کند که کانی‌های رسی به واسطه فرایند جذب سطحی و روتیل به واسطه فرایند جانشینی هم‌ریختی نقش مهمی در تثبیت و غنی‌شدگی عناصر این سه عنصر جزئی در پهنه دگرسانی داشته‌اند [۳۱-۳۳]. این، همبستگی مثبت قوی بین Al_2O_3 با Sc ($r = 0.94$) نقش کنترلی کانی‌های رسی در تمرکز Sc را نمایان می‌سازد. غنی‌شدگی فلزهای پایه چون Cu, Zn و Pb به طور غالب با فرآیندهای کانه‌ساز (تشکیل کالکوپیریت و گالن) در ارتباط بوده و طی یا پس از گسترش فرآیندهای دگرسانی رخ داده



شکل ۸ نمودارهای دو متغیره (الف) $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Ga}$ ، (ب) $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Hf}$ ، (پ) S-As و (ت) S-Mo برای نمونه‌های بررسی شده از پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شنین، غرب تاجیکستان.

جدول ۴ ضرایب همبستگی پیرسون بین برخی از عناصر اصلی و جزئی نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شنین، غرب تاجیکستان.

	Al	Ti	Mn	S	Hf	As	Mo	Sb	V	Ga	Sn	W	Zn	Cu	Sc	Pb
Al	۱.۰۰															
Ti	۰.۷۵	۱.۰۰														
Mn	۰.۳۶	۰.۱۹	۱.۰۰													
S	۰.۱۵	۰.۳۳	-۰.۳۸	۱.۰۰												
Hf	۰.۹۳	۰.۶۷	۰.۲۶	۰.۰۶	۱.۰۰											
As	۰.۱۳	۰.۳۰	-۰.۵۸	۰.۹۱	۰.۰۳	۱.۰۰										
Mo	-۰.۰۵	۰.۱۷	-۰.۴۱	۰.۹۷	-۰.۱۰	۰.۸۵	۱.۰۰									
Sb	۰.۱۹	۰.۴۰	-۰.۴۵	۰.۹۷	۰.۰۹	۰.۹۷	۰.۹۲	۱.۰۰								
V	۰.۶۴	۰.۸۹	-۰.۰۵	۰.۶۵	۰.۵۲	۰.۶۱	۰.۴۸	۰.۶۸	۱.۰۰							
Ga	۰.۹۸	۰.۷۷	۰.۴۳	۰.۱۵	۰.۸۷	۰.۱۳	-۰.۰۳	۰.۲۰	۰.۶۵	۱.۰۰						
Sn	۰.۶۵	۰.۹۰	۰.۰۵	۰.۵۸	۰.۵۷	۰.۴۸	۰.۴۲	۰.۵۹	۰.۹۵	۰.۶۸	۱.۰۰					
W	۰.۶۹	۰.۹۰	۰.۱۶	۰.۵۶	۰.۶۴	۰.۴۱	۰.۴۳	۰.۵۵	۰.۹۱	۰.۷۲	۰.۹۸	۱.۰۰				
Zn	۰.۶۹	۰.۵۷	۰.۸۳	-۰.۱۰	۰.۵۸	-۰.۲۳	-۰.۲۱	-۰.۰۸	۰.۳۱	۰.۷۲	۰.۳۸	۰.۴۸	۱.۰۰			
Cu	۰.۲۸	۰.۱۱	۰.۹۴	-۰.۲۱	۰.۲۴	-۰.۴۳	-۰.۲۵	-۰.۲۹	-۰.۰۴	۰.۴۵	۰.۰۸	۰.۱۸	۰.۸۱	۱.۰۰		
Sc	۰.۹۴	۰.۶۱	۰.۳۳	۰.۲۴	۰.۹۲	۰.۱۶	۰.۰۷	۰.۲۵	۰.۵۳	۰.۸۹	۰.۵۵	۰.۶۳	۰.۶۹	۰.۴۱	۱.۰۰	
Pb	۰.۶۲	۰.۳۳	۰.۸۵	-۰.۱۶	۰.۵۸	-۰.۴۰	-۰.۲۵	-۰.۲۳	۰.۱۴	۰.۶۱	۰.۲۹	۰.۴۰	۰.۸۷	۰.۸۹	۰.۶۸	۱.۰۰

