

زمین‌شیمی عناصر خاکی کمیاب سامانه دگرسانی منطقه بصیر آباد، شمال خاور اهر، شمال باختر ایران

علی عابدینی^{۱*}

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

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۱۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۳/۱۹

چکیده

منطقه بصیرآباد (شمال خاور اهر، استان آذربایجان شرقی) بخشی از پهنه ماگمایی سنوزویک اهر- ارسباران در شمال باختر ایران است. نفوذ سنگ‌های آذرین گرانیتی و گرانودیوریتی به سن الیگوسن به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (آندزیت، تراکی آندزیت، آندزی- بازالت و بازالت) سبب رخداد کانی‌سازی فلزی به همراه گسترش پهنه‌های دگرسانی گسترده‌ای در این منطقه شده است. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که این پهنه‌ها شامل دگرسانی‌های سیلیسی (کوارتز)، آرژیلیک حد واسط و پیشرفته (کانولینیت، اسمکتیت، کوارتز و آلونیت) و پروپیلیتیک (کلریت، اپیدوت، آلپیت و کلسیت) هستند. کانسنگ‌های درونزاد در رگه‌ها و رگچه‌های پهنه دگرسانی سیلیسی شامل پیریت، کالکوپیریت و گالن هستند که توسط کولیت، کانی‌های کربناتی مس (مالاکیت و آزوریت) و اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن (گوتیت، لیمونیت و هماتیت) با منشأ برونزاد همراهی می‌شوند. الگوهای توزیع REEs بهنجار شده با کندریت تفریق و غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs و رخداد بی‌هنجاری‌های منفی متغیر Eu در همه پهنه‌های دگرسانی را نمایش می‌دهند. محاسبات تعادل جرم عناصر با استفاده از روش ایزوکون نشان می‌دهند که پهنه‌های دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک حدواسط در طی توسعه و تکوین خود به ترتیب دچار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی REEs شده‌اند. افزون بر این، گسترش پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و پروپیلیتیک با غنی‌شدگی LREEs و تهی‌شدگی انتخابی HREEs همراه بوده است. بررسی‌های بیشتر آشکار می‌کنند که رخداد بی‌هنجاری منفی Eu (۰/۲۰-۰/۲۳) در پهنه دگرسانی سیلیسی با فراوانی یون‌های کلریدی، افزایش فوگاسیته اکسیژن سامانه گرمایی و طبیعت به شدت اسیدی سیال در ارتباط است. نتایج به دست آمده از مطالعات زمین‌شیمیایی (محاسبات تعادل جرم، تغییرات در مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce و نسبت‌های عناصر خاکی کمیاب) پیشنهاد می‌کنند که تغییرات pH و دما، فوگاسیته اکسیژن، اختلاف در فراوانی و نوع یون‌های کمپلکس‌ساز در محلول، نسبت آب به سنگ و حضور کانی‌هایی مانند کانولینیت، گوتیت، اسمکتیت، هماتیت و آلونیت نقش مهمی در تفریق، تحرک و توزیع لانتانیدها در سامانه دگرسانی مورد مطالعه داشته‌اند.

کلیدواژه‌ها: زمین‌شیمی، عناصر خاکی کمیاب، دگرسانی گرمایی، آندزیت، بصیرآباد، ایران.

* نویسنده مسئول: علی عابدینی

E-mail: abedini2020@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

پهنه ماگمایی سنوزویک اهر- ارسباران در شمال باختر ایران یکی از مستعدترین پهنه‌های کشور از نقطه نظر کانسارسازی‌های فلزی مختلف نظیر ذخایر پورفیری، اسکارن، وراگرمایی و ... است. گسترش پهنه‌های دگرسانی مختلف همراه با این ذخایر از مهم‌ترین سیماهای قابل توجه زمین‌شناسی این پهنه به‌شمار می‌رود. بر پایه جایگاه زمین‌ساختی، برخی از پژوهشگران، این پهنه را بخشی از کمربند البرز- ارسباران- قفقاز می‌دانند (Jamali et al., 2010) و به باور برخی دیگر، این پهنه بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه- دختر است (Ghasemi and Talbot, 2006). مطالعات انجام شده روی کانسارهای فلزی این پهنه از ایران زمین به‌طور چیره شامل رنز ذخایر، جایگاه زمین‌ساخت- ماگمایی سنگ‌های آذرین میزبان ذخایر (جمالی و همکاران، ۱۳۹۱) و ارتباط میان کانی‌سازی‌های فلزی با سنگ‌ها و فازهای مختلف ماگمایی استوار بوده است (Ebrahimi et al., 2011; Hassanpour et al., 2015; Simmonds et al., 2015 and 2016; Simmonds and Moazzen, 2015). تا به حال، ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی‌های فلزی در این پهنه نسبت به موارد یاد شده کمتر مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است.

منطقه بصیرآباد، در ۳۰ کیلومتری شمال خاور اهر (استان آذربایجان شرقی) بخشی از پهنه ماگمایی سنوزویک اهر- ارسباران است. در این منطقه، یک سامانه دگرسانی گسترده در ارتباط با سنگ‌های ماگمایی سنوزویک توسعه یافته است که تاکنون مطالعه خاصی روی آن انجام نشده است. در این مطالعه سعی شده است که ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسانی این منطقه به منظور ردیاب‌هایی برای تعیین نوع کانی‌سازی فلزی احتمالی مورد مطالعه قرار بگیرد. در

این پژوهش، برای دست‌یابی به این هدف، بر پایه مشاهدات صحرایی، مطالعات کانی‌شناسی و محاسبات تغییرات جرم عناصر در طی توسعه پهنه‌های دگرسانی، به بررسی نقش کنترلی کانی‌ها و عوامل زمین‌شیمیایی مؤثر در تحرک، توزیع و غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب و سازوکار توسعه سیستم دگرسانی منطقه بصیرآباد پرداخته شده است.

۲- روش مطالعه

این کار پژوهشی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی در چندین مرحله به منظور شناخت واحدهای سنگی حاضر در منطقه، نوع و چگونگی گسترش پهنه‌های دگرسانی، ارتباط آنها با سنگ‌های آذرین میزبان و نوع کانی‌سازی‌های فلزی رخ داده انجام شده است. سپس، با در نظر گرفتن روابط صحرایی، به نمونه‌گیری از پهنه‌های مختلف دگرسانی و سنگ‌های آذرین مرتبط با آنها پرداخته شد. در بخش آزمایشگاهی، ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با سامانه دگرسانی با تهیه ۱۰ مقطع نازک- صیقلی و مطالعه آنها با میکروسکوپ مشخص شد. برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص در نمونه‌های مربوط به پهنه‌های دگرسان، ۸ نمونه انتخاب و با استفاده از دیفرانکتومتر D-5000 مدل زیمنس در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شد. در پایان، پس از بررسی‌های کانی‌شناسی، ۱۲ نمونه از پهنه‌های دگرسان (۳ نمونه از هر یک از پهنه‌های دگرسانی سیلیسی، آرژیلیک حدواسط، آرژیلیک پیشرفته و پروپیلیتیک) و ۳ نمونه از سنگ‌های مادر آتشفشانی 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 خاکی کمیاب در آزمایشگاه ACME کشور کانادا تجزیه شد. مقادیر LOI نمونه‌های دگرسان و سالم توسط شرکت یاد شده بر پایه کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرما دادن در ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه به دست آمد. نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی در جدول ۱ ارائه شده است.

در این پژوهش، برای تعیین درجه تفریق لانتانیدها الگوهای توزیع REEs بهنجار شده با کندریت (Taylor and McLennan, 1985) رسم و از نسبت‌هایی مانند $(La/Sm)_N$ و $(La/Yb)_N$ ، $(Tb/Dy)_N$ (Fulignati et al., 1999; Dill et al., 2015) استفاده شد. در این نسبت‌ها، حرف N بهنجار شدن REEs به سنگ اولیه آندزیتی را نشان می‌دهد. همچنین، برای محاسبه مقادیر بی‌هنجاری Eu از رابطه $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N \times Gd_N)^{1/2}]$ و برای تعیین مقادیر بی‌هنجاری Ce از رابطه $Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N)$ (Taylor and McLennan, 1985) استفاده شد. در این روابط، حرف N بیانگر بهنجار شدن عناصر یاد شده در نمونه‌های دگرسان شده به مقادیر مشابه در سنگ اولیه آندزیتی است. نتایج حاصل از این محاسبات در جدول ۲ ارائه شده است.

۳- زمین‌شناسی و دگرسانی

منطقه بصیرآباد، بر پایه تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵) بخشی از پهنه ساختاری البرز- آذربایجان است (شکل ۱). بر پایه مشاهدات صحرایی، بخش قابل‌ملاحظه‌ای از واحدهای سنگی حاضر در این منطقه شامل سنگ‌های آذرین درونی و یا بیرونی به سن ائوسن و الیگوسن هستند. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه را سنگ‌آهک‌ها و شیل‌های سیلتی و ماسه‌ای کرتاسه تشکیل می‌دهند. روی این واحدهای رسوبی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قرار گرفته‌اند که دارای ترکیب سنگ‌شناسی متغیر از تراکیت، لایت، تراکی آندزیت، بازالت، داسیت و برش توفی تا ایگنمبریت هستند. در این منطقه، واحدهای آذرین الیگوسن را می‌توان به دو دسته درونی و بیرونی تفکیک کرد. واحدهای آذرین درونی شامل گرانیت و گرانودیوریت هستند. واحدهای آذرین بیرونی نیز شامل آندزیت، ریولیت، و تظاهرات پایانی آنها (آبلیت) هستند. در پایان، سنگ‌های آذرین الیگوسن در این منطقه توسط مخروط‌افکنه‌های آبرفتی و سنگ‌های سیلیسی شده به سن کواترنری پوشیده شده‌اند (مهدوی و امینی‌فضل، ۱۳۶۷؛ شکل ۲).

