

# بررسی رفتار عناصر اصلی و نادر خاکی در طی فرایند دگرسانی در منطقه یانیق (جنوب غرب هشتروند، آذربایجان شرقی)

سایه رضازاده<sup>(۱)\*</sup> و قادر حسین‌زاده<sup>۲</sup>

۱. دانشجوی دوره کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۱/۸/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۲/۲۳

## چکیده

منطقه مورد مطالعه در ۲۷ کیلومتری جنوب غرب شهرستان هشتروند و روستای یانیق قرار گرفته است. این ناحیه بخشی از زون ساختاری البرز غربی - آذربایجان را تشکیل می‌دهد. در محدوده مورد مطالعه، سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت - آندزیت بازالتی، دگرسانی آرژیلیک نسبتاً شدید نشان می‌دهند. مطالعات ژئوشیمیایی و محاسبات تغییر جرم عناصر اصلی و فرعی در زون دگرسانی آرژیلیک نشان می‌دهند که عناصر Fe, Mg, Ca و Mn تهی شده، Na و K افزایش اندک و Si و Al در سنگ‌های دگرسان شده نسبت به سنگ اولیه غنی شده‌اند. عناصر LILE، HFSE و LREE غنی‌شدگی و درحالی‌که عناصر HREE، TTE و Y طی فرایند دگرسانی تهی‌شدگی نشان می‌دهند. نسبت  $Eu/Eu^*$  در سنگ‌های دگرسان نسبت به نمونه سالم معادل خود بیشتر بوده و اغلب نمونه‌ها آنومالی مثبت Ce را نشان می‌دهند. به علاوه فاکتورهای تفریق  $(La/Yb)_n$  و  $(La/Sm)_n$  در نمونه‌های دگرسان بیشتر از نمونه سالم و  $Gd/Yb$  کمتر از سنگ سالم می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی آرژیلیک، هیدروترمال، ژئوشیمی، هشتروند، یانیق.

## مقدمه

مطالعه دگرسانی آرژیلیکی در واحد آندزیت - آندزیت بازالتی به سن پلیوسن منجر به تشکیل کانی‌های رسی شده است که در این مقاله به بررسی رفتار عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در طی فرایند دگرسانی پرداخته شده است.

## زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۲۷ کیلومتری جنوب غرب هشتروند و در اراضی روستای یانیق واقع شده و واحدهای زمین‌شناسی تشکیل‌دهنده منطقه براساس نظر رضایی و فنودی (۱۳۸۸) بیشتر متعلق به دوران سنوزوئیک بوده و از سنگ‌های قدیمی‌تر در منطقه آثاری مشاهده نمی‌شود. رخنمون‌های اصلی سنگ‌ها در محدوده مورد مطالعه که تحت تأثیر دگرسانی قرار

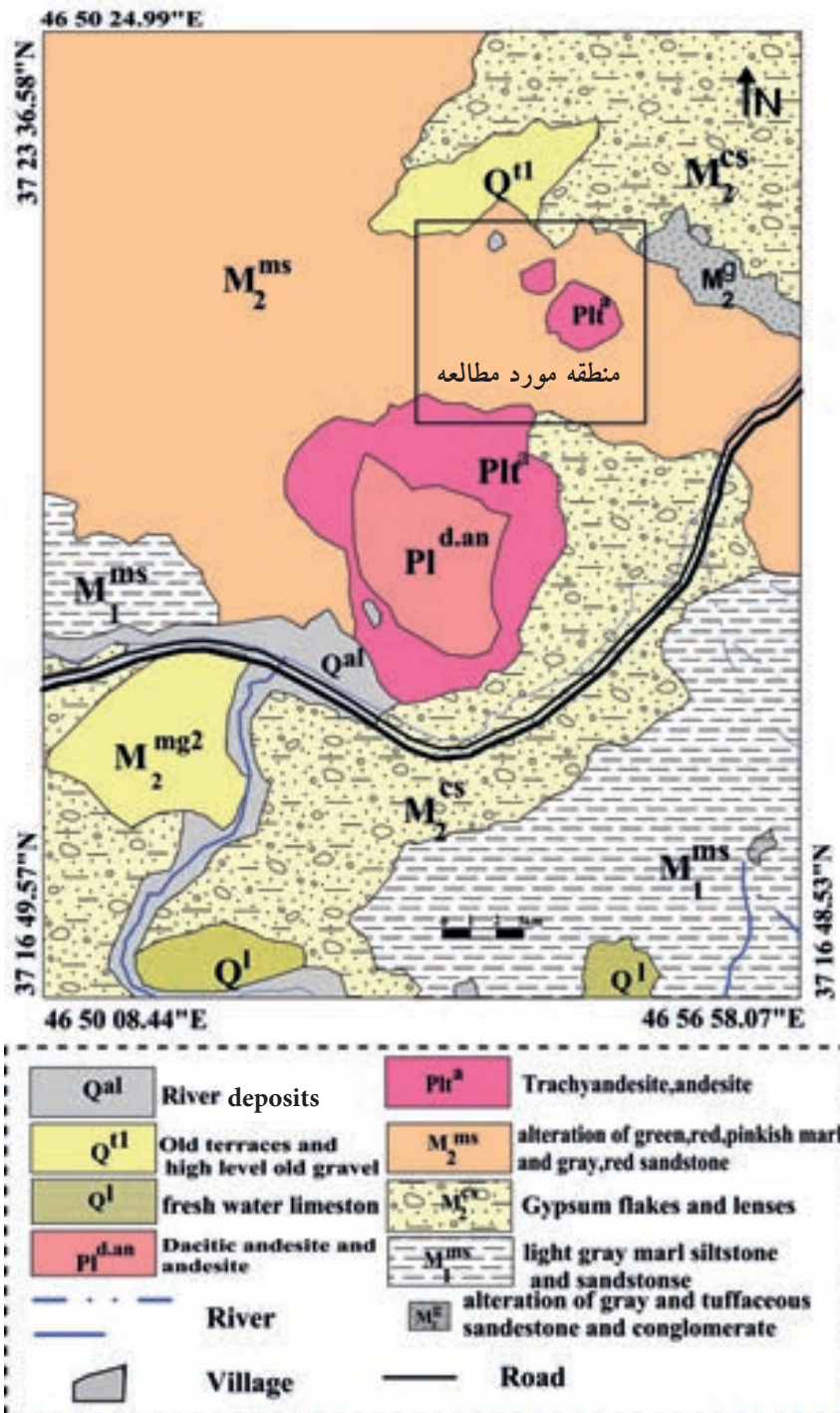
منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان شرقی و در ۲۷ کیلومتری جنوب غرب شهرستان هشتروند و در اراضی روستای یانیق واقع شده است. از لحاظ موقعیت جغرافیایی این محدوده بین طول‌های جغرافیایی  $24^{\circ}50'99''$  تا  $46^{\circ}58'58''$  و عرض‌های جغرافیایی  $37^{\circ}23'47''$  تا  $37^{\circ}16'48''$  قرار داشته و طبق تقسیمات زمین‌ساختی ایران در زون البرز غربی - آذربایجان قرار می‌گیرد. مطالعات زمین‌شناسی در منطقه شامل تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (علوی‌تهرانی و همکاران، ۱۳۵۸) و ۱:۱۰۰۰۰۰ (هشتروند (امینی‌آذر و قدیرزاده، ۱۳۷۵) و قره آغاچ (رضایی و فنودی، ۱۳۸۸) توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور می‌باشد. در منطقه مورد

\* نویسنده مرتبط saye\_rezazade@yahoo.com

از گچ نازک لایه نیز تشکیل شده است.  $M_2^{cs}$ : این واحد به طور عمده در شمال شرق نقشه مورد مطالعه گسترش دارد (شکل ۱) و از نظر سنگ‌شناسی شامل ماسه سنگ توفی سرخ و خاکستری و به مقدار کم کنگلومرا در قسمت پایین است. در بخش‌های بالایی ضخامت کنگلومرا زیاد می‌شود. جنس قطعات کنگلومرا بیشتر آتشفشانی بوده و علاوه بر آن قلوه‌هایی از سنگ آهک‌های ریفی میوسن زیرین نیز در آن دیده می‌شود.

گرفته‌اند شامل انواع سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری میوسن و پلیوسن می‌باشند. واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه به شرح ذیل‌اند (رضایی و فنودی، ۱۳۸۸):

$M_2^{ms}$ : این واحد شامل تناوبی از مارن‌های صورتی متمایل به قرمز و سبز گچ‌دار و ماسه سنگ‌هایی سرخ تا خاکستری همراه با لایه‌هایی از سنگ آهک‌های آواری است. نهشته‌های میوسن در اثر عملکرد فاز آستیرین چین خورده و روند محور چین‌ها شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد. در مارن‌های رنگارنگ، لایه‌هایی



شکل ۱. نقشه توزیع واحدهای سنگی محدوده (اقتباس شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قره آغا، ۱۳۸۸).

PI<sup>4</sup>: این واحد بیشتر به رنگ قهوه‌ای و بنفش دیده می‌شود و شامل دمه‌های ساب و لکانیک با ترکیب سنگ‌شناسی تراکی‌اندزیت می‌باشد. البته در این مطالعه ترکیب آندزیت - آندزیت بازالتی به دست آمده است (شکل ۱).

