

کنترل کانیایی و زمین‌شیمیایی بر توزیع و تحرک عناصر جزئی و خاکی نادر در طی گسترش پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک: بررسی موردی از شمال خاور خاروانا، شمال باختر ایران

علی عابدینی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران
(دریافت مقاله: ۹۵/۳/۲۵، نسخه نهایی: ۹۵/۷/۲۴)

چکیده: نفوذ توده‌های آذرین تونالیتی، گرانودیوریتی و کوارتز دیوریتی به سن الیگوسن به درون سنگ‌های آندزیتی، آندزی-بازالتی و کربناتی کرتاسه در شمال شرق خاروانا (استان آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران) باعث رخداد پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک گسترده به همراه اسکارن‌زایی شده است. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که پهنه دگرسان آرژیلیک حاوی کانی‌های کائولینیت، کوارتز، آلونیت، پیروفیلیت، روتیل، کلریت، جاروسیت، همتایت، گوتیت و پیریت می‌باشد. بررسی‌های زمین‌شیمیایی آشکار می‌کنند که عواملی نظیر pH پایین، نسبت‌های بالای آب به سنگ، یون‌های همبافت‌کننده فراوان در سیالات گرمایی و سیستم زهکشی مناسب نقش مهمی در شستشوی عناصری نظیر Ga, Sc, Nb, Hf, Ta, Th, Zr, Y و REEها طی گسترش این پهنه ایفا کرده‌اند. الگوی توزیع REEهای به‌هنجار شده به‌کندريت دلالت بر جدایش و غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها و رخداد بی‌هنجاری منفی Eu و Ce طی آرژیلیکی شدن آندزیت‌ها دارد. تغییرات بی‌هنجاری Eu و Ce، تخریب پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و هورنبلند به‌وسیله‌ی محلول‌های درون‌زاد و تولید اسیدسولفوریک حاصل از اکسایش پیریت به‌وسیله‌ی محلول‌های برون‌زاد در گسترش این سیستم دگرسان را پیشنهاد می‌کنند. ضرایب همبستگی بین عناصر دلالت بر نقش کنترل‌کننده اکسیدهای منگنز در تمرکز Cu, Pb, Zn, Cd و Tl دارد. تمرکز REEها در این پهنه به‌وسیله‌ی فرایندهای جذب سطحی (کائولینیت)، روبش به‌وسیله‌ی اکسیدها و هیدروکسیدهای فلزی (همتایت و گوتیت) و تثبیت در فازهای نمومورف (روتیل، جاروسیت و موسکویت-ایلیت) کنترل شده است.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی آرژیلیک؛ زمین‌شیمی؛ کنترل کانیایی؛ عناصر جزئی و خاکی نادر؛ خاروانا؛ ایران.

مقدمه

شناسی و زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسان به ویژه پهنه‌ی آرژیلیک در این کمربند کمتر مورد توجه پژوهشگران بوده‌اند. در شمال خاور شهرستان خاروانا (استان آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران) جایگیری سنگ‌های آذرین درونی الیگوسن در درون سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه سبب تشکیل و گسترش یک سیستم دگرسان گرمایی به نسبت گسترده‌ای شده است. بدنه‌ی اصلی این سیستم دگرسان گرمایی را پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک تشکیل می‌دهد.

این پهنه حاوی رگه‌ها و رگچه‌های متعددی از ذخایر چند فلزی است. در این پژوهش، سعی شده است تا با تکیه بر

کمربند فلزآزایی ارسباران، دربردارنده‌ی مناطق شمال و باختر مشگین شهر، اهر، کلیبر، ورزقان، سیه‌رود، بلندی‌های ارسباران و قره‌داغ در شمال باختر ایران است. انواع مختلف دگرسانی‌های گرمایی در گستره‌ی وسیعی از این کمربند مشاهده می‌شوند. کانی‌سازی‌های فلزی وابسته به دگرسانی‌های گرمایی شامل ذخایر متنوعی نظیر کانسارهای پورفیری، اسکارن و رگه-رگچه‌های وراگرمایی هستند. در سال‌های اخیر، بررسی‌های جامعی روی این ذخایر و دگرسان‌های وابسته به آن در این کمربند توسط پژوهشگران مختلف انجام شده است [۱-۳]. با مروری بر این بررسی‌ها، چنین به نظر می‌رسد که مسائل کانی-

زمین‌شناسی

بر اساس تقسیمات زمین‌ساختی ایران [۴]، منطقه‌ی مورد بررسی در پهنه‌ی البرز- آذربایجان واقع شده است (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه وابسته به زمان کرتاسه است که به ترتیب از پایین به بالا از سه بخش مجزای (۱) آندزیت و آندزی- بازالت، (۲) سنگ آهک و (۳) توف بلورین همراه با بین‌لایه‌هایی از سنگ آهک نازک لایه تشکیل شده‌اند. تشکیلات سنوزوئیک در این منطقه با مارن‌های ماسه‌ای، شیل و سنگ آهک پالئوسن شروع و به سنگ‌های آذرین با ترکیب سنگ‌شناختی دیوریت تا گابرو دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت به سن الیگوسن ختم می‌شود (شکل ۲). رسوب‌های آبرفتی عهد حاضر جوان‌ترین تشکیلات سنگی منطقه را شامل می‌شوند. نفوذ سنگ‌های آذرین تونالیتی، گرانودیوریتی و کوارتز دیوریتی به سن الیگوسن به درون سنگ‌های آندزیتی و آندزی- بازالتی کرتاسه در این منطقه با گسترش پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک بسیار گسترده‌ای همراه شده است. بین سنگ‌های آذرین یاد شده، گسترش این پهنه‌ی دگرسان در سنگ‌های آندزیتی بسیار چشمگیرتر از سنگ‌های آندزیتی- بازالتی بوده است. افزون بر این، در برخوردگاه سنگ- های آذرین درونی یاد شده با سنگ‌های کربناتی کرتاسه پدیده‌ی اسکارن‌زایی مس و آهن به روشنی قابل تشخیص است. در نمونه‌های دستی از بخش اسکارنی شده، بلورهای درشتی از گارنت به همراه مگنتیت و کالکوپیریت دیده می‌شوند.

پیمایش‌های صحرایی نشان می‌دهند که توده‌های سیلیسی در چهار موقعیت مجزاء بر روی پهنه دگرسانی آرژیلیک گسترش یافته‌اند. وجود گسل در محل گسترش این توده‌ها حکایت از آن دارد که گسترش پهنه‌های سیلیسی می‌تواند در ارتباط با شستشوی سیلیس با سیالات درون‌زاد از پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک باشد. افزون بر این، در پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک برونزدهایی از ترکیبات آهن‌دار نظیر هماتیت، لیمونیت و جاروسیت قابل مشاهده‌اند. کانی‌سازی‌هایی از کالکوپیریت، پیریت، ملاکیت، آزوریت، ژپس، انیدریت و باریت به صورت رگه و یا رگچه و برشی شدن محلی از دیگر ویژگی- های زمین‌شناختی آشکار پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک در شمال خاور خاروانا هستند.

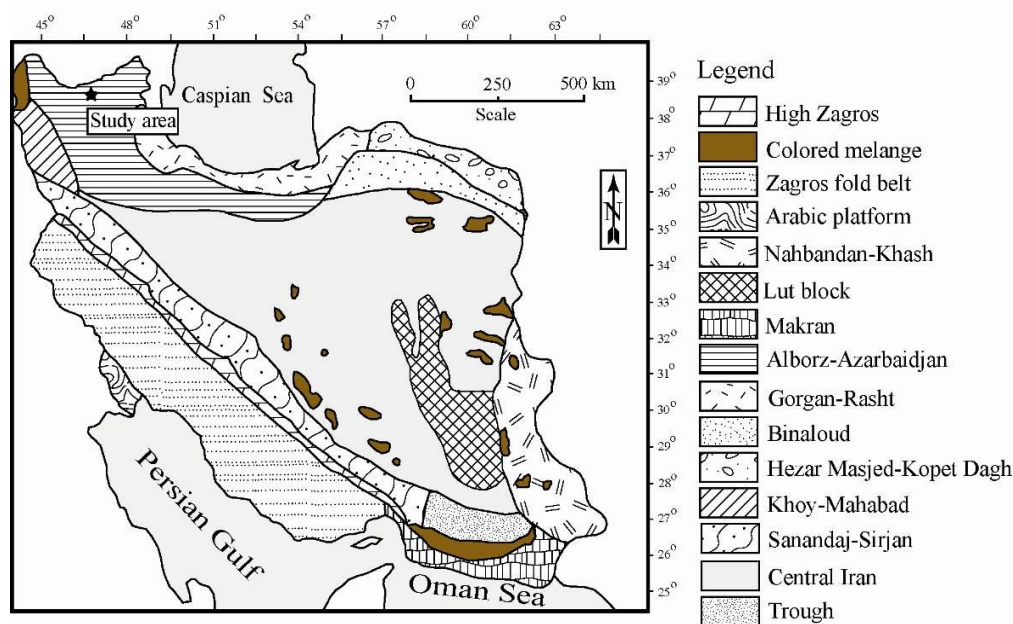
مشاهدات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی (سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، محاسبات تغییرات جرم عناصر و محاسبه‌ی ضرایب همبستگی بین عناصر) مبادرت به بررسی نقش کانی‌ها و عوامل مختلف زمین‌شیمیایی در تحرک، توزیع و تمرکز عناصر جزئی و خاکی نادر، و تعیین دلایل رخداد بی‌هنجاری‌های Eu و Ce طی گسترش پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک در شمال خاور خاروانا شد.