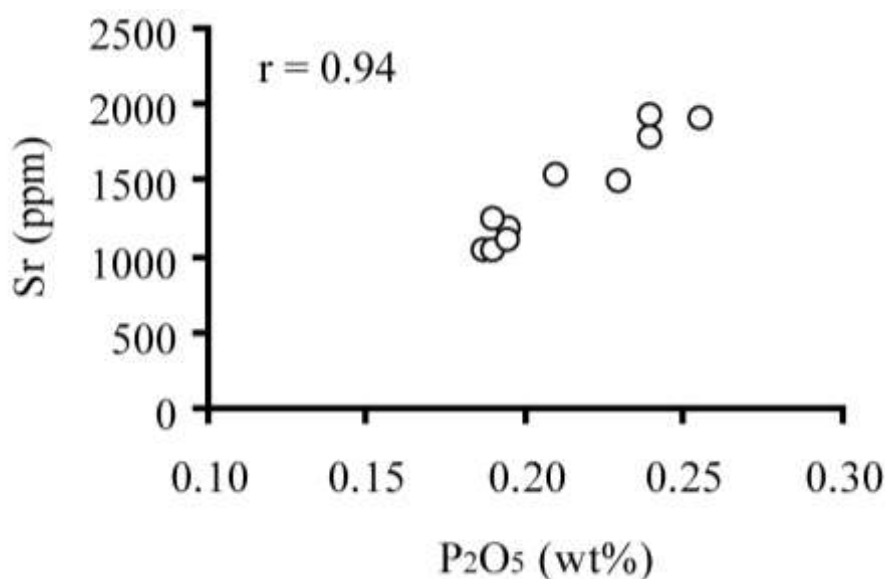
استفاده‌های اکتشافی از زمین‌شیمی عناصر جزئی

تمرکز بسیار بالای Sr (۱۰۲۳ تا ۱۹۲۰ گرم در تن) از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی قابل تامل پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شینین است. این تمرکز غیرعادی می‌تواند دلیلی بر تشکیل فازهای کانیاپی مستقل Sr در نمونه‌های مورد بررسی باشد. حضور سوانبرژیت به همراه آلونیت می‌تواند دلیلی بر همبستگی مثبت قوی بین P_2O_5 -Sr ($r = 0.94$; شکل ۹) و توزیع مشابه این دو عنصر در پهنه دگرسانی مورد بررسی باشد. تمرکز بالای Sr برای پهنه‌های دگرسانی آرژلیک پیشرفته در ارتباط با کانسارهای مس پورفیری و ذخایر فراگرمایی سولفیدشدگی بالا گزارش شده است [۴۹-۴۷]. در این پهنه‌ها، کانی‌های آلونیت و سوانبرژیت نیز شناسایی شده‌اند [۵۰-۵۲]. با در نظر گرفتن مقدار بالای Sr و حضور کانی‌های آلونیت و سوانبرژیت در نمونه‌های مورد بررسی به نظر می‌رسد که منطقه شینین شرایط مناسبی برای تشکیل کانسارهای مس پورفیری و ذخایر فراگرمایی سولفیدشدگی بالا داشته باشد.

نسبت Rb/Sr در نمونه‌های آرژلیک مورد بررسی از منطقه شینین بسیار ویژه است و می‌تواند به عنوان یک شاخص زمین‌شیمیایی با ارزش برای پی‌جویی‌های معدنی استفاده شود. از این نسبت زمین‌شیمیایی برای پی‌جویی کانه‌زایی‌های جدید در سنگ‌های دگرسان شده آرژلیک و فیلک در ارتباط با کانسارهای مس پورفیری و ذخایر فراگرمایی چون رودالگوپار اسپانیا، آسارل بلغارستان، لاس برانسنس شیلی و دره هایلند کانادا استفاده شده است [۴۷، ۴۹، ۵۳]. پژوهش‌های یاد شده نشان داده‌اند که مقادیر پایین نسبت Rb/Sr ویژه دگرسانی‌های آرژلیک پیشرفته مربوط به سامانه فراگرمایی سولفیدشدگی بالا و مقادیر بالای این نسبت مشخصه دگرسانی‌های فیلک در ارتباط با کانسارهای مس پورفیری یا کانی‌سازی فراگرمایی سولفیدشدگی پایین است. در پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شینین، نسبت Rb/Sr در نمونه‌های مورد بررسی در گستره ۰/۰۱ تا ۰/۰۲ متغیر است. این نسبت بسیار پایین به خوبی نشان می‌دهد که از بین ذخایر مس پورفیری و فراگرمایی، منطقه پتانسیل بسیار خوبی برای تشکیل و گسترش کانی‌سازی فراگرمایی سولفیدشدگی بالا دارد.