از طرفی این عناصر ممکن است در شرایط pH پایین از کانی اولیه آزاد شده و در شرایط قلیایی به صورت هیدرواکسید و بی‌کربنات و یا از طریق جذب سطحی کانی‌های رسی ته‌نشین شوند. جدایی LREE از HREE بیشتر به کانی‌شناسی سنگ مادر بستگی دارد، بطوریکه از کانی‌هایی مانند آپاتیت و فسفات‌ها آزاد شده ولی در کانی‌های مقاوم مانند زیرکن حفظ می‌شوند. براساس مطالعات انجام گرفته، عناصر HREE بصورت کمپلکس‌های پایدار با برخی از لیگاندها نسبت به LREE مدت طولانی‌تری در محلول باقی می‌مانند، بنابراین تمایل بیشتری به تمرکز در محصولات مراحل نهایی سیستم‌های هیدروترمال دارند (Parsapoor et al., 2009). شیوه‌های متعددی برای محاسبه تغییر جرم عناصر در سیستم‌های دگرسان توسعه و تکامل یافته‌اند که برای مثال می‌توان به روش ضریب حجم (Grant, 1986) و روش عنصر نامتحرک (Nesbitt, 1997 and Markovics, 1990) اشاره کرد. در این بررسی برای تحلیل فرآیندهای زمین‌شیمی مرتبط با دگرسانی، از روش محاسبه تغییر جرم (Maclean, 1990) استفاده شده است که بر مبنای عنصر ناظر بی‌تحرک، فاکتور غنی‌شدگی<sup>۱</sup> و ترکیب بازسازی شده<sup>۲</sup> می‌باشد. در نهایت تغییر جرم عناصر<sup>۳</sup> محاسبه و نتایج حاصله در قالب نمودارهای افزایش - کاهش ترسیم شده‌اند. برای این منظور به ترتیب از روابط زیر استفاده شده است.

فرآوانی عنصر Ti در نمونه دگرسان شده / فرآوانی عنصر Ti در نمونه غیردگرسان = فاکتور غنی‌شدگی (E.F.)

ترکیب بازسازی شده (R.C.) = فرآوانی عنصر در نمونه غیردگرسان (R.C.) = تغییر جرم

همچنین محاسبه میزان شاخص شیمیایی برای نمونه‌های سالم و دگرسان نشان می‌دهد که مقدار این شاخص برای نمونه‌های این کانسار از محدوده ۵۱/۵۱ تا ۶۲/۰۷% متغیر است و بالاترین مقدار این شاخص برای نمونه R<sub>15</sub> و کمترین مقدار برای نمونه R<sub>13</sub> می‌باشد بنابراین نمونه نسبتاً سالم نمونه ۱ می‌باشد.

### عناصر اصلی و فرعی

افزایش میزان جرم Na در نمونه‌های مورد مطالعه ممکن است بدلیل دگرسانی انتخابی در کانیهای پلاژیوکلاز و آلبیت هیدروترمال باشد که در نتایج XRD نیز آلبیت گزارش شده است (Mutakyahwa et al., 2000). ابقای K در ساختار کانی‌های رسی می‌تواند نقش ارزنده‌ای در تثبیت K در سیستم داشته باشد. کاهش جرم Ca به دلیل حلالیت بالا و دگرسانی فلدسپارهای سنگ والد در طی واکنش آب - سنگ و آزاد شدن آن به درون محلول هیدروترمال می‌باشد. تهی‌شدگی Mg به واسطه تخریب کانی‌های فرومنیزین و غنی‌شدگی آن در برخی از نمونه‌ها به دلیل تشکیل کانی‌های ثانویه مانند مونت‌موریونیت و کلریت صورت

گرفته است. بخش صحرایی شامل پیمایش‌های صحرایی، شناسایی واحدهای سنگی، نمونه‌برداری از واحد آتشفشانی و شناسایی زون دگرسان بوده است. در بخش آزمایشگاهی، از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۲۵ مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفته و علاوه بر آن، تعداد ۷ نمونه (R<sub>13</sub>, R<sub>1</sub>, R<sub>10a</sub>, R<sub>10b</sub>, R<sub>11b</sub>, R<sub>14b</sub>, R<sub>15</sub>) برای انجام آنالیز به روش طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ACME کانادا ارسال شده که نتایج در جدول ۲ آورده شده است. تعداد ۲ نمونه نیز در آزمایشگاه کانساران بینالود به روش پراش پرتو ایکس (XRD) مورد تجزیه قرار گرفت.

### روش مطالعه

این کار پژوهشی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. بخش صحرایی شامل پیمایش‌های صحرایی، شناسایی واحدهای سنگی، نمونه‌برداری از واحد آتشفشانی و شناسایی زون دگرسان بوده است. در بخش آزمایشگاهی، از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۲۵ مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفته و علاوه بر آن، تعداد ۷ نمونه (R<sub>13</sub>, R<sub>1</sub>, R<sub>10a</sub>, R<sub>10b</sub>, R<sub>11b</sub>, R<sub>14b</sub>, R<sub>15</sub>) برای انجام آنالیز به روش طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ACME کانادا ارسال شده که نتایج در جدول ۲ آورده شده است. تعداد ۲ نمونه نیز در آزمایشگاه کانساران بینالود به روش پراش پرتو ایکس (XRD) مورد تجزیه قرار گرفت.

### سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

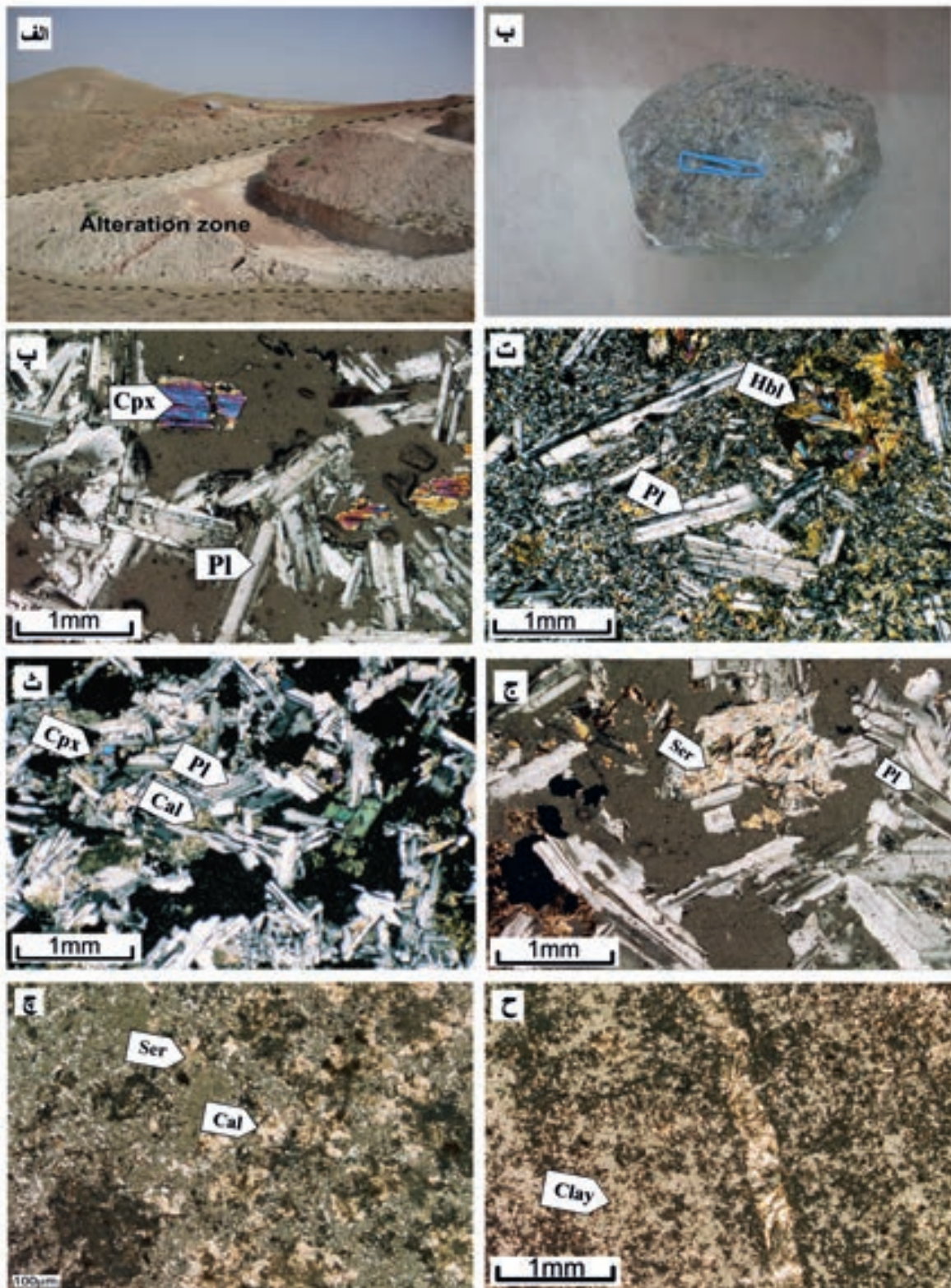
با توجه به شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های ولکانیکی این منطقه اغلب از نوع آندزیت - آندزیت بازالتی بوده و دارای بلورهای پلاژیوکلاز (۴۵-۵۰%) شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و گستره اندازه ۰/۵ تا ۳/۵ میلی‌متر بوده و دارای ماکل پلی سنتتیک می‌باشند. آمفیبول نوع هورنبلند (تا ۴۰%) عمدتاً به صورت درشت بلور به رنگ قهوه‌ای در ابعاد ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر می‌باشد که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار قابل مشاهده است. پیروکسن (۵-۱۰%) با مشخصات نوری شبیه اوژیت به صورت دانه‌ریز در زمینه و گاهی نیز به صورت فنوکریست در اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر حضور دارد. در برخی از مقاطع، این کانی‌ها به دلیل دگرسانی شدید کانی‌های اولیه به کانی‌های ثانویه‌ای مانند کانی‌های رسی و کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۲). با توجه به نتایج آنالیز XRD، کلریت، مونت‌موریونیت، کوارتز، کلسیت، هماتیت، آلبیت، تالک و ارتوکلاز کانی‌های غالب موجود در نمونه‌ها می‌باشند.