روش بررسی

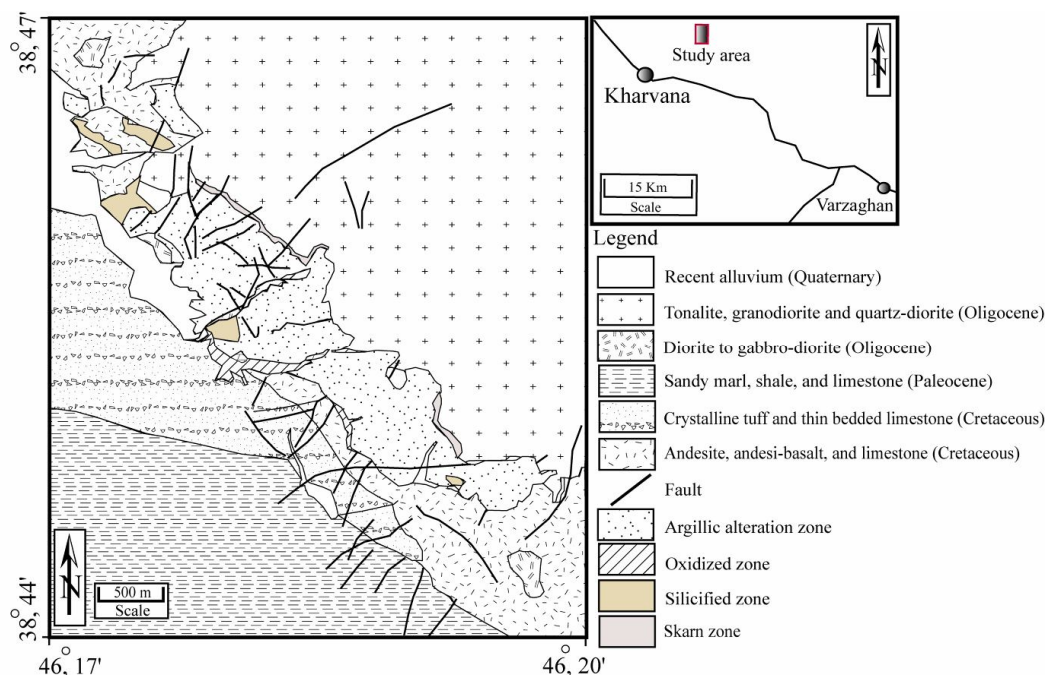
این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در بخش صحرایی، نخست پیمایش‌هایی به منظور شناخت روند گسترش پهنه‌ی دگرسان و ارتباط آنها با سنگ- های آذرین منطقه انجام گرفت. بر اساس اطلاعات به دست آمده تعداد ۸۰ نمونه از پهنه‌ی دگرسان منطقه، سنگ‌های آذرین درونی و آتشفشانی وابسته به دگرسانی، و بخش‌های کانه‌زایی شده از محل رخنمون‌ها برداشت شدند. بخش آزمایشگاهی، با تهیه‌ی ۲۰ مقطع نازک- صیقلی و بررسی آنها از بخش‌های یاد شده با استفاده از میکروسکوپ شروع شد. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، تعداد ۱۲ نمونه (۱۰ نمونه از پهنه‌ی دگرسان آرژیلیک و ۲ نمونه از سنگ آتشفشانی اولیه با حداقل درجه‌ی دگرسانی) بسته به تغییرات در ویژگی‌های فیزیکی از نمونه‌های برداشت شده انتخاب شدند. برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص در نمونه‌های وابسته به پهنه‌ی دگرسان آرژیلیک، تعداد ۵ نمونه از ۱۰ نمونه به صورت یک در میان انتخاب و با استفاده از پراش‌سنج D-5000 مدل زمینس در سازمان زمین‌شناسی کشور تجزیه شدند. پس از بررسی‌های کانی‌شناسی، تجزیه‌ی شیمیایی هر ۱۲ نمونه انتخابی به روش- های طیف سنجی انتشاری پلاسمای جفت شده‌ی القایی (ICP-ES) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده‌ی القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و جزئی (شامل لانتانیدها) در آزمایشگاه ACME کانادا انجام شد. مقادیر LOI نمونه‌ها در آزمایشگاه یاد شده بر اساس کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرما دادن در ۹۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه تعیین شدند. نتایج حاصل از آنالیزهای ICP-MS و ICP-ES به همراه مقادیر LOI نمونه- های وابسته به پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک و سنگ‌های آتشفشانی اولیه با حداقل دگرسانی در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی ICP-ES و ICP-MS نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک و سنگ‌های آذرین اولیه‌ی آندزیتی در شمال خاور خاروانا. مقادیر اکسیدها بر حسب در صد وزنی و مقادیر عناصر جزئی و خاکی نادر بر حسب گرم بر تن (ppm) هستند.

	Andesite										Argillic alteration zone			
	Detection limit	Q-1	Q-2	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	M-10	
SiO ₂	۰.۱	۵۴.۶۵	۵۷.۳۸	۶۰.۴۵	۵۴.۲۵	۶۰.۳۵	۶۳.۸۱	۵۸.۷۸	۶۰.۸۵	۵۷.۵۸	۵۷.۰۹	۵۷.۷۷	۶۵.۴۲	
Al ₂ O ₃	۰.۱	۱۵.۸۲	۱۶.۳۲	۱۶.۵۹	۱۷.۰۳	۱۶.۸۵	۱۶.۵۴	۱۶.۵۶	۱۶.۹۸	۱۶.۸۵	۱۶.۹۸	۱۷.۲۱	۱۶.۳۵	
Fe ₂ O ₃	۰.۴	۸.۵۱	۷.۰۶	۵.۰۶	۸.۸۵	۶.۲۱	۴.۰۲	۶.۸۸	۳.۳۵	۸.۸۴	۷.۲۶	۷.۰۹	۳.۱۶	
MgO	۰.۱	۶.۵۸	۴.۶۵	۰.۲۲	۰.۵۱	۰.۴۵	۰.۱۹	۰.۵۴	۰.۶۱	۰.۵۶	۰.۶۱	۰.۶۱	۰.۷۴	
CaO	۰.۱	۷.۹۱	۷.۵۵	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۶	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۰۸	
Na ₂ O	۰.۱	۳.۵۵	۳.۶۹	۰.۲۴	۰.۲۹	۰.۲۶	۰.۲۲	۰.۲۳	۰.۳۲	۰.۲۳	۰.۲۷	۰.۲۹	۰.۱۶	
K ₂ O	۰.۱	۱.۲۱	۱.۳۵	۱.۲۱	۱.۴۵	۱.۳۲	۱.۰۹	۱.۱۸	۱.۶۵	۱.۱۷	۱.۲۶	۱.۳۵	۰.۷۹	
TiO ₂	۰.۱	۰.۶۶	۰.۶۸	۰.۵۵	۰.۷۸	۰.۵۸	۰.۵۶	۰.۵۴	۰.۷۸	۰.۶۵	۰.۶۹	۰.۶۷	۰.۵۵	
P ₂ O ₅	۰.۱	۰.۲۸	۰.۲۹	۰.۰۶	۰.۲۳	۰.۱۹	۰.۱۴	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۹	۰.۱۶	۰.۱۲	۰.۰۹	
MnO	۰.۱	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۲۳	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۰۷	۰.۱۶	۰.۱۷	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۳	
LOI	-	۰.۷۵	۰.۹۱	۱.۵۳	۱.۶۳	۱.۳۳	۱.۳۱	۱.۴۷	۱.۴۹	۱.۳۷	۱.۵۳	۱.۴۶	۱.۲۶	
Sum	-	۹۹.۹۹	۹۹.۹۷	۹۹.۹۳	۹۹.۹۵	۹۹.۷۶	۹۹.۸۵	۹۹.۸۷	۹۹.۹۵	۹۹.۹۷	۹۹.۸۳	۹۹.۹۲	۹۹.۹۷	
Sc	۱	۱۲	۱۱	۹	۱۷	۱۱	۸	۱۱	۱۹	۱۱	۱۵	۱۵	۹	
Ba	۱	۴۷۹	۴۳۵	۵۱۹	۷۶۴	۵۷۴	۴۸۴	۴۹۹	۹۵۴	۵۷۱	۶۲۳	۷۰۸	۳۲۸	
Be	۱	۶	۵	۱	۳	۲	۱	۲	۱	۳	۲	۲	۱	
Co	۰.۲	۳۲.۵	۲۰.۸	۱۱.۷	۳۵.۹	۱۵.۹	۵.۸	۲۲.۵	۵.۶	۳۹.۸	۲۶.۳	۲۳.۵	۴.۳	
Cs	۰.۱	۴۶.۲	۴۷.۳	۱۴.۸	۲۲.۷	۱۸.۵	۱۱.۷	۱۳.۲	۲۹.۹	۱۱.۴	۱۸.۱	۱۷.۸	۴.۱	
Ga	۰.۵	۲۰.۲	۱۹.۹	۱۵.۱	۲۵.۹	۱۷.۹	۱۶.۷	۱۶.۲	۲۱.۳	۱۹.۸	۲۳.۵	۲۸.۲	۹.۹	
Hf	۰.۱	۵.۹	۵.۷	۴.۱	۳.۳	۸.۱	۴.۲	۴.۴	۴.۹	۳.۶	۷.۹	۶.۱	۵.۱	
Nb	۰.۱	۱۲.۵	۱۲.۱	۱۰.۱	۱۶.۳	۱۰.۵	۱۰.۷	۱۰.۱	۱۵.۶	۱۲.۳	۱۴.۲	۱۱.۸	۹.۸	
Rb	۰.۱	۲۳۳.۱	۲۲۹.۶	۹۹.۳	۱۱۹.۷	۱۱۶.۵	۱۰۰.۲۶	۱۰۰.۱۳	۱۱۴.۱	۹۱.۷	۱۰۰.۲	۱۰۰.۳۱	۸۱.۵	
Sn	۱	۱	۲	۱	۳	۱	۱	۱	۳	۲	۲	۲	۱	
Sr	۰.۵	۲۶۸.۳	۳۰۶.۳	۱۱۱	۲۰۹.۳	۱۷۴.۲	۶۴.۳	۱۳۷.۳	۱۹۶.۸	۱۰۰.۸۹	۱۱۵.۱	۱۳۳.۱	۳.۹	
Ta	۰.۱	۱.۳	۱.۴	۰.۸	۲.۳	۰.۹	۰.۸	۰.۸	۲.۴	۱.۳	۱.۹	۱.۸	۰.۷	
Th	۰.۲	۱۵.۹	۱۴.۸	۹.۷	۱۴.۴	۱۴.۵	۱۱.۵	۱۰.۴	۱۸.۷	۱۵.۱	۱۶	۱۷.۴	۵.۶	
U	۰.۱	۱.۴	۲.۴	۵.۶	۹.۳	۷.۲	۴.۹	۵.۸	۱۱.۲	۷.۷	۹.۱	۱۰.۶	۲.۴	
V	۸	۱۳.۱	۱۴.۲	۱۲.۶	۱۶.۹	۱۳.۷	۱۰.۶	۱۱.۲	۱۸.۱	۱۵.۳	۱۵.۴	۱۷.۳	۱۱.۰	
W	۰.۵	۱.۱	۰.۹	۱.۳	۶.۱	۱.۲	۲.۱	۲.۳	۵.۱	۳.۲	۴.۲	۳.۱	۲.۳	
Zr	۰.۱	۱۴۷.۳	۱۴۹.۵	۱۴۵.۲	۱۱۵.۶	۱۸۴.۲	۱۴۳.۲	۱۵۱.۲	۱۵۳.۶	۱۲۶.۵	۱۸۹.۷	۱۷۴.۳	۱۵۵.۶	
Y	۰.۱	۲۸.۹	۲۶.۵	۲۳.۵	۲۱.۶	۳۹.۹	۲۵.۶	۲۵.۴	۲۵.۸	۲۳.۱	۴۴.۸	۳۶.۷	۲۸.۷	
Cu	۰.۱	۸۹.۳	۹۶.۳	۷۷.۷	۲۶.۲	۳۳.۵	۲۶.۲	۵۳.۱	۴۰.۷	۱۸.۷	۱۵.۶	۱۲.۲	۱۹.۱	
Pb	۰.۱	۱۲.۳	۱۶.۸	۵۴.۶	۲۷.۸	۳۲.۷	۲۳.۳	۴۲.۳	۴۹.۵	۲۹.۱	۳۲.۱	۲۲.۹	۱۹.۵	
Zn	۱	۵۰.۱	۵۶.۸	۲۵.۴	۱۳.۵	۱۶.۵	۸.۷	۱۸.۷	۱۸.۷	۹.۸	۸.۴	۸.۴	۳.۶	
Ni	۰.۱	۲۰.۳	۲۲.۶	۵.۸	۳۰.۷	۲۰.۱	۱.۳	۱۲	۵۰.۸	۱۴.۲	۳۶.۶	۴۰.۳	۱.۵	
Cd	۰.۱	۷.۹	۷.۳	۱۵.۹	۱۴.۶	۱۵.۱	۱۳.۶	۱۵	۱۵.۵	۱۴.۷	۱۳.۳	۱۳.۴	۱۳.۹	
Tl	۰.۱	۳.۱	۳.۶	۷.۹	۶.۳	۵.۶	۴.۹	۶.۲	۶.۸	۵.۲	۶.۱	۵.۸	۴.۷	
La	۰.۱	۲۳.۸	۲۷.۰	۲۲.۷	۳۳.۵	۳۱.۹	۲۵.۱	۲۷.۶	۲۶.۸	۳۴.۳	۳۳.۳	۳۵.۵	۱۴.۶	
Ce	۰.۱	۴۹.۸	۵۷.۷	۳۳.۸	۵۰.۴	۴۴.۷	۳۳.۲	۴۰.۵	۴۶.۶	۴۷.۲	۵۱.۱	۵۰.۹	۲۱.۶	
Pr	۰.۲	۵۱.۷	۶۱.۸	۴۸.۳	۷۷.۷	۶۷.۱	۴۶.۲	۶۰.۹	۷۱.۸	۸۰.۱	۷۹.۲	۹۰.۶	۳۳.۶	
Nd	۰.۳	۲۱.۴	۲۴.۲	۱۵.۴	۲۹.۳	۲۴.۵	۱۶.۱	۲۳.۳	۲۷.۳	۳۰.۳	۲۹.۷	۳۲.۷	۱۱.۹	
Sm	۰.۵	۳.۸۹	۳.۵۹	۲.۵۹	۵.۲۰	۴.۴۰	۲.۳۵	۴.۲۸	۵.۲۳	۵.۲۸	۵.۴۵	۶.۰۸	۲.۴۴	
Eu	۰.۲	۱.۰۳	۱.۰۳	۰.۷۰	۱.۳۲	۱.۱۲	۰.۶۵	۱.۱۶	۱.۱۰	۱.۳۱	۱.۲۸	۱.۵۶	۰.۶۸	
Gd	۰.۵	۳.۴۷	۳.۳۶	۲.۱۵	۴.۵۷	۳.۹۸	۱.۹۴	۴.۰۲	۴.۷۰	۴.۸۸	۵.۰۶	۵.۵۸	۲.۲۴	
Tb	۰.۱	۰.۵۵	۰.۵۳	۰.۳۵	۰.۷۵	۰.۶۵	۰.۳۲	۰.۷۲	۰.۷۹	۰.۷۹	۰.۸۱	۰.۹۱	۰.۴۳	
Dy	۰.۵	۳.۸۵	۳.۹۶	۲.۰۸	۴.۱۸	۳.۷۳	۱.۷۸	۴.۱۶	۴.۶۹	۴.۲۷	۴.۷۷	۵.۳۲	۲.۶۱	
Ho	۰.۲	۰.۷۵	۰.۶۳	۰.۴۴	۰.۸۶	۰.۷۲	۰.۴۰	۰.۸۵	۰.۹۹	۰.۹۴	۰.۹۷	۱.۰۷	۰.۴۹	
Er	۰.۳	۱.۹۴	۲.۱۵	۱.۳۶	۲.۵۰	۲.۲۷	۱.۲۴	۲.۵۱	۲.۹۷	۲.۶۷	۲.۷۰	۲.۹۰	۱.۶۳	
Tm	۰.۱	۰.۳۲	۰.۲۹	۰.۲۲	۰.۳۹	۰.۲۵	۰.۲۲	۰.۳۹	۰.۴۷	۰.۴۱	۰.۴۴	۰.۴۶	۰.۲۹	
Yb	۰.۵	۱.۸۷	۱.۹۵	۱.۵۱	۲.۴۹	۲.۳۰	۱.۴۵	۲.۵۷	۳.۱۸	۲.۶۴	۲.۸۷	۲.۸۶	۱.۸۱	
Lu	۰.۱	۰.۲۳	۰.۲۹	۰.۲۵	۰.۴۱	۰.۳۹	۰.۲۴	۰.۴۳	۰.۵۰	۰.۴۲	۰.۴۵	۰.۴۶	۰.۲۹	
LREEs	-	۱۰۵.۱۶	۱۱۹.۶۲	۸۰.۰۰	۱۲۷.۳۹	۱۱۳.۳۲	۸۲.۰۹	۱۰۲.۹۷	۱۱۴.۲۰	۱۲۶.۳۰	۱۲۸.۶۶	۱۲۵.۸۲	۵۴.۴۷	
HREEs	-	۱۳.۰۸	۱۳.۱۶	۸.۳۶	۱۶.۱۳	۱۴.۳۸	۷.۵۹	۱۵.۶۳	۱۸.۲۸	۱۷.۰۲	۱۸.۰۷	۱۹.۵۷	۹.۷۹	
REEs	-	۱۱۸.۲۴	۱۳۲.۷۸	۸۸.۳۶	۱۴۳.۵۱	۱۲۷.۷۰	۸۹.۶۸	۱۱۸.۶۰	۱۳۲.۴۸	۱۴۳.۳۲	۱۴۶.۷۳	۱۵۵.۳۹	۶۴.۲۶	
Eu/Eu*	-	۰.۸۳	۰.۸۸	۰.۸۸	۰.۸۰	۰.۷۹	۰.۵۹	۰.۸۰	۰.۶۴	۰.۷۶	۰.۷۲	۰.۷۸	۰.۸۶	
Ce/Ce*	-	۱.۰۲	۱.۰۲	۰.۷۳	۰.۷۲	۰.۶۹	۰.۶۹	۰.۷۱	۰.۷۸	۰.۶۵	۰.۷۳	۰.۶۴	۰.۶۳	
(La/Yb) _N	-	۸.۶۲	۹.۳۴	۱۰.۱۶	۹.۱۰	۹.۲۷	۱۱.۷۰	۷.۲۵	۵.۷۰	۸.۷۷	۷.۸۳	۸.۴۰	۵.۴۳	
(LREEs/HREEs) _N	-	۳.۵۳	۳.۹۹	۴.۲۰	۳.۴۶	۳.۴۶	۴.۷۴	۲.۸۹	۲.۷۴	۳.۲۶	۳.۱۲	۳.۰۴	۲.۴۴	



شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در نقشه پهنه‌بندی ساختاری ایران [۴].



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی.

نتایج و بحث

کانی‌شناسی و کانه‌نگاری

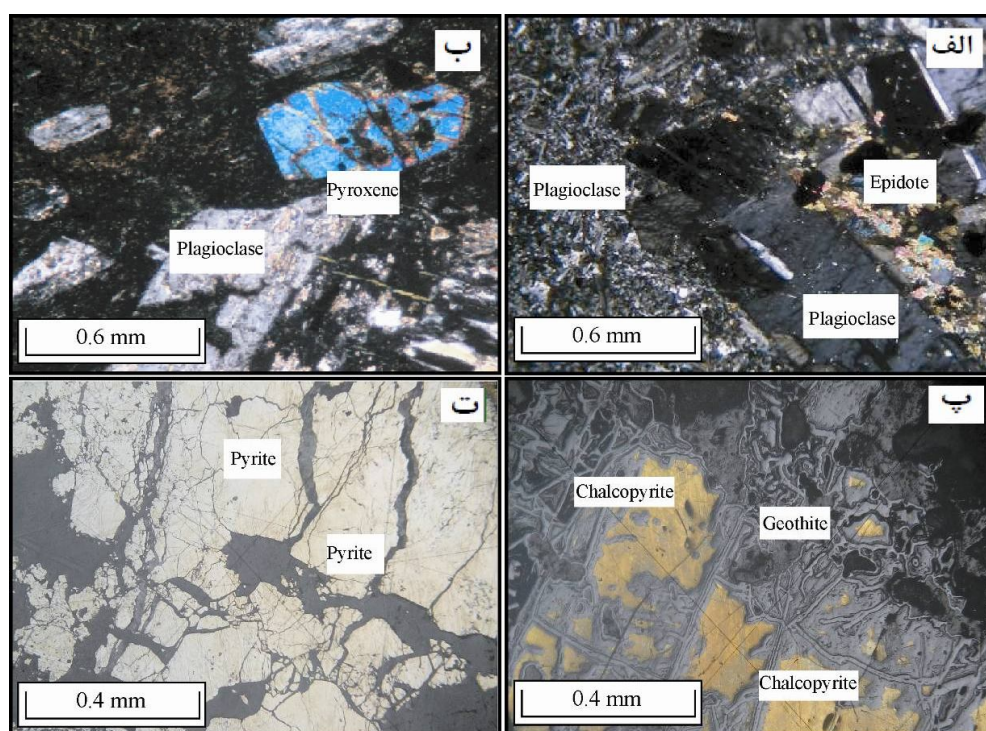
مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهند که سنگ‌های آندزیتی وابسته به پهنه دگرسانی آرژلیک دارای بافت پورفیری بوده و فنوکریست‌ها در خمیره‌ای از میکروولیت‌های جریان‌ی از جنس

پلاژیوکلاز حضور دارند. کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند در اندازه‌هایی از ۱ تا ۵ میلی‌متر مهمترین فنوکریست‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند. از بین این سه کانی، پلاژیوکلازها از فراوانی بیشتری برخوردار بوده (۷۰٪) و حاوی ماکل‌های ساده و پلی‌سینتتیک هستند.

هایی هستند که به صورت فاز اصلی و فرعی در این پهنه حضور دارند. هماتیت، جاروسیت، گوتیت، موسکویت-ایلیت، روتیل، پیریت و کلریت فازهای کانیایی فرعی حاضر در پهنه آرژلیک محسوب می‌شوند. وجود کانیه‌های پیروفیلیت، آلونیت، جاروسیت و روتیل نشان دهنده‌ی این است که سنگ‌های آندزیتی و آندزی-بازالتی کرتاسه دگرسانی در حد آرژلیک پیشرفته را تجربه نموده و فعالیت یون سولفات در سیالات مسئول دگرسانی بالا بوده است.

بلورهای درشت پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند گاهی به مجموعه‌ای از کانیه‌های رسی، کلریت، اپیدوت، کربنات و سرسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳ الف و ب). پیریت مهمترین کانیه فلزی حاضر در این سنگ‌هاست که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در زمینه دیده می‌شود.

