

کانی شناسی و زمین شیمی عناصر خاکی کمیاب پهنه‌های کائولینیزه منطقه گورگور، شمال تکاب، شمال باختر ایران

علی عابدینی^۱، عباس اروجی^۲ و علی اصغر کلاگری^۳

^۱دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران
^۲کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۳استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۲۸

چکیده

پهنه‌های کائولینیزه منطقه گورگور (شمال تکاب، استان آذربایجان غربی) محصول دگرسانی سنگ‌های آندزیتی به سن میوسن در شمال باختر ایران هستند. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، کائولینیت، کوارتز، جاروسیت، مونت‌موریلونیت، آلپیت، مسکوویت-ایلپت، آاناتاز، کلریت، اورتوکلاز، کلسیت، گوتیت و همایت فازهای کانیایی در این پهنه‌ها می‌باشند. رگه‌های سیلیسی حاضر در این پهنه‌ها شامل کانی‌های فلزی پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، بورنونیت و استینیت است. محاسبات تغییرات جرم عناصر خاکی کمیاب (REEs) با فرض Sc به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک آشکار می‌کنند که گسترش فرایند کائولینیتی شدن با غنی‌شدگی - تهی‌شدگی La-Nd و تهی‌شدگی Sm-Lu همراه بوده است. تجزیه و تحلیل‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که درجه تفریق Al از Fe و تخریب کانی زیرکن توسط سیال‌های گرمایی به ترتیب مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده تغییرات بی‌هنجاری‌های Eu (۱/۰۶-۰/۸۴) و Ce (۰/۹۳-۰/۸۳) در این پهنه‌ها هستند. همبستگی‌های مثبت و قوی مقادیر $(La/Lu)_N$ و $(LREEs/HREEs)_N$ با اجزایی مانند S، P، Sr و LOI، نقش مؤثر محلول‌های درون‌زاد را در پیشرفت فرایند کائولینیتی شدن آشکار می‌سازد. تلفیق نتایج به دست آمده از مطالعات کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی پیشنهاد می‌کند که تغییرات در شیمی محلول‌های دگرسان‌کننده (pH و Eh) و تنوع در نوع کانی‌های تثبیت‌کننده، دو عامل کلیدی مؤثر در تفریق و توزیع REEs در پهنه‌های کائولینیزه در گورگور هستند.

کلیدواژه‌ها: زمین‌شیمی، عناصر خاکی کمیاب، پهنه‌های کائولینیزه، تنوع کانیایی، گورگور، ایران.

نویسنده مسئول: علی عابدینی

E-mail: abedini2020@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

شمال تکاب (استان آذربایجان غربی، شمال باختر ایران) دارای پتانسیل‌های فلزی مختلف از ذخایر طلا، آرسنیک، آنتیموان، جیوه، آهن، سرب، روی و منگنز است. کانسارهای طلای آق‌دره، زرشوران، و سرب و روی انگوران از مهم‌ترین ذخایر شناخته شده فعال در این ناحیه از ایران به شمار می‌آیند (Ghorbani, 2013). بررسی‌های زمین‌شناسی ناحیه‌ای (Ghorbani, 2013)، چگونگی شکل‌گیری ذخایر فلزی (Mehrabi et al., 1999; Daliran and Walter, 2000; Asadi et al., 2000; Gilg et al., 2006; Boni et al., 2007; Daliran, 2008) و روند زایش و تکوین سنگ‌های آذرین میزبان کانی‌سازی‌های فلزی، وضعیت زمین‌ساخت و مسائل زیست‌محیطی مرتبط با معادن فلزی فعال (Boni et al., 2004; Modaberi and Moore, 2004) از جمله مطالعات انجام شده در این ناحیه توسط پژوهشگران مختلف بوده است.

منطقه گورگور در فاصله ۴۵ کیلومتری شمال تکاب قرار گرفته است. در این منطقه، سنگ‌های آذرین آتشفشانی به سن میوسن و پلیوسن همراه با واحدهای سنگی سازند سرخ بالایی (الیگومیوسن) دچار دگرسانی گرمایی بسیار شدیدی شده‌اند. نتیجه رخداد این فرایند، گسترش پهنه‌های دگرسانی مختلف مانند آرزلیک، فیلیک و پروپیلیتیک همراه با تشکیل رگه‌های سیلیسی کانه‌زا بوده است. بررسی‌های زمین‌شناسی نشان می‌دهند که طی پیشرفت فرایند دگرسانی گرمایی در این منطقه، پهنه‌های کائولینیزه بسیاری در ارتباط با سنگ‌های آندزیتی میوسن تشکیل شده است که گاه دارای رگه‌های سیلیسی کانه‌زا هستند. ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسانی این منطقه توسط اروجی (۱۳۹۱) مورد مطالعه قرار گرفته است. با این حال، تاکنون بررسی خاصی روی کانی‌سازی و سیماهای زمین‌شیمیایی پهنه‌های کائولینیزه و رگه‌های سیلیسی کانه‌زای حاضر در آنها انجام نشده است. با توجه به این کمبود اطلاعات، در این مطالعه سعی شده است با تکیه بر آخرین دستاوردهای علمی به دست آمده روی این نوع مواد معدنی

(Karayaka, 2009; Kadir and Erkoyun, 2013; Kadir et al., 2014;) به بررسی کانی‌شناسی پهنه‌های کائولینیزه و رگه‌های سیلیسی، عوامل کنترل‌کننده تفریق و توزیع عناصر خاکی کمیاب و دلایل رخداد بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در این پهنه‌ها پرداخته شود.

۲- روش مطالعه

این کار پژوهشی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در بخش صحرایی، بازدیدها و پیمایش‌هایی به منظور مشخص کردن واحدهای سنگ‌شناسی منطقه و ارتباط آنها با پهنه‌های کائولینیزه و رگه‌های سیلیسی انجام شد. سپس، با در نظر گرفتن روابط صحرایی، نمونه‌گیری از پهنه‌های کائولینیزه، رگه‌های سیلیسی کانه‌زا و سنگ‌های آذرین آتشفشانی مرتبط با آنها صورت گرفت. در بخش آزمایشگاهی، ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی میزبان پهنه‌های کائولینیزه و رگه‌های سیلیسی با تهیه ۲۰ مقطع نازک و صیقلی با میکروسکوپ بررسی شدند. برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص در نمونه‌های انتخابی از پهنه‌های کائولینیزه، ۶ نمونه با استفاده از پراش سنج D-5000 مدل زمین‌شناسی در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شد. مطالعات کانی‌شناسی تکمیلی روی کانه‌های حاضر در رگه‌های سیلیسی روی ۲ مقطع نازک-صیقلی با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مجهز به طیف‌سنج پراش انرژی (EDS) در آزمایشگاه‌های زمین‌شناسی دانشگاه کارلسروهه آلمان انجام شد. در پایان، برای انجام مطالعات زمین‌شیمیایی، ۱۰ نمونه از پهنه‌های کائولینیزه و ۲ نمونه از سنگ‌های آندزیتی انتخاب و به روش‌های طیف‌سنجی انتشاری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی، و جزئی و خاکی کمیاب در آزمایشگاه ACME کشور کانادا تجزیه شدند. مقادیر LOI نمونه‌های یاد شده بر پایه کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرما دادن در ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه اندازه‌گیری شد.

۳- زمین‌شناسی

ترکیب کانی‌شناسی به نسبت ساده‌ای دارند و شامل کائولینیت، کوارتز، جاروسیت، مونت‌موریلونیت، آلپیت، مسکوویت-ایلیت، آاناتاز، کلریت، اورتوکلاز، کلسیت، گوتیت و هماتیت هستند (جدول ۱ و شکل ۴). از میان کانی‌های یاد شده، کائولینیت و کوارتز در همه نمونه‌ها به عنوان فازهای کانایی اصلی، جاروسیت به دو صورت فاز اصلی و فرعی و بقیه کانی‌ها به عنوان فازهای کانایی فرعی در این پهنه‌ها حضور دارند.

مطالعات کانه‌نگاری و SEM-EDS حضور کانه‌های پیریت، هماتیت، گوتیت، استیبنیت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و بورنونیت را در رگه‌های سیلیسی کانه‌زای مرتبط با پهنه‌های کانولینیزه نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ تا ۸). پیریت به صورت بلورهای دانه‌درشت و دانه‌ریز نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار در رگه‌ها حضور دارد که در اثر دگرسانی به هماتیت تبدیل شده است (شکل‌های ۵-الف تا پ). در طیف EDS این کانه، مقداری آرسنیک حضور دارد (شکل ۵-ت). استیبنیت، در نمونه دستی به صورت اگرگات‌های شعاعی، شکل‌دار و سوزنی دیده می‌شود (شکل ۶-الف). در زیر میکروسکوپ، بلورهای دیده شده از این کانه، به صورت بی‌شکل (شکل ۶-ب) و یا شعاعی هستند. شکل‌های ۶-پ و ت به ترتیب تصویری از کانی‌سازی دانه‌پراکنده استیبنیت و جانشینی مقداری آرسنیک را در آن نشان می‌دهند. گالن و اسفالریت دو کانه با فراوانی بسیار کم در رگه‌هایی دیده می‌شوند که به شدت برشی شده‌اند (شکل‌های ۷-الف تا ت). بورنونیت مهم‌ترین کانی سولفوسالت Pb و Sb تشخیص داده شده در رگه‌های سیلیسی است که به صورت بلورهای دانه‌متوسط تا درشت و به فرم پرکننده حفرات و شکستگی‌های کانه‌های دیگر مانند گالن، اسفالریت، استیبنیت، و پیریت دیده می‌شود (شکل ۸-الف). شکل‌های ۸-ب و پ به ترتیب تصویر SEM و طیف EDS این کانه‌ها را نشان می‌دهند.