### ژئوشیمی

عناصر نادر خاکی در طبیعت فراوانند. در گذشته تصور بر این بود که این عناصر بی‌تحرک هستند و طی فرایندهای دگرسانی دچار فروشست نمی‌شوند. ولی مطالعات بر روی سیالات هیدروترمال و سنگ‌های دگرسان شده بیان‌گر این است که این عناصر کم و بیش متحرک می‌باشند (Alderton et al., 1980; Palacios et al., 1986). تحرک عناصر نادر خاکی به طور قابل توجهی توسط یونهای کمپلکس در دسترس مانند PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>

1. Enrichment Factor
2. Reconstructed composition
3. Mass change

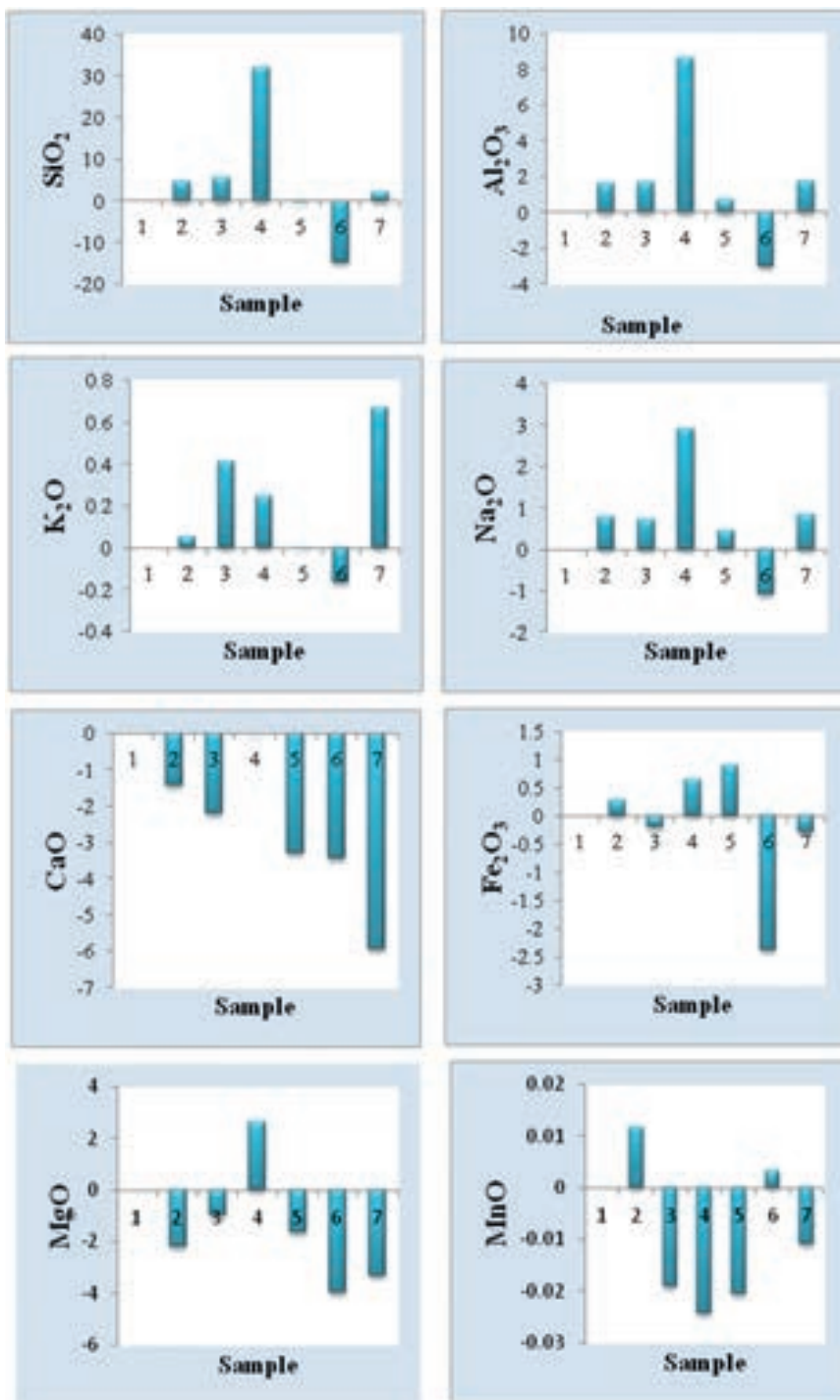




شکل ۲. تصاویر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه. الف) تصویری از واحد دگرسان در منطقه مورد مطالعه، ب) تصویر نمونه دستی آندزیت- آندزیت بازالتی ریز دانه در منطقه مورد مطالعه، پ) بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای (XPL)، ت) تصویر میکروسکوپی دارای بافت میکروولیتی از فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در زمینه ریز دانه از پلاژیوکلاز (XPL)، ث) کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و کلسیت در زمینه شیشه (XPL)، ج) تشکیل سریست در طی دگرسانی از پلاژیوکلاز (XPL)، چ و ح) تصاویر نمونه‌های دگرسان (Ser) : سریست، Pl : پلاژیوکلاز، Cpx : کلینوپیروکسن، Cal : کلسیت، Hbl : هورنبلند، Clay : کانی‌های رسی).

افزایش Mn می تواند به دلیل جذب سطحی توسط اکسیدهای آهن و قرارگیری در موقعیت بین لایه ای در کانی های رسی و کاهش آن به دلیل شکستن کانی های فرومنیزین باشد (Koppi et al., 1996). عناصر Al و Si در محیط دگرسانی نسبت به سایر عناصر از تحرک و جابه جایی کمتری برخوردارند و با تهی شدگی سایر عناصر، می توان شاهد غنی شدگی نسبی عناصر Al و Si بود (Karakaya, 2009) (شکل ۳).

گرفته است (Arsalan et al., 2006; Van Der Weijden and Van Der Weijden, 1995). تغییرات Fe در طی فرایند دگرسانی سنگ های آندزیت - آندزیت بازالتی نامنظم است، هم کاهش و هم افزایش در نمونه ها مشاهده می شود که افزایش آن می تواند به دلیل حضور کلریت و اکسیدهای آهن (هماتیت) و کاهش آن به دلیل شکستن کانیهای فرومنیزین در طی دگرسانی و ورود به محلول هیدروترمال باشد. Mn نیز به دلیل داشتن همبستگی مثبت با عنصر Fe رفتاری مشابه این عنصر را نشان می دهد که



شکل ۳. نمودار تغییرات جرم اکسیدهای اصلی در نمونه های مورد مطالعه (نمونه ۱ نسبتاً سالم و نمونه های ۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷ دگرسان می باشند).