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که نفوذ سنگ‌های آذرین درونی الیگوسن با ترکیب گرانیت و گرانودیوریت به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب سنگ‌شناسی آندزیت، تراکی آندزیت، آندزی-بازالت و بازالت سبب تشکیل و گسترش یک سامانه دگرسانی گسترده در منطقه شده است. در میان سنگ‌های آذرین نامبرده، دگرسانی سنگ‌های آندزیتی بسیار برجسته و قابل‌ملاحظه‌تر از دیگر سنگ‌های آذرین آتشفشانی است. بر پایه مشاهدات صحرایی، پهنه‌های دگرسانی منطقه را می‌توان به چهار دسته کلی، شامل (۱) پهنه دگرسانی سیلیسی، (۲) پهنه دگرسانی آرژیلیک حد واسط، (۳) پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و (۴) پهنه دگرسانی پروپیلیتیک تفکیک کرد. از میان پهنه‌های یاد شده، پهنه سیلیسی به‌طور چیره بخش مرکزی سامانه دگرسانی بصیرآباد را تشکیل می‌دهد. گسترش این پهنه از دید هندسی به‌صورت نواری و توده‌ای است که در آن کانی‌های کوارتز بیشتر به‌صورت نهان‌بلور و گاه به‌صورت بلورهای دانه‌درشت آغشته به اکسیدهای آهن دیده می‌شوند. این پهنه توسط پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته دربر گرفته شده است. پهنه دگرسانی آرژیلیک حد واسط گسترده‌ترین پهنه دگرسانی منطقه را تشکیل می‌دهد. این پهنه نیز به نوبه خود پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته را در بر گرفته است. پهنه دگرسانی پروپیلیتیک به‌صورت بسیار محدود در حاشیه پهنه دگرسانی آرژیلیک حد واسط دیده می‌شود. همبری این پهنه با سنگ‌های میزبان

آندزیتی بسیار برجسته است (شکل ۲).

بررسی‌های صحرایی نشان از آن دارند که تراکم و توسعه گسل‌ها در خود و نزدیکی سامانه دگرسانی به نسبت شدید است. این رابطه نقش مهم فرایندهای زمین‌ساختی در توسعه و پیشرفت فرایند دگرسانی در منطقه را آشکار می‌سازد. آثاری از کانی‌سازی پیریت همراه با کانی‌سازی‌های رگچه‌ای و ریز رگچه‌ای از کالکوپیریت، هماتیت، گوتیت، برشی شدن محلی و نیز رخداد کانی‌سازی‌هایی از مالاکیت و آزوریت پهنه دگرسانی سیلیسی از مهمترین ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه بصیرآباد به شمار می‌روند.

۴- سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهند که سنگ‌های آندزیتی مرتبط با پهنه‌های دگرسانی شامل درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز، بیوتیت، کالکوپیروکسن (شکل ۳- الف و ب) و هورنبلند هستند که در یک زمینه ریزبلور تا نهان‌بلور و گاه شیشه‌ای پراکنده شده‌اند. در این سنگ‌ها، کانی‌های کدر بیشتر در زمینه سنگ حضور دارند و گاه به‌صورت بلورهای شکل‌دار همراه درشت‌بلورها دیده می‌شوند. افزون بر این، زمینه این سنگ‌ها را تیغه‌های ریزپلاژیوکلاز، کلریت، کلسیت و کمتر اپیدوت تشکیل می‌دهد. تراکی آندزیت‌ها دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز (شکل ۳- پ) و کانی‌های مافیک هستند که در یک زمینه میکروپورفیری و تراکیتی توزیع یافته‌اند. کانی‌های مافیک بیشتر از نوع هورنبلند هستند که خود توسط مجموعه‌ای از کانی‌های کدر، کلریت و اپیدوت جانشین شده‌اند. کلریت، اپیدوت و کلسیت به ترتیب فراوان‌ترین کانی‌های حاصل از دگرسانی در این سنگ‌ها هستند. در سنگ‌های بازالتی، بلورهای درشت پلاژیوکلاز، کالکوپیروکسن (اوزیت) (شکل ۳- ت) و الیون در زمینه ریز بلور قرار دارند. الیون نیز بیشتر توسط کلسیت و کانی‌های کدر جایگزین شده است. کلریت و کلسیت به عنوان محصولات دگرسانی در زمینه این سنگ‌ها حضور دارند.

نتایج حاصل از تجزیه‌های پراش پرتو ایکس (XRD) نمونه‌های مربوط به پهنه‌های دگرسانی در جدول ۳ ارائه شده است. با توجه به نتایج این جدول، کانی‌های سامانه دگرسانی منطقه مورد مطالعه عبارتند از کائولینیت، آلونیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز، ژیس، پیریت، مسکوویت-ایلیت، گوتیت، هماتیت، اسمکتیت، گوتیت، باریت و آلپیت. با توجه به روند توزیع کانی‌ها در نمونه‌های دگرسانی، پهنه دگرسانی آرژیلیک را می‌توان به دو دسته آرژیلیک حد واسط و پیشرفته تفکیک کرد. کانی‌های حاضر در پهنه دگرسانی آرژیلیک حد واسط شامل کائولینیت، اسمکتیت، گوتیت، کوارتز، آلپیت، مسکوویت-ایلیت، هماتیت و گوتیت و پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته شامل کانی‌های کائولینیت، آلونیت، ژیس، مسکوویت-ایلیت، پیریت و کلریت است. پهنه دگرسانی پروپیلیتیک از کانی‌های کلریت، اپیدوت، آلپیت، کلسیت، هماتیت و گوتیت تشکیل شده است. این در حالی است که کوارتز، پیریت، ژیس، باریت و مسکوویت-ایلیت مهم‌ترین کانی‌های حاضر در پهنه دگرسانی سیلیسی هستند.

۵- کانه‌نگاری

مطالعات کانه‌نگاری نشان می‌دهند که درز و شکاف‌های پهنه دگرسانی سیلیسی رگه‌ها و ریز رگچه‌هایی از کانی‌سازی‌های فلزی دیده می‌شود که به‌صورت درونزاد و برونزاد قابل تفکیک هستند. کانه‌های درونزاد شامل پیریت، کالکوپیریت و گالن هستند. پیریت در رگه‌ها و رگچه‌ها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود که گاه تحت تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی دچار دگرشکلی شده و در هم‌رشدی با کالکوپیریت است (شکل ۴- الف). بلورهای شکل‌دار پیریت در برخی موارد از حواشی توسط کالکوپیریت در حال جانشینی هستند (شکل ۴- ب).

جای مقادیر چگالی به عنوان مبنایی برای رسم خط ایزوکون بهره گرفته شد. مقادیر کمی تغییرات جرم عناصر اصلی و خاکی کمیاب در طی توسعه و تکوین پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک حدواسط، پیشرفته و پروپیلیتیک با استفاده از رابطه ۱ و مقادیر کمی تغییرات جرم عناصر اصلی و خاکی کمیاب در طی توسعه و تکامل پهنه دگرسانی سیلیسی با استفاده از رابطه ۲ به دست آمد:

$$\Delta(Ci/Ci) = [(p^A/p^O)(Ci^A/Ci^O) - 1] \times 100 \quad \text{رابطه ۱}$$

$$\Delta(Ci/Ci) = [(TiO_2^A/TiO_2^O)(Ci^A/Ci^O) - 1] \times 100 \quad \text{رابطه ۲}$$

در این روابط، $\Delta(Ci/Ci)$ درصد تغییرات عنصر مورد نظر در سنگ دگرسان نسبت به سنگ اولیه و p^A و p^O به ترتیب چگالی سنگ دگرسان و سالم آندزیتی را نشان می‌دهند. نسبت p^A/p^O برای پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک متوسط، آرژیلیک پیشرفته و پروپیلیتیک به طور متوسط به ترتیب ۰/۹۷، ۰/۹۹، ۰/۹۱ است. برای تفسیرهای زمین‌شیمیایی بهتر، نتایج حاصل از محاسبات تغییرات جرم به صورت نمودارهای ستونی رسم شد (شکل‌های ۶-الف تا ت). در رسم این نمودارها، مقادیر افزایش جرم عناصر در محدوده‌های بیش از ۱۰۰٪، ۵۰٪، ۲۵٪، ۱۰٪ تا ۲۵٪ به ترتیب به صورت اعداد +۴ تا +۱ نمایش داده شدند. دامنه تغییرات +۱۰ تا -۱۰ به عنوان عنصر بی‌تحرك در نظر گرفته و با عدد صفر نشان داده شده‌اند. مقادیر ۱-۴ نیز، به ترتیب نشان‌دهنده کاهش جرم در محدوده‌های ۱۰٪-۲۵٪، ۲۵٪-۵۰٪، ۵۰٪-۹۰٪ است.