۴-۲. زمین‌شیمی

ترکیب شیمیایی و محاسبات تغییرات جرم REEs در پهنه‌های کانولینیزه: نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های مربوط به پهنه‌های کانولینیزه و سنگ‌های آندزیتی در جدول ۲ ارائه شده است. بر پایه این جدول، SiO_2 (۵۶/۴۵ - ۶۰/۸۷)، Al_2O_3 (۱۳/۱۲ - ۱۵/۴۰)، Fe_2O_3 (۳/۷۱ - ۸/۵۵) و K_2O (۳/۵۴ - ۴/۳۴) به ترتیب فراوان‌ترین فازهای اکسیدی (%Wt) حاضر در نمونه‌های کانولینیزه هستند. از میان عناصر جزئی Ba، Sb، As، Zn، Pb، Cu و Sr فراوانی قابل ملاحظه‌ای دارند. مقادیر $\text{LREE}_{\text{La-Eu}}$ ، $\text{HREE}_{\text{Gd-Lu}}$ و REEs در نمونه‌ها به ترتیب دارای بازه ۱۳۵/۴۸ تا ۱۷۹/۱۱، ۸/۳۲ تا ۱۱/۲۹، ۱۴۲/۱۱ تا ۱۸۶/۱۶ ppm هستند (جدول ۳). الگوی توزیع REEs بهنجار شده با کندریت (Taylor and McLennan, 1985) تفریق و غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs را نمایش می‌دهند (شکل ۹-الف). محاسبات مقادیر نسبت‌های $(\text{LREEs}/\text{HREEs})_N$ و $(\text{La}/\text{Lu})_N$ (جایی که با کندریت بهنجار شده‌اند) به ترتیب بازه تغییراتی از ۷/۱۹ تا ۱۰/۲۸ و از ۱۳/۳۳ تا ۲۲/۴۲ را نشان می‌دهند (جدول ۳) که مبین تفریق ضعیف LREEs از HREEs در طی کانولینیتی شدن است.

در این پژوهش، برای تعیین درجه تحرک عناصر خاکی کمیاب در طی تکوین و گسترش پهنه‌های کانولینیزه از روش زمین‌شیمی عناصر کم‌تحرک (Nesbitt and Markovics, 1997) استفاده شد. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهند که از میان عناصری کم‌تحرکی مانند Th، Al، Ti، Zr، Sc، Hf، Nb، Ta که معمولاً برای محاسبات تغییرات جرم در طی دگرسانی استفاده می‌شوند (Karayaka, 2009; Kadir et al., 2014)، دارای کمترین دامنه تغییرات در نمونه‌های کانولینیزه (۱۰-۱۲ ppm) و کمترین تغییر نسبت به سنگ‌های اولیه آندزیتی (۱۰-۱۱ ppm) است. معادله استفاده شده برای محاسبات تغییرات جرم REEs به قرار زیر است (Nesbitt and Markovics, 1997):

$$\% \text{ Change} = \left[\frac{(X_{\text{kaolitized sample}} / \text{Sc}_{\text{kaolitized sample}})}{(X_{\text{andesite}} / \text{Sc}_{\text{andesite}})} \right] - 1 \times 100$$

در این رابطه، X عنصر مورد نظر برای محاسبه تغییر جرم است. مقادیر مثبت و منفی به

منطقه مورد بررسی، بر پایه تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (Stocklin, 1968) بخشی از پهنه ساختاری سندانج-سیرجان است (شکل ۱). کهن‌ترین واحدهای سنگی منطقه مورد بررسی را واحدهای سنگی مشتمل بر شیست، گنایس، آمفیبولیت، مرمر، دولومیت، شیل، ماسه‌سنگ و کوارتزیت به سن پروتروزویک بالایی-اردووسین تشکیل می‌دهند (شکل ۲). در این بخش از حوضه تکاب اثری از فعالیت‌های ماگمایی و یاروسوب‌گذاری از اردووسین تا الیگو-میوسن دیده نمی‌شود؛ به طوری که سازند قم و سرخ پایینی (الیگو-میوسن) با ترکیب سنگ‌شناسی کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن، سنگ‌آهک و توف به همراه سنگ‌آهک ریفی (آگوتانین-بوریدگالین) روی واحدهای کهن پروتروزویک بالایی-اردووسین قرار گرفته‌اند. روی این واحدها، سنگ‌های گرانودیوریت، دیوریت، گابرو، کوارتز پورفیری، گرانیت، ریولیت، داسیت و آندزیت جای گرفته‌اند. در پایان، گنبد آندزیتی-داسیتی و توده‌های نیمه‌آتشفشانی میوسن بالایی-پلیوسن، کنگلومراهای سخت نشده و ماسه‌سنگ‌های پلیوسن به همراه تراورتن‌های کواترنری توالی سنگی یاد شده را تداوم بخشیده‌اند. در این بخش از حوضه تکاب، در ارتباط با واحدهای دگرگونی پروتروزویک بالایی-اردووسین کانی‌سازی‌های مختلفی دیده می‌شود که از مهم‌ترین آنها می‌توان به ذخیره طلای آق‌دره اشاره کرد (Daliran, 2008) (شکل ۲).

مشاهدات صحرائی نشان می‌دهند که در منطقه گورگور یک سامانه دگرسانی گرمایی به نسبت گسترده‌ای توسعه یافته است که بیشتر واحدهای سنگی مربوط به سازند سرخ بالایی و واحدهای آتشفشانی میوسن و میوسن-پلیوسن را تحت تأثیر قرار داده است. از جمله دگرسانی‌های گسترش یافته در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی یاد شده می‌توان به دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک و سیلیسی اشاره کرد. از ویژگی‌های برجسته زمین‌شناسی این منطقه می‌توان به تشکیل و گسترش پهنه‌های کانولینیزه اشاره کرد که به‌طور چیره در ارتباط با محصول دگرسانی سنگ‌های آندزیتی میوسن هستند. به نظر می‌رسد که ساختارهای زمین‌ساختی (گسل‌ها) با ایجاد مبرجی برای نفوذ و عملکرد محلول‌های گرمایی نقش ارزنده‌ای در گسترش پهنه‌های کانولینیزه در این منطقه داشته‌اند. این پهنه‌ها در نزدیکی گسل‌ها رنگ سفید و در مناطق دور از گسل رنگ خاکستری دارند. آنها در نزدیکی گسل‌ها برشی شده و گاه دارای رگه‌هایی از سیلیس به سبزی ۱۰ سانتی‌متر تا یک متر هستند. در این رگه‌ها، در نمونه دستی آثاری از کانی‌سازی‌های فلزی مانند پیریت، کالکوپیریت، هماتیت و گوتیت به خوبی دیده می‌شود. در مجاورت پهنه‌های کانولینیزه و گاه در بالای آنها، دگرسانی سیلیسی به چشم می‌خورد.

۴-۴. نتایج و بحث

۴-۱. سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که سنگ‌های آندزیتی مرتبط با پهنه‌های کانولینیزه در گورگور دارای بافت پورفیری هستند و در آنها درشت‌بلورهای خودشکل و صفحه‌ای پلاژیوکلاز در یک زمینه ریزدانه پراکنده شده‌اند (شکل‌های ۳-الف و ب). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها دارای ماکل کارلسباد و آلپیتی و منطقه‌بندی نوسانی هستند. طول این بلورهای خودشکل و دانه‌درشت به‌طور میانگین ۰/۴ میلی‌متر است و گاه به ۱ سانتی‌متر می‌رسد. کانی‌های فرومنیزین همراه با کوارتز از دیگر کانی‌های حاضر در این سنگ‌ها هستند که به دو شکل درشت‌بلور و میکروولیت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. ترکیب کانی‌های فرومنیزین بیشتر از نوع آمفیبول (هورنبلاند سبز) (شکل ۳-ب) است که در مواردی به کلریت، کلسیت، اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند. کلینوپیروکسن از نوع اوزیت از دیگر کانی‌های حاضر در این سنگ‌هاست که به صورت ستونی دیده می‌شود. این کانی، به کرنات، اکسید آهن و کلریت تجزیه شده است. آپاتیت و زیرکن از مهم‌ترین کانی‌های فرعی هستند و پیریت مهم‌ترین کانی تیره حاضر در این سنگ‌هاست.

تجزیه‌های پراش پرتو ایکس (XRD) نشان می‌دهند که پهنه‌های کانولینیزه

برای محاسبه مقادیر بی‌هنجاری Eu و Ce در پهنه‌های کائولینیزه و سنگ‌های اولیه آندزیتی به ترتیب از روابط زیر استفاده شد (Taylor and McLennan, 1985):

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

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

در این روابط، حرف N بیانگر بهنجار شدن عناصر یاد شده با کندریت است. محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که مقادیر بی‌هنجاری Eu و Ce در نمونه‌های کائولینیزه به ترتیب دارای بازه ۰/۸۴ تا ۱/۰۶ و ۰/۸۳ تا ۰/۹۳ است. بی‌هنجاری Eu و Ce در سنگ آندزیتی به‌طور میانگین به ترتیب برابر ۰/۸۸ و ۰/۹۳ است. مقایسه میان مقادیر یاد شده در نمونه‌های کائولینیزه و سنگ مادر آندزیتی نشان می‌دهد که گذر سنگ‌های آندزیتی به پهنه‌های کائولینیزه در محدوده گورگور با رخداد بی‌هنجاری منفی و مثبت Eu و با رخداد بی‌هنجاری منفی Ce همراه بوده است. رخداد بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند با دگرسانی کانی پلاژیوکلاز در طی دگرسانی مرتبط باشد (Arslan et al., 2006). همبستگی‌های منفی قوی میان $Eu/Eu^* - Al_2O_3$ ($r = -0.73$) (شکل ۱۲-الف) و مثبت قوی میان $Eu/Eu^* - Fe_2O_3$ ($r = 0.85$) (شکل ۱۲-ب) نشان می‌دهند که درجه تفریق Fe از Al مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده تغییرات بی‌هنجاری Eu در طی کائولینیتی شدن آندزیت‌ها در گورگور بوده است. با توجه به همبستگی مثبت میان $Eu/Eu^* - Fe_2O_3$ می‌توان چنین متصور شد که کانی‌های هماتیت و گوتیت به واسطه عملکرد فرایندهای روبش سبب تثبیت Eu و رخداد بی‌هنجاری مثبت Eu در پهنه‌های کائولینیزه شده‌اند. رخداد بی‌هنجاری منفی Ce می‌تواند به دلیل ماهیت احیایی سیال‌های دگرسان‌کننده و نقش مؤثر فرایندهای درون‌زاد در شکل‌گیری پهنه‌های کائولینیزه مرتبط باشد. همبستگی‌های مثبت میان $Ce/Ce^* - Al_2O_3$ ($r = 0.79$) (شکل ۱۲-پ) و $Ce/Ce^* - Zr$ ($r = 0.85$) (شکل ۱۲-ت) نشان می‌دهند که جذب سطحی توسط رس‌ها و تخریب کانی زیرکن توسط سیال‌های درون‌زاد (Fulignati et al., 1999)، دو عامل کلیدی کنترل‌کننده تغییرات مقادیر بی‌هنجاری Ce در پهنه‌های کائولینیزه بوده‌اند.