غنی‌شدگی شدید As، Sb و Mo را می‌توان مهمترین ویژگی زمین‌شیمیایی پهنه دگرسانی منطقه شینین در نظر گرفت (شکل ۵). آرسنیک در ساختار بلوری اغلب کانی‌های سولفیدی چون پیریت و کالکوپیریت جایگزین گوگرد می‌شود. بر اساس بررسی‌های انجام شده، رخداد بی‌هنجاری‌های Sb در کانسارهای فلزهای پایه و قیمتی به اثبات رسیده است [۳۶-۳۹]. عناصر یاد شده به عنوان ردیاب کانسارهای فراگرمایی معرفی شده‌اند [۳۸، ۳۹]. همبستگی مثبت و قوی بین As و S ($r = 0.95$; شکل ۸ پ) آشکار می‌کند که غنی‌شدگی As و S در ارتباط با هم بوده و با کانی‌سازی گسترده پیریت و کالکوپیریت در رگه - رگچه‌های سیلیسی قابل توجه هستند. افزایش جرم شدید Mo و Sb، رخداد کانه‌سازی‌های رگه - رگچه‌ای و همبستگی‌های مثبت و قوی بین S-Mo ($r = 0.97$; شکل ۸ ت) و S-Sb ($r = 0.97$) می‌تواند شواهد صحرایی و زمین‌شیمیایی محکمی برای رخداد ذخیره نوع فراگرمایی در ارتباط با یک منبع ماگمایی در منطقه مورد بررسی باشند [۴۰].

محاسبه تغییرهای تعادل جرم عناصر نشان می‌دهند که فرآیند آرژلیکی شدن سنگ‌های داسیتی- ریوداسیتی در منطقه شینین با غنی‌شدگی La، Ce، Pr، Nd، Sm و Eu و تهی‌شدگی Gd، Tb، Dy، Ho، Er، Tm، Yb و Lu همراه بوده است. تحرک HREE طی تشکیل و گسترش پهنه دگرسانی در شینین می‌تواند در ارتباط با pH پایین سیال‌های گرمابی، فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز و توانایی آنها در تشکیل کمپلکس‌های پایدار در شرایط اسیدی باشد [۲۷، ۴۱، ۴۲]. غنی‌شدگی LREE می‌تواند به دلیل تثبیت آنها توسط کانی‌های ثانویه رخ داده باشد. افزون بر آلونیت، حضور کانی سوانبرژیت در پهنه دگرسانی دلایل محکمی بر تثبیت و غنی‌شدگی لانتانیدهای یاد شده است. سوانبرژیت می‌تواند La، Ce، و Nd را در شبکه خود تثبیت کند [۴۳، ۴۴]. افزون بر این دو کانی، حضور کانی‌هایی چون کائولینیت، اسمکتیت، هالوویت، و گوتیت در پهنه دگرسانی می‌تواند دلیلی بر تثبیت LREE در سامانه گرمابی باشد. توانایی جذب LREE توسط این کانی‌های فیلسیلیکاتی در بررسی‌های آزمایشگاهی به اثبات رسیده است [۴۵، ۴۶].



شکل ۹ نمودار دو متغیره P_2O_5 -Sr برای نمونه‌های بررسی شده از پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شنین، غرب تاکستان.

برداشت

مهمترین نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه شنین (ایالت فلرزایی طارم-هشتجین) عبارتند از:

۱- نفوذ سنگ‌های گرانیتی الیگوسن به درون سنگ‌های داسیتی- ریوداسیتی ائوسن میانی با تشکیل و توسعه پهنه دگرسانی آرژلیک قابل ملاحظه و گسترش کانی‌های کوارتز و کائولینیت به عنوان فازهای کانیاپی اصلی همراه بوده است. این فازهای کانیاپی اصلی با کانی‌های اسمکتیت، آلونیت، پیریت، روتیل، گوتیت، ایلیت، پلاژیوکلاز و سوانبرژیت در مقادیر فرعی همراهی شده‌اند.

۲- انبوهه کانیاپی موجود نشان می‌دهند که پهنه دگرسانی منطقه شنین در یک محیط سولفیدشدگی شدید و در شرایط اسیدی گسترش یافته است.

