

زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پراکندگی عناصر در زون‌های دگرسانی نقدوز-زایللیک، زون ماگمایی ارسباران

محمد رضا حسین‌زاده^(۱)، سجاد مغفوری^(۲)، محسن مؤید^(۳)، زهرا هادوی چهاربرج^(۴) و نصیر عامل^(۴)

۱. استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۲. استادیار گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
۳. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۴. دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۶/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۹/۱۱

چکیده

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب شرقی اهر و ۴۰ کیلومتری شمال غربی مشکین‌شهر و اطراف روستای نقدوز قرار گرفته است. دگرسانی گرمایی منجر به گسترش زون‌های آرژیلیک، آرژیلیک-سیلیسی، سیلیسی و پروپیلیتی در این منطقه شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، نمونه‌ها ترکیبی در حد آندزیت-آندزیت بازالتی، داسیت، ریوداسیت، ریولیت و لیتیک توف داشته و اغلب دارای بافت‌های پورفیریک، گلومروپورفیریک، هیالومیکروولیتی و میکروولیتی پورفیریک می‌باشند. آنالیز XRD نمونه‌های دگرسان، کریستوبالیت، ناترولیت، کائولینیت، کوارتز، آلبیت، سانیدین و ارتوکلاز را به‌عنوان کانی‌های اصلی نشان می‌دهد. مطالعات ژئوشیمی نشان داد که سیال دگرسان‌کننده دارای منشأ گرمایی بوده و فرایندهای سوپرژن نیز نقش مهمی در ایجاد زون دگرسانی داشته است. در این بررسی، از روش عنصر بی‌تحرك، برای محاسبه تغییرات جرم و میزان انتقال عناصر نادر خاکی در طی فرایند دگرسانی گرمایی استفاده گردید. نسبت (Eu/Eu^*) در نمونه‌های دگرسان بالاتر از نمونه تقریباً سالم است و نسبت (Ce/Ce^*) برای نمونه به‌نسبت سالم یک و بیشتر نمونه‌های دگرسان بزرگتر از یک است. نسبت $(La/Yb)_n$ نشان داد که تهی‌شدگی عناصر HREE نسبت به عناصر LREE در نمونه‌های دگرسان بیشتر از نمونه سالم است و 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. با توجه به نحوه توزیع عناصر نادر خاکی در منطقه دگرسان به نظر می‌رسد رفتار عناصر تحت تأثیر pH، تغییرات دما و فشار، Eh، جذب سطحی توسط رس‌ها و اکسید آهن و فراوانی لیگاندهای یونی قرار گرفته است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، دگرسانی، الگوی پراکندگی عناصر، نقدوز-زایللیک، زون ارسباران.