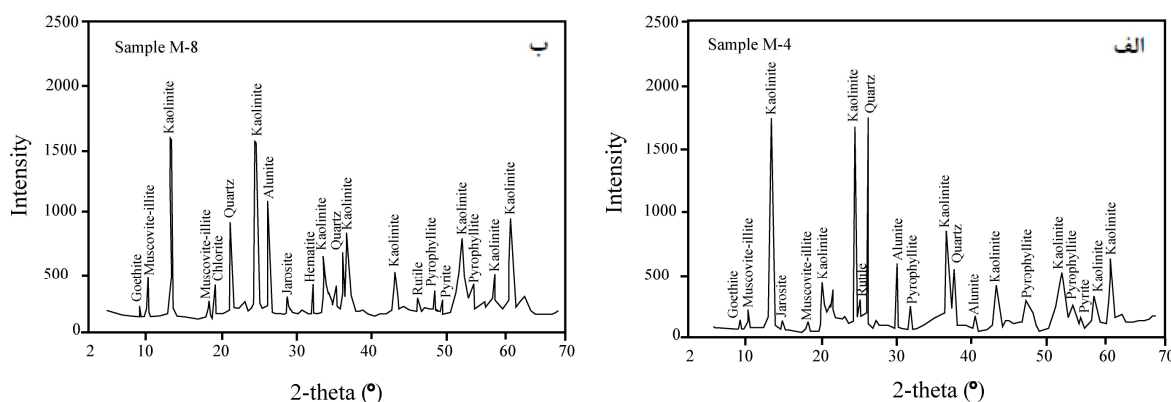
نتایج آنالیزهای پراش پرتو X (XRD) نمونه‌های بررسی شده از پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک در جدول ۲ و شکل ۴ ارائه شده‌اند. براساس این نتایج، کائولینیت تنها فاز کانیایی اصلی در نمونه‌هاست. آلونیت به همراه کوارتز و پیروفیلیت از جمله کانیه‌



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آندزیتی و رگه‌های کانه‌دار حاضر در پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک در شمال خاور خاروانا. (الف) درشت بلورهای پلاژیوکلاز به همراه اپیدوت در یک زمینه‌ی میکرولیتی از پلاژیوکلاز. نور XPL. (ب) حضور درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل دار پلاژیوکلاز و پیروکسن در یک زمینه ریزبلور. نور XPL. (پ) کانیه‌سازی کالکوپیریت و گوتیت در رگه‌های کانه‌دار. نور بازتابی. (ت) حضور پیریت-های شکل دار تا نیمه شکل‌دار تکتونیزه در رگه‌های کانه‌دار نوربازتابی.

جدول ۲ نتایج آنالیزهای پراش پرتو X (XRD) برای نمونه‌های مورد بررسی از پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک.

شماره نمونه	فازهای کانیایی اصلی	فازهای کانیایی فرعی
M-2	کائولینیت، آلونیت، پیروفیلیت	هماتیت، جاروسیت، گوتیت، موسکویت-ایلیت، روتیل، کوارتز
M-4	کائولینیت، پیروفیلیت	کوارتز، گوتیت، موسکویت-ایلیت، جاروسیت، روتیل، آلونیت، پیریت
M-6	کائولینیت، کوارتز	پیروفیلیت، گوتیت، جاروسیت، گوتیت، موسکویت-ایلیت، روتیل
M-8	کائولینیت	پیروفیلیت، روتیل، پیریت، کوارتز، هماتیت، جاروسیت، آلونیت، کلریت، گوتیت، موسکویت-ایلیت
M-10	کائولینیت، پیروفیلیت، کوارتز	روتیل، پیریت، گوتیت، آلونیت، کلریت، گوتیت



شکل ۴ الگوی پراش پرتو X (XRD) در دو نمونه انتخابی از پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک.

نسبت به آن دو عنصر دیگر به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک انتخاب شد. در این محاسبات، مقادیر منفی و مثبت به‌دست آمده به ترتیب نشان دهنده‌ی میزان کاهش و افزایش جرم عناصر جزئی و خاکی نادر طی آرژیلیکی شدن است. نتایج حاصل در جدول ۳ و شکل‌های ۵ و ۶ ارائه شده‌اند.

بر این اساس، عناصری نظیر Zn و Cu, Sr, Rb, Cs, Be, بر این اساس، عناصری نظیر Zn و Cu, Sr, Rb, Cs, Be, به صورت بخشی طی آرژیلیکی شدن سنگ‌های آندزیتی از سیستم شسته شده و عناصری چون Tl و Cd, Pb, W, U, با غنی‌شدگی همراه شده‌اند. عناصری نظیر Ga, Co, Ba, Sc, Ni و Y, Zr, V, Th, Ta, Sn, Nb, Hf دستخوش هر دو فرایند شستشو و غنی‌شدگی شده‌اند. بین لانتانیدها، فقط Ce رفتار کاهشی نشان می‌دهد و بقیه لانتانیدها هر دو روند افزایشی و کاهشی را طی تکوین پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک به نمایش می‌گذارند.

کنترل کانایی و زمین‌شیمیایی در توزیع و تحرک عناصر در طی توسعه پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک

تلفیق نتایج حاصل از کانی‌شناسی، محاسبات تغییرات جرم عناصر، ترسیم نمودارهای دو متغیره و محاسبه‌ی ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر (جدول‌های ۴ و ۵) سیماهای جالبی از رفتارهای عنصری، کنترل‌های کانایی و عوامل مؤثر توزیع و تحرک عناصر جزئی و خاکی نادر طی فرایندهای آرژیلیکی شدن را آشکار می‌کند.

عناصر جزئی: وجود روندهای کاهشی و یا افزایشی-کاهشی برای اغلب عناصر جزئی (شکل ۵) دلیلی بر تغییر در شرایط دگرسانی شیمیایی نظیر pH، دما، Eh و همبافت‌های یونی طی گسترش و تکوین پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک است [۱۰]. عناصر

بررسی‌های کانه‌نگاری نشان می‌دهد کانه‌های مهم حاضر در رگه‌ها و رگچه‌های موجود در پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک عبارتند از کالکوپیریت، پیریت، مالاکیت، آزوریت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (گوتیت، هماتیت و لیمونیت). در مقاطع میکروسکوپی، کالکوپیریت فاقد شکل هندسی منظم بوده (شکل ۳پ) ولی پیریت به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به شدت تخریب شده است (شکل ۳ت). کالکوپیریت گاهی از حواشی به واسطه عملکرد آبگون‌های برونزاد به گوتیت تبدیل شده است (شکل ۳پ). مالاکیت در مقاطع به رنگ سبز و آزوریت به رنگ آبی همراه با گوتیت مشاهده می‌شود.

زمین‌شیمی تغییرات جرم عناصر جزئی و خاکی نادر طی گسترش پهنه‌ی دگرسان آرژیلیک

برای محاسبات تغییرات جرم طی فرایندهای دگرسانی به طور معمول می‌توان از دو نوع زمین‌شیمیایی مختلف، (۱) روش هم حجم [۵] و (۲) روش عنصر کم‌تحرک [۶-۸] استفاده کرد. در این بررسی، برای برآورد میزان افزایش و یا کاهش جرم عناصر جزئی و خاکی نادر طی آرژیلیکی شدن سنگ‌های آندزیتی از روش عنصر شاخص کم‌تحرک [۷]، یعنی از رابطه‌ی:

$$\%Change = [(X/I)_{\text{Argillic sample}} / (X/I)_{\text{Andesite}} - 1] \times (100)$$

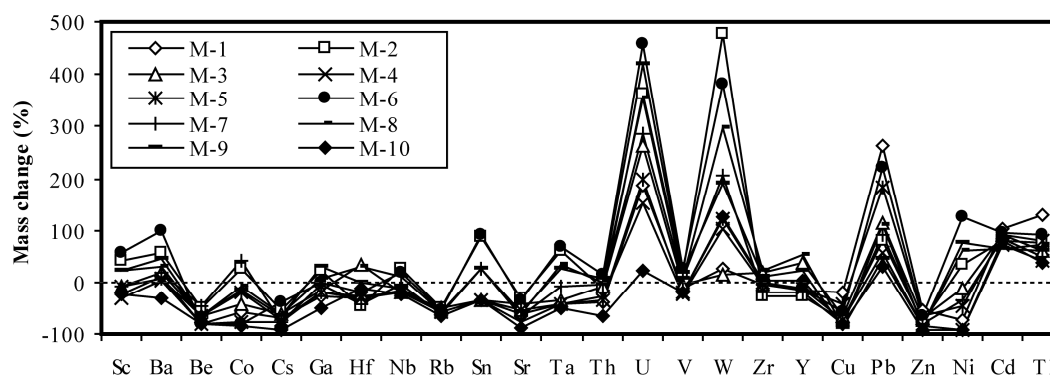
استفاده گردید. در این معادله X و I به ترتیب عبارتند از مقدار عنصر مورد نظر برای محاسبه‌ی میزان تغییر جرم و مقدار عنصر شاخص کم‌تحرک. نکته‌ی مهم و کلیدی در این محاسبات انتخاب عنصر شاخص کم‌تحرک است. به طور معمول، عناصری نظیر Al, Zr, Ti طی فرایندهای آرژیلیکی شدن سنگ‌های آتشفشانی دارای کمترین درجه‌ی تحرک هستند [۹]. در این پژوهش، Al به دلیل دامنه‌ی تغییرات کم

فاکتورهایی نظیر pH پایین، شدت دگرسانی، نسبت‌های بالای سیال به سنگ، فراوانی یون‌های همبافت‌ساز نظیر CO_3^{2-} ، F^- ، Cl^- ، PO_4^{3-} و SO_4^{2-} در آبگون‌های گرمابی و زهکشی مناسب نقش مهمی در شستشوی عناصر یاد شده از سیستم ایفا کرده‌اند [۱۲].

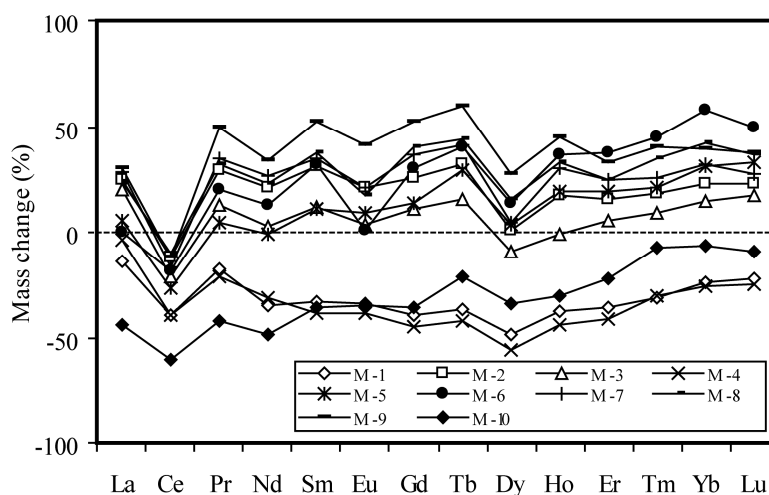
با قدرت میدان بالا نظیر Sc, Ga, Nb, Ta, Th و Zr که به طور معمول طی فرایندهای دگرسانی به صورت بی‌تحرک عمل می‌کنند [۱۱]، طی گسترش پهنه‌ی دگرسانی مورد بررسی هر دو روند کاهشی و افزایشی را نشان می‌دهند. این رفتارهای غیرعادی برای این عناصر را می‌توان به تغییر در شرایط محیط تشکیل نسبت داد. به نظر می‌رسد که

جدول ۳ نتایج محاسبات تغییرات جرم عناصر جزئی و خاکی نادر با فرض Al به عنوان عنصر شاخص کم تحرک در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک در شمال خاور خاراوانا.