۴- تهی‌شدگی غیرعادی عناصر جزئی چون Ta, Th, Zr, Nb و Y طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک نشانگر pH پایین سیال‌های گرمایی، نسبت بالای سیال به سنگ و فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌کننده در سیال است.

۵- غنی‌شدگی Cu, Zn, و Pb افزون بر مربوط بودن آنها به فرآیندهای کانه‌ساز منطقه، به تثبیت آنها در سطوح بین لایه‌ای اکسیدهای منگنز وابسته است.

۶- تهی‌شدگی U طبیعت اکسایشی سیال‌های دگرسان‌کننده را نشان می‌دهد. فرآیندهایی چون جذب سطحی توسط کانی‌های رسی و جانشینی هم‌ریختی توسط روتیل دو عامل اصلی و اثرگذار بر غنی‌شدگی عناصری چون Ga, Hf و V بوده‌اند.

۷- غنی‌شدگی شدید Mo, Sb و As، همبستگی‌های مثبت قوی این سه عنصر فلزی با S، رخداد کانه‌سازی‌های رگه - رگچه‌ای و نسبت بسیار پایین Rb/Sr در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهند که منطقه شنین پتانسیل بالایی برای تشکیل و گسترش کانی‌سازی فراگرمایی نوع سولفیدشدگی بالا دارد.

۸- تحرک HREE طی آرژلیکی شدن سنگ‌های داسیتی - ریوداسیتی به فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز و توانایی آنها در تشکیل کمپلکس‌های پایدار در شرایط اسیدی مربوط است.

۹- غنی‌شدگی LREE و جدایش LREE از HREE طی گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژلیک به حضور کانی‌های

occurrence, east of Zanjan, using petrological, mineralogical and geochemical data", Scientific Quarterly Journal of Geosciences 25 (2016) 259–270.

[7] Abedini A., Rezaei Azizi M., Calagari A. A., "The Lanthanide tetrad effect in argillic alteration: An example from the Jizvan district, northern Iran", Acta Geologica Sinica-English Edition 92 (2018) 1468–1485

[8] Abedini A., "Geochemistry of argillic alteration: A case study from the Jizvan area, Tarom-Hashtjin zone", Scientific Quarterly Journal of Geosciences 26 (2017) 3–160.

[9] Nabavi M. H., "An introduction to the geology of Iran", Geological Survey of Iran Publication (1976) 105p.

[10] Alai Mahabadi S., Fonoudi M., "Geological Map of Takestan Quadrangle, scale: 1:100000", Geological Survey of Iran (1992).

[11] Ece O. I., Schroeder P. A., Smiley M. J., Wampler J. M., "Acid-sulphate hydrothermal alteration of andesitic tuffs and genesis of halloysite and alunite deposits in the Biga Peninsula, Turkey", Clay Minerals 43 (2008) 281–315.

[12] Hedenquist J. W., Arribas J. A., Gonzales-Urien E., "Exploration for epithermal gold deposits", Review in Economic Geology 13 (2000) 245–277.

[13] Dill H. G., Botz R., Luppold F.W., "Hypogene and supergene alteration of the Late Palaeozoic Ratburi limestone during the Mesozoic and Cenozoic (Thailand. Surat Thani Province): Implications for the concentration of mineral commodities and hydrocarbons", International Journal of Earth Sciences 94 (2005) 24–46.

[14] Ercan H. Ü., Ece Ö. I., Çiftçi E., "Comparison of epithermal kaolin deposits from the Etili area (Çanakkale, Turkey): Mineralogical, geochemical, and isotopic characteristics", Clays and Clay Minerals 70 (2020) 753–779.

[15] Berger B. R., Henley R. W., "Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits,

آلونیت، سوانبرژیت و فیلسیلیکات‌ها در نمونه‌های مورد بررسی وابسته است.

قدردانی

این پژوهش با حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه انجام شده است، که نگارنده بدینوسیله سپاس و قدردانی خود را از همه مسئولین مربوطه اعلام می‌دارد. نگارنده همچنین از نظرها و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نماید.

مراجع

[1] Ghasemi Siani M., Ebrahimi Fard H., "Geochemistry and petrogenesis of granitoid rocks in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, western Alborz", Petrological Journal 53 (2023) 139–194.