بر این اساس، REEs در طی توسعه پهنه دگرسانی سیلیسی دچار کاهش جرم متوسط تا شدید شده‌اند؛ به طوری که کاهش جرم Eu بسیار برجسته‌تر از بقیه لانتانیدهاست (شکل ۶-الف). در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، بی‌تحرك بوده است و La تا Tb با افزایش جرم به نسبت قوی و Dy تا Lu با کاهش جرم به نسبت قوی همراه شده‌اند (شکل ۶-ب). پهنه دگرسانی آرژیلیک حدواسط در طی توسعه و تکامل خود، افزایش جرم متوسط La و Ce و افزایش جرم بسیار قوی بقیه REEs را تجربه کرده است (شکل ۶-پ). در طی توسعه و شکل‌گیری پهنه دگرسانی پروپیلیتیک، Ce بی‌تحرك بوده است و La با افزایش جرم ضعیف و Pr تا Dy با غنی‌شدگی متوسط تا بسیار قوی همراه شده‌اند. از میان HREEs، عناصری مانند Tm و Yb دچار افزایش جرم بسیار قوی و عناصری مانند Ho، Er و Lu دچار کاهش جرم متوسط تا به نسبت قوی شده‌اند (شکل ۶-ت).

۶-۲. عوامل کنترل‌کننده توزیع، تحرك، و غنی‌شدگی REEs در پهنه‌های دگرسانی

پهنه دگرسانی سیلیسی: تهی‌شدگی متوسط تا شدید REEs در این پهنه نشان‌دهنده شکسته شدن کامل کانی‌های اولیه سنگ‌های آندزیتی توسط سیال‌هایی با ماهیت pH خیلی پایین (کمتر از ۲)، فراوانی یون‌های سولفات، دمای بالای سامانه دگرسانی و نبود کانی‌های مناسبی است که توانایی میزبانی لانتانیدها را در ساختار خود دارند (Fulignati et al., 1999). کاهش جرم مشابه برای همه REEs به جز Eu (شکل ۶-الف) نشان از این نکته دارد که LREEs و HREEs به طور یکسانی توسط یون‌های سولفات کمپلکس شده‌اند (Wood, 1990; Haas et al., 1995). با توجه به نبود اختلاف در میزان شستشوی بیشتر REEs، به نظر می‌رسد که تأثیرات فرایندهای جذب سطحی نتوانسته‌اند نقشی در توزیع و تمرکز لانتانیدها در این پهنه داشته باشند؛ چرا که عملکرد فرایندهای جذب سطحی با افزایش شعاع یونی در عناصر خاکی کمیاب کاهش می‌یابد (Bau, 1991). این نکته با یافته‌های Haas et al. (1995) همخوانی بالایی دارد که نشان می‌دهد لانتانیدها تمایل بسیار قوی برای تشکیل کمپلکس‌ها در محلول‌های آنگین در حضور مقادیر قابل ملاحظه‌ای از یون‌های کمپلکس‌ساز دارند.

پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته: حضور آلونیت در این پهنه نشان‌دهنده فعالیت بالای یون سولفات در محلول گرمایی است (Knight, 1977). غنی‌شدگی La تا Tb به جز Ce و تهی‌شدگی Dy تا Lu در این پهنه (شکل ۶-ب) نشان می‌دهد که فراوانی

کالکوپیریت به عنوان فراوان‌ترین کانی سولفیدی درون‌زاد مس، به‌طور بخشی و از حاشیه جانشین پیریت شده است. این کانه همچنین در نتیجه دگرسانی برونزاد به گوتیت (شکل ۴-پ) و کوولیت (شکل ۴-ب) تبدیل شده است و گاه بافت جعبه‌ای از خود نشان می‌دهد (شکل ۴-پ). گالن به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در مقاطع دیده می‌شود که بیشتر دارای حفره‌های فراوان با آرایش موازی است (شکل ۴-ت).

کانی‌های برونزاد شامل کوولیت، کانی‌های کربناته مس (مالاکیت و آزوریت) و اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن (گوتیت، لیمونیت و هماتیت) هستند. کوولیت محصول دگرسانی کالکوپیریت است. نفوذ آب‌های جوی در درز و شکاف‌های سنگ‌ها، سبب تبدیل بخشی و گاه کامل کانی‌های سولفیدی آهن (کالکوپیریت و پیریت) به گوتیت، هماتیت و لیمونیت شده است. گوتیت نسبت به هماتیت و لیمونیت فراوانی قابل ملاحظه‌ای دارد. به نظر می‌رسد که خنثی شدن محلول‌های اسیدی فرورو مس‌دار حاصل از اکسایش سولفیدهای اولیه مس در برخورد با رگه‌های کلسیتی مسیر سبب ترسیب مس به‌صورت کانی‌های پایدار کربنات مس (مالاکیت) شده است. در اغلب نمونه‌های مورد مطالعه، کالکوپیریت توسط مالاکیت دربر گرفته شده است. آزوریت با فراوانی کم نسبت به مالاکیت، به‌صورت بلورهای دانه‌ریز در مجاورت با مالاکیت در درزها و شکستگی‌ها توسعه یافته است.

۶- زمین‌شیمی

۶-۱. محاسبات تغییرات جرم REEs در طی توسعه پهنه‌های دگرسانی

بررسی‌های انجام شده روی سامانه‌های دگرسانی و کانه‌زنان نشان داده است که مقایسه مستقیم ترکیب یک سنگ سالم و دگرسان به دلیل کاهش حجم سامانه در طی دگرسانی نمی‌تواند معیار مناسبی برای ارزیابی کمی تغییرات جرم عناصر باشد (Grant, 1986 and 2005; MacLean and Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; Parsapoor et al., 2009). از این رو، برای انجام این نوع ارزیابی‌ها باید از روش‌های مختلف زمین‌شیمیایی تعادل جرم بهره گرفت. در این پژوهش، برای تعیین درجه تحرك عناصر خاکی کمیاب در طی گسترش پهنه‌های مختلف دگرسانی در منطقه بصیرآباد از روش ایزوکون (Grant, 1986) استفاده شد. بدین منظور، متوسط مقادیر عناصر اصلی و خاکی کمیاب در سنگ اولیه آندزیتی و پهنه‌های مختلف دگرسانی در یک نمودار دو متغیره لگاریتمی-لگاریتمی رسم شد. در این نمودار، محور X ترکیب شیمیایی سنگ آندزیتی و محور Y ترکیب شیمیایی پهنه دگرسانی است. با اندازه‌گیری چگالی نمونه‌های دگرسان شده و سالم، موقعیت ایزوکون‌ها در نمودارها از خط واصل از مبدأ مختصات به محل برخورد چگالی سنگ اولیه و پهنه دگرسانی (Gresens, 1967) رسم شد. برای اندازه‌گیری چگالی نمونه‌ها از قانون ارشمیدس و از نسبت جرم به حجم نمونه استفاده شد. بر این اساس، اندازه‌گیری‌های انجام شده نشان می‌دهد که مقادیر چگالی در سنگ‌های آندزیتی و نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک حدواسط و پروپیلیتیک به ترتیب در بازه‌های ۲/۶۳-۲/۶۹، ۲/۴۳-۲/۴۹، ۲/۶۰-۲/۶۶، ۲/۵۴-۲/۶۲ و ۲/۴۰-۲/۴۴ گرم بر سانتی‌متر مکعب متغیر است.

در نمودارهای دو متغیره رسم شده، عناصر روی خط ایزوکون، بی‌تحرك و عناصر واقع در بالا و پایین خط ایزوکون به ترتیب به عنوان عناصر غنی‌شده و تهی‌شده در طی دگرسانی در نظر گرفته شده‌اند. نمودارهای رسم شده برای پهنه‌های دگرسانی سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک حدواسط و پروپیلیتیک به ترتیب در شکل‌های ۵-الف تا ت نشان داده شده‌اند. گفتنی است که از آنجایی که در طی دگرسانی سیلیسی به‌طور معمول حجم سنگ تغییر می‌کند، در محاسبات تغییرات جرم عناصر خاکی کمیاب در طی تکوین این پهنه از روش عنصر ثابت استفاده شد. در این مطالعه، از مقادیر TiO_2 در سنگ‌های آندزیتی و نمونه‌های پهنه سیلیسی به

محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که نسبت‌های $(La/Yb)_N$ (شکل ۸-الف)، $(La/Sm)_N$ (شکل ۸-ب) و $(Tb/Yb)_N$ (شکل ۸-پ) در پهنه دگرسانی آرژلیک پیشرفته بیشتر از پهنه دگرسانی سیلیسی است. افزایش در نسبت $(Tb/Yb)_N$ در پهنه سیلیسی نسبت به دو پهنه آرژلیک حد واسط و پروپیلیتیک نشان از این نکته دارد که افزون بر یون‌های سولفات حاضر در محلول، لیگاندهای فلئوئوریدی نیز نقش بسیار مهمی در کمپلکس کردن REEs و تحرک آنها در طی توسعه این پهنه داشته‌اند (Lewis et al., 1997).