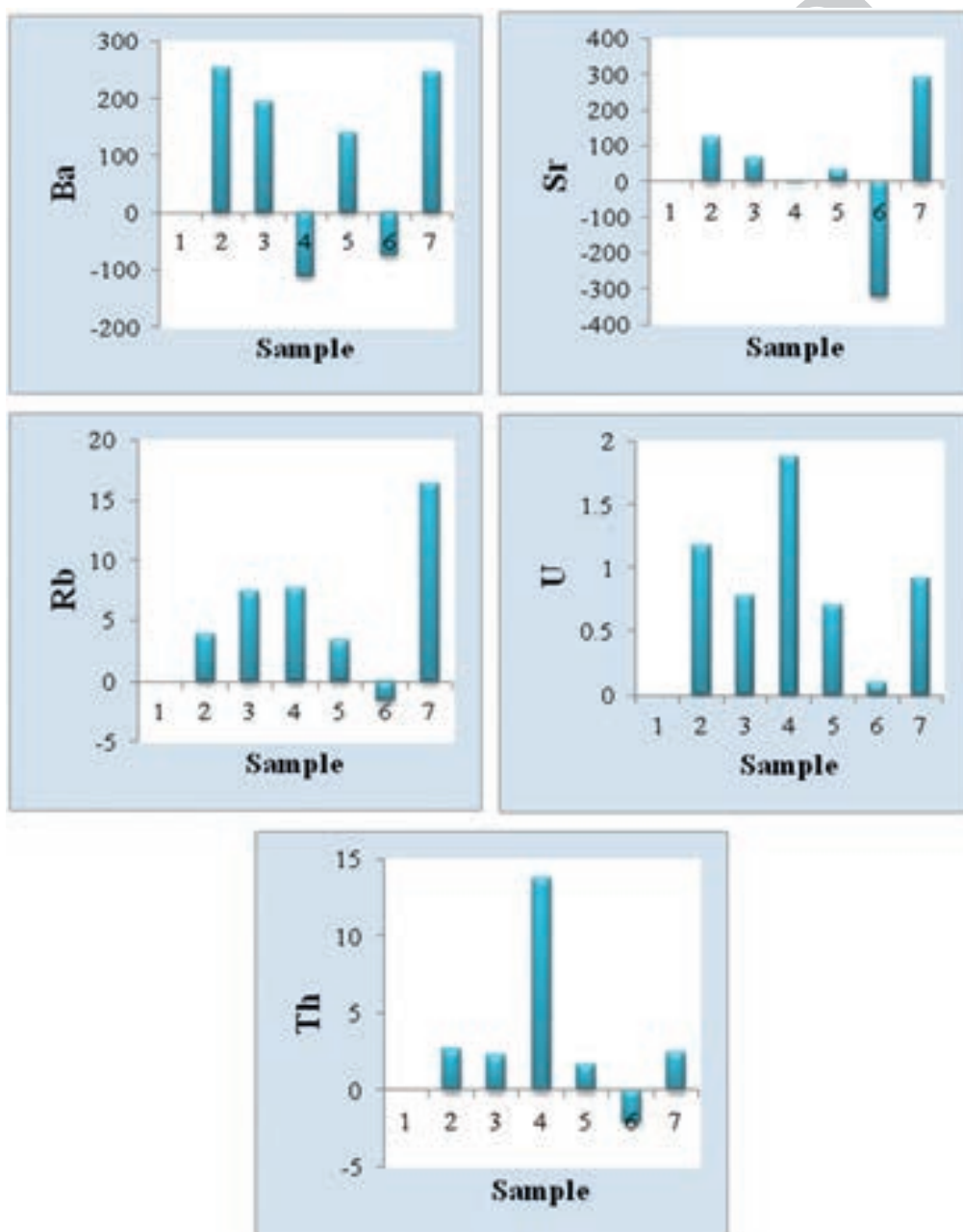
تثبیت این عنصر می‌باشند (Taboada et al., 2006). عنصر U نسبتاً متحرک بوده و شرایط اکسایش و کاهش محیط، رفتار این عنصر را کنترل می‌کنند. این عنصر در حالت اکسیده به صورت  $U^{6+}$  از سیستم خارج می‌شود، ولی در نمونه‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی نشان می‌دهد که می‌تواند به دلیل جذب سطحی توسط کانی‌های رسی و روبش و تمرکز توسط اکسیدهای Fe باشد (Barnett et al., 2000) (شکل ۴).

#### عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE)

عناصر با قدرت میدان بالا شامل عناصر Hf, Ta, Nb, P, Y و Zr می‌باشند. الگوی تغییر جرم عناصر HFSE به استثنای عنصر

#### عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE)

این عناصر در تمام نمونه‌های دگرسان شده منطقه یانیق نسبت به سنگ منشأ غیردگرسان غنی‌شدگی نشان می‌دهند ولی الگوی تغییرات جرم نامنظم است. با توجه به رفتار مشابه Ba و Rb با K و یا بدلیل داشتن همبستگی مثبت با  $Na^+$ , Si و Al، کانی‌های مسکویت، ایلیت و مونت‌موریونیت می‌توانند در تثبیت این عناصر نقش داشته باشند (Arsalan et al., 2006). عنصر Th دارای همبستگی مثبت با عناصر P و Zr می‌باشد (جدول ۳) و کانی‌های آناتاز، زیرکن و مونازیت می‌توانند سبب تثبیت این عنصر شوند که از بین این کانی‌ها زیرکن در مقاطع دیده شده است و از سوی دیگر اکسید و هیدرواکسیدهای Fe عامل دیگر



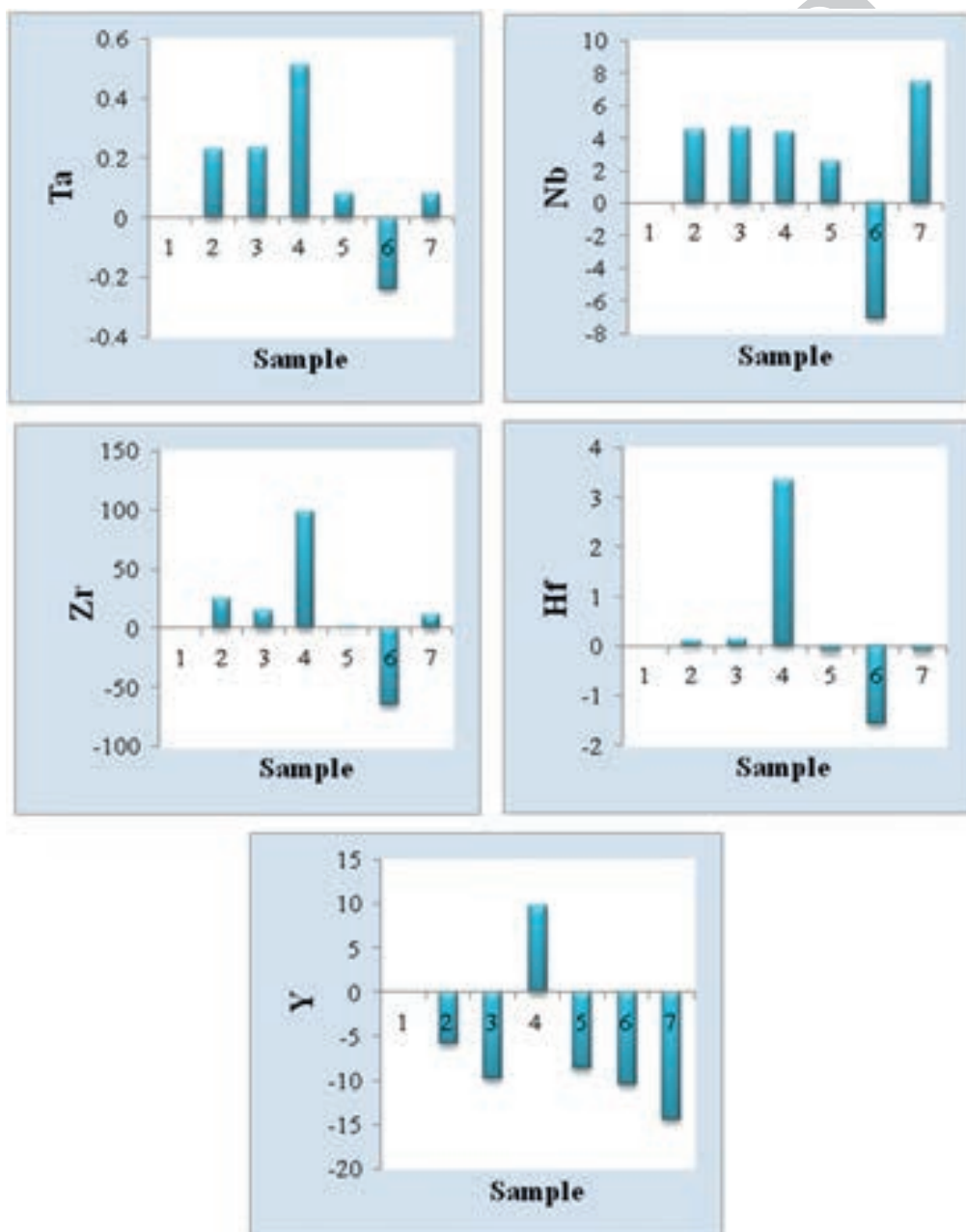
شکل ۴. نمودار تغییرات جرم عناصر (LILE) در نمونه‌های مورد مطالعه (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۳).