[2] Ghasemi Siani M., Lentz D. R., "Lithogeochemistry of various hydrothermal alteration types associated with precious and base metal epithermal deposits in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, NW Iran: Implications for regional exploration", Journal of Geochemical Exploration 232 (2022) 106903.

[3] Mousavi Motlagh S. H., Ghaderi M., "The Chargar Au-Cu deposit: An example of low-sulfidation epithermal mineralization from the Tarom subzone, NW Iran", Journal of Mineralogy and Geochemistry 196 (2019) 43–66.

[4] Foudazi M., Karizaki H. S., Qolipour M., "Petrology and geochemistry of granitoid rocks in NW of Takestan", Scientific Quarterly Journal of Geosciences 24 (2015) 21–28.

[5] Ghasemi Siani M. G., Lentz D. R., Nazarian M., "Geochemistry of igneous rocks associated with mineral deposits in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, NW Iran: An analysis of the controls on epithermal and related porphyry-style mineralization", Ore Geology Reviews 126 (2020) 103753.

[6] Mokhtari M. A. A., Kouhestani H., Saeedi, A., "Investigation on type and origin of copper mineralization at Aliabad Mousavi-Khanchy

Hill, Tasmania", *Journal of Geological Society of Australia* 10 (1963) 325–338.

[25] Jansson N. F., Liu W., "Controls on cobalt and nickel distribution in hydrothermal sulphide deposits in Bergslagen, Sweden-constraints from solubility modeling", *Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar* 142 (2020) 87–95.

[26] Jiang S.Y., "Controls on the mobility of high field strength elements (HFSE), U, and Th in an ancient submarine hydrothermal system of the Proterozoic Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia, Canada", *Geochemical Journal* 34 (2000) 341–348.

[27] Fulignati P., Gioncada A., Sbrana A., "Rare earth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88 (1999) 325–342.

[28] Salvi S., Fontan F., Monchoux P., Williams-Jones A., Eand Moine B., "Hydrothermal mobilization of high field strength elements in alkaline igneous systems: Evidence from the Tamazeght Complex (Morocco)", *Economic Geology* 95 (2000) 559–576.

[29] Karakaya M. C., Karakaya N., Küpeli S., Yavuz F., "Mineralogy and geochemical behavior of trace elements of hydrothermal alteration types in the volcanogenic massive sulfide deposits, NE Turkey", *Ore Geology Reviews* 48 (2012) 197–224.

[30] Rubin J. N., Henry C. D., Price J. G., "The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration", *Chemical Geology* 110 (1993) 29–47.

[31] Douville E., Bienvenu P., Charlou J. L., "Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (1999) 627–643.

[32] Abedini A., Calagari A. A., "Geochemical characteristics of the Abgharm kaolin deposit, NW Iran", *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 278 (2015) 335–350.

with special reference to the western United States", *Economic Geology, Monograph* 6 (1989).

[16] Schoen R., White D. E., Hemley J. J., "Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada", *Clays and Clay Minerals* 22 (1974) 1–22.

[17] Reyes A. G., "Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43 (1990) 279–309.

[18] Brimhall G. H., Dietrich W. E., "Constitutive mass balance Differential feldspar weathering in granites relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedrogenesis", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (1987) 567–587.

[19] Nesbitt H. W., Markovics G., "Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (1997) 1653–1670.

[20] Nesbitt H. W., "Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite", *Nature* 279 (1979) 206–210.

[21] Grant J. A., "The isocon diagram; a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration ", *Economic Geology* 81 (1986) 1976–1982.

[22] Arslan M., Kadir, S., Abdioglu E., Kolayli H., "Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey", *Clay Minerals* 41 (2006) 597–617.

[23] Abedini A., Khosravi M., "Geochemical characteristics of rare earth elements in argillic alteration zone: An example from the Kharvana area, NW Iran", *Jordan Journal of Earth and Environmental Sciences* 15 (2014) 20–27.