	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	M-10
Sc	-۲۴٫۱۹	۳۹٫۴۹	-۸٫۷۸	-۳۲٫۴۱	-۷٫۱۸	۵۶٫۳۶	-۸٫۷۸	۲۳٫۴۴	۲۱٫۷۹	-۲۳٫۰۸
Ba	۱۰٫۰۱	۵۷٫۷۵	۱۹٫۷۹	۲٫۹۰	۵٫۹۶	۹۷٫۵۷	۱۹٫۱۶	۲۹٫۰۲	۴۴٫۶۶	-۲۹٫۴۶
Be	-۸۲٫۳۹	-۴۸٫۵۳	-۶۵٫۳۲	-۸۲٫۳۳	-۶۴٫۷۱	-۸۲٫۷۹	-۴۷٫۹۸	-۶۵٫۵۹	-۶۶٫۰۵	-۸۲٫۱۳
Co	-۵۷٫۴۷	۲۷٫۱۲	-۴۳٫۱۰	-۷۸٫۸۵	-۱۸٫۰۷	-۸۰٫۱۱	۴۲٫۴۳	-۶۶٫۰۰	-۱۷٫۶۶	-۸۴٫۱۴
Cs	-۶۹٫۳۳	-۵۴٫۱۸	-۶۲٫۲۶	-۷۵٫۶۸	-۷۲٫۶۰	-۳۹٫۴۷	-۷۶٫۷۴	-۶۳٫۳۶	-۶۴٫۴۵	-۹۱٫۳۸
Ga	-۲۷٫۰۵	۲۱٫۹۰	-۱۴٫۸۶	-۱۹٫۰۸	-۲۱٫۵۹	۰٫۵۴	-۵٫۸۲	۶٫۲۱	۳۱٫۳۳	-۵۱٫۴۷
Hf	-۳۱٫۵۳	-۴۶٫۳۱	۳۳٫۱۹	-۲۹٫۶۴	-۲۶٫۳۸	-۲۰٫۰۴	-۴۰٫۸۰	۲۸٫۹۱	-۱٫۷۹	-۱۳٫۵۷
Nb	-۲۰٫۴۶	۲۵٫۰۵	-۱۸٫۵۹	-۱۵٫۴۸	-۲۰٫۳۲	۲۰٫۰۳	-۴٫۶۳	۹٫۲۶	-۱۰٫۴۲	-۲۱٫۶۹
Rb	-۵۸٫۴۲	-۵۱٫۱۸	-۵۱٫۹۷	-۵۶٫۹۱	-۵۷٫۵۱	-۵۳٫۳۲	-۶۲٫۲۰	-۵۹٫۰۱	-۵۸٫۳۹	-۶۵٫۳۸
Sn	-۳۵٫۴۲	۸۸٫۷۳	-۳۶٫۴۲	-۳۵٫۲۳	-۳۵٫۳۱	۸۹٫۲۸	۲۷٫۱۶	۲۶٫۱۹	۲۴٫۵۰	-۳۴٫۴۸
Sr	-۶۲٫۵۸	-۳۱٫۲۶	-۴۲٫۱۷	-۷۸٫۲۶	-۵۳٫۶۲	-۳۵٫۱۷	-۶۳٫۸۵	-۶۲٫۰۸	-۵۶٫۷۴	-۸۶٫۶۶
Ta	-۴۲٫۶۰	۶۰٫۷۷	-۳۶٫۴۲	-۴۲٫۴۲	-۴۲٫۴۹	۶۸٫۲۵	-۸٫۱۶	۳۳٫۲۰	۲۴٫۵۰	-۴۹٫۰۴
Th	-۳۸٫۷۹	-۱۱٫۴۸	-۹٫۹۱	-۲۷٫۲۱	-۳۴٫۲۵	۱۵٫۳۰	-۶٫۱۸	-۱٫۳۵	۵٫۸۵	-۶۴٫۱۴
U	۱۸۵٫۵۰	۳۶۱٫۸۸	۲۶۱٫۴۱	۱۵۰٫۵۷	۱۹۶٫۲۳	۴۵۷٫۸۸	۲۸۶٫۵۰	۳۵۳٫۲۸	۴۲۰٫۹۴	۲۴٫۱۵
V	-۱۰٫۵۹	۱۶٫۸۳	-۴٫۲۸	-۲۴٫۵۵	-۲۰٫۳۸	۲۵٫۴۹	۶٫۹۰	۶٫۷۷	۱۸٫۳۴	-۲۰٫۷۹
W	۲۵٫۹۳	۴۷۵٫۶۱	۱۴٫۴۵	۱۰۴٫۰۳	۱۲۳٫۱۹	۳۸۲٫۶۷	۲۰۵٫۱۹	۲۹۷٫۴۹	۱۸۹٫۴۷	۱۲۶٫۰۶
Zr	-۵٫۲۲	-۲۶٫۴۹	۱۸٫۳۸	-۶٫۲۵	-۱٫۱۳	-۲٫۰۴	-۱۸٫۷۰	۲۰٫۹۸	۹٫۶۷	۳٫۰۶
Y	-۱۷٫۸۲	-۲۶٫۴۲	۳۷٫۳۸	-۱۰٫۲۱	-۱۱٫۰۲	-۱۱٫۸۵	-۲۰٫۴۷	۵۳٫۰۷	۲۳٫۷۱	۱٫۸۴
Cu	-۱۸٫۹۰	-۷۳٫۳۶	-۶۵٫۵۷	-۷۲٫۵۷	-۴۴٫۴۷	-۵۸٫۴۹	-۸۰٫۷۸	-۸۴٫۰۹	-۸۷٫۷۲	-۲۹٫۷۷
Pb	۲۶۳٫۵۰	۸۰٫۲۹	۱۱۴٫۳۴	۵۵٫۵۹	۱۸۲٫۱۲	۲۲۱٫۹۷	۹۰٫۷۴	۱۰۸٫۸۰	۴۶٫۹۶	۳۱٫۷۳
Zn	-۵۳٫۹۷	-۷۶٫۱۷	-۷۰٫۵۶	-۸۴٫۱۹	-۶۶٫۰۵	-۶۶٫۸۹	-۸۲٫۵۱	-۸۵٫۱۳	-۸۵٫۳۳	-۹۳٫۳۸
Ni	-۷۳٫۸۱	۳۵٫۰۶	-۱۰٫۶۳	-۹۴٫۱۱	-۴۵٫۷۱	۱۲۴٫۱۴	-۳۶٫۸۶	۶۱٫۴۸	۷۵٫۴۳	-۹۳٫۱۳
Cd	۱۰۲٫۶۵	۸۱٫۲۸	۸۹٫۴۹	۷۳٫۸۶	۹۱٫۵۳	۹۳٫۰۲	۸۴٫۶۷	۶۵٫۶۲	۶۴٫۶۴	۷۹٫۷۶
Tl	۱۲۸٫۴۳	۷۷٫۴۶	۵۹٫۴۳	۴۲٫۱۱	۷۹٫۶۰	۹۲٫۱۱	۴۸٫۰۴	۷۲٫۳۳	۶۱٫۶۷	۳۷٫۹۰
La	-۱۳٫۵۰	۲۴٫۴۴	۱۹٫۸۲	-۳٫۷۷	۵٫۵۷	۰٫۰۱	۲۸٫۶۷	۲۴٫۰۰	۳۰٫۷۲	-۴۳٫۶۶
Ce	-۳۹٫۰۷	-۱۱٫۵۷	-۲۰٫۷۴	-۳۹٫۸۶	-۲۶٫۸۶	-۱۷٫۹۵	-۱۶٫۲۳	-۱۰٫۰۹	-۱۱٫۵۶	-۶۰٫۵۶
Pr	-۱۷٫۵۹	۲۹٫۱۰	۱۲٫۷۴	-۲۰٫۹۲	۴٫۱۸	۱۹٫۷۶	۳۴٫۵۵	۳۲٫۰۵	۴۹٫۱۱	-۴۱٫۹۱
Nd	-۳۴٫۵۹	۲۰٫۹۹	۲٫۵۱	-۳۱٫۶۳	-۰٫۸۴	۱۳٫۱۳	۲۶٫۴۲	۲۳٫۱۷	۳۳٫۶۸	-۴۸٫۸۳
Sm	-۳۳٫۰۰	۳۱٫۳۸	۱۲٫۲۹	-۳۸٫۸۰	۱۱٫۱۲	۳۲٫۳۲	۳۴٫۷۵	۳۷٫۹۰	۵۲٫۰۰	-۳۵٫۷۷
Eu	-۳۳٫۸۱	۲۰٫۹۱	۳٫۸۷	-۳۸٫۷۹	۸٫۸۰	۱٫۰۵	۲۱٫۱۸	۱۷٫۲۲	۴۱٫۵۸	-۳۴٫۹۳
Gd	-۳۹٫۲۳	۲۶٫۰۰	۱۱٫۰۸	-۴۴٫۹۸	۱۳٫۹۶	۳۰٫۰۲	۳۶٫۲۴	۴۰٫۰۷	۵۲٫۲۲	-۳۵٫۶۰
Tb	-۳۶٫۳۰	۳۱٫۸۶	۱۵٫۶۳	-۴۲٫۱۰	۲۹٫۶۲	۴۰٫۰۳	۴۱٫۱۱	۴۳٫۹۱	۵۹٫۲۶	-۲۱۰٫۵
Dy	-۴۸٫۴۱	۱٫۰۴	-۸٫۹۰	-۵۵٫۶۵	۳٫۳۶	۱۳٫۶۱	۴٫۲۷	۱۵٫۷۴	۲۷٫۳۵	-۳۴٫۲۸
Ho	-۳۷٫۹۴	۱۷٫۸۸	-۰٫۷۱	-۴۳٫۹۸	۱۹٫۶۸	۳۶٫۴۲	۲۹٫۸۴	۳۳٫۳۹	۴۵۰٫۷	-۲۹٫۸۸
Er	-۳۵٫۳۸	۱۵٫۲۴	۵٫۷۰	-۴۰٫۹۳	۱۹٫۰۴	۳۷٫۴۸	۲۴٫۶۸	۲۴٫۷۵	۳۲٫۶۲	-۲۱٫۶۴
Tm	-۳۰٫۸۲	۱۷٫۹۳	۸٫۸۹	-۳۰٫۶۱	۲۱٫۲۸	۴۵٫۳۲	۲۶٫۰۱	۳۵٫۱۸	۴۰٫۰۴	-۷٫۴۷
Yb	-۲۳٫۵۳	۲۲٫۸۹	۱۴٫۸۶	-۲۶٫۱۰	۳۰٫۸۵	۵۷٫۶۱	۳۱٫۹۰	۴۲٫۳۴	۳۹٫۹۰	-۶٫۸۰
Lu	-۲۱٫۷۳	۲۲٫۶۶	۱۷٫۲۷	-۲۴٫۹۰	۳۲٫۹۶	۴۹٫۶۲	۲۷٫۳۲	۳۶٫۳۲	۳۷٫۷۸	-۸٫۹۶



شکل ۵ روند تغییرات جرم عناصر جزئی طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک در شمال خاور خاروانا.