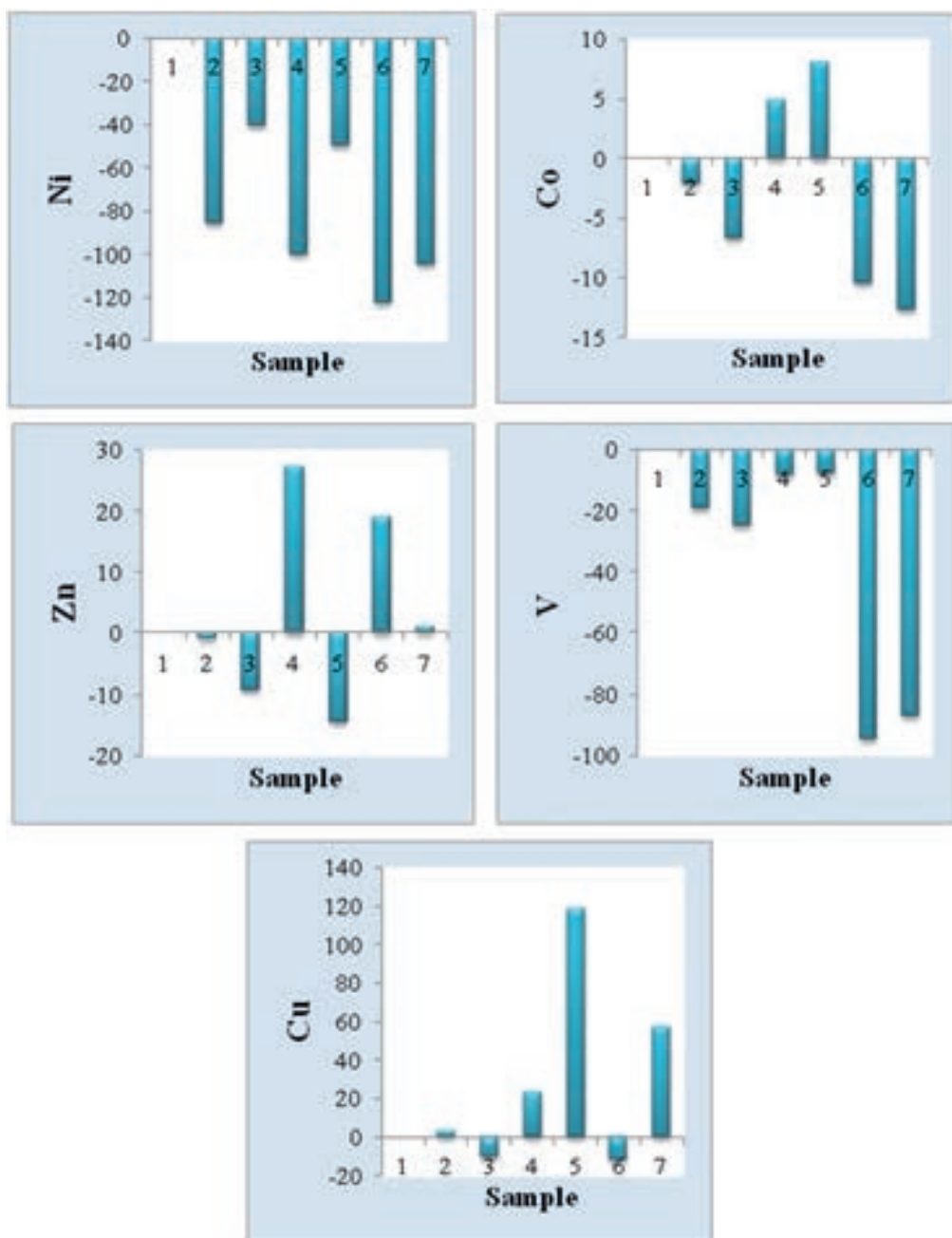
Y بدلیل کم تحرک بودن در طی فرایند دگرسانی مشابه می باشد. عناصر Hf و Zr دارای همبستگی مثبت با هم بوده (جدول ۳) و توسط کانی زیرکن تمرکز می یابند (John et al., 2008). عنصر Nb دارای همبستگی مثبت با عناصر Al و Si بوده و تمرکز آن می تواند به علت جذب سطحی توسط کانیه های رسی باشد (Panahi et al., 2006). عنصر Y دارای همبستگی مثبت با عناصر HREE بوده و رفتاری شبیه این عناصر نشان می دهد (شکل ۵).

### عناصر جزئی عبوری (TTE)

عناصر جزئی عبوری شامل عناصر Mo, Cr, V, Co, Ni, Sc, Cu, W و Zn می باشند. در این گروه، الگوی تغییرات جرم عناصر



شکل ۵. تغییرات جرم عناصر (HFSE) در نمونه های مورد مطالعه (شماره نمونه ها مشابه شکل ۳).



شکل ۶. نمودار تغییرات جرم عناصر (TTE) در نمونه‌های مورد مطالعه (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۳).

طی فرایند دگرسانی در منطقه، کاهش نشان داده‌اند (شکل ۸). این عناصر دارای همبستگی منفی با عناصر Al و Si بوده و در ساختار کانی‌های رسی جای نمی‌گیرند و در طی واکنش آب - سنگ وارد محلول شده‌اند. از سوی دیگر می‌توان گفت که تمایل به تشکیل کمپلکس با سیالات اسیدی موجب فروشست این عناصر شده است (Parsapoor, 2009).

#### بررسی تفریق عناصر REE

درجه تفکیک عناصر خاکی کمیاب را می‌توان از نسبت غلظت عناصر خاکی کمیاب سبک (Ce, La) به غلظت عناصر خاکی کمیاب سنگین (Y, Yb) بدست آورد. جهت بررسی تفریق عناصر

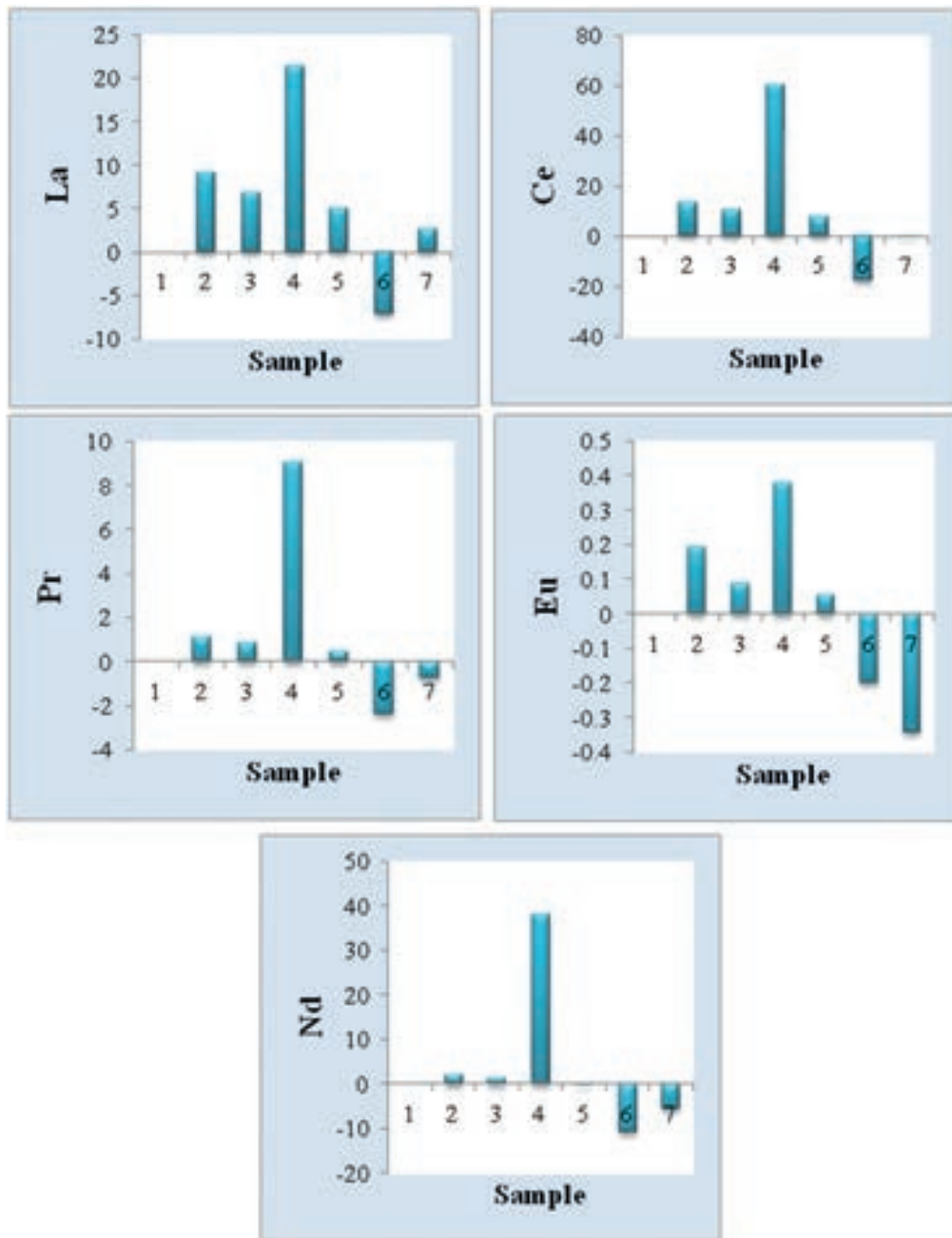
#### عناصر نادر خاکی سبک (LREE)

عناصر نادر خاکی سبک La, Ce, Eu, Nd و Pr دارای روند افزایشی می‌باشند (شکل ۷). این عناصر دارای همبستگی مثبت با عنصر K هستند (جدول ۳) که می‌تواند به دلیل جانشینی این عناصر به جای K در طی فرایند سرسپیتی شدن و همچنین به دلیل جذب سطحی توسط کانی‌های ثانویه مانند کلریت، مونتموریونیت و دیگر کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن مانند هماتیت باشد (Fulignati et al., 1998).

#### عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)

عناصر نادر خاکی سنگین شامل Lu, Er, Ho, Dy, Tb و Gd در





شکل ۷. نمودار تغییرات جرم عناصر (LREE) در نمونه‌های مورد مطالعه (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۳).