۵- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارتند از:

- رگه‌های سیلیسی حاضر در درون پهنه‌های کائولینیزه منطقه گورگور شامل کانه‌های پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، بورنویت و استینیت هستند.
- تلفیق نتایج حاصل از محاسبات تغییرات جرم و تغییرات در نسبت‌های عنصری نشان می‌دهند که همپوشی فرایندهای برون‌زاد روی درون‌زاد، تغییرات pH، پتانسیل احیا و تثبیت توسط کانی‌های رسی، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، زیرکن و جاروسیت مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده توزیع REEs در پهنه‌های کائولینیزه بوده‌اند.
- درجه تفریق ضعیف LREEs از HREEs، تفریق ضعیف در میان HREEs و همبستگی‌های مثبت قوی مقادیر $(La/Lu)_N$ و $(LREEs/HREEs)_N$ با اجزایی مانند P، LOI، S و Sr آشکار می‌کنند که فرایندهای درون‌زاد نقش برجسته‌ای در گسترش پهنه‌های کائولینیزه محدود گورگور ایفا کرده‌اند.
- درجه تخریب پلاژیوکلازها در طی سیستم‌های واکنشی آب-سنگ به همراه روبش و تمرکز توسط اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن دو فاکتور کلیدی کنترل‌کننده بی‌هنجاری Eu بوده‌اند.
- جذب سطحی توسط رس‌ها، پتانسیل احیا و تخریب زیرکن توسط سیال‌های درون‌زاد سه عامل کلیدی کنترل‌کننده تغییرات بی‌هنجاری Ce در پهنه‌های کائولینیزه هستند.

سپاسگزاری

نگارندگان این مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده‌اند؛ بنابراین نهایت سپاس خود را از مسئولان مربوط اعلام می‌دارند. همچنین از سرکار خانم دکتر فرحناز دلیران برای انجام تجزیه‌های SEM-EDS و از داوران محترم مجله برای نظرات و پیشنهادات سازنده‌شان سپاسگزاری می‌شود.

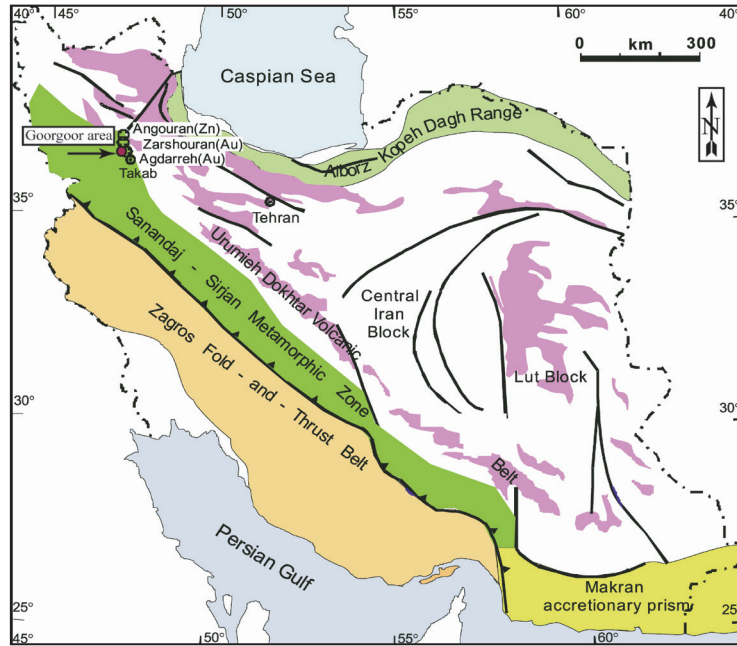
ترتیب نشانه افزایش و کاهش جرم REEs در طی کائولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی است. نتایج حاصل به‌صورت نمودار در شکل ۹-ب نمایش داده شده است. بر پایه این شکل، گسترش فرایند کائولینیتی شدن در گورگور با غنی‌شدگی - تهی‌شدگی Nd-La و تهی‌شدگی Sm-Lu همراه بوده است. یادآور می‌شود که در روند تغییرات REEs، از La تا Gd یک کاهش تدریجی در میزان تمرکز دیده می‌شود؛ به‌طوری که این روند کاهش از Tb تا Lu تقریباً از بین می‌رود (شکل ۹-ب).

عوامل کنترل‌کننده تغییر در نسبت‌های $(La/Lu)_N$ و $(LREEs/HREEs)_N$ در پهنه‌های کائولینیزه: بررسی‌ها نشان داده است که اجزایی مانند S، P_2O_5 و Sr تنها در ذخایر کائولن با منشأ درون‌زاد حاضر هستند و مقدار این اجزا با پیشرفت درجه دگرسانی (LOI) افزایش می‌یابد (Grecco et al., 2012). در این نوع ذخایر، همبستگی مثبت قوی میان اجزای یاد شده با درجه تفریق LREEs از HREEs دیده می‌شود (Grecco et al., 2012). در این پژوهش، برای تعیین نقش احتمالی فرایندهای درون‌زاد در گسترش پهنه‌های کائولینیزه مورد مطالعه و ارتباط آنها با درجه تفریق REEs نمودارهای دومتغیره رسم و ضرایب همبستگی پیرسون (جدول ۴) میان نسبت‌های $(La/Lu)_N$ و $(LREEs/HREEs)_N$ با اجزایی مانند S، P_2O_5 و Sr محاسبه شد. رسم نمودارهای دومتغیره $(La/Lu)_N$ در برابر S، P_2O_5 و LOI همبستگی‌های مثبت و قوی ($r = 0.95 - 0.90$) را میان این اجزا نشان می‌دهد که بیانگر نقش مؤثر فرایندهای درون‌زاد در تفریق La از Lu در طی کائولینیتی شدن در گورگور است (شکل‌های ۱۰-الف تا ت). همچنین، همبستگی‌های مثبت قوی میان روند تغییرات $(LREEs/HREEs)_N$ در برابر اجزای یاد شده وجود دارد ($r = 0.95 - 0.74$) (شکل‌های ۱۱-الف تا ت) که دلیلی بر نقش کنترلی فرایندهای درون‌زاد در تفریق و غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs است.

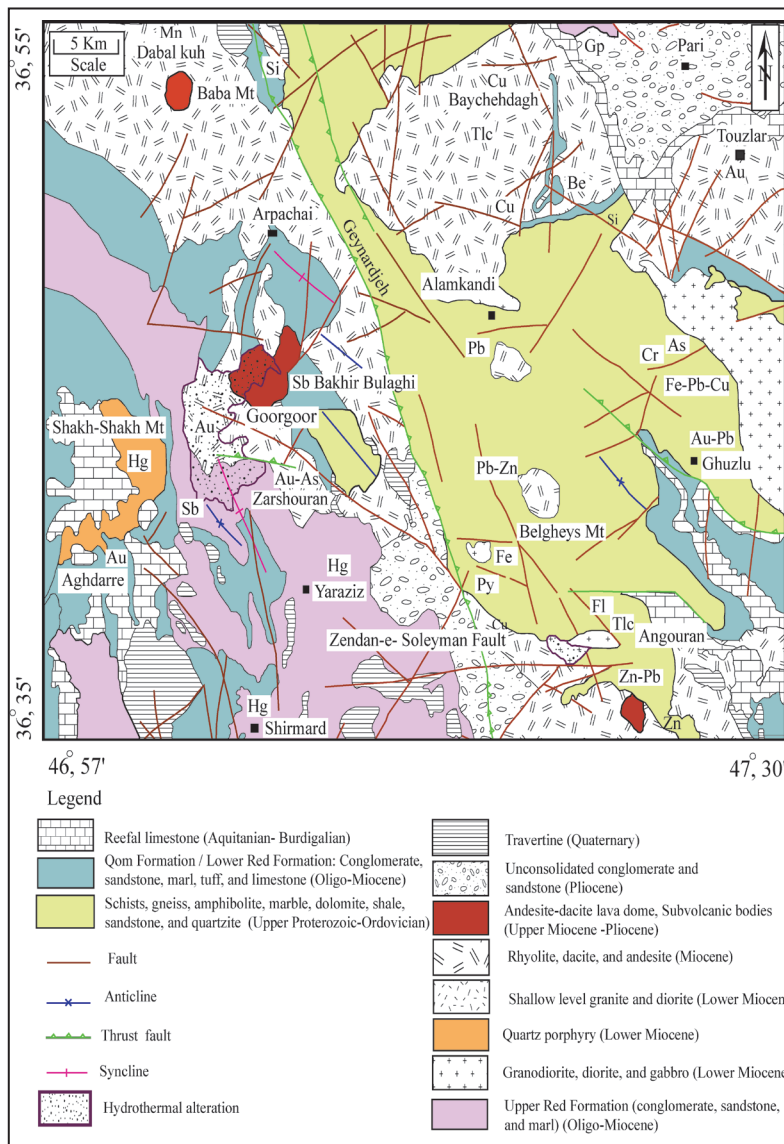
مجموع عناصر جزئی Ce+Y+La و درجه تفریق HREEs از هم نیز می‌تواند در تعیین نوع فرایندهای دخیل در گسترش و تشکیل پهنه‌های کائولینیزه گورگور مفید باشد. مطالعات انجام شده نشان داده است که در ذخایر کائولن با منشأ درون‌زاد و برون‌زاد مقدار Ce+Y+La به ترتیب کمتر و بیشتر از ۱۰۰ ppm است (Dill et al., 1997). در نمونه‌های مورد مطالعه، این نسبت دارای بازه تغییراتی از ۱۱۱/۹ تا ۱۵۳/۵ ppm است. این بازه تغییرات نشان از این دارد که فرایندهای برون‌زاد نیز در گسترش پهنه‌های کائولینیزه مورد مطالعه بی‌تأثیر نبوده‌اند. مطالعات انجام شده روی ذخایر کائولن در دنیا آشکار کرده است که در کائولن‌های با منشأ درون‌زاد و برون‌زاد، HREEs به ترتیب دچار کمترین و بیشترین درجه تفریق از هم می‌شوند (Grecco et al., 2012). با توجه به بازه تغییرات بسیار محدود HREEs در نمونه‌های مورد مطالعه (۸/۳۲ تا ۱۱/۲۹ ppm) به نظر می‌رسد که نقش فرایندهای درون‌زاد در توسعه پهنه‌های کائولینیزه بسیار محتمل‌تر از فرایندهای برون‌زاد باشد.