مقدمه

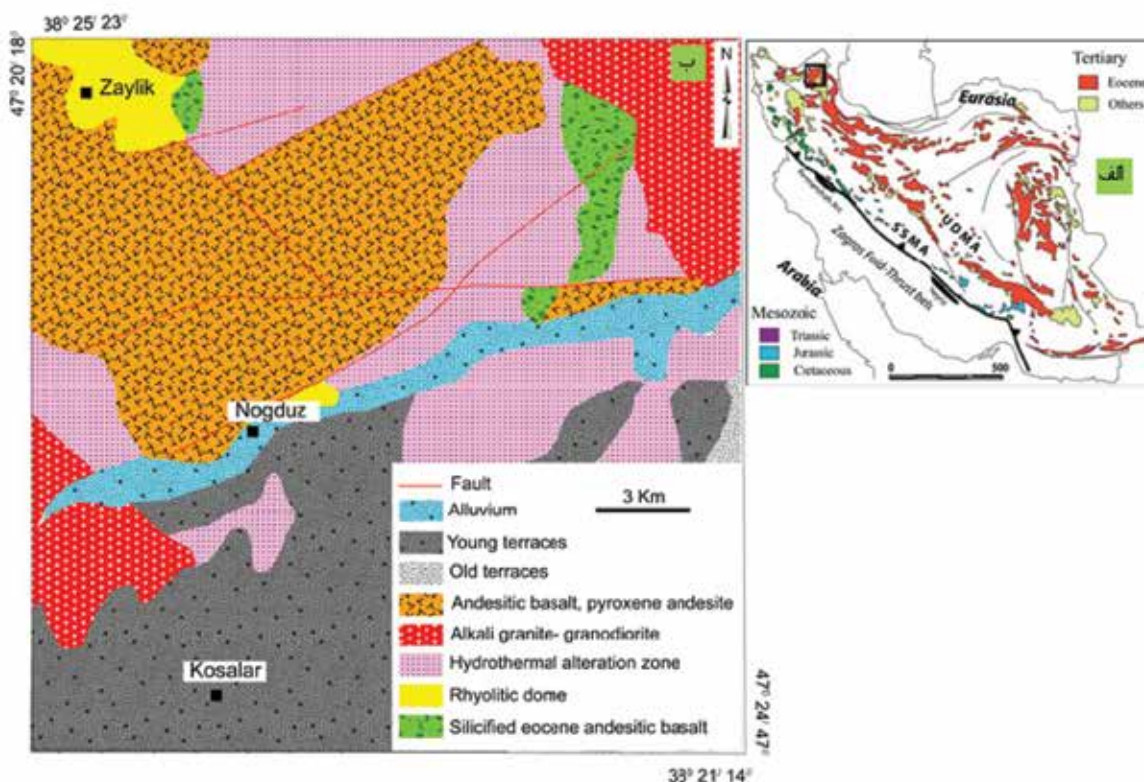
و اکتشافات معدنی کشور و همچنین محققین علوم زمین در منطقه نقدوز-زایللیک صورت گرفته است، منجر به شناسایی رخداد‌های متنوعی از دگرسانی در این ناحیه شده است. از جمله مهم‌ترین این مطالعات می‌توان به تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر توسط مهدوی و امینی‌فضل (۱۳۶۷) و اکتشاف طلا در

منطقه مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری جنوب شرقی اهر و ۴۰ کیلومتری شمال غربی مشکین‌شهر واقع شده است. مطالعاتی که در چند سال اخیر توسط سازمان زمین‌شناسی

* نویسنده مرتبط: mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir

محدوده صفی خانلو-نقدوز توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در سال ۱۳۸۲ اشاره نمود. قدیرزاده و همکاران (۱۳۸۳) کانی‌سازی در این منطقه را از نوع اپی‌ترمال HS دانسته و دگرسانی‌های موجود را به این نوع کانی‌سازی ارتباط دادند. هدف از این نوشتار، شناسایی دقیق زون‌های دگرسانی در منطقه به کمک یافته‌های صحرایی و

مطالعات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی و نیز تفکیک انواع دگرسانی و تعیین الگوی پراکندگی عناصر اصلی و نادر خاکی می‌باشد. نوروزی و همکاران (۱۳۸۴) مطالعاتی را بر روی دگرسانی و کانه‌زایی مرتبط با آن در منطقه زایلک انجام داده‌اند.



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی-ساختاری ایران که موقعیت منطقه مورد مطالعه با علامت کادر بر روی زون ماگمایی ارسباران نشان داده شده است (Agard et al., 2011)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه نقدوز-زایلک که بیشتر منطقه را دگرسانی دربرگرفته است (با تغییرات از مهدوی و امینی فضل، ۱۳۶۷)

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کمر بند آتشفشانی سنوزوئیک در شمال غرب ایران یکی از مناطق فلز زایی مس-مولیبدن-طلا می‌باشد که به عنوان زون آذربایجان یا زون ارسباران نیز شناخته می‌شود (حسین زاده و همکاران، ۱۳۹۵، مغفوری و همکاران، ۱۳۹۸) (شکل ۱). یکی از شاخصه‌های کمر بند فلز زایی ارسباران گسترش تیپ‌های مختلف دگرسانی به عنوان شواهدی از فعالیت گرمایی می‌باشد که در برخی موارد با کانی‌زایی‌های متعدد (پورفیری، اسکارنی، اپی‌ترمال و رگه‌ای) همراه هستند.

روش پژوهش

در انجام این پژوهش، پس از انجام عملیات صحرایی و کنترل واحدهای سنگی موجود در نقشه زمین‌شناسی، نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و زون‌های دگرسان انجام شد و سپس با تعداد ۲۰ عدد مقطع نازک، مطالعه پتروگرافی بر روی نمونه‌ها صورت گرفت. همچنین برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی تعداد ۱۱ نمونه جهت آنالیز به روش ICP-OES و ۵ نمونه جهت آنالیز XRD به آزمایشگاه کانساران بینالود ارسال شد.