رخداد بی‌هنجاری منفی قوی Eu در پهنه سیلیسی (۰/۲۴-۰/۲۰) (شکل ۸-ت) می‌تواند در ارتباط با pH به شدت اسیدی محلول گرمابی و یا بالا رفتن fO_2 سامانه گرمابی باشد، چرا که در این شرایط انتقال Eu در محلول بسیار راحت‌تر صورت می‌گیرد (Elderfield and Sholkovitz, 1987). افزون بر این، به نظر می‌رسد که سیال‌های گرمابی توانسته‌اند Eu را به‌طور ترجیحی نسبت به دیگر REEs در دمای ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد با خود حمل کنند (Sverjensky, 1984; Elderfield and Sholkovitz, 1987; Karakaya et al., 2012). گذر بی‌هنجاری منفی Eu از پهنه سیلیسی به بی‌هنجاری مثبت Eu به پهنه‌های آرژلیک پیشرفته، حدواسط و پروپیلیتیک نشان‌دهنده کاهش نسبی دمای سیال‌های مسئول دگرسانی، افزایش pH محیط تشکیل و کاهش نسبی فعالیت لیگاندهای کمپلکس‌ساز است (Sverjensky, 1984; Bau and Möller, 1992). همچنین، رخداد بی‌هنجاری منفی قوی Ce در هر ۴ پهنه دگرسانی (۰/۲۹-۰/۳۷) (شکل ۸-ث) می‌تواند دلیلی بر حاکمیت شرایط اکسیدان و نبود تغییرات محسوس در شرایط پتانسیل احیا در طی تخریب سنگ‌های اولیه آندزیتی و توسعه سامانه دگرسانی منطقه مورد مطالعه باشد (Elderfield and Sholkovitz, 1987).

۷- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی، مطالعات کانی‌شناسی و بررسی‌های زمین‌شیمیایی روی عناصر خاکی کمیاب سامانه دگرسانی منطقه بصیرآباد (شمال خاور اهر) عبارتند از:

با توجه به چگونگی توزیع کانی‌های کائولینیت، آلونیت، اسمکتیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز، ژپس، مسکوویت-ایلیت، پیریت، گوتیت، هماتیت، کلسیت و آلپیت، سامانه دگرسانی مورد مطالعه را می‌توان از مرکز به سوی بیرون به ۴ پهنه دگرسانی (۱ سیلیسی، ۲ آرژلیک پیشرفته، ۳ آرژلیک حد واسط و ۴ پروپیلیتیک) تفکیک کرد.

شستشوی متوسط تا شدید لانتانیدها در طی توسعه و تکامل پهنه دگرسانی سیلیسی نشان‌دهنده pH خیلی پایین سیال‌های دگرسان‌کننده، دمای بالا و فراوانی یون‌های سولفات در محلول است.

مقادیر بالای $(La/Yb)_N$ ، $(La/Sm)_N$ و $(Tb/Yb)_N$ در پهنه دگرسانی آرژلیک پیشرفته، در ارتباط با جان‌شینی LREEs به جای K در شبکه کانی آلونیت است. تغییرات به نسبت شدید در نسبت $(Tb/Yb)_N$ در پهنه سیلیسی نشان می‌دهد که افزون بر یون‌های سولفات، لیگاندهای فلئوئوریدی نیز نقش مهم و مؤثری در تحرک لانتانیدها در طی توسعه این پهنه داشته‌اند.

فعالیت پایین یون‌های کمپلکس‌ساز در سیال‌های ایجادکننده پهنه دگرسانی آرژلیک حدواسط شرایط بسیار مناسبی را برای جذب و روبش REEs توسط کانی‌های کائولینیت، اسمکتیت، هماتیت و گوتیت فراهم کرده است. نسبت پایین آب به سنگ و pH خنثی تا قلیایی دو عامل تأثیرگذار هستند که موجبات ترسیب بیشتر لانتانیدها را در طی توسعه پهنه دگرسانی پروپیلیتیک فراهم کرده‌اند. خروج بخشی برخی از HREEs دلیلی بر پایداری کمپلکس‌های کربناتی حامل این عناصر با افزایش pH محلول در طی توسعه و تکوین این پهنه است.

یون‌های سولفات در محیط نمی‌تواند دلیل تفریق و غنی‌شدگی برخی از REEs و تهی‌شدگی برخی از آنها باشد. این استنباط از اینجا ناشی می‌شود که REE^{3+} در طی کمپلکس شدن با لیگندهای سولفاتی، دچار تفریق بسیار ضعیف می‌شوند و یا تفریق حاصل نمی‌کنند (Wood, 1990). با توجه به مطالب گفته شده، انتظار بر این است که در pHهای کمی بیشتر از ۲ همه REEs در طی تکوین و توسعه این پهنه از سامانه بیرون بروند. نتایج این بررسی نشان می‌دهد که این پدیده تنها برای HREEs صادق است. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی این پهنه، به نظر می‌رسد که غنی‌شدگی LREEs در این پهنه به احتمال فراوان به تثبیت آنها توسط کانی آلونیت مرتبط باشد. LREEs می‌توانند جان‌شینی عنصر K در شبکه کانی آلونیت شوند (Hopf, 1993; Arribas, 1995; Karakaya, 2009).

۶- پهنه دگرسانی آرژلیک حد واسط: غنی‌شدگی REEs در این پهنه نشان می‌دهد که تغییرات pH و کاهش دما نقش مهمی در تحرک لانتانیدها در محلول‌های دگرسان‌کننده داشته‌اند (Michard, 1989; Lewis et al., 1997; Moore, 1998; Aubert et al., 2001). به نظر می‌رسد که درجه اسیدیته محلول‌های مسئول دگرسانی و فعالیت یون‌های کمپلکس‌ساز مانند SO_4^{2-} ، Cl^- و F^- در طی توسعه و تکامل این پهنه نسبت به دو پهنه سیلیسی و آرژلیک پیشرفته پایین بوده است. با توجه به روند قرارگیری پهنه‌های دگرسانی در منطقه مورد مطالعه، می‌توان چنین متصور شد که سیال‌های ماگمایی-گرمابی به دلیل آمیختگی با سیال‌های جوی، فرایندهای اندرکنش آب-سنگ و کاهش دمای محلول، خنثی شده‌اند. غنی‌شدگی متوسط La و Ce و بسیار قوی دیگر لانتانیدها در طی تکوین این پهنه می‌تواند به پایدار نبودن بخشی یون‌های کمپلکس‌کننده در محلول و افزایش pH محلول مرتبط باشد. با توجه به حضور کانی‌هایی مانند کائولینیت، اسمکتیت، هماتیت و گوتیت، می‌توان استنباط کرد که REEs در این پهنه به واسطه این کانی‌ها در سامانه تثبیت شده‌اند. توانایی کانی‌های یاد شده در جذب و روبش REEs در سامانه‌های دگرسانی پیش‌تر به اثبات رسیده است (Miller et al., 1982; Laufer et al., 1984; Koeppenkastrup and De Carlo, 1992; Abdioglu et al., 2015). با توجه به تجزیه و تحلیل‌های یاد شده، به نظر می‌رسد که فعالیت پایین یون‌های کمپلکس‌ساز در سیال‌های ایجادکننده این پهنه، شرایط بسیار منحصر به فردی را برای جذب و روبش REEs توسط رس‌ها و فازهای اکسیدی و هیدروکسیدی آهن فراهم کرده است.

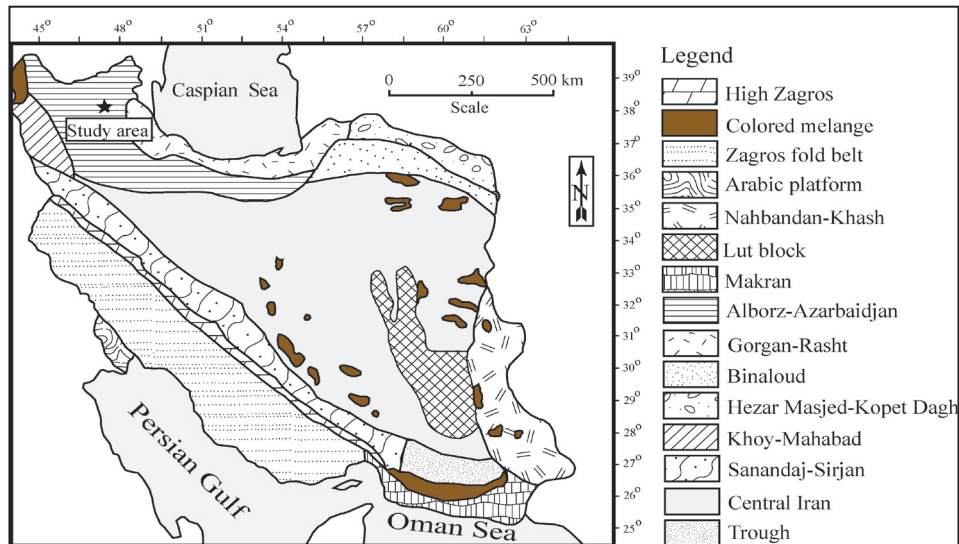
۶-۳. پهنه دگرسانی پروپیلیتیک: غنی‌شدگی La و Pr-Dy، نسبت پایین آب به سنگ و افزایش pH محلول‌های مسئول دگرسانی را در طی تکوین این پهنه آشکار می‌سازد. به نظر می‌رسد که شرایط pH خنثی تا قلیایی موجبات ترسیب لانتانیدهای یاد شده را در سامانه فراهم کرده است. شست‌وشوی انتخابی برخی از HREEs تأییدی بر ماهیت خنثی تا قلیایی محلول‌های ایجادکننده این پهنه است، چرا که ثبات و پایداری لیگاندهای کمپلکس‌ساز مانند CO_3^{2-} با HREEs در مقایسه با LREEs در محلول، با افزایش pH بیشتر می‌شود (Lottermoser, 1990 and 1992; Terkado and Fujitani, 1998; El-Ahmady et al., 2015).