[24] Mcdougall J., Lovering J. F., "Fractionation of chromium, nickel, cobalt and copper in a differentiated dolerite-granophyre sequence at Red

- [43] Hikov A., "Aluminium phosphate-sulphate minerals in advanced argillic alteration zones in Petelovo and Pesovets deposits, Central Srednogorie", *Comptes Rendus de l'Academie bulgare des Sciences* 57 (2004) 61–68.
- [44] Chang Z., Hedenquist J., White N., Cooke D., Roach M., Deyell C., Garcia J., Bruce Gemmell J., McKnight S., Cuisson A., "Exploration tools for linked porphyry and epithermal deposits: Example from the Mankayan intrusion-centered Cu-Au district, Luzon, Philippines", *Economic Geology* 106 (2011) 1365–1398.
- [45] Abdioğlu E., Arslan M., Kadir S., Temozel I., "Alteration mineralogy, lithochemistry and stable isotope geochemistry of the Murgul (Artvin, NE Turkey) volcanic hosted massive sulfide deposit: Implications for the alteration age and ore forming fluids", *Ore Geology Reviews* 66 (2015) 219–242.
- [46] Kikawada Y., Uruga, M., Oi T., Honda T., "Mobility of lanthanides accompanying the formation of alunite group minerals", *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 261 (2004) 651–659.
- [47] Arribas A., Cunningham C., Rytuba J., Rye R., Kelly W., Podwysocki M., McKee E., Tosdal R., "Geology, geochronology, fluid inclusion, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain", *Economic Geology* 90 (1995) 795–822.
- [48] Pirajno F., "Volcanic-hosted epithermal systems in northwest Turkey", *South African Journal of Geology* 98 (1995) 13–24.
- [49] Hikov A., Lerouge, C., Velinova, N., "Geochemistry of alunite group minerals in advanced argillic altered rocks from the Asarel porphyry copper deposit, Central Srednogorie", *Review of the Bulgarian Geological Society* 71 (2010) 133–148.
- [50] Hedenquist J., Matsuhisa Y., Izawa E., White N., Giggenbach W., Aoki M., "Geology, geochemistry, and origin of high sulphidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu District, Japan", *Economic Geology* 89 (1994) 1–30.
- [51] Deyell C., Rye R., Landis G., Bissig T., "Alunite and the role of magmatic fluids in the
- [33] Khashgerel B. E., Kavalieris I., Hayashi, K., "Mineralogy, textures, and whole-rock geochemistry of advanced argillic alteration: Hugo Dummett porphyry Cu–Au deposit, Oyu Tolgoi mineral district, Mongolia", *Mineralium Deposita* 43 (2008) 913–932.
- [34] Ndjigui P. D., Bilong P., Bitom D., Dia, A., "Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, Southeast Cameroon", *Journal of African Earth Sciences* 50 (2008) 305–328.
- [35] Meinhold G., "Rutile and its applications in earth sciences", *Earth-Science Reviews* 102 (2010) 1–28.
- [36] Boyle R. W., Jonasson I. R., "The geochemistry of antimony and its use as an indicator element in geochemical prospecting", *Journal of Geochemical Exploration* 20 (1984) 223–302.
- [37] Hikov A., "Geochemistry of hydrothermally altered rocks from the Asarel porphyry copper deposit, Central Srednogorie", *Geologica Balcanica* 42 (2013) 3–28.
- [38] Carlile J. C., Davey G. R., Kadir I., Langmead R. P., Rafferty W. J., "Discovery and exploration of the Gosowong epithermal gold deposit, Halmahera, Indonesia", *Journal of Geochemical Exploration* 60 (1998) 207–227.
- [39] White N. C., Hedenquist J. W., "Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration", *SEG Discovery* 23 (1995) 9–13.
- [40] Alfieris D., Voudouris P., Spry P. G., "Shallow submarine epithermal Pb–Zn–Cu–Au–Ag–Te mineralization on western Milos Island, Aegean Volcanic Arc, Greece: Mineralogical, geological and geochemical constraints", *Ore Geology Reviews* 53 (2013) 159–180.
- [41] Michard A., "Rare earth element systematics in hydrothermal fluids", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53 (1989) 745–750.
- [42] Lottermoser B., "Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes", *Ore Geology Reviews* 7 (1992) 25–41.

advanced argillic alteration", Canadian Mineralogist 25 (1987) 201–212.

[53] Olade M., Fletcher W., "*Primary dispersion of rubidium and strontium around porphyry copper deposits, Highland Valley, British Columbia*", Economic Geology 70 (1975) 15–21.

Tambo high-sulfidation deposit, El Indio–Pascua belt, Chile", Chemical Geology 215 (2005) 185–218.

[52] Stoffregen R., Alpers C., "*Svanbergite and woodhouseite in hydrothermal ore deposits: Implications for apatite destruction during*