منطقه دارد (شکل ۲). تأثیر سیالات گرمابی بر روی این واحد سبب گسترش زون‌های کائولینیتی، آلونیتی، آرژیلیک، پروپیلیتی و سیلیسی شده است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت کانی‌های اصلی سنگ بوده و کانی‌های فرعی شامل الیون، آپاتیت و کانی‌های تیره می‌باشند. کلسیت، سربیسیت، کلریت، اپیدوت، رس (کائولینیت و ناترولیت، طبق نتایج آنالیز XRD، جدول ۱)، پرهنیت و اکسیدهای آهن (هماتیت) به صورت ثانویه در سنگ تشکیل شده‌اند.

از لحاظ موقعیت زمین‌شناسی، محدوده نقدوز-زایلیک در بخش شمال غرب نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ اهر (باباخانی و همکاران، ۱۳۶۹) و بخش مرکزی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ اهر (مهدوی و امینی فضلی، ۱۳۶۷) واقع شده که به‌طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی پوشیده شده است. بر اساس مطالعات صحرایی، واحدهای اصلی در محدوده مورد مطالعه شامل آندزیت بازالتی، گنبد ریولیتی، داسیت و واحدهای آذرآواری می‌باشند (شکل ۱):

- واحد آندزیت بازالتی-آندزیتی: این واحد با سن ائوسن شامل تناوب گدازه‌های آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری می‌باشد و بیشترین گسترش را در شمال و شمال شرقی



شکل ۲. الف) رخنه‌ای از واحد آندزیت بازالتی و بازالتی به همراه لایه‌های آذرآواری، ب) تصویر نمونه‌دستی از گدازه آندزیتی که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در آن به‌خوبی قابل مشاهده است

غیرعادی و تأثیر انحلال ناشی از کاهش فشار در حین صعود ماگما باشد (Shelley, 1993).

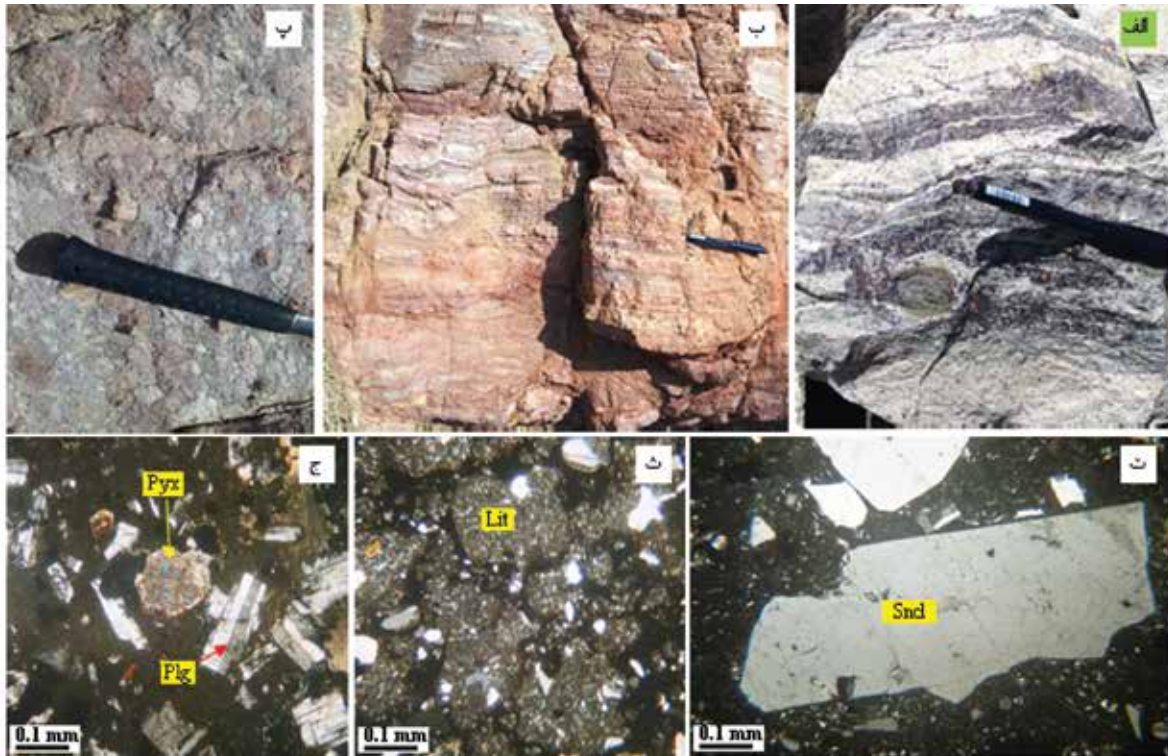
- واحد آذرآواری (لیتیک توف-توف): این واحد شامل تناوبی از توف، لیتیک توف، کریستال توف و ایگنمبریت می‌باشد (شکل ۳) که تحت تأثیر سیالات گرمابی دگرسان شده‌اند. قطعات تشکیل‌دهنده این واحد آذرآواری شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و قطعات لیتیک می‌باشند.