عوامل کنترل‌کننده توزیع و تحرک REEs در پهنه‌های کائولینیزه: pH‌های پایین و بالا به ترتیب سبب شستشو و غنی‌شدگی REEs در محصولات دگرسان شده می‌شوند (Fulignati et al., 1999). با توجه به نقش اصلی سیال‌های درون‌زاد در توسعه پهنه‌های کائولینیزه، انتظار بر این است که در طی کائولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی همه REEs باید از سامانه به‌طور بخشی خارج شوند. محاسبات تغییرات جرم عناصر خاکی کمیاب چنین پدیده‌ای را برای Sm تا Lu نشان می‌دهند. بنابراین غنی‌شدگی عناصر La تا Nd باید علتی غیر از pH داشته باشد. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی این پهنه‌ها، به نظر می‌رسد که غنی‌شدگی LREEs به احتمال قوی با ورود آنها به شبکه کانی جاروسیت مرتبط باشد. LREEs می‌توانند جانشین K در شبکه کانی جاروسیت شوند (Karayaka, 2009). افزون بر این، حضور کانی‌هایی مانند کائولینیت، هماتیت و گوتیت نیز می‌تواند موجبات تثبیت LREEs در این پهنه‌ها را فراهم کرده باشد. این کانی‌ها توانایی بسیار بالایی برای جذب و روبش LREEs در سامانه‌های مختلف دگرسانی دارند (Fulignati et al., 1999). با توجه به تجزیه و تحلیل‌های یاد شده، به نظر می‌رسد که پتانسیل یونی شرایط بسیار مناسبی برای جذب و روبش LREEs توسط کانی‌های یاد شده فراهم کرده است.

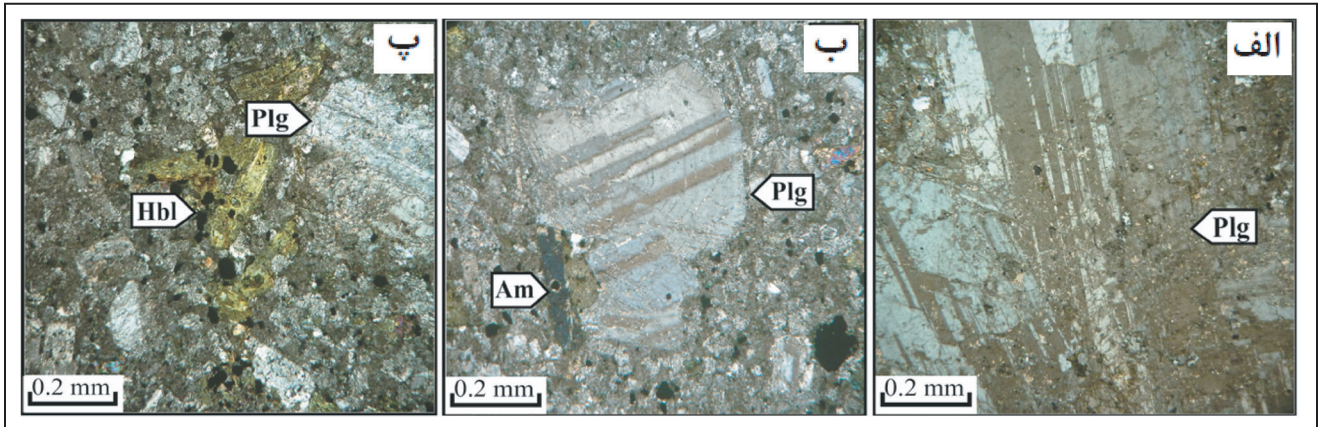
دلایل رخداد بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در پهنه‌های کائولینیزه: در این پژوهش،



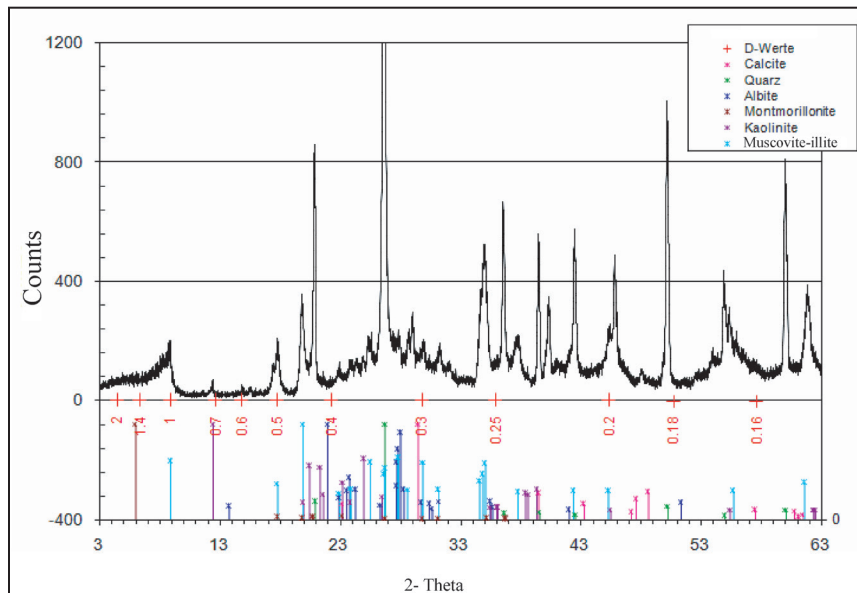
شکل ۱- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (Stocklin, 1968) و موقعیت منطقه گورگور و ذخایر فلزی طلا در منطقه تکاب در آن.



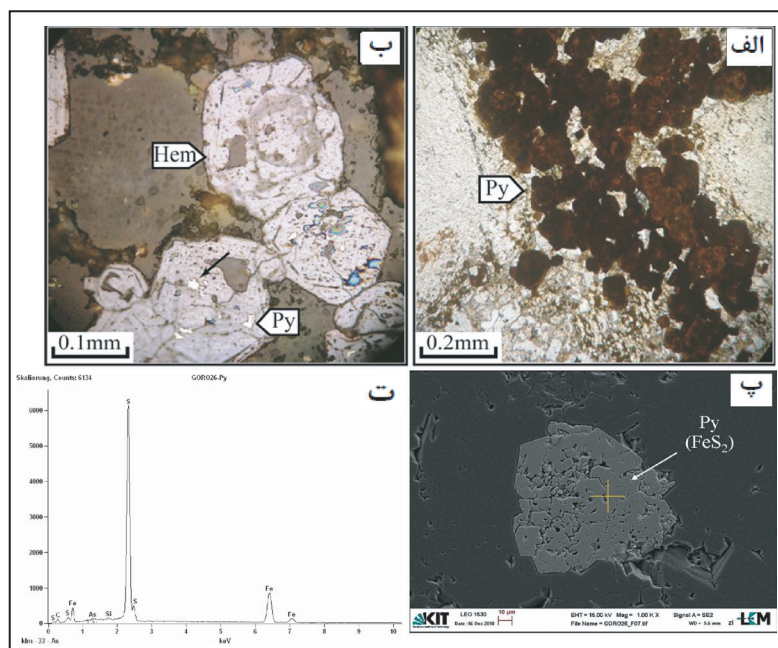
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی شمال تکاب (Daliran, 2008) که در آن موقعیت منطقه گورگور و چگونگی توزیع دگرسانی گرمایی در آن مشخص شده است.



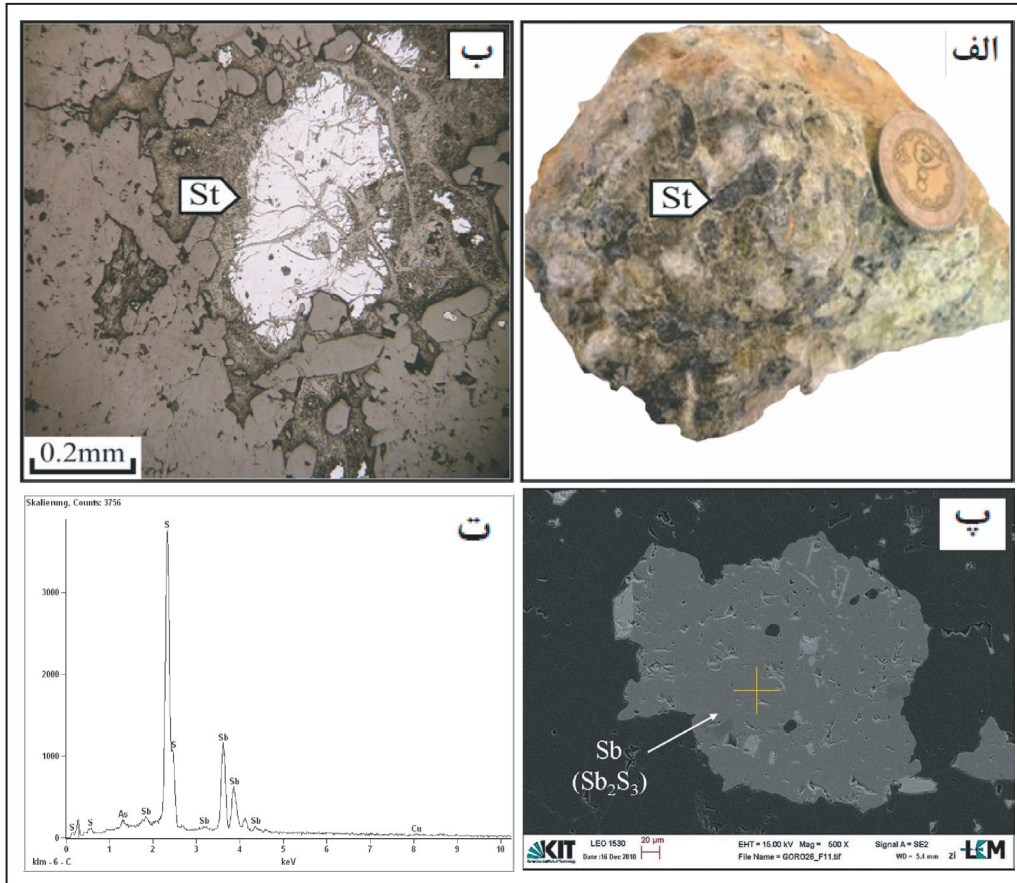
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آندزیتی مرتبط با گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک. (الف) درشت بلور پلاژیوکلاز (Pl) دارای ادخال‌هایی از کانی‌های ثانویه با بافت غربالی؛ (ب) منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز به همراه آمفیبول (Am)؛ (پ) تجمعی از بلورهای منشوری سالم هورنبلند (Hbl) در مجاورت پلاژیوکلاز. همه تصاویر در نور عبوری دوبار پلاریزه گرفته شده‌اند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) برگرفته شده است.