### تفسیر ناهنجاری‌های Ce و Eu

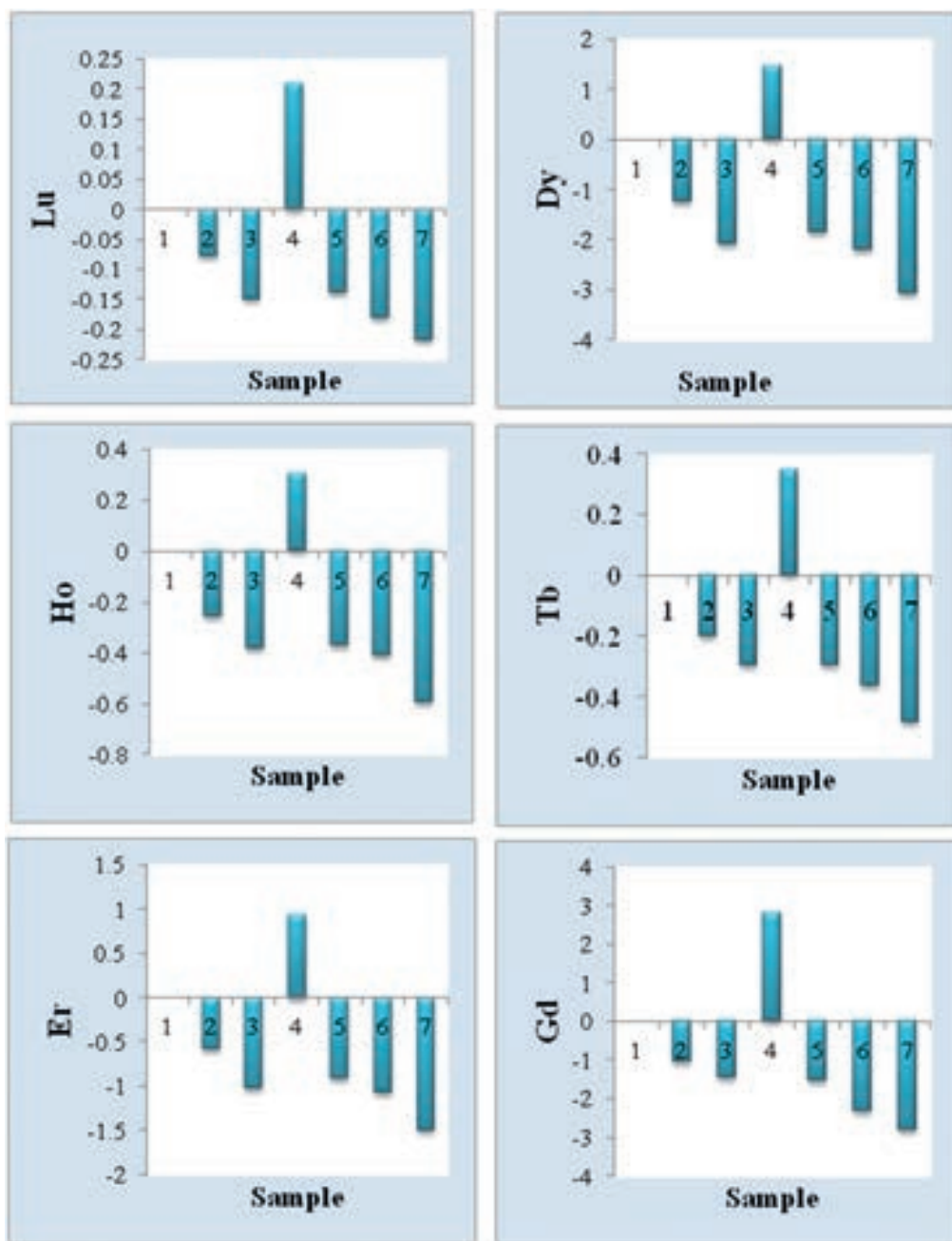
به منظور مطالعه رفتار این عناصر در طی دگرسانی، نسبت‌های  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  با استفاده از فرمول‌های زیر محاسبه شده است (جدول ۱).

$$Eu/Eu^* = E_{un} / [((Sm)_n \times (Gd)_n)^{1/2}]$$

$$Ce/Ce^* = C_{en} / [((La)_n \times (Pr)_n)^{1/2}]$$

بر اساس محاسبات انجام شده، مقدار نسبت  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های دگرسان بالاتر از نمونه تقریباً سالم است و این نشانگر آزاد شدن Eu از ساختار فلدسپارها در زون دگرسانی در شرایط اکسیدی و دما و فشار پایین است که، طبق واکنش زیر بصورت  $Eu^{3+}$  اکسید و نامتحرک شده و در محیط باقی می‌ماند

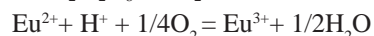
نسبت  $(La/Yb)_n$  و همچنین جهت مطالعه تفریق عناصر LREE و HREE به ترتیب نسبت‌های  $(La/Sm)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$  محاسبه شده است (جدول ۱). نسبت  $(La/Yb)_n$  در نمونه‌های دگرسان بیشتر از نمونه‌های تقریباً سالم بوده که نشان‌دهنده تهی‌شدگی عناصر HREE نسبت به عناصر LREE است. غنی‌شدگی LREE نیز ممکن است باعث افزایش این نسبت شود. نسبت  $(La/Sm)_n$  در نمونه‌های دگرسان بیشتر از نمونه سالم بوده که حاکی از تهی‌شدگی بیشتر عناصر MREE نسبت به LREE است. نسبت  $(Gd/Yb)_n$  کمتر از نمونه سالم بوده که نشان می‌دهد تهی‌شدگی HREE نسبت به عناصر MREE کمتر است. در کل نتایج نشان‌دهنده تفریق REEs می‌باشند (شکل ۹).



شکل ۸. نمودار تغییرات جرم عناصر (HREE) در نمونه‌های مورد مطالعه (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۳).

فرایندهای دگرسانی بر روی سنگ‌های آندزیت - آندزیت بازالتی در منطقه سبب توسعه زون دگرسانی آرژیلیک شده است. بررسی تبادل جرم عناصر نشان می‌دهد که دگرسانی گرمابی با شستشوی عناصر V, Co, Ni, Fe, Mg, Ca و HREE و تثبیت Na, K و غنی‌شدگی عناصر LREE, Cu و HFSE همراه بوده است. بالا بودن نسبت  $Eu/Eu^*$  نمونه‌های دگرسان نسبت به نمونه تقریباً سالم به علت آزاد شدن این عنصر از ساختار پلاژیوکلازها و عدم تحرک در شرایط اکسندة است که بالا بودن نسبت  $Ce/Ce^*$  نیز تأیید کننده فعالیت بالای اکسیژن در منطقه است.

(Sverjensky., 1984)



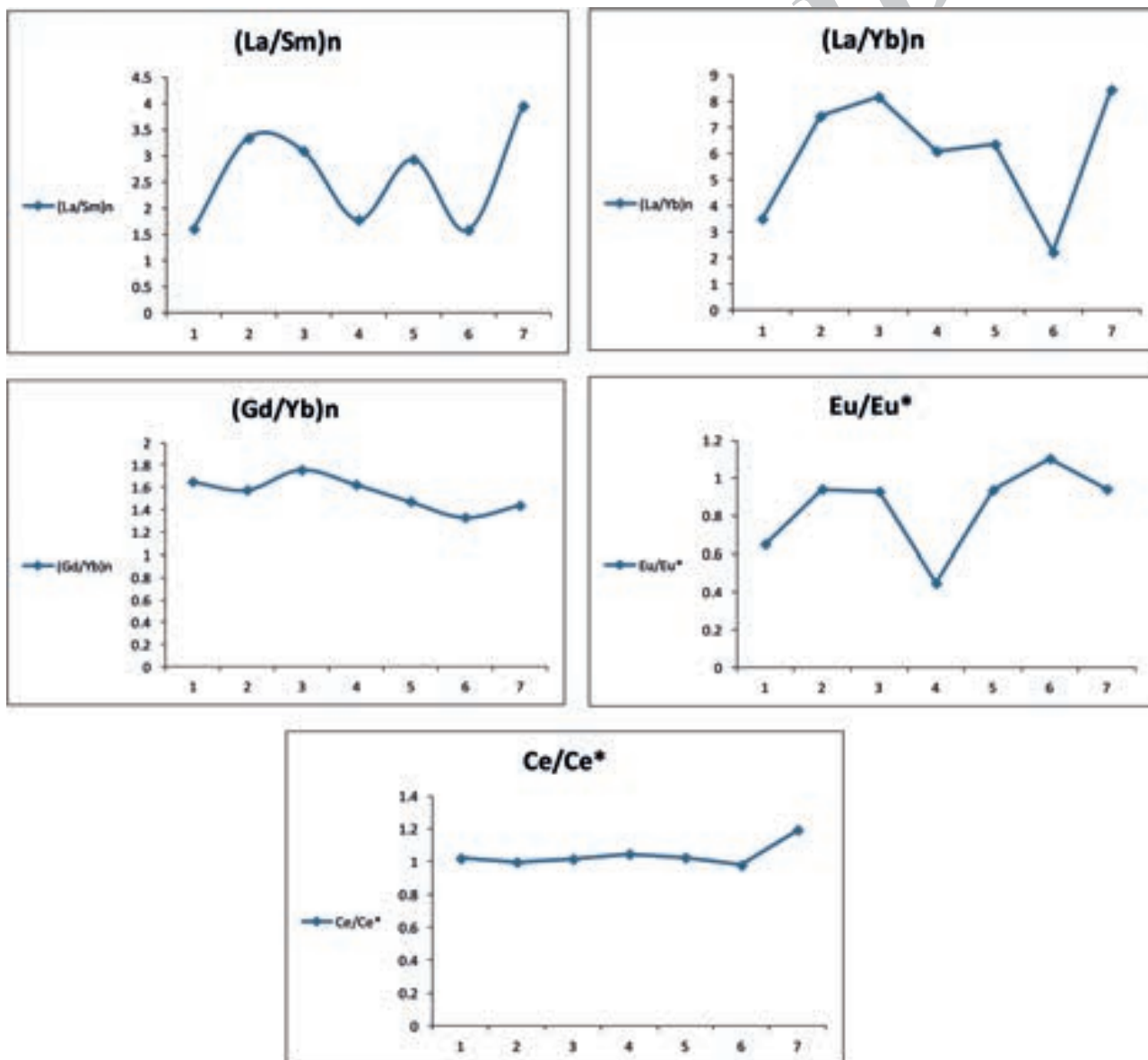
بالتر بودن نسبت  $Ce/Ce^*$  در اغلب نمونه‌ها بالاتر از یک می‌باشد این مسئله نشان‌دهنده فعالیت بالای اکسیژن و اکسید شدن  $Ce^{3+}$  به  $Ce^{4+}$  بوده و این عنصر به دلیل پایین بودن حلالیت در شرایط اکسیدان، در ساختمان کانی‌های رسی جایگزین شده و آنومالی مثبت نشان می‌دهد.