دگرسانی منطقه نقدوز-زایلیک

دگرسانی فراگیر، متنوع و نسبتاً شدیدی شامل انواع آرژیلیک، آرژیلیک-سیلیسی، سیلیسی و پروپیلیتی در واحدهای آتشفشانی منطقه نقدوز-زایلیک صورت گرفته و در اطراف گسل‌ها و شکستگی‌ها شدت این تغییرات بیشتر است.

- واحد داسیتی-ریولیتی: واحدهای بعد از ائوسن، شامل گنبد‌های ریولیتی، واحد داسیتی و در بعضی قسمت‌ها ایگنمبریت می‌باشند (شکل ۳). این واحدهای فلسیک در نزدیکی روستاهای نقدوز و زایلیک بیشترین گسترش دارند. در مقاطع میکروسکوپی واحد ریولیتی دارای میکروولیت‌های ریز در زمینه شیشه‌ای بوده و فنوکریست‌های اصلی آن شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و سانیدین می‌باشند (شکل ۳). بافت شاخص این واحد، میکروولیتی پورفیری با زمینه شیشه‌ای و جریانی می‌باشد و همچنین بافت‌های تراکیتی، کومولائی (اجتماع پلاژیوکلازها با ادخال پیروکسن)، هیالومیکروولیتی پورفیری، گلوپورفیری و بادامکی نیز قابل مشاهده می‌باشند. کوارتز دارای خاموشی موجی و خوردگی خلیجی بوده که مورد اخیر ممکن است ناشی از رشد

بعضی از این دگرسانی‌ها به‌طور محلی همراه با کانی‌زایی می‌باشند که از آن جمله می‌توان به کانی‌زایی اپی‌ترمال در منطقه زایللیک اشاره کرد (نوروزی و همکاران، ۱۳۸۴). در زیر به توصیف مختصر زون‌های دگرسانی پرداخته می‌شود:



شکل ۳. الف) نمونه دستی از واحد ریولیتی با بافت جریان، ب) تصویر رخنمونی از واحد توفی با لایه‌بندی ظریف، پ) رخنمونی از واحد آذرآواری لیتیک توف، ت) تصویر میکروسکوپی از واحد ریولیتی که دارای کانی سانیدین (Snd) است (XPL)، ث) تصویر میکروسکوپی از واحد توفی با فراوانی قطعات لیتیک (Lit) (XPL)، ج) تصویر میکروسکوپی از واحد آندزیت بازالتی متشکل از پلاژیوکلاز (Plg) و پیروکسن (Pyx) (XPL)

دگرسانی سیلیسی (کلاهِک سیلیسی)

در طی رخداد دگرسانی سیلیسی، کانی‌شناسی اولیه سنگ از بین رفته و کوارتز به‌صورت فراگیر جانشین همه کانی‌های اولیه شده است. سنگ اولیه، کاملاً سیلیسی شده و بافت و ترکیب آن قابل تشخیص نمی‌باشد. این کلاهِک سیلیسی به رنگ تیره (آغشتگی با آهن) به‌صورت سخت و برجسته در بیشتر قسمت‌های منطقه نقدوز-زایللیک بروز دارد و تاثیر شدید سیالات گرمایی را بر روی واحدهای سنگی و شستشوی آنها نشان می‌دهد (شکل ۴).



شکل ۴. رخنمونی از کلاهِک سیلیسی و دگرسانی آرژیلیک-سیلیسی در قسمت زیرین آن