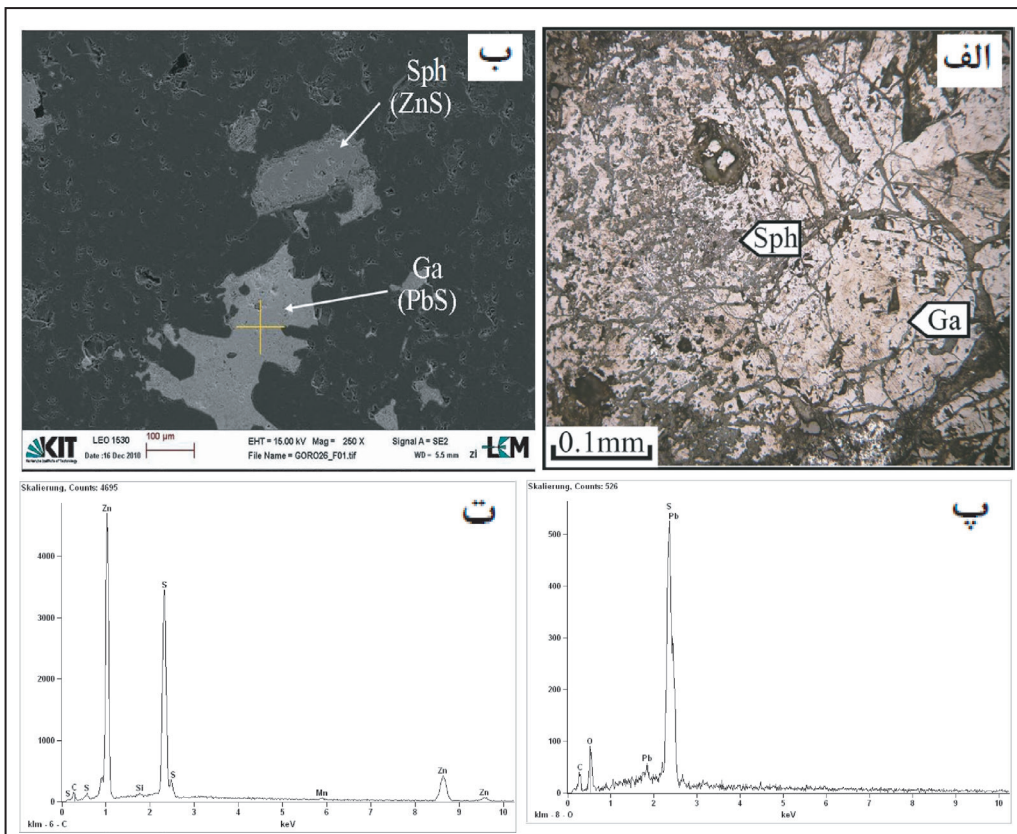
شکل ۴- طیف پراش پرتو ایکس (XRD) برای نمونه G-6.



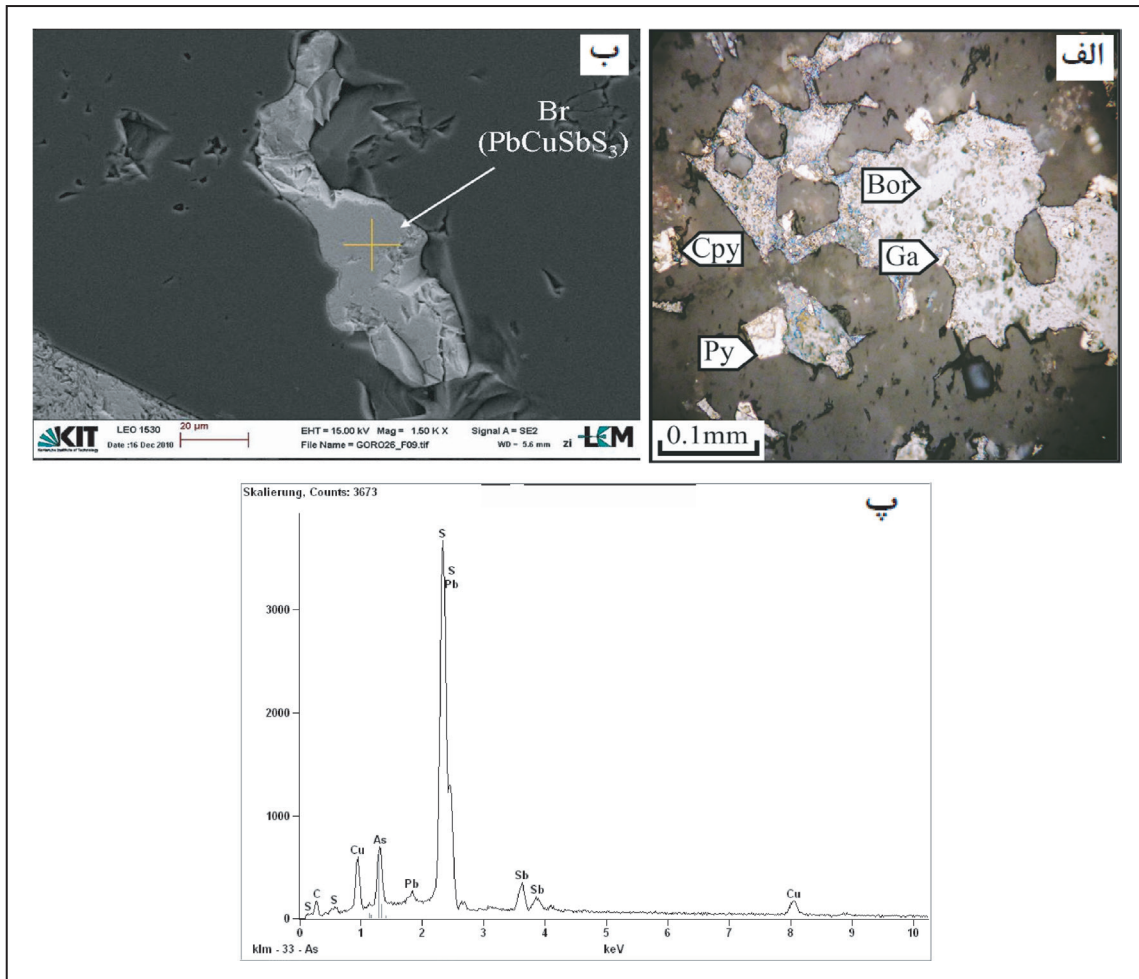
شکل ۵- (الف) پیریت دگرسان شده به هماتیت و گوتیت (نور بازتابی)؛ (ب) پیریت اکسیده شده که در آن هماتیت در حواشی و بقایای پیریت در مرکز دیده می‌شود (نور بازتابی)؛ (پ) تصویر SEM از یک پیریت نیمه‌خودشکل با مقادیر آرسنیک درون کوارتز؛ (ت) طیف EDS مربوط به کانی پیریت.



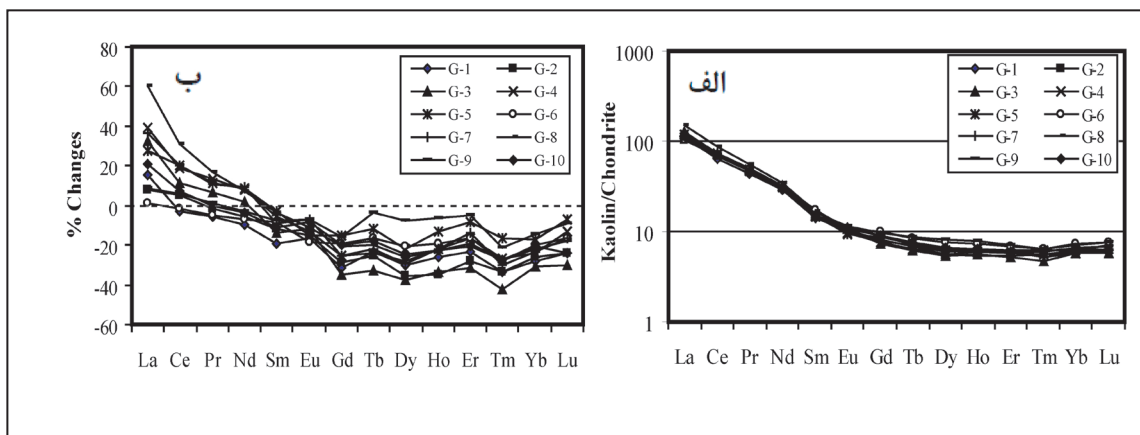
شکل ۶- الف) تصویر ماکروسکوپی از کانی‌سازی استینیت در رگه سیلیسی موجود در پهنه دگرسانی آرژلیک؛ ب) تصویر میکروسکوپی از کانی‌سازی استینیت (St) در رگه سیلیسی (نور بازتابی)؛ پ) تصویر SEM از کانی‌سازی دانه پراکنده استینیت؛ ت) طیف EDS مربوط به کانی استینیت.



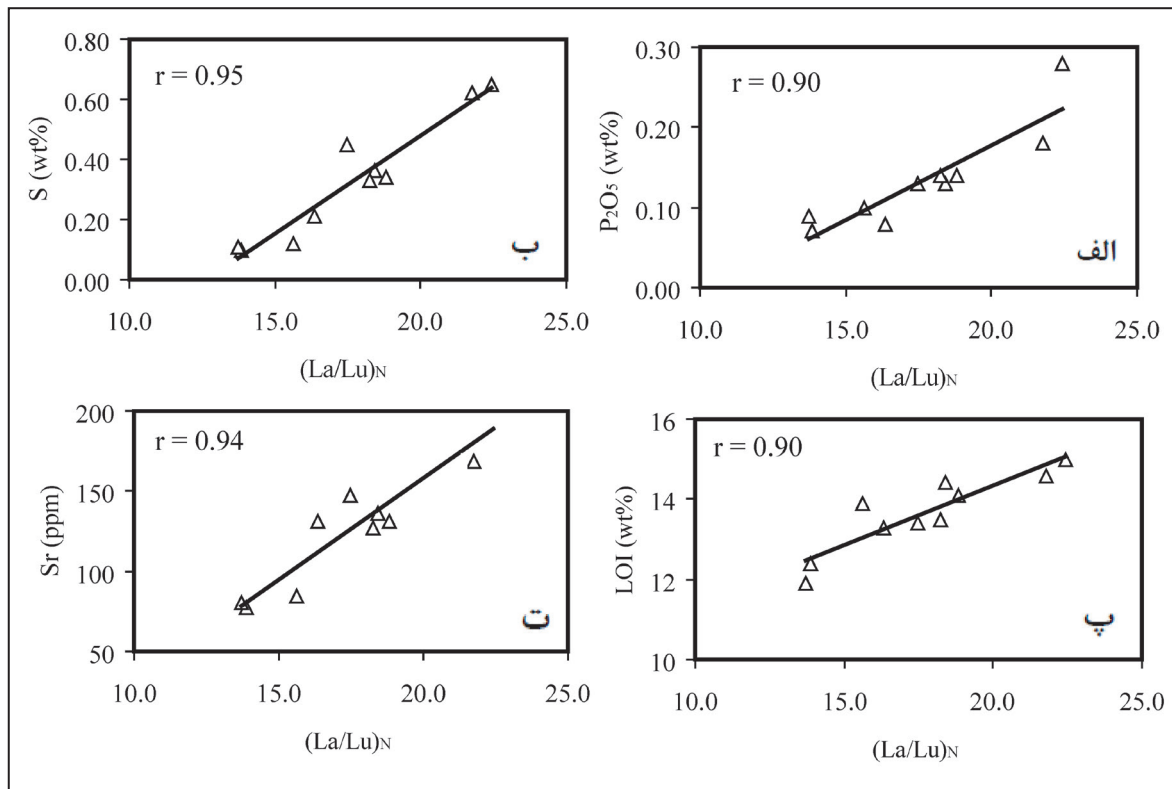
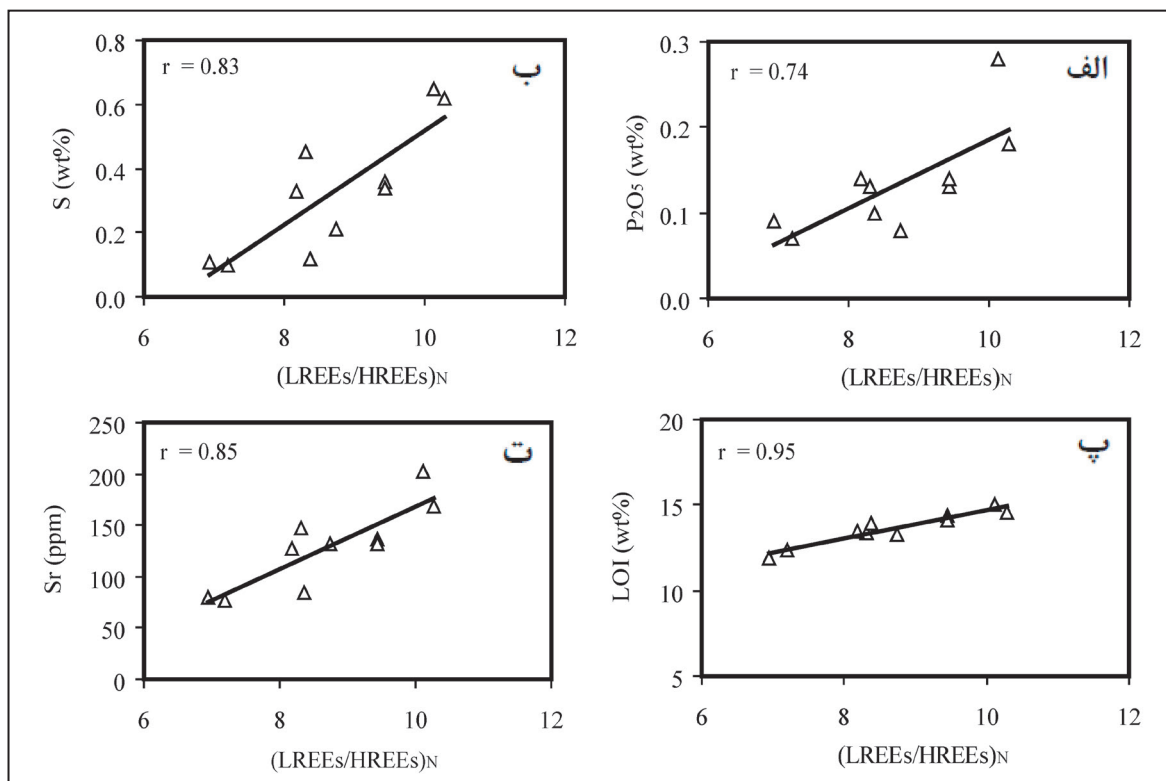
شکل ۷- الف) کانی‌سازی گالن (Ga) و اسفالریت (Sph) در رگه سیلیسی (نور بازتابی)؛ ب) تصویر SEM از کانی‌سازی گالن و اسفالریت در رگه سیلیسی؛ پ) طیف EDS مربوط به کانی گالن؛ ت) طیف EDS مربوط به کانی اسفالریت.

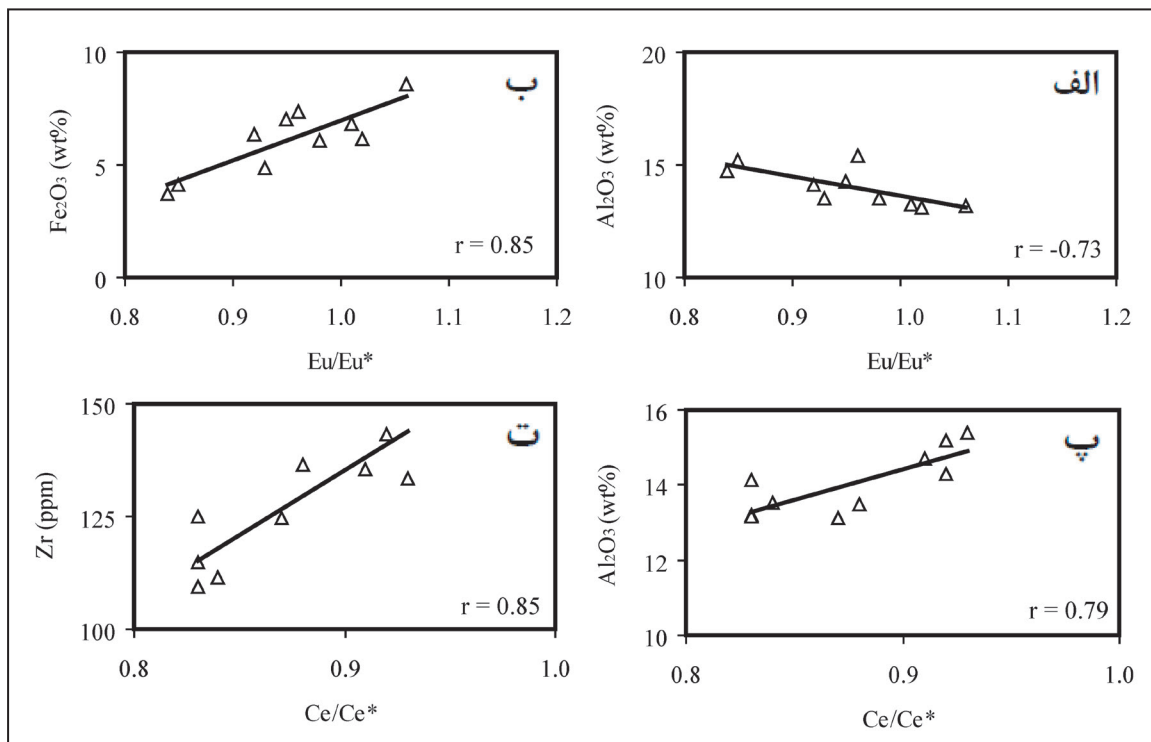


شکل ۸- الف) تصویر میکروسکوپی از کانی سازی بورنویت (Bor)، گالن (Ga)، کالکوپیریت (Cpy) و پیریت (Py) در یک زمینه سیلیسی (نور بازتابی)؛ ب) تصویر SEM از کانی سازی بورنویت در رگه سیلیسی؛ پ) طیف EDS مربوط به کانی بورنویت.



شکل ۹- الف) الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت برای نمونه های مورد مطالعه؛ ب) نمودار تغییرات جرم عناصر خاکی کمیاب برای نمونه های کائولینیزه با فرض Sc به عنوان عنصر شاخص کم تحرک.


 شکل ۱۰- نمودارهای دومتغیره: الف) $(La/Lu)_N - P_2O_5$ (ب) $(La/Lu)_N - S$ (پ) $(La/Lu)_N - LOI$ (ت) $(La/Lu)_N - Sr$ برای نمونه‌های کانولینیزه گورگور.

 شکل ۱۱- نمودارهای دومتغیره: الف) $(LREEs/HREEs)_N - P_2O_5$ (ب) $(LREEs/HREEs)_N - S$ (پ) $(LREEs/HREEs)_N - LOI$ (ت) $(LREEs/HREEs)_N - Sr$ برای نمونه‌های کانولینیزه گورگور.



شکل ۱۲- نمودارهای دو متغیره: الف) Al_2O_3 (wt%) - Eu/Eu^* ؛ ب) Fe_2O_3 (wt%) - Eu/Eu^* ؛ پ) Al_2O_3 (wt%) - Ce/Ce^* ؛ ت) Zr (ppm) - Ce/Ce^* برای نمونه‌های کانولینیزه گور گور.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های پراش پرتو ایکس (XRD) در نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه گور گور.

ردیف	شماره نمونه	فازهای اصلی	فازهای فرعی
۱	G-2	کانولینیت، کوارتز، جاروسیت	آلیت، مسکوویت- ایلیت، آاناتاز، کلریت، گوتیت، هماتیت
۲	G-3	کانولینیت، کوارتز	جاروسیت، اورتو کلاز، آلیت، مسکوویت- ایلیت
۳	G-6	کانولینیت، کوارتز	آلیت، مسکوویت- ایلیت، مونت موریلونیت، کلسیت
۴	G-7	کانولینیت، کوارتز	آلیت، اورتو کلاز، گوتیت، هماتیت
۵	G-9	کانولینیت، کوارتز	آلیت، مسکوویت- ایلیت، اورتو کلاز، کلریت
۶	G-10	کانولینیت، کوارتز	جاروسیت، اورتو کلاز، مسکوویت- ایلیت، آلیت

جدول ۲- نتایج تجزیه‌های شیمیایی ICP-MS و ICP-ES نمونه‌های کانولینیزه و سنگ‌های آذرین آندزیتی منطقه گورگور.

Sample No	A-1	A-2	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	G-9	G-10
	Andesite		Kaolinized samples									
SiO ₂ (wt %)	۶۲/۳۱	۶۳/۱۴	۶۰/۴۶	۵۶/۷۴	۵۶/۴۵	۶۰/۳۴	۶۰/۸۷	۶۰/۳۴	۶۰/۵۱	۵۷/۷۱	۶۰/۰۲	۵۹/۰۲
Al ₂ O ₃	۱۴/۵۱	۱۴/۹۴	۱۳/۲۲	۱۵/۴۰	۱۳/۱۶	۱۳/۵۳	۱۴/۷۲	۱۵/۱۷	۱۳/۱۲	۱۴/۱۲	۱۴/۲۹	۱۳/۴۸
Fe ₂ O ₃	۵/۳۱	۴/۶۵	۶/۸۱	۷/۳۴	۸/۵۵	۴/۸۸	۳/۷۱	۴/۱۵	۶/۱۷	۶/۳۵	۷/۰۶	۶/۰۷
MgO	۲/۱۶	۱/۸۵	۰/۴۲	۰/۵	۰/۴۲	۰/۵۱	۰/۶۱	۰/۶۷	۰/۵۶	۰/۵۸	۰/۵۵	۰/۵۵
CaO	۳/۱۶	۲/۴۳	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۲۰
Na ₂ O	۴/۳۶	۵/۱۸	۰/۱۹	۰/۸۵	۰/۳۹	۰/۲۵	۰/۳۴	۰/۷۹	۰/۵۳	۰/۲۴	۰/۴۲	۰/۱۶
K ₂ O	۳/۶	۳/۶۸	۳/۵۴	۴/۳۴	۳/۶۶	۳/۸	۴/۱۴	۴/۱	۳/۶۲	۳/۷۶	۳/۸۲	۳/۶۸
TiO ₂	۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۴۴	۰/۵۹	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۴۷	۰/۵۱	۰/۴۹	۰/۵۰
P ₂ O ₅	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۱۴	۰/۲۸	۰/۰۹	۰/۱۴
MnO	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۳	۰/۴۸	۱/۰۸	۰/۴۴	۰/۱۲	۰/۴۷	۰/۰۸	۰/۲۰	۰/۴۹	۰/۰۹
TOT/C	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۹
TOT/S	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۴۵	۰/۲۱	۰/۶۲	۰/۳۶	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۳۴	۰/۶۵	۰/۱۱	۰/۳۳
LOI	۱/۵	۱/۱	۱۳/۴	۱۳/۳	۱۴/۶	۱۴/۴	۱۳/۹	۱۲/۴	۱۴/۱	۱۵/۰۰	۱۱/۹	۱۳/۵
Sum	۹۹/۸۱	۹۹/۸۱	۹۹/۸۴	۹۹/۹۳	۹۹/۶۸	۹۹/۳۹	۹۹/۵۴	۹۹/۲۶	۹۹/۹۹	۹۹/۶۶	۹۹/۳۷	۹۹/۳۸
Sc (ppm)	۱۱	۱۰	۱۱	۱۱	۱۱	۱۰	۱۰	۱۲	۱۰	۱۱	۱۱	۱۱
Ba	۸۰۳	۷۸۸	۴۱۶	۶۴۶	۴۴۰	۳۸۹	۳۱۰	۴۱۸	۴۲۱	۵۹۰	۶۱۶	۵۰۴
Hf	۹/۳	۴/۲	۳/۵	۴/۲	۳/۲	۴/۴	۳/۸	۳/۹	۴/۵	۳/۹	۳/۹	۳/۶
Nb	۹/۵	۱۰/۳	۸	۹/۸	۸	۸/۵	۹/۹	۹/۲	۸/۲	۹/۵	۸/۷	۸/۷
Sr	۳۸۰/۷	۳۲۹/۳	۱۴۷/۴	۱۳۱/۳	۱۶۸/۵	۱۳۶/۳	۸۴/۴	۷۷/۴	۱۳۱/۳	۲۰۲/۴	۸۰/۲	۱۲۶/۸
Th	۲۰	۲۱/۱	۱۵/۹	۱۸/۸	۱۵/۷	۱۵/۶	۱۶/۵	۱۷/۸	۱۵/۶	۱۷	۱۹	۱۲/۴
Zr	۱۴۹/۵	۱۵۹/۲	۱۲۴/۹	۱۳۳/۵	۱۰۹/۳	۱۱۱/۴	۱۳۵/۴	۱۵۰/۳	۱۲۴/۵	۱۱۵/۰	۱۴۳/۳	۱۳۶/۶
Cu	۱۱/۴	۸/۸	۶۳۳/۲	۴۸۵/۵	۷۵۱/۴	۳۰۱/۲	۲۳۸/۱	۲۵۱/۳	۳۳۳/۷	۵۰۲/۴	۵۶۰/۶	۲۰۰/۸
Pb	۷۸/۹	۱۲/۳	۱۰۰۰۰	۷۴۸۸	۱۰۰۰۰	۵۹۱۷	۳۵۴۵	۳۸۷۰	۷۷۹۵	۱۰۰۰۰	۱۰۰۰۰	۱۰۰۰۰
Zn	۶۹	۳۰	۴۴۰	۳۹۷	۴۹۰	۳۹۲	۲۷۷	۱۰۵۹	۳۱۱	۲۹۸	۴۱۹	۴۲۱
As	۲۳	۱۹/۷	۳۰۵۱	۲۳۱۲	۴۲۵۰	۱۹۰۵	۱۲۵۲	۱۲۴۱	۲۰۲۲	۳۱۱۸	۲۲۶۷	۲۷۱۳
Sb	۹/۲	۱/۹	۲۰۰۰	۴۶۳	۲۰۰۰	۷۴۶/۵	۵۲۲/۵	۵۱۱/۲	۱۲۲۶	۱۵۱۶	۴۸۳/۸	۲۰۰۰
Y	۱۸/۳	۱۹/۳	۱۲/۷	۱۲/۰	۱۱/۶	۱۲/۵	۱۳/۷	۱۶/۴	۱۲/۲	۱۴/۱	۱۶/۷	۱۴/۴
La	۳۳/۸	۳۲/۹	۴۰/۴	۳۷/۸	۴۶/۳	۴۴/۳	۴۰/۵	۳۸/۵	۴۲/۵	۵۶	۳۸/۱	۴۲/۲
Ce	۵۹/۸	۶۱/۳	۶۱/۷	۶۶/۸	۷۰/۵	۶۸/۴	۶۹/۴	۶۸/۲	۶۹/۳	۸۳/۴	۶۷/۱	۶۸/۳
Pr	۶/۰۹	۶/۴۲	۶/۲۴	۶/۴۹	۷/۰۲	۶/۸	۶/۶۷	۶/۸۲	۶/۶۵	۷/۷۱	۶/۶۹	۶/۵۹
Nd	۲۰/۲	۲۳/۲	۲۰/۶	۲۱/۵	۲۳/۲	۲۲/۳	۲۲/۵	۲۳/۱	۲۲/۶	۲۴/۴	۲۲/۱	۲۱/۹
Sm	۳/۵۴	۳/۹۵	۳/۲	۳/۴۹	۳/۴۲	۳/۳۹	۳/۴۹	۳/۹۶	۳/۲۸	۳/۸۳	۳/۶۶	۳/۵۳
Eu	۱/۰۳	۱/۰۱	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۹۷	۰/۸۷	۰/۸۵	۰/۹۸	۰/۹۳	۰/۹۸	۱/۰۲	۱/۰۱
Gd	۳/۲	۳/۶۱	۲/۴۲	۲/۵۲	۲/۳	۲/۳۹	۲/۷۲	۳/۱	۲/۳۹	۲/۷۹	۲/۹۷	۲/۸۲
Tb	۰/۵۲	۰/۵۷	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۴۴	۰/۵	۰/۳۹	۰/۴۴	۰/۵۳	۰/۴۵
Dy	۳/۰۱	۳/۲۸	۲/۳	۲/۱۳	۲/۰۷	۲/۱۵	۲/۳۴	۲/۸۵	۲/۱۱	۲/۴۵	۳/۰۴	۲/۴۹
Ho	۰/۶۶	۰/۶۵	۰/۴۹	۰/۴۳	۰/۴۴	۰/۴۷	۰/۵۲	۰/۵۸	۰/۴۷	۰/۵۱	۰/۶۲	۰/۵۱
Er	۱/۷۴	۱/۹۳	۱/۴۴	۱/۳۵	۱/۲۸	۱/۴۲	۱/۵۶	۱/۷۱	۱/۴۷	۱/۵۱	۱/۷۸	۱/۴۹
Tm	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۴
Yb	۱/۹۴	۲/۰۸	۱/۵۱	۱/۵۵	۱/۴۴	۱/۴۵	۱/۵۷	۱/۸۳	۱/۴۶	۱/۶۳	۱/۷۹	۱/۶۶
Lu	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۳	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۳	۰/۲۵

جدول ۳- نسبت‌های عنصری در نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آندزیتی و پهنه‌های کائولینیزه در منطقه گورگور.

	A-1	A-2	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	G-9	G-10
LREE _{La-Eu}	۱۲۷/۶۶	۱۳۲/۳۹	۱۳۵/۴۸	۱۳۹/۵۳	۱۵۳/۷۱	۱۴۸/۴۵	۱۴۶/۱۳	۱۴۴/۶۶	۱۴۸/۶۵	۱۷۹/۱۱	۱۴۶/۶۴	۱۴۶/۳۵
HREE _{Gd-Lu}	۱۱/۶۸	۱۲/۷۶	۹/۰۵	۸/۸۶	۸/۳۲	۸/۷۴	۹/۶۸	۱۱/۱۳	۸/۷۵	۹/۸۴	۱۱/۲۹	۹/۹۱
REEs	۱۳۶/۱۴	۱۴۱/۵۴	۱۴۲/۱۱	۱۴۵/۸۷	۱۵۹/۷۳	۱۵۴/۸۰	۱۵۳/۰۹	۱۵۲/۶۹	۱۵۵/۰۱	۱۸۶/۱۶	۱۴۹/۹۶	۱۵۳/۴۴
(La/Lu) _N	۱۱/۴۲	۱۰/۷۸	۱۷/۴۷	۱۶/۳۵	۲۱/۷۶	۱۸/۴۲	۱۵/۶۴	۱۳/۸۷	۱۸/۸۱	۲۲/۴۲	۱۳/۷۳	۱۸/۲۵
La+Ce+Y	۱۱۱/۹	۱۱۳/۵	۱۱۴/۸	۱۱۶/۶	۱۲۸/۴	۱۲۵/۲	۱۲۳/۶	۱۲۳/۱	۱۲۵/۰	۱۵۳/۵	۱۲۱/۹	۱۲۴/۹
Eu/Eu*	۰/۹۴	۰/۸۲	۱/۰۱	۰/۹۶	۱/۰۶	۰/۹۳	۰/۸۴	۰/۸۷	۱/۰۲	۰/۹۲	۰/۹۵	۰/۹۸
Ce/Ce*	۰/۹۲	۰/۹۴	۰/۸۳	۰/۹۳	۰/۸۳	۰/۸۴	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۸۷	۰/۸۳	۰/۹۲	۰/۸۸
(LREEs/HREEs) _N	۶/۰۲	۵/۷۰	۸/۳۱	۸/۷۴	۱۰/۲۸	۹/۴۴	۸/۳۷	۷/۱۹	۹/۴۴	۱۰/۱۲	۶/۹۴	۸/۱۸

جدول ۴- ضرایب همبستگی پیرسون میان برخی از عناصر و نسبت‌های عنصری در نمونه‌های کائولینیزه.

	Al	Fe	P	S	LOI	Sr	Zr	LREEs	HREEs	(La/Lu) _N	Eu/Eu*	Ce/Ce*	(LREEs/HREEs) _N
Al	۱/۰۰												
Fe	-۰/۳۵	۱/۰۰											
P	-۰/۴۵	۰/۳۰	۱/۰۰										
S	-۰/۶۳	۰/۵۳	۰/۸۸	۱/۰۰									
LOI	-۰/۴۶	۰/۱۰	۰/۷۷	۰/۷۸	۱/۰۰								
Sr	-۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۸۸	۰/۹۶	۰/۸۰	۱/۰۰							
Zr	۰/۶۳	-۰/۳۹	-۰/۷۰	-۰/۸۵	-۰/۸۷	-۰/۸۳	۱/۰۰						
LREEs	-۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۹۵	۰/۶۴	۰/۶۷	۰/۶۶	-۰/۴۹	۱/۰۰					
HREEs	۰/۴۹	-۰/۳۶	-۰/۲۸	-۰/۵۷	-۰/۷۳	-۰/۶۰	۰/۷۹	-۰/۰۴	۱/۰۰				
(La/Lu) _N	-۰/۵۹	۰/۴۳	۰/۹۰	۰/۹۵	۰/۹۰	۰/۹۴	-۰/۸۷	۰/۷۲	-۰/۶۴	۱/۰۰			
Eu/Eu*	-۰/۷۳	۰/۸۵	۰/۲۸	۰/۵۸	۰/۲۵	۰/۵۲	-۰/۵۱	-۰/۰۸	-۰/۵۹	۰/۵۲	۱/۰۰		
Ce/Ce*	۰/۷۹	-۰/۳۱	-۰/۷۶	-۰/۹۱	-۰/۷۴	-۰/۸۱	۰/۸۶	-۰/۴۷	۰/۵۶	-۰/۸۳	-۰/۵۱	۱/۰۰	
(LREEs/HREEs) _N	-۰/۴۷	۰/۳۴	۰/۷۴	۰/۸۳	۰/۹۵	۰/۸۵	-۰/۹۲	۰/۶۳	-۰/۸۰	۰/۹۳	۰/۴۴	-۰/۷۲	۱/۰۰

کتابنگاری

اروجی، ع، ۱۳۹۱- کانی‌شناسی و ژئوشیمی زون‌های دگرسان و مینرالیزه منطقه گورگور (شمال غرب تکاب، استان آذربایجان غربی). رساله کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه، ۱۳۸ص.

References

- Abedini, A. and Calagari, A. A., 2015- Geochemical characteristics of the Abgharm kaolin deposit, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie- Abhandlugen* 278 (3): 125-139.
- Arslan, M., Kadir, S., Abdioglu, E. and Kolayli, H., 2006- Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey. *Clay Minerals* 41: 597-617.
- Asadi, H. H., Voncken, J. H. L., Kühnel, R. A. and Hale, M., 2000- Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshouran Carlin-like gold deposit, northwest Iran. *Mineralium Deposita* 35:656-671.
- Boni, M., Gilg, H. A., Balassone, G., Schneider, J., Allen, C. R. and Moore, F., 2007- Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran. *Mineralium Deposita* 42: 799-820.
- Boni, M., Gilg, H. A., Balassone, G., Schneider, J., Allen, C. R. and Moore, F., 2004- Environmental geochemistry of Zarshuran Au-As deposit, NW Iran. *Environmental Geology* 46: 796-807.
- Daliran, F. and Walther, J., 2000- A comparative study of the sediment-hosted gold deposits of Agdarreh and Zarshouran at N-Takab geothermal field, NW Iran. Part II: Fluid inclusion study. *European Journal of Mineralogy* 12:1-32.
- Daliran, F., 2008- The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran-hydrothermal alteration and mineralization. *Mineralium Deposita* 43: 383-404.
- Dill, H. G., Bosse, H. R., Henning, K. H., Fricke, A. and Ahrendt, H., 1997- Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt of the Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita* 32: 149-163.
- Fulginiti, P., Gioncada, A. and Sbrana, A., 1999- 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: 325-342.
- Ghorbani, M., 2013- *The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources*. Springer, 1-569.
- Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. and Moore, F., 2006- Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn (Pb-Ag) deposit, NW Iran: Interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralium Deposita* 41: 1-16.
- Grecco, L. E., Marfil, S. A. and Maiza P. J., 2012- Mineralogy and geochemistry of hydrothermal kaolins from the Adelita mine, Patagonia (Argentina); relation to other mineralization in the area. *Clay Minerals* 47: 131-146.
- Kadir, S. and Erkoyun, H., 2013- Genesis of the hydrothermal Karaçayır kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Usak-Güre Basin, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22: 444-468.
- Kadir, S., Kulah, T., Eran, M., Önagil, N. and Gurel, A., 2014- Mineralogical 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: 477-499.
- Karakaya, N., 2009- REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence. *Journal of Geochemical Exploration* 101:185-208.
- Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. and Cann, J. R., 1999- Sediment-hosted disseminated gold mineralisation at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita* 34: 673-696.
- Modaberi, S. and Moore, F., 2004- Environmental geochemistry of Zarshuran Au-As deposit, NW Iran. *Environmental Geology* 46:796-807.
- Nesbitt, H. W. and Markovics, G., 1997- Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:1653-1670.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review. *Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 52: 1258-1299.
- Taylor, Y. and McLennan, S. M., 1985- *The continental crust: Its composition and evolution*. 1st ed. Oxford, UK: Blackwell.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 85-187.

Mineralogy and REEs geochemistry of kaolinized zones of the Goorgoor area, North of Takab, NW Iran

A. Abedini^{1*}, A. Oroji² and A. A. Calagari³

¹Associate Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

² M.Sc., Geology Department, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

³Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2016 January 12

Accepted: 2016 July 18

Abstract

The kaolinized zones of the Goorgoor area (north of Takab, West-Azarbaidjan province) are alteration products of andesitic rocks of Miocene age in northwest of Iran. Based on the mineralogical studies, kaolinite, quartz, jarosite, montmorillonite, albite, muscovite-illite, anatase, chlorite, orthoclase, calcite, goethite and hematite are mineral phases in these zones. The silicic veins existing within these zones include metallic minerals such as pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, bornonite, and stibnite. The mass change calculations of rare earth elements (REEs), with assumption of Sc as a monitor immobile element, reveal that development of kaolinization processes were accompanied by enrichment-depletion of La-Nd and depletion of Sm-Lu. Geochemical analyses show that the degree of differentiation of Al from Fe and destruction of zircon by hydrothermal fluids are the most important controlling factors for variation of Eu (0.84-1.06) and Ce (0.83-0.93) anomalies in these zones, respectively. Positive and strong correlations of (La/Lu)_N and (LREEs/HREEs)_N values with components such as P, S, LOI, and Sr establish the effective role of hypogene solutions in progression of kaolinization processes. The combination of the obtained results from mineralogical and geochemical investigations suggest that changes in chemistry of altering solutions (e.g., pH and Eh) and diversity in type of fixing minerals are two key factors affecting differentiation and distribution of REEs in the kaolinized zones at Goorgoor.

Keywords: Geochemistry, REEs, Kaolinized zones, Mineralogical variation, Goorgoor, Iran.

For Persian Version see pages 3 to 14

*Corresponding author: A. Abedini; E-mail: abedini2020@yahoo.com