شکل ۶ روند تغییرات جرم عناصر خاکی نادر در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژلیک در شمال خاور خاروانا.

جدول ۴ ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر خاکی نادر در بین نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
La	۱/۰۰													
Ce	۰/۹۵	۱/۰۰												
Pr	۰/۹۴	۰/۹۷	۱/۰۰											
Nd	۰/۹۲	۰/۹۷	۰/۹۹	۱/۰۰										
Sm	۰/۸۵	۰/۹۳	۰/۹۷	۰/۹۸	۱/۰۰									
Eu	۰/۸۸	۰/۸۹	۰/۹۶	۰/۹۶	۰/۹۷	۱/۰۰								
Gd	۰/۸۳	۰/۹۱	۰/۹۵	۰/۹۷	۰/۹۹	۰/۹۷	۱/۰۰							
Tb	۰/۷۷	۰/۸۶	۰/۹۱	۰/۹۴	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۹۹	۱/۰۰						
Dy	۰/۷۳	۰/۸۳	۰/۸۹	۰/۹۲	۰/۹۷	۰/۹۴	۰/۹۸	۰/۹۹	۱/۰۰					
Ho	۰/۷۵	۰/۸۶	۰/۹۱	۰/۹۴	۰/۹۸	۰/۹۴	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۰				
Er	۰/۷۰	۰/۸۲	۰/۸۷	۰/۹۱	۰/۹۶	۰/۹۰	۰/۹۷	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۹۹	۱/۰۰			
Tm	۰/۶۵	۰/۷۹	۰/۸۴	۰/۸۸	۰/۹۴	۰/۸۸	۰/۹۶	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۹۹	۱/۰۰		
Yb	۰/۶۳	۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۸۶	۰/۹۳	۰/۸۴	۰/۹۴	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۰	
Lu	۰/۶۶	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۸۷	۰/۹۳	۰/۸۶	۰/۹۴	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۰

جدول ۵ ضرایب همبستگی پیرسون بین برخی از عناصر اصلی، جزئی و خاکی نادر در بین نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک.

	Si	Al	Fe	Na	K	Ti	P	Mn	Sc	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	Ni	REEs
Si	۱/۰۰																								
Al	-۰/۷۴	۱/۰۰																							
Fe	-۰/۹۰	۰/۵۴	۱/۰۰																						
Na	-۰/۶۳	۰/۸۷	۰/۲۹	۱/۰۰																					
K	-۰/۵۸	۰/۷۸	۰/۲۴	۰/۹۸	۱/۰۰																				
Ti	-۰/۶۰	۰/۷۹	۰/۳۱	۰/۷۹	۰/۷۷	۱/۰۰																			
P	-۰/۵۹	۰/۴۷	۰/۵۶	۰/۴۷	۰/۵۳	۰/۵۶	۱/۰۰																		
Mn	-۰/۱۶	-۰/۰۲	-۰/۰۸	۰/۳۷	۰/۴۷	-۰/۰۱	-۰/۰۸	۱/۰۰																	
Sc	-۰/۵۹	۰/۸۱	۰/۲۵	۰/۸۶	۰/۸۳	۰/۹۴	۰/۵۲	۰/۱۰	۱/۰۰																
Ba	-۰/۵۳	۰/۸۱	۰/۱۸	۰/۹۵	۰/۹۶	۰/۸۹	۰/۵۰	۰/۳۱	۰/۹۲	۱/۰۰															
Co	-۰/۸۸	۰/۵۳	۰/۹۸	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۳۸	۰/۵۷	-۰/۱۳	۰/۲۹	۰/۲۰	۱/۰۰														
Cs	-۰/۴۹	۰/۷۳	۰/۱۱	۰/۹۶	۰/۹۸	۰/۷۹	۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۸۶	۰/۹۶	۰/۱۰	۱/۰۰													
Ga	-۰/۷۹	۰/۹۶	۰/۶۰	۰/۸۳	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۴۷	-۰/۰۶	۰/۷۶	۰/۷۶	۰/۵۸	۰/۶۶	۱/۰۰												
Hf	۰/۰۳	۰/۲۸	-۰/۰۵	۰/۱۷	۰/۰۷	-۰/۰۵	-۰/۰۲	-۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۱	-۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۱/۰۰											
Nb	-۰/۶۱	۰/۶۹	۰/۳۲	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۹۷	۰/۶۱	۰/۰۳	۰/۸۹	۰/۸۳	۰/۳۹	۰/۷۷	۰/۶۹	-۰/۰۹	۱/۰۰										
Rb	-۰/۴۸	۰/۵۸	۰/۲۳	۰/۸۰	۰/۸۴	۰/۵۵	۰/۶۲	۰/۳۹	۰/۵۹	۰/۷۲	۰/۱۴	۰/۸۴	۰/۵۸	۰/۱۳	۰/۵۶	۱/۰۰									
Sr	-۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۳۹	۰/۸۵	۰/۹۰	۰/۶۹	۰/۶۸	۰/۴۶	۰/۷۶	۰/۸۲	۰/۳۵	۰/۸۸	۰/۶۳	۰/۰۵	۰/۶۷	۰/۸۹	۱/۰۰								
Ta	-۰/۶۲	۰/۸۳	۰/۳۰	۰/۸۴	۰/۷۹	۰/۹۹	۰/۵۰	۰/۰۲	۰/۹۷	۰/۹۰	۰/۳۶	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۰۲	۰/۹۵	۰/۵۴	۰/۶۸	۱/۰۰							
Th	-۰/۵۹	۰/۹۲	۰/۳۸	۰/۹۰	۰/۸۵	۰/۷۷	۰/۵۳	۰/۰۷	۰/۷۸	۰/۸۷	۰/۳۸	۰/۸۰	۰/۸۵	۰/۲۸	۰/۶۹	۰/۶۱	۰/۶۷	۰/۷۹	۱/۰۰						
U	-۰/۶۹	۰/۹۵	۰/۴۱	۰/۹۵	۰/۹۰	۰/۸۵	۰/۴۹	۰/۱۶	۰/۸۹	۰/۹۳	۰/۱۴	۰/۸۶	۰/۹۰	۰/۱۹	۰/۷۷	۰/۶۳	۰/۷۶	۰/۸۹	۰/۹۶	۱/۰۰					
V	-۰/۶۵	۰/۹۲	۰/۳۹	۰/۸۶	۰/۸۱	۰/۹۱	۰/۴۳	۰/۰۶	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۴۳	۰/۷۹	۰/۸۴	۰/۱۱	۰/۸۲	۰/۵۱	۰/۷۱	۰/۹۲	۰/۸۷	۰/۹۴	۱/۰۰				
Zr	۰/۱۶	۰/۱۸	-۰/۲۰	۰/۱۲	۰/۰۱	-۰/۱۷	-۰/۲۳	-۰/۱۳	۰/۰۵	-۰/۰۴	-۰/۲۹	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۹۵	-۰/۲۲	-۰/۰۱	-۰/۰۸	-۰/۰۶	۰/۲۰	۰/۱۳	۰/۰۲	۱/۰۰			
Y	-۰/۰۷	۰/۳۶	۰/۰۷	۰/۱۸	۰/۰۳	۰/۰۰	-۰/۰۴	-۰/۳۲	۰/۱۴	۰/۰۰	-۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۲۳	۰/۹۷	-۰/۰۴	۰/۰۵	-۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۳۱	۰/۲۴	۰/۱۶	۰/۹۳	۱/۰۰		
Ni	-۰/۵۴	۰/۸۸	۰/۲۱	۰/۹۰	۰/۸۴	۰/۸۵	۰/۴۲	۰/۰۹	۰/۹۵	۰/۹۰	۰/۲۳	۰/۸۵	۰/۷۹	۰/۳۳	۰/۷۸	۰/۵۶	۰/۷۱	۰/۹۱	۰/۸۷	۰/۹۴	۰/۹۱	۰/۲۹	۰/۳۵	۱/۰۰	
REEs	-۰/۵۸	۰/۹۲	۰/۷۳	۰/۷۸	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۶۵	-۰/۰۲	۰/۷۲	۰/۷۰	۰/۷۲	۰/۶۲	۰/۹۰	۰/۲۴	۰/۶۳	۰/۵۲	۰/۶۷	۰/۷۲	۰/۸۸	۰/۸۹	۰/۸۱	۰/۱۴	۰/۳۳	۰/۷۸	۱/۰۰

بررسی‌های انجام شده نشان داده‌اند که دگرسانی‌های دمای بالا سبب تحرک عناصر با قدرت میدان بالا شده و شرایط لازم برای خروج عناصری نظیر Zr و Y را از سیستم دگرسان فراهم می‌کنند. این در حالی است که دگرسانی‌های دمای پایین باعث غنی‌شدگی عناصر یاد شده می‌شوند [۱۳]. با توجه به شستشوی این دو عنصر طی آرژیلیکی شدن سنگ‌های آندزیتی می‌توان ادعا کرد که دمای بالای سیالات عامل دگرسانی یکی از عوامل اصلی کنترل کننده توزیع عناصر در این پهنه‌ی دگرسانی بوده است. تهی‌شدگی Rb، Sr و Cs از سیستم احتمالاً به واسطه‌ی شکسته شدن فلدسپارهای سنگ مادر طی فرآیندهای دگرسانی رخ داده است.