۶-۳. الگوی توزیع REEs در پهنه‌های دگرسانی و تغییرات نسبت‌های عنصری
الگوی توزیع REEs به‌نجار شده با کندریت در هر ۴ پهنه دگرسانی (شکل‌های ۷-الف تا ت) و سنگ اولیه آندزیتی نشان از تفریق و غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs همراه با رخداد بی‌هنجاری منفی Eu دارد. با توجه به شکل‌های رسم شده، توزیع REEs از Gd تا Lu بسیار مسطح‌تر (منظم‌تر) از La تا Eu است. همچنین، رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در پهنه دگرسانی سیلیسی بسیار برجسته‌تر از سه پهنه دگرسانی دیگر است (شکل ۷-الف). افزون بر این، تغییرات در الگوی توزیع REEs در هر چهار پهنه دگرسانی نسبت به سنگ اولیه آندزیتی بسیار منظم‌تر است (شکل‌های ۷-الف تا ت).

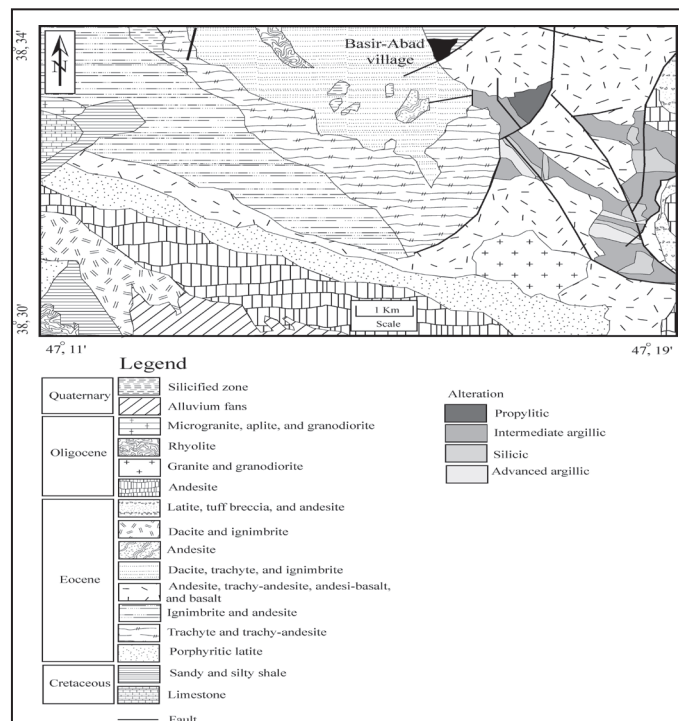
سپاسگزاری

نگارنده این مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است؛ بنابراین از مسئولان مربوط و همچنین از داوران محترم فصلنامه علوم زمین برای نظرات و پیشنهادات سازنده‌شان سپاسگزاری می‌کند.

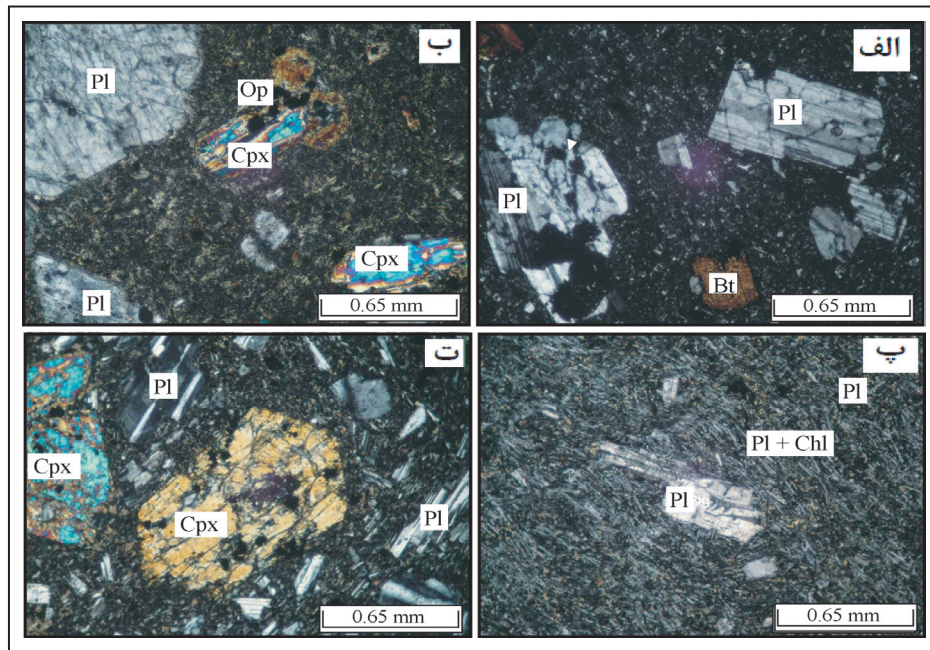
فراوانی یون‌های کلریدی و کمپلکس شدن آن با Eu، طبیعت به شدت اسیدی سیال و بالا رفتن fO_2 سامانه گرمایی عامل‌های اصلی رخداد بی‌هنجاری منفی شدید Eu در طی توسعه پهنه دگرسانی سیلیسی هستند. افزون بر این به نظر می‌رسد که دمای محلول‌های دخیل در توسعه این پهنه در حدود ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده است.



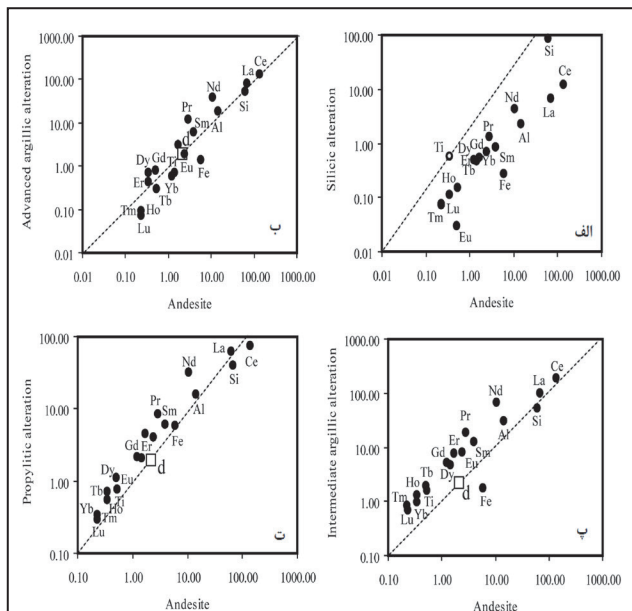
شکل ۱- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (نوی، ۱۳۵۵) که بر پایه آن منطقه بصیرآباد در پهنه البرز- آذربایجان قرار می‌گیرد.



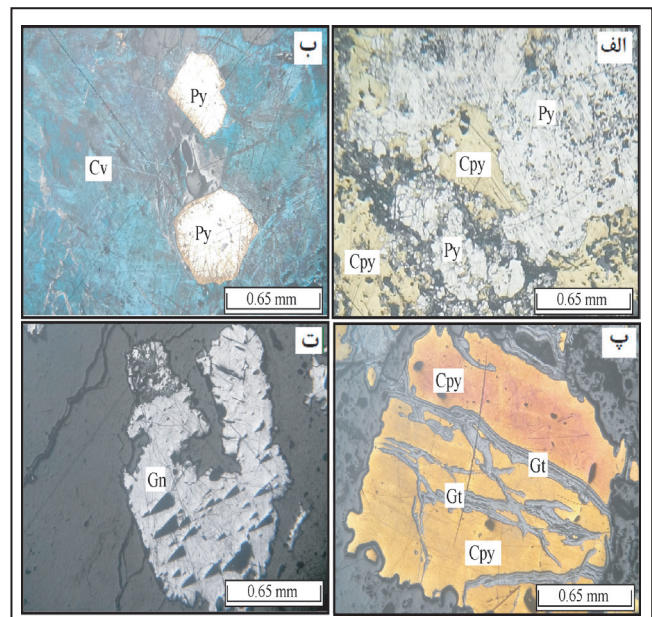
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه بصیرآباد که در آن موقعیت پهنه‌های دگرسانی نسبت به واحدهای سنگی حاضر مشخص شده است (برگرفته از مهدوی و امینی‌فضل (۱۳۶۷) با کمی تغییرات).