### نتیجه‌گیری

از مجموع مطالعات در منطقه چنین نتیجه می‌شود که عملکرد

جدول ۱ مقادیر محاسبه شده نسبت‌های  $(La/Sm)_n$ ,  $(La/Yb)_n$ ,  $(Gd/Yb)_n$ ,  $(Eu/Eu^*)$  و  $(Ce/Ce^*)$ .

نمونه	نمونه	$(La/Sm)_n$	$(La/Yb)_n$	$(Gd/Yb)_n$	$Eu/Eu^*$	$Ce/Ce^*$
نسبتاً سالم	۱	۱/۶۰	۳/۵۰	۱/۶۵	۰/۶۴	۱/۰۱
دگرسان	۲	۳/۳۴	۷/۴۲	۱/۵۷	۰/۹۴	۰/۹۹
دگرسان	۳	۳/۰۹	۸/۱۵	۱/۷۵	۰/۹۲	۱/۰۱
دگرسان	۴	۱/۷۷	۶/۰۸	۱/۶۲	۰/۴۴	۱/۰۴
دگرسان	۵	۲/۹۲	۶/۳۴	۱/۴۷	۰/۹۳	۱/۰۲
دگرسان	۶	۱/۵۸	۲/۲۱	۱/۳۳	۱/۱۰	۰/۹۷
دگرسان	۷	۳/۹۵	۸/۴۴	۱/۴۳	۰/۹۳	۱/۱۹



شکل ۹. نمودارهای  $(La/Sm)_n$ ,  $(La/Yb)_n$ ,  $(Gd/Yb)_n$ ,  $(Eu/Eu^*)$  و  $(Ce/Ce^*)$  برای نمونه‌های دگرسان و نمونه سالم (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۳).



جدول ۲ نتایج آنالیز نمونه‌های برداشت شده از منطقه

نمونه	R <sub>13</sub>	R <sub>1</sub>	R <sub>10a</sub>	R <sub>14b</sub>	R <sub>10b</sub>	R <sub>11b</sub>	R <sub>15</sub>
نمونه	آندزیت - آندزیت بازالتی				شدیداً دگرسان		
Major elements (%)							
SiO <sub>2</sub>	۵۱/۶	۵۳/۴	۵۳/۸	۴۹/۷	۵۲	۵۱/۹	۵۴/۴
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶/۸	۱۷/۸	۱۷/۷	۱۹/۱	۱۶	۱۸/۱	۱۹/۲
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۶/۰۷	۶/۱۳	۵/۶۲	۵/۱۱	۴/۲۳	۷/۱۹	۵/۹۸
Na <sub>2</sub> O	۴/۴	۵	۴/۹	۴/۶	۴/۶	۵	۵/۴
K <sub>2</sub> O	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۶۹	۰/۲	۰/۳۵	۰/۳۲	۱/۰۱
CaO	۱۱/۱	۹/۳۳	۸/۵۳	۱۰/۶	۶/۹۹	۸/۰۴	۵/۳۲
MgO	۷/۱۳	۴/۸	۵/۹۱	۴/۳۷	۶/۱۴	۵/۷	۳/۹۵
MnO	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳
TiO <sub>2</sub>	۱/۱۹	۱/۱۵	۱/۱۴	۱/۶۵	۰/۷۲	۱/۲۳	۱/۲۳
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۱۱	۰/۲۴	۰/۳	۰/۱۲	۰/۲۲	۰/۳	۰/۳۶
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳
LOI	۰/۹۲	۱/۰۴	۱/۲۳	۲/۱۸	۴/۸۷	۱/۰۴	۱/۷۲
Total	۹۸/۶۷	۹۹/۲۹	۹۹/۸۴	۹۷/۶۹	۹۵/۱۶	۹۸/۵۴	۹۸/۶۰
Elements (ppm)							
Ba	۱۶۰	۴۰۰	۳۴۰	۱۲۰	۳۰	۳۱۰	۴۲۰
Nb	۱۰	۱۴	۱۴	۴	۹	۱۳	۱۸
Sr	۵۶۰	۶۶۰	۶۰۰	۳۳۰	۳۵۰	۶۱۰	۸۸۰
Zn	۳۰	۲۸	۲۰	۶۸	۳۶	۱۶	۳۲
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ce	۲۹/۲	۴۱/۲	۳۸/۱	۱۵/۹	۵۶/۴	۳۸	۲۹/۸
Co	۲۱/۱	۱۸/۳	۱۳/۸	۱۴/۸	۱۶/۴	۳۰/۱	۸/۷
Cs	۰/۴	۱/۵	۰/۷	۱/۲	۰/۹	۰/۵	۲/۴
Cu	۲۶	۲۸	۱۵	۱۹	۳۱	۱۴۹	۸۶
Dy	۵/۱۸	۳/۷۹	۲/۹۵	۴/۱۳	۴/۱۸	۳/۴۴	۲/۱۹
Er	۲/۸۴	۲/۱۸	۱/۷۴	۲/۴۵	۲/۳۸	۲	۱/۳۸
Eu	۱/۰۵	۱/۲	۱/۰۹	۱/۱۸	۰/۹	۱/۱۴	۰/۷۳
Ga	۲۰	۲۰	۲۰	۲۳	۲۲	۲۱	۲۲
Gd	۴/۹۹	۳/۸۱	۳/۴	۳/۷	۴/۹۱	۳/۵۶	۲/۲۶
Hf	۳	۳	۳	۲	۴	۳	۳
Ho	۱/۰۳	۰/۷۵	۰/۶۲	۰/۸۶	۰/۸۴	۰/۶۸	۰/۴۵

La	۱۲/۲	۲۰/۷	۱۸/۲	۷/۱	۲۱/۲	۱۷/۷	۱۵/۳
Lu	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۲۵	۰/۳۲	۰/۳۹	۰/۲۸	۰/۲
Mo	>۲	>۲	>۲	>۲	>۲	>۲	۴
Nd	۱۰	۱۴	۱۴	۴	۹	۱۳	۱۸
Ni	۱۵۴	۶۶	۱۰۹	۴۴	۳۴	۱۰۸	۵۱
Pr	۴/۰۴	۴/۹۶	۴/۶۵	۲/۲۴	۸/۵۲	۴/۶۷	۳/۴
Rb	۴/۳	۷/۹	۱۱/۲	۳/۷	۷/۵	۷/۹	۲۱/۴
Sm	۴/۹	۴	۳/۸	۲/۹	۷/۷	۳/۹	۲/۵
Sn	۱	۱	>۱	۱	۲	۲	۱
Ta	۶/۱	۰/۸	۰/۸	>۵	۰/۷	۰/۷	۰/۷
Tb	۰/۸۳	۰/۶۱	۰/۵۱	۰/۶۵	۰/۷۴	۰/۵۵	۰/۳۶
Th	۳/۷	۱/۶	۵/۷	۲/۲	۱۱	۵/۵	
Tl	>۰/۵	>۰/۵	>۰/۵	>۰/۵	>۰/۵	>۰/۵	>۰/۵
Tm	۰/۴۱	۰/۳	۰/۲۵	۰/۳۵	۰/۳۷	۰/۲۸	۰/۱۸
U	۰/۳۲	۱/۴۴	۱/۰۵	۰/۵۸	۱/۳۸	۱/۰۶	۱/۲۷
V	۲۱۳	۱۸۷	۱۸۰	۱۶۴	۱۲۹	۲۱۲	۱۳۰
W	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	۲
Y	۲۶/۴	۱۹/۸	۱۵/۹	۲۲/۱	۲۲/۸	۱۸/۴	۱۲/۴
Yb	۲/۵	۲	۱/۶	۲/۳	۲/۵	۲	۱/۳