کاهش جرم Be از سیستم نشان دهنده‌ی نقش حیاتی محلول‌های درون‌زاد با ماهیت pH پایین در شستشوی این عنصر از سیستم است، زیرا بررسی‌های اخیر [۱۴] نشان داد که pH‌های پایین و بالا به ترتیب عامل اصلی در شستشو و تثبیت

Be در سیستم‌های واکنشی آب-سنگ هستند. کاهش Co می‌تواند در ارتباط با تخریب کانی‌های فرومنیزین به‌وسیله‌ی سیالات دگرسان کننده رخ داده باشد [۱۵]. همبستگی‌های مثبت قوی بین K با Rb ($r = ۰/۸۴$)، Ba ($r = ۰/۹۶$)، Sr ($r = ۰/۹۰$) و Cs ($r = ۰/۹۸$) اشاره ضمنی به این نکته دارند که موسکویت-ایلیت نقش کنترلی مهمی در توزیع عناصر یاد شده در پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک ایفا کرده است (جدول ۵). همبستگی‌های مثبت شدید بین Fe با Co ($r = ۰/۹۸$) حکایت از آن دارد که توزیع Co طی گسترش سیستم دگرسان به‌وسیله‌ی کانی‌های هماتیت و گوتیت کنترل شده است [۱۵]. با توجه به همبستگی‌های مثبت شدید بین Ti با Sn ($r = ۰/۹۳$) و W ($r = ۰/۸۹$) می‌توان استنباط کرد که روتیل نقش کنترلی ارزنده‌ای در توزیع این دو عنصر داشته است. همبستگی‌های مثبت شدید بین Al و Ti با Ta، Th، Ni، Sc، V و Be ($r = ۰/۷۷-۰/۹۴$) (جدول ۵) نشان از

میزبانی عناصر جزئی یاد شده به وسیله ی رس ها (در اثر جذب سطحی) و روتیل (به واسطه ی جانشینی هم ریختی) دارد [۱۶]. افزون بر این، وجود همبستگی های مثبت شدید بین Zr با Y ($r = 0.93$) و Hf ($r = 0.95$) به این نکته اشاره دارند که فازهای کانیاپی مقاوم در برابر دگرسانی نظیر زیرکن موجبات توزیع و تثبیت عناصر Y و Hf را در سیستم دگرسان مورد بررسی فراهم کرده اند. همبستگی های مثبت شدید بین جفت های عنصری Mn-Cu ($r = 0.91$) (شکل ۷ الف)، Mn-Zn ($r = 0.99$) (شکل ۷ ب)، Mn-Pb ($r = 0.96$) (شکل ۷ پ)، Mn-Cd ($r = 0.86$) (شکل ۷ ت)، و Mn-Tl ($r = 0.90$) (شکل ۱۱ ث) حکایت از آن دارند که اکسیدهای منگنز در سطوح بین لایه ای خود این پنج عنصر جزئی را تثبیت کرده اند [۱۵].

عناصر خاکی نادر: ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می دهند که بین لانتانیدها، همبستگی مثبت درونی بالایی بین HREE ها (La تا Eu) ($r = 0.94-0.99$) نسبت به LREE ها (La تا Eu) ($r = 0.63-0.99$) وجود دارد (جدول ۴). به طور معمول، pH های پایین و بالا به ترتیب باعث شستشو و ترسیب HREE ها در سیستم های دگرسانی می شوند [۱۷]. با توجه به روند کاهشی-افزایشی HREE ها (شکل ۶) (به جزء Ce که در کلیه نمونه ها با تهی شدگی همراه شده است) در نمونه های مورد بررسی، چنین به نظر می رسد که رفتار لانتانیدها طی فرایندهای آرژیلیکی شدن آندزیت ها در شمال خاور خاروانا، به مانند اغلب عناصر HFS و جزئی واسطه، به تغییرات pH محلول های دگرسان کننده وابسته باشد. این تغییرات نشان می دهند در نمونه هایی از پهنه ی دگرسانی آرژیلیک که در محل گسل ها گسترش یافته اند، HREE ها به واسطه ی ماهیت pH پایین سیالات دگرسان کننده شستشو شده اند. عناصر یاد شده در نمونه های دورتر از محل گسل ها به واسطه ی کاهش دمای سیستم و افزایش pH سیالات دگرسان کننده، در سیستم دگرسانی مورد بررسی رسوب کرده و با غنی شدگی همراه شده اند.

تاکنون کانی های متعددی نظیر کائولینیت، اکسیدهای آهن و منگنز، فازهای کانیاپی تیتانیوم دار و فسفات های ثانویه به عنوان میزبانان اصلی HREE ها در محصولات دگرسانی معرفی شده اند [۱۸]. همبستگی های مثبت بین Al با HREE ها ($r = 0.93$) مبین نقش ارزنده کائولینیت در تمرکز و تثبیت بخشی از

لانتانیدها در پهنه ی مورد بررسی است (شکل ۸ الف). افزون بر این، وجود همبستگی های مثبت و متوسط تا شدید بین HREE ها با Fe ($r = 0.73$) (شکل ۸ ب)، Ti ($r = 0.69$) (شکل ۸ پ) و K ($r = 0.71$) (شکل ۸ ت) نشان از آن دارد که هماتیت و گوتیت به همراه روتیل، موسکویت-ایلپت و جاروسیت از دیگر کانی های کنترل کننده ی توزیع لانتانیدها در پهنه ی مورد بررسی هستند. در کل، از این همبستگی ها چنین استنباط می شود که فرایندهایی نظیر جذب سطحی، روبش و جانشینی تک ریختی سه فاکتور مهم در توزیع و جدایش HREE ها در پهنه ی دگرسانی آرژیلیک مورد بررسی هستند.

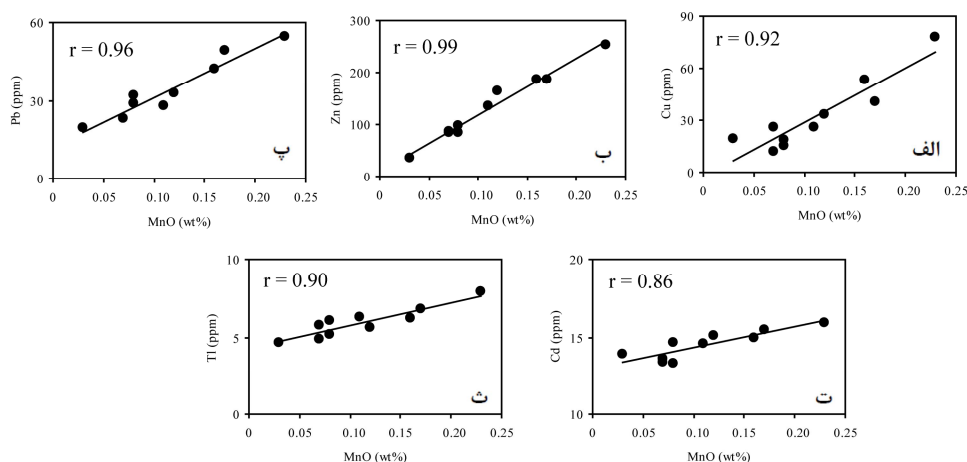
الگوی توزیع و درجه جدایش HREE ها طی گسترش پهنه ی دگرسانی آرژیلیک

الگوی توزیع HREE های به هنجار شده به کندریت [۱۹] دلالت بر جدایش و غنی شدگی ضعیف LREE ها از HREE ها طی گسترش پهنه ی دگرسانی آرژیلیک شمال خاور خاروانا دارد (شکل ۹). افزون بر این، آنچه که از این نمودار استنباط می شود این است که الگوی توزیع HREE های به هنجار شده به سنگ اولیه ی آندزیتی، شبیه به الگوی توزیع HREE ها در نمونه های پهنه ی دگرسان آرژیلیک است. تنها اختلاف چشمگیر بین سنگ اولیه ی آندزیتی با پهنه ی دگرسانی آرژیلیک، رخداد بی-هنجاری منفی چشمگیر Ce در اغلب نمونه های پهنه آرژیلیک است (شکل ۹).

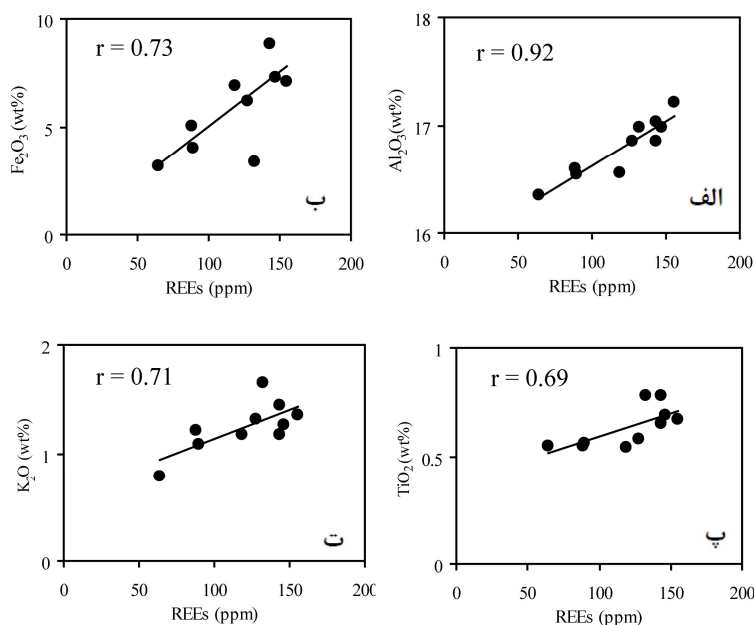
محاسبات انجام شده نشان می دهند که نسبت های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه های پهنه ی آرژیلیک، جایگاه به کندریت [۱۹] به هنجار شده اند، به ترتیب بازه ی تغییرات $5.43-11.70$ و $2.44-4.74$ را نشان می دهند. مقادیر نسبت های یاد شده در آندزیت ها به ترتیب دارای بازه ی تغییرات $8.62-9.34$ و $3.53-3.99$ هستند. مقایسه ی این نسبت ها آشکار می کنند که مقادیر $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه های پهنه ی دگرسانی نسبت به آندزیت ها هر دو روند افزایشی و کاهشی و به عبارت بهتر جدایی بین LREE ها و HREE ها را طی گسترش پهنه ی دگرسانی نشان می دهند. معمولاً جدایش LREE ها از HREE ها طی فرایندهای دگرسانی تابعی از pH محیط است. در pH های اسیدی، LREE ها و در pH های قلیایی، HREE ها دستخوش تحرک می شوند [۲۰]. از این رو، روند کاهشی در نسبت های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در

گذر زمان) به همراه ناپایدار شدن همبافت‌های حامل LREE ها نقش مهمی در افزایش نسبت‌های یاد شده ایفا کرده‌اند [۲۰]. با این توصیفات، می‌توان چنین تصور کرد که تغییرات در شیمی محلول‌های مسئول دگرسانی (نظیر pH) و اختلاف در درجه‌ی ناپایداری همبافت‌های حامل لاتانیدها از مهمترین سازوکارهای احتمالی و تاثیر گذار در الگوی توزیع REE ها طی گسترش پهنه‌ی دگرسان آرژلیک مورد بررسی هستند.