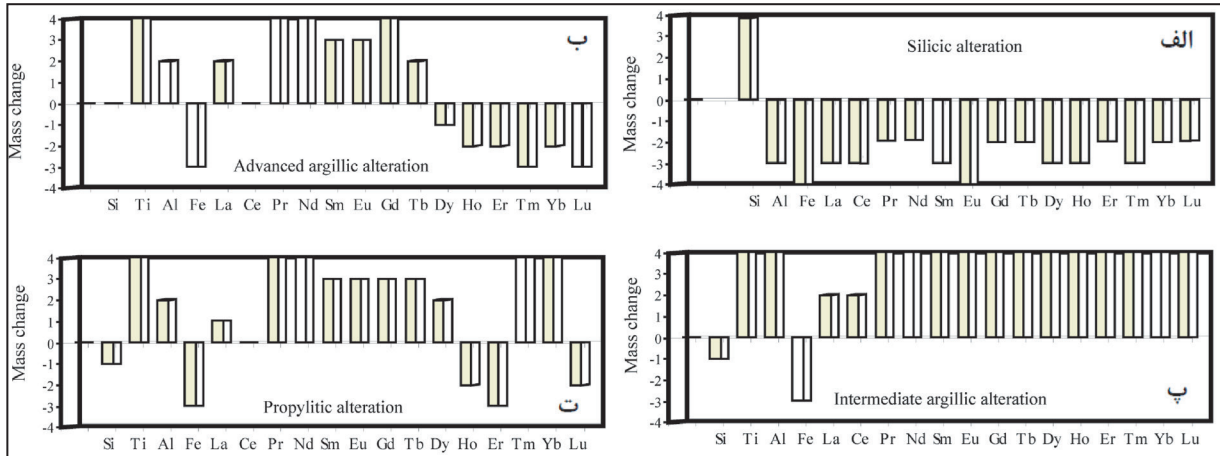
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با پهنه‌های دگرسانی. الف) درشت‌بلور پلاژیوکلاز (Pl) و بیوتیت (Bt) در یک زمینه ریز بلور در سنگ‌های آندزیتی؛ ب) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (Cpx) در یک زمینه ریز بلور تا نهان‌بلور در سنگ‌های آندزیتی. در سطح کلینوپیروکسن به کانی‌های کدر (Op) توجه شود؛ پ) حضور درشت‌بلور پلاژیوکلاز در یک زمینه میکروپورفیری و تراکتی از پلاژیوکلاز و کلریت (Chl) در سنگ‌های تراکی آندزیتی؛ ت) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه ریز بلور در سنگ‌های بازالتی. همه تصاویر در نور عبوری دوبار پلازیه گرفته شده‌اند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) گرفته شده است.



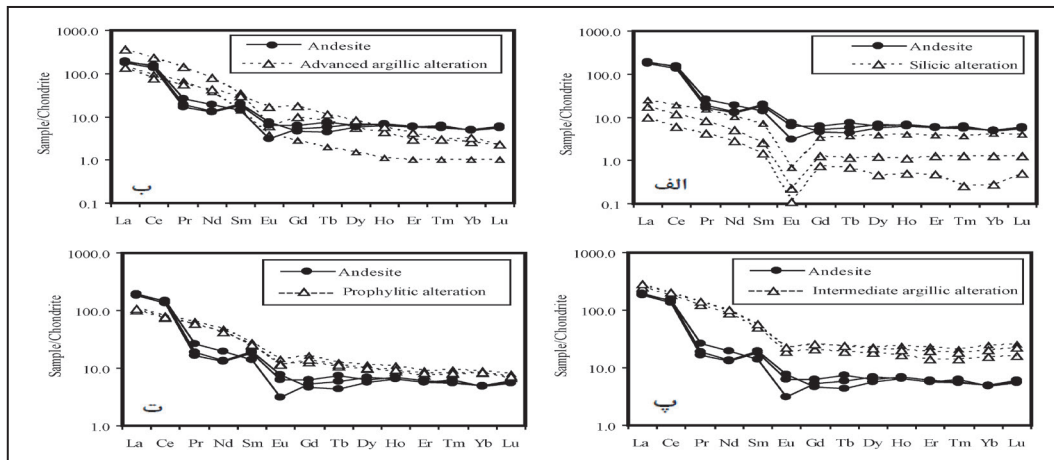
شکل ۵- نمودارهای ایزوکون برای عناصر اصلی و خاکی کمیاب نسبت به سنگ آندزیتی در پهنه‌های دگرسانی: الف) سیلیسی؛ ب) آرژیلیک پیشرفته؛ پ) آرژیلیک حد واسط؛ ت) پروپیلیتیک. موقعیت خط ایزوکون در پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک حد واسط و پروپیلیتیک بر پایه تغییرات چگالی تعیین شده‌اند که در روی نمودارها با حرف d نشان داده شده‌اند. موقعیت خط ایزوکون در پهنه دگرسانی سیلیسی بر پایه تغییرات مقدار TiO_2 تعیین شده است.



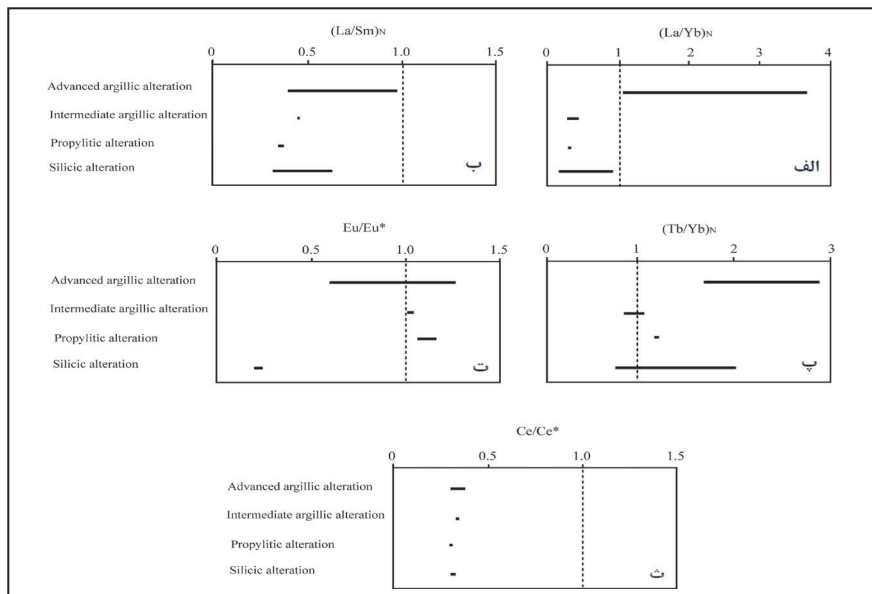
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌سازی‌های فلزی مرتبط با پهنه دگرسانی سیلیسی. الف) در هم رشدی پیریت (Py) و کالکوپیریت (Cpy)؛ ب) حضور حفره‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پیریت در یک زمینه از کولیت (Cv)؛ پ) دگرسانی کالکوپیریت به گوتیت (Gt)؛ ت) کانی گالن (Gn) دارای حفره‌های موازی فراوان. همه تصاویر در نور بازتابی گرفته شده‌اند.



شکل ۶- نمودارهای ستونی مربوط به افزایش و یا کاهش جرم عناصر اصلی و خاکی کمیاب پهنه‌های دگرسانی: الف) سیلیسی؛ ب) آرژیلیک پیشرفته؛ پ) آرژیلیک حد واسط؛ ت) پروپلیتیک که بر پایه معادله ایزوکون محاسبه و رسم شده‌اند. در این نمودارها، مقادیر +۱ تا +۴ به ترتیب میزان افزایش جرم در بازه‌های ۱۰%-۲۵%، ۲۵%-۵۰%، ۵۰%-۱۰۰% و بیشتر از ۱۰۰% را به نمایش می‌گذارند. عناصر بی‌تحرك (عدد صفر) دامنه تغییرات جرم ۱۰- تا +۱۰% را نشان می‌دهند. مقادیر ۱- تا -۴ به ترتیب نشان‌دهنده میزان کاهش جرم در بازه‌های ۱۰%-۲۵%، ۲۵%-۵۰%، ۵۰%-۹۰% و بیشتر از ۹۰% هستند.



شکل ۷- الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت برای پهنه دگرسانی: الف) سیلیسی؛ ب) آرژیلیک پیشرفته؛ پ) آرژیلیک حد واسط؛ ت) پروپلیتیک؛ همراه با سنگ‌های آندزیتی در منطقه بصیرآباد.



شکل ۸- مقایسه روند تغییرات مقادیر الف) $(La/Yb)_N$ ؛ ب) $(La/Sm)_N$ ؛ پ) $(Tb/Yb)_N$ ؛ ت) Eu/Eu^* ؛ و ث) Ce/Ce^* برای دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک حد واسط، آرژیلیک پیشرفته و پروپلیتیک؛ جایی که به سنگ اولیه آندزیتی بهنجار شده‌اند.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های شیمیایی ICP-ES و ICP-MS همراه با چگالی نمونه‌های مربوط به پهنه‌های دگرسانی و سنگ‌های آندزیتی در منطقه بصیرآباد.