جدول ۳ ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه

Variable	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Hf	Zr	Ba
SiO <sub>2</sub>	۱										
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-۰/۳۹	۱									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۸۱	۰/۳۶	۱								
MgO	۰/۳۱	۰/۵۰	۰/۰۸	۱							
CaO	-۰/۷۷	-۰/۸۳	-۰/۰۱	۰/۳۸	۱						
Na <sub>2</sub> O	-۰/۴۸	-۰/۱۲	۰/۰۶	-۰/۶۷	-۰/۷۳	۱					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۴۵	۰/۵۹	۰/۴۲	۰/۰۹	-۰/۱۳	۰/۲۲	۱				
K <sub>2</sub> O	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۶۸	-۰/۳۹	-۰/۵۴	۰/۴۹	-۰/۶۷	۱			
Hf	۰/۳۸	-۰/۷۷	-۰/۲۷	۰/۴۶	-۰/۵۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۲۳	۱		
Zr	-۰/۷۹	-۰/۴۳	۰/۱۶	۰/۲۰	-۰/۵۷	۰/۴۴	۰/۰۵	۰/۴۳	۰/۷۹	۱	
Ba	۰/۱۷	۰/۵۴	۰/۶۷	-۰/۴۵	-۰/۳۳	۰/۸۴	۰/۱۷	۰/۳۹	-۰/۱۷	۰/۴۳	۱
Sr	۰/۰۰۶	۰/۴۱	۰/۶۱	-۰/۳۲	-۰/۴۹	۰/۸۱	۰/۱۱	۰/۴۵	۰/۰۳	۰/۵۶	۰/۸۹
Rb	۰/۸۲	۰/۴۱	۰/۱۴	-۰/۵۱	-۰/۸۴	۰/۸۶	۰/۷۲	-۰/۰۶	۰/۱۸	۰/۴۹	۰/۶۵
Ni	-۰/۱۳	-۰/۲۴	۰/۵۸	۰/۶۹	۰/۴۷	-۰/۲۸	-۰/۳۸	۰/۲۷	-۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۳
Co	-۰/۳۸	-۰/۲۸	۰/۵۷	۰/۴۹	۰/۳۴	-۰/۲۷	-۰/۸۷	۰/۸۰	۰/۰۶	۰/۰۱	-۰/۱۱
V	-۰/۳۱	۰/۰۹	۰/۷۰	۰/۴۹	۰/۶۷	-۰/۲۸	-۰/۶۶	۰/۴۷	-۰/۲۹	-۰/۰۹	۰/۱۵
Th	۰/۴۵	-۰/۵۹	-۰/۴۲	۰/۱۵	-۰/۶۶	۰/۱۴	۰/۳۵	-۰/۰۴	۰/۹۲	۰/۷۱	-۰/۱۵
Zr	۰/۷۷	-۰/۴۳	۰/۱۶	۰/۲۰	-۰/۵۷	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۰۵	۰/۷۹	۱	۰/۴۳
Nb	۰/۹۱	۰/۱۷	۰/۴۹	-۰/۱۹	-۰/۶۴	۰/۸۲	۰/۵۳	۰/۱۴	۰/۳۲	۰/۷۸	۰/۸۴
Pr	۰/۲۰	-۰/۸۳	-۰/۴۱	-۰/۴۶	-۰/۳۴	-۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۹۳	۰/۶۲	-۰/۳۴
Nd	۰/۰۸	-۰/۸۷	-۰/۴۷	۰/۵۲	-۰/۲۶	-۰/۲۹	۰/۰۲	-۰/۰۲	۰/۹۱	۰/۵۳	-۰/۴۷
Sm	-۰/۱۷	-۰/۹۳	-۰/۵۳	۰/۶۵	-۰/۰۴	-۰/۵۴	-۰/۱۱	-۰/۰۹	۰/۸۰	۰/۳۴	-۰/۶۷
Eu	۰/۴۴	۰/۰۱	۰/۲۶	۰/۱۵	۰/۷۷	-۰/۳۸	-۰/۵۷	۰/۲۳	-۰/۴۷	-۰/۴۱	-۰/۰۴
Ce	۰/۴۰	-۰/۷۴	-۰/۲۴	۰/۳۸	-۰/۴۴	-۰/۳۸	۰/۱۷	۰/۰۸	۰/۹۳	۰/۷۷	-۰/۱
La	۰/۶۶	-۰/۵۱	۰/۰۱	۰/۱۸	-۰/۵۱	۰/۰۲	۰/۳۰	۰/۱۵	۰/۸۱	۰/۸۸	۰/۲۷
Lu	-۰/۶۷	-۰/۷۵	-۰/۳۷	۰/۶۷	۰/۵۸	۰/۳۲	-۰/۴۶	-۰/۱۹	۰/۲۷	-۰/۱۳	-۰/۷۷
Gd	-۰/۶۰	-۰/۸۵	-۰/۳۶	۰/۷۹	۰/۵۴	-۰/۸۹	-۰/۴۵	-۰/۱۳	۰/۳۷	-۰/۰۴	-۰/۷۶
Er	-۰/۸۳	-۰/۵۳	-۰/۲۴	۰/۵۹	۰/۷۸	-۰/۸۹	-۰/۶۰	-۰/۱۴	-۰/۰۴	-۰/۳۹	-۰/۷۴
Ho	-۰/۸۲	-۰/۵۶	-۰/۲۶	۰/۶۳	۰/۷۹	-۰/۹۲	-۰/۵۷	-۰/۱۷	-۰/۰۳	-۰/۳۸	-۰/۷۴
Dy	-۰/۷۹	-۰/۵۸	-۰/۲۱	۰/۶۴	۰/۷۷	-۰/۹۴	-۰/۵۸	-۰/۱۳	۰/۰۱	-۰/۳۲	-۰/۷۱
Tb	-۰/۷۳	-۰/۷۱	-۰/۳۳	۰/۷۰	۰/۶۸	-۰/۹۲	-۰/۵۱	-۰/۱۸	۰/۱۶	-۰/۲۲	-۰/۷۷
Cu	۰/۱۶	۰/۲۹	۰/۶۸	۰/۱۵	۰/۴۶	۰/۵۳	-۰/۳۸	۰/۸۸	۰/۰۷	۰/۲۰	۰/۳۵



## منابع

- U- Mn associations in weathered rock from Koongarra, northern territory, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1695-1707.
- Maclean, W.H., 1990. Mass change calculation in altered rock. *Series Mineralium Deposita*, 24, 44- 49.
- Mutakyahwa, M.K.D., Ikingura, J.R. and Mruima, A.H., 2000. Geology and geochemistry of bauxite deposits in Lushoto district, Usambara Vill Marie, Quebe, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 2199-2220.
- Nesbitt, H.W. and Markovics, G., 1997. Weathering of granodioritic crust, Ipong –term storage of element in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 61, 1653-1670.
- Palacios, C.M., Hein, U.F. and Duleski, P., 1986. Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, north Chile. *Earth and Planetary Science Letter*, 80, 208-216.
- Panahi, A., Young, G.M. and Rainbird, R.H., 2006. Behavior of major and trace elements (including REE) during paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an archean granite near Ville Marie, Quebec Canada. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 64, 2199-2220.
- Parsapoor, A., Khalili, M. and Mackizadeh, M.A., 2009. The behavior of trace and rare earth elements (REE) during hydrothermal alteration in the Rangan area (central Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 123- 134.
- Plank, T. and Langmuir, C.H., 1988. The chemical composition of subducting sediment and its consequence for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325-394.
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solutions. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 70-78.
- Taboada, T., Cortizas, A.M., Garcia, C. and Garcia-Rodeja, E., 2006. U and Th weathering and pedogenetic profiles developed on granitic rocks from NW Spain. *Science of the Total Environmental*, 356, 192-206.
- Van Der Weijden, C.H. and Van Der Weijden, R.D., 1995. Mobility of major and some redox – sensitive trace element and rare earth elements during weathering of four granotoids in central Portgal. *Chemical Geology*, 125, 149-167.
- امینی آذر، ر. و قدیرزاده، ا.، ۱۳۷۵. نقشه زمین شناسی هشتگرد، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رضایی، ح. و فنودی، م.، ۱۳۸۸. نقشه زمین شناسی قره آغاج، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علوی تهرانی، ن.، لطفی، م.، بردت، پ.، سبزه‌ای، م. و بهروزی، ب.، ۱۳۵۸. نقشه زمین شناسی میانه، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Alderton, D.H.M., Pearce, J.A. and Potts, P.J., 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southeast England. *Earth and Planetary Science Letter*, 49,149-165.
- Arsalan, 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 Mineral*, 41, 597-617.
- Barnett, M. Jardine, P.M., Brook, S.C. and Selim, H.M., 2000. Adsorption and transport of U (VI) in subsurface media. *Soil Science Society of American Journal*, 68, 908-914.
- Fulignati, P., Gioncada, A. and Sbrana, A., 1998. Rare earth element (REE) behavior in the alteration facies of the active magmatic –hydrothermal system of volcano (Aeolian Island, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 325-342.
- Grant, J. A., 1986. The isocon diagram: A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, 1976-1982.
- John, T., Kelmed, R., Carl, J.G. and Schonberg, D.G., 2008. Trace element mobilization in slab due to non steady – state fluid rock interaction: Constrains formation eclogite – Facies transport vein in bluechist (Tianshan, China). *Lithos*, 103, 1-24.
- Karakaya, N., 2009. REE and HFSE element behavior in the alteration facies of Erenler Dagi Volcanics (Konya, Turkey) and kaolin occurrence. *Journal of Geochemical Exploration*, 101, 185-208.
- Koppi, A.J., Edis, R., Foeld, D.J., Geering, H.R., Klessa, D.A. and Cockayne, D.J. H., 1996. REE trends and Ce-