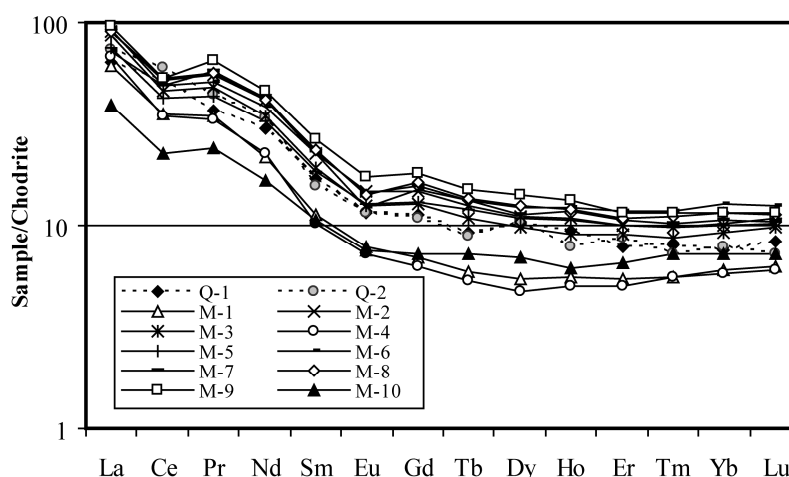
نمونه‌های کائولینیزه‌ای دیده می‌شود که در محل گسل‌ها و معابر سیالات دگرسان کننده درونزاد (با ماهیت pH پایین) گسترش یافته‌اند [۲۰]. روند افزایشی در نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه‌هایی از پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک قابل تشخیص است که دورتر از محل گسل‌ها و معابر سیالات دگرسان کننده گسترش یافته‌اند. به نظر می‌رسد کاهش دما و افزایش pH سیالات دگرسان کننده (به واسطه‌ی



شکل ۷ نمودارهای دو متغیره MnO در برابر Cu (الف)، Zn (ب)، Pb (پ)، Cd (ت) و Tl (ث) نمونه‌های مورد بررسی از پهنه دگرسانی مورد بررسی.



شکل ۸ نمودارهای دو متغیره REEs-Al₂O₃ (الف)، REEs-Fe₂O₃ (ب)، REEs-TiO₂ (پ) و REEs-K₂O (ت) برای نمونه‌های مورد بررسی از پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک شمال خاور خاروانا.



شکل ۹ الگوی توزیع REE های به هنجار شده به کندریت [۱۹] در نمونه های پهنه آرژلیک و سنگ اولیه آندزیتی.

طرفیتی به دو ظرفیتی تبدیل و به صورت بخشی از سیستم خارج شود [۲۱]. سازوکار دیگری که می تواند موجبات رخداد بی هنجاری منفی Eu را سبب شود، اکسایش پیریت های درونزاد سنگ های آندزیتی و تشکیل آبگون های اسیدی برون-زاد است. رخداد بی هنجاری مثبت ضعیف Eu در چند نمونه از پهنه ی دگرسانی آرژلیک می تواند در ارتباط با روبش Eu به-وسیله ی هماتیت و گوتیت باشد. رخداد بی هنجاری منفی Ce در همه ی نمونه های بررسی شده، دلالت بر نقش موثر و ارزنده-ی محلول های درونزاد در تشکیل این پهنه دارد [۲۲].

برداشت

مهمترین نتایج حاصل از بررسی پهنه ی دگرسانی آرژلیک شمال خاور خاروانا (شمال باختر ایران) عبارتند از:

۱- وجود کانی های پیروفیلیت، آلونیت، جاروسیت و روتیل نشان می دهد که سنگ های آتشفشانی کرتاسه دگرسانی در حد آرژلیک پیشرفته را تجربه نموده و فعالیت یون سولفات در سیالات دگرسان کننده بالا بوده است.

۲- تخریب کانی هایی نظیر پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و هورنبلند به وسیله ی گرمابها و اکسایش پیریت های درونزاد، مهمترین عامل رخداد بی هنجاری منفی Eu در پهنه ی دگرسانی آرژلیک بوده است. تغییرات بی هنجاری Ce نشان

رخداد بی هنجاری Eu و Ce طی گسترش پهنه ی دگرسانی آرژلیک

در این پژوهش، برای محاسبه ی مقادیر بی هنجاری های Eu و Ce در نمونه های مورد بررسی به ترتیب از روابط زیر استفاده شد [۱۹]:

$$Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$$

$$Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N)$$

در این روابط، N به هنجار کردن مقادیر عناصر یاد شده به مقادیر مشابه در کندریت [۱۹] را نشان می دهد. این محاسبات نشان دهنده ی بازه ی تغییرات مقادیر بی هنجاری های Eu و Ce در نمونه های پهنه ی دگرسانی آرژلیک به ترتیب از ۰/۵۹ تا ۰/۸۶ و ۰/۶۳ تا ۰/۷۸ متغیر است. مقادیر بی هنجاری های یاد شده در آندزیت ها نیز به ترتیب دارای بازه ی تغییراتی از ۰/۸۳ تا ۰/۸۸ و ۱/۰۲ تا ۱/۰۳ را داراست. مقایسه ی بازه ی تغییرات بی هنجاری های Eu و Ce بین نمونه های پهنه ی آرژلیک و سنگ های اولیه آندزیتی نشان می دهد که رخداد فرایند آرژلیکی شدن در شمال خاور خاروانا با رخداد بی هنجاری های مثبت و منفی ضعیف برای Eu و منفی میانگین Ce همراه بوده است. به نظر می رسد علت اصلی رخداد بی هنجاری منفی Eu، دگرسانی کانی های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و هورنبلند سنگ اولیه آندزیتی در دماهای نسبتاً بالا باشد که سبب شده است Eu به دلیل حاکمیت شرایط احیایی شدید از حالت سه

Kighal porphyry Cu-Mo prospect, East-Azarbaidjan, NW Iran", *Arabian Journal of Geosciences* 8 (2015) 473-453.

[2] Simmonds V., Moazzen M., "Re-Os dating of molybdenites from Oligocene Cu-Mo-Au mineralized veins in the Qarachilar area, Qaradagh batholith (northwest Iran): Implications for understanding Cenozoic mineralization in South Armenia, Nakhchivan, and Iran", *International Geology Review* 57 (2015) 290-304.

[3] Hassanpour S., Alirezaei S., Selby D., Sergeev S., "SHRIMP zircon U-Pb and biotite and hornblende Ar-Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu-Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran", *International Journal of Earth Sciences* 104 (2015) 45-59.

[۴] نبوی م.ج.، "دیاچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۵) ص ۱-۱۰۹.

[5] Brimhall G. H., Dietrich W. E., "Constitutive mass balance relations between chemical compositions, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (1987) 567-587.

[6] 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.

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

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

[9] Kadir S., Erkoyun H., "Genesis of the hydrothermal Karaçayir kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uşak-Güre Basin, western Turkey", *Turkish Journal of Earth Sciences* 22 (2013) 444-468.

[10] Karakaya N., "REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler

می‌دهد که محلول‌های درونزاد نقش ارزنده‌ای در ایجاد این پهنه‌ی دگرسانی ایفا کرده‌اند.

۳- بر اساس ضرایب همبستگی محاسبه شده، توزیع و تمرکز عناصر جزئی نظیر Cu, Pb, Zn, Cd و Tl به‌وسیله‌ی اکسیدهای منگنز کنترل شده است.

۴- تلفیق نتایج محاسبات تغییرات جرم و ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهد که تغییرات در شرایط فیزیکی‌شیمیایی محیط تشکیل، جذب سطحی، روبش به‌وسیله‌ی اکسیدها و هیدروکسیدهای فلزی و تثبیت در فازهای کانیایی نفومورف مهمترین عوامل کنترل کننده‌ی توزیع REEها در پهنه دگرسانی ارژلیک هستند. در این بین، طیف گسترده‌ای از کانی‌ها نظیر کائولینیت، موسکویت- ایلیت، جاروسیت، همتیت، گوتیت و روتیل میزبان لاتنانیدها در این پهنه‌ی دگرسانی هستند.

۵- کاهش جرم عناصری نظیر Ga, Sc, Hf, Nb, Th, Ta, Zr و Y طی گسترش این پهنه می‌تواند در ارتباط با عواملی نظیر pH پایین، نسبت‌های بالای آب به سنگ، یون‌های همبافت کننده فراوان در سیالات گرمایی و زهکشی مناسب سیستم باشد.

۶- بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که توزیع عناصری نظیر Co در این پهنه به‌وسیله‌ی همتیت و گوتیت، عناصری چون Sc, Ga, Ta, Th, U, V و Ni به‌وسیله‌ی رس-ها و روتیل، عناصری نظیر W و Sn به‌وسیله‌ی روتیل، و عناصری چون Cs, Rb و Sr به‌وسیله‌ی موسکویت- ایلیت کنترل شده است.

قدردانی

نگارنده‌ی این مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است، لذا بدینوسیله نهایت سپاس و قدردانی خود را از مسئولین مربوطه اعلام می‌دارد. نگارنده، همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده‌ی داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نماید.

مراجع

[1] Simmonds V., Calagari A. A., Kyser K., "Fluid inclusion and stable isotope studies of the

- [16] Kadir S., Akbulut A., "Mineralogy, geochemistry and genesis of the Taşoluk kaolinite deposits in pre-Early Cambrian metamorphites and Neogene volcanites of Afyonkarahisar, Turkey", Clay Minerals 44 (2011) 89-112.
- [17] Kadir S., Kulah T., Eran M., Önagil N., Gurel A., "Minerological and geochemical characteristics and genesis of the Gözelyurt alunite-bearing kaolinite deposit within the late Miocene Gördeles ignimbrite, central Anatolia, Turkey ", Clays and Clay Minerals 62 (2014) 477-499.
- [18] Höhn S., Frimmel H. E., Pašava J., "The rare earth element potential of kaolin deposits in the Bohemian Massif (Czech Republic, Austria)", Mineralium Deposita 49 (2014) 967-986.
- [19] Taylor Y., McLennan S. M., "The continental crust: Its composition and evolution", 1st ed. Oxford, UK: Blackwell (1985).
- [20] Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade, J. A., "Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala", Chemical Geology 202 (2003) 343-364.
- [21] 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.
- [22] Cravero F., Dominguez E., Iglesias C., "Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina)", Applied Clay Science 18 (2001) 157-172.
- Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence*", Journal of Geochemical Exploration 101 (2009) 185-208.
- [11] Jiang N., Sun S., Chu X., Mizuta T., Ishiyama D., "Mobilization and enrichment of high-field strength elements during late- and post-magmatic processes in the Shuiquangou syenitic complex, Northern China", Chemical Geology 200 (2003) 117-128.
- [12] 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.
- [13] Salvi, S., Williams-Jones, A. E., "The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada", Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (1996) 1917-1932.
- [14] Feng, J., "Trace elements in ferromanganese concretions, gibbsite spots, and the surrounding terra rossa overlying dolomite: Their mobilization, redistribution and fractionation", Journal of Geochemical Exploration 108 (2011) 99-111.
- [15] 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, South-East Cameroon", Journal of African Earth Sciences 50 (2008) 305-328.