	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9	R-10	R-11	R-12	R-13	R-14	R-15
	Andesite			Advanced argillic alteration			Intermediate argillic alteration			Propylitic alteration			Silicic alteration		
SiO ₂ (wt%)	۵۹/۷۹	۶۲/۴۲	۶۴/۱۲	۴۹/۵۲	۵۱/۹۵	۵۲/۸۴	۵۵/۳۴	۵۰/۰۹	۵۳/۲۴	۶۵/۳۴	۶۰/۲۴	۵۹/۲۱	۸۹/۹۲	۹۴/۵۲	۹۴/۰۲
TiO ₂	۰/۵۲	۰/۳۸	۰/۱۳	۰/۸۱	۰/۵۶	۰/۷۹	۰/۹۱	۱/۱۲	۰/۸۹	۰/۶۵	۰/۵۷	۰/۴۵	۰/۰۷	۰/۱۶	۱/۴۵
Al ₂ O ₃	۱۵/۶۴	۱۴/۵۶	۱۳/۰۸	۲۵/۰۶	۲۰/۹۴	۱۰/۴۵	۲۷/۸۷	۳۴/۰۴	۲۸/۷۲	۱۶/۲۵	۱۵/۸۷	۱۴/۵۲	۳/۸۸	۱/۲۲	۱/۵۲
Fe ₂ O ₃	۶/۵۶	۵/۸۵	۵/۴۱	۰/۵۱	۲/۸۱	۰/۸۲	۲/۰۴	۱/۶۵	۱/۵۱	۴/۷۸	۷/۱۴	۵/۵۲	۰/۳۷	۰/۱۵	۰/۳۱
MnO	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۲۱	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
MgO	۲/۴۲	۱/۶۹	۲/۳۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۶	۱/۶۱	۱/۱۴	۲/۷۵	۱/۳۲	۳/۸۱	۶/۳۵	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۱
CaO	۴/۷۸	۳/۲۴	۳/۸۸	۰/۲۵	۰/۴۵	۹/۴۵	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۷۹	۵/۰۲	۵/۰۲	۶/۷۸	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۹
Na ₂ O	۴/۰۹	۳/۸۹	۳/۸۵	۰/۵۱	۱/۴۵	۰/۴۴	۰/۲۶	۰/۰۹	۰/۲۲	۱/۶۷	۲/۷۵	۲/۵۸	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۱۷
K ₂ O	۵/۴۵	۵/۲۶	۵/۹۴	۵/۹۸	۴/۰۷	۲/۷۲	۰/۵۲	۰/۱۴	۰/۴۹	۳/۰۵	۲/۹۵	۲/۸۲	۰/۵۵	۰/۶۸	۰/۰۹
P ₂ O ₅	۰/۳۲	۰/۱۰	۰/۰۳	۰/۸۱	۰/۳۸	۰/۲۳	۰/۳۲	۰/۴۵	۰/۴۵	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱۸
SO ₃	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۳/۴۲	۷/۳۱	۸/۴۵	۰/۵۹	۰/۸۲	۰/۴۹	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۸	۲/۴۱	۰/۸۷	۰/۶۲
LOI	۰/۲۱	۱/۶۷	۱/۱۵	۱۳/۰۸	۱۰/۰۲	۱۳/۳۶	۹/۵۴	۱۰/۰۱	۱۰/۲۲	۱/۴۵	۱/۱۲	۱/۲۱	۱/۸۸	۱/۵۴	۱/۲۵
Sum	۹۹/۹۲	۹۹/۱۸	۹۹/۹۹	۹۹/۹۷	۹۹/۹۶	۹۹/۶۲	۹۹/۴۲	۹۹/۹۱	۹۹/۹۸	۹۹/۹۶	۹۹/۹۲	۹۹/۹۴	۹۹/۹۶	۹۹/۹۹	۹۹/۸۲
ρ (g/cm ³)	۲/۶۳	۲/۶۷	۲/۶۹	۲/۶۰	۲/۶۶	۲/۶۴	۲/۵۴	۲/۵۹	۲/۶۲	۲/۴۰	۲/۴۳	۲/۴۴	۲/۴۳	۲/۴۷	۲/۴۹
La (ppm)	۶۶/۷	۷۱/۸	۶۸/۲	۱۳۴/۲	۵۱/۲	۴۹/۳	۹۲/۱	۱۰۱/۴	۱۰۴/۲	۳۷/۲	۴۱/۲	۳۹/۱	۶/۵	۹/۳	۳/۷
Ce	۱۲۸/۵	۱۳۹/۲	۱۴۵/۳	۲۲۴/۲	۹۱/۲	۷۱/۸	۱۷۲/۴	۱۸۵/۲	۱۹۶/۵	۷۱/۲	۷۷/۵	۷۲/۴	۱۱/۳۲	۱۸/۴	۵/۸
Pr	۲/۳۳	۲/۶۵	۳/۶۴	۱۹/۵	۹/۱۲	۷/۸۴	۱۷/۳۰	۱۹/۷۱	۱۹/۸۱	۸/۱۱	۹/۲۰	۸/۲۰	۱/۱۵	۲/۱۵	۰/۵۹
Nd	۹/۲۴	۹/۴۵	۱۳/۶۵	۵۶/۲۳	۲۶/۴۵	۳۰/۱۲	۶۱/۲۱	۶۹/۲۳	۷۱/۲۵	۳۰/۲۴	۳۴/۲۱	۳۰/۲۱	۳/۶۲	۷/۴	۲/۰۲
Sm	۴/۱۳	۴/۵۴	۳/۲۴	۷/۷۲	۳/۲۵	۶/۸۵	۱۱/۳	۱۲/۴۵	۱۲/۹۲	۵/۶۴	۶/۵۶	۵/۸۲	۰/۵۸	۱/۶۵	۰/۳۳
Eu	۰/۵۶	۰/۶۸	۰/۲۸	۰/۵۴	۰/۳۵	۱/۴۹	۱/۶۹	۱/۹۸	۲/۰۲	۱/۰۵	۱/۲۹	۱/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۱
Gd	۱/۹۶	۱/۴۵	۱/۶۶	۲/۹۸	۰/۸۸	۵/۴۵	۶/۵۴	۸/۲۱	۷/۹۲	۳/۸۹	۵/۱۲	۴/۳۲	۰/۳۹	۱/۰۲	۰/۲۳
Tb	۰/۴۴	۰/۲۶	۰/۳۵	۰/۴۹	۰/۱۲	۰/۶۸	۱/۱۲	۱/۴۴	۱/۴۲	۰/۶۵	۰/۷۶	۰/۶۸	۰/۰۷	۰/۲۲	۰/۰۴
Dy	۲/۳۶	۲/۲۵	۲/۶۶	۲/۰۵	۰/۵۸	۳/۱۱	۶/۸۵	۸/۶۵	۸/۳۲	۳/۶۸	۴/۳۲	۳/۸۵	۰/۴۶	۱/۴۴	۰/۱۷
Ho	۰/۵۶	۰/۵۱	۰/۵۲	۰/۳۵	۰/۰۹	۰/۴۵	۱/۳۲	۱/۸۸	۱/۶۲	۰/۷۱	۰/۸۸	۰/۷۴	۰/۰۹	۰/۳۲	۰/۰۴
Er	۱/۵۲	۱/۴۱	۱/۴۳	۰/۷۴	۰/۲۵	۱/۰۷	۳/۴۸	۵/۷۸	۴/۸۵	۱/۸۸	۲/۲۹	۲/۰۵	۰/۳۱	۰/۹۵	۰/۱۲
Tm	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۵۵	۰/۸۲	۰/۷۲	۰/۳۲	۰/۳۸	۰/۳۳	۰/۰۵	۰/۱۵	۰/۰۱
Yb	۱/۲۵	۱/۲۴	۱/۱۹	۰/۶۵	۰/۲۵	۰/۸۲	۳/۸۱	۶/۱۵	۵/۱۲	۲/۰۵	۲/۲۵	۲/۱۲	۰/۳۲	۱/۰۶	۰/۰۷
Lu	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۶۳	۱/۰۲	۰/۸۸	۰/۲۷	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۰۵	۰/۱۶	۰/۰۲
REEs	۲۲۰/۰۱	۲۳۵/۸۵	۲۴۲/۵۹	۴۴۹/۸۶	۱۸۳/۸۲	۱۷۹/۱۹	۳۸۰/۳۰	۴۲۳/۹۱	۴۳۷/۵۴	۱۶۶/۸۸	۱۸۶/۲۸	۱۷۱/۱۳	۲۴/۹۴	۴۴/۲۸	۱۳/۱۵

جدول ۲- نسبت‌های عنصری در نمونه‌های مربوط به پهنه‌های دگرسانی منطقه بصیرآباد.

	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9	R-10	R-11	R-12	R-13	R-14	R-15
	Advanced argillic alteration			Intermediate argillic alteration			Propylitic alteration			Silicic alteration		
Eu/Eu*	۰/۵۹	۱/۱۰	۱/۲۶	۱/۰۱	۱/۰۲	۱/۰۴	۱/۱۶	۱/۱۶	۱/۰۶	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۰
(La/Sm) _N	۰/۹۸	۰/۸۹	۰/۴۰	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۴۵	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۶۳	۰/۳۲	۰/۶۳
(La/Yb) _N	۳/۶۷	۳/۶۴	۱/۰۷	۰/۴۳	۰/۲۹	۰/۳۶	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۱۵	۰/۹۴
(Tb/Yb) _N	۳/۶۳	۱/۶۸	۲/۹۰	۱/۰۲	۰/۸۲	۰/۹۷	۱/۱۱	۱/۱۸	۱/۱۳	۰/۷۶	۰/۷۲	۲/۰۰
Ce/Ce*	۰/۳۷	۰/۳۳	۰/۳۰	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۰	۰/۳۲

جدول ۳- نتایج تجزیه‌های پراش پرتو مجهول (XRD) نمونه‌های مربوط به پهنه‌های دگرسانی منطقه بصیرآباد.

ردیف	شماره نمونه	نوع دگرسانی	فازهای اصلی	فازهای فرعی
۱	R-4	آرژلیک پیشرفته	کانولینیت	آلونیت، ژیس، پیریت، مسکوویت-ایلیت،
۲	R-6	آرژلیک پیشرفته	کانولینیت، آلونیت	ژیس، مسکوویت-ایلیت، کلریت
۳	R-7	آرژلیک حد واسط	کانولینیت	کلریت، گوتیت، هماتیت، مسکوویت-ایلیت
۴	R-9	آرژلیک حد واسط	کانولینیت	اسمکتیت، گوتیت، کوارتز، آلپیت، مسکوویت-ایلیت
۵	R-10	پروپلیتیک	کلریت، اپیدوت	آلیت، کلسیت، هماتیت، گوتیت
۶	R-12	پروپلیتیک	کلریت، اپیدوت	آلیت، کلسیت، گوتیت
۷	R-13	سیلیسی	کوارتز	پیریت، ژیس، مسکوویت-ایلیت
۸	R-15	سیلیسی	کوارتز	باریت، ژیس، مسکوویت-ایلیت

کتابکاری

جمالی، ح.، یعقوب پور، ع. و مهربانی، ب.، ۱۳۹۱ - ارتباط کانی سازی های مس و طلا با فازهای مختلف ماگمایی در توده های خانکندی و یوسف لو، شرق اهر، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، جلد ۲۰، شماره ۳، ص. ۵۴۷ تا ۵۶۴.

مهدوی، م. ع. و امینی فضل، ع.، ۱۳۶۷ - نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵ - دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

References

- Abdioglu, E., Arslan, M., Kadir, S. and Temozel, I., 2015- 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: 219-242.
- Arribas, J. A., 1995- Epithermal high-sulfidation deposits review. In: Thompson, J.F.H., (Ed), (1995). *Magma, fluids and ore deposits*. Mineralogical association of Canada, Short course 23, 419-454.
- Aubert, D., Stille, P. and Probst, A., 2001- REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64: 1827-1841.
- Bau, M. and Möller, P., 1992- Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineralogy and Petrology* 45: 231-246.
- Bau, M., 1991- Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology* 93: 219-230.
- Dill, H. G., Dohrmann, R., Kaufhold, S. and Çiçek, G., 2015- Mineralogical, chemical and micromorphological studies of the argillic alteration zone of the epithermal gold deposit Ovacik, Western Turkey: Tools for applied and genetic economic geology. *Journal of Geochemical Exploration* 148: 105-127.
- Ebrahimi, S., Alirezaei, S. and Pan, Y., 2011- Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal gold prospects, NW Iran. *Geological Society London Special Publications* 350: 133-147.
- El-Ahmady, I. M., El Hamed El-Kalioby, B. A., Aly, G. M., El-Tohamy, A. M. and Watanabe, K., 2015- Altered granitic rocks, Nusab El Balgum Area, Southwestern Desert, Egypt: Mineralogical and geochemical aspects of REEs. *Ore Geology Reviews* 70: 252-261.
- Elderfield, H. and Sholkovitz, E. R., 1987- Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 82: 280-288.

- Fulignati, 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.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Grant, J. A., 1986- The isocon diagram; a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81: 1976-1982.
- Grant, J. A., 2005 - Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth* 30: 997-1004.
- Gresens, R. L., 1967- Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2: 47-55.
- Haas, J. R., Shock, E. L. and Sassani, D. C., 1995- Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 4329-4350.
- Hassanpour, S., Alirezaei, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015- 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: 45-59.
- Hopf, S., 1993- Behaviour of rare earth elements in geothermal systems of New Zealand. *Journal of Geochemical Exploration* 47: 333-357.
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. and Mehrabi, B., 2010- Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Review* 53: 608-630.
- Karakaya, M. C., Karakaya, N., Küpeli, S. and Yavuz, F., 2012- Mineralogy and geochemical behavior of trace elements of hydrothermal alteration types in the volcanogenic massive sulfide deposits, NE Turkey. *Ore Geology Reviews* 48: 197-224.
- 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.
- Knight, J. E., 1977- A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite and tennantite deposits. *Economic Geology* 72: 1321-1336.
- Koepfenkastrof, D. and De Carlo, E. H., 1992- Sorption of rare earth elements from seawater onto synthetic mineral particles: An experimental approach. *Chemical Geology* 95: 251-263.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279
- Laufer, F., Yariv, S. and Steinberg, M., 1984- The adsorption of quadrivalent cerium by kaolinite. *Clay Minerals* 19: 137-149.
- Lewis, A. J., Palmer, M. R., Sturchio, N. C. and Kemp, A. J., 1997- The rare earth element geochemistry of acid-sulfate and acid-sulfate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 695-706.
- Lottermoser, B. G., 1990- Rare earth element and heavy metal behaviour associated with the epithermal gold deposit on Lihir Island, Papua New Guinea. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 40: 269-289.
- Lottermoser, B. G., 1992- Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7: 25-41.
- MacLean, W. H. and Kranidiotis, P., 1987- Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. *Economic Geology* 82: 951-962.
- MacLean, W. H., 1990- Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita* 25: 44-49.
- Michard, A., 1989- Rare earth element systematics in hydrothermal fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 745-750.
- Miller, S. E., Heath, G. R. and Gonzales, R. D., 1982- Effects of temperature on the sorption of lanthanides by montmorillonite. *Clay Minerals* 30: 111-122.
- Moore, C. L., 1998- Evolution of regolith development and element mobility during weathering using isocon technique. *Geological Society of Australian Special Publications* 20: 141-147.
- Parsapoor, A., Khalili, M. and Mackizadeh, M. A., 2009- The behaviour of trace and rare earth elements (REE) during hydrothermal alteration in the Rangan area (Central Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 34: 123-134.
- Simmonds, V. and Moazzen, M., 2015- 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* 57:290-304.
- Simmonds, V., Calagari, A. A. and Kyser, K., 2015- Fluid inclusion and stable isotope studies of the Kighal porphyry Cu-Mo prospect, East-Azarbaidjan, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 8: 473-453.
- Simmonds, V., Jahangiryar, F., Moazzen, M. and Ravaghi, A., 2016- Investigation on the distribution of gold across the Ahar area (NW Iran) using stream-sediment and Bleg methods. *Resource Geology* 66: 213-225.
- Sverjensky, D. A., 1984- Europium redox equilibria in aqueous solutions. *Earth and Planetary Science Letters* 67: 70-78.
- Taylor, Y. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: Its composition and evolution. 1st ed. Oxford, UK: Blackwell.
- Terkado, Y. and Fujitani, T., 1998- Behavior of rare earth elements and other trace elements during interactions between acidic hydrothermal solutions and silicic volcanic rocks, southwestern Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 1903-1917.
- Wood, S. A., 1990- The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water vapour pressure. *Chemical Geology* 88: 99-125.

Rare earth elements geochemistry of alteration system of the Basir-Abad area, Northeast of Ahar, NW Iran

A. Abedini^{1*}

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

Received: 2016 January 03

Accepted: 2016 June 08

Abstract

The Basir-Abad area (northeast of Ahar, East-Azarbaidjan province) is a part of the Cenozoic Ahar-Arasbaran magmatic belt in northwest of Iran. Intrusion of granitic and granodioritic igneous rocks of Oligocene age into the Eocene volcanic rocks (andesite, trachy-andesite, andesi-basalt and basalt) resulted in occurrence of metallic mineralization along with development of widespread alteration zones in this area. Mineralogical studies indicate that these alteration zones include silicic (quartz), intermediate and advanced argillic (kaolinite, smectite, quartz and alunite), and propylitic (chlorite, epidote, albite and calcite). Hypogene ores within veins and veinlets of silicic alteration zone contain pyrite, chalcopyrite and galena accompanied by covellite, copper-carbonate minerals (malachite and azurite) and iron-oxides and- hydroxides (goethite, limonite and hematite) of supergene origin. The distribution patterns of REEs normalized to chondrite display differentiation and enrichment of LREEs relative to HREEs and occurrence of variant negative Eu anomalies in all alteration zones. Mass balance calculations of elements, using isocon method, indicate that during development and evolution of the silicic and the intermediate argillic alteration zones, REEs experienced enrichment in the former and depletion in the latter. Furthermore, development of advanced argillic and propylitic alteration zones was accompanied by enrichment of LREEs and selective depletion of HREEs. Further investigation revealed that occurrence of negative Eu anomaly (0.20-0.23) in silicic alteration zone is related to abundance of chloride ions, increase of oxygen fugacity of hydrothermal system and highly acidic nature of the fluid. The results obtained from geochemical studies (mass balance calculations, changes in values of Eu and Ce anomalies and ratios of REEs) suggest that changes of pH, temperature, oxygen fugacity, difference in abundance and type of complexing ions in solution, fluid/rock ratio, and presence of minerals such as kaolinite, goethite, smectite, hematite and alunite played important role in differentiation, mobilization and distribution of lanthanides in the studied alteration system.

Keywords: Geochemistry, Rare earth elements, Hydrothermal alteration, Andesite, Basir-Abad, Iran.

For Persian Version see pages 173 to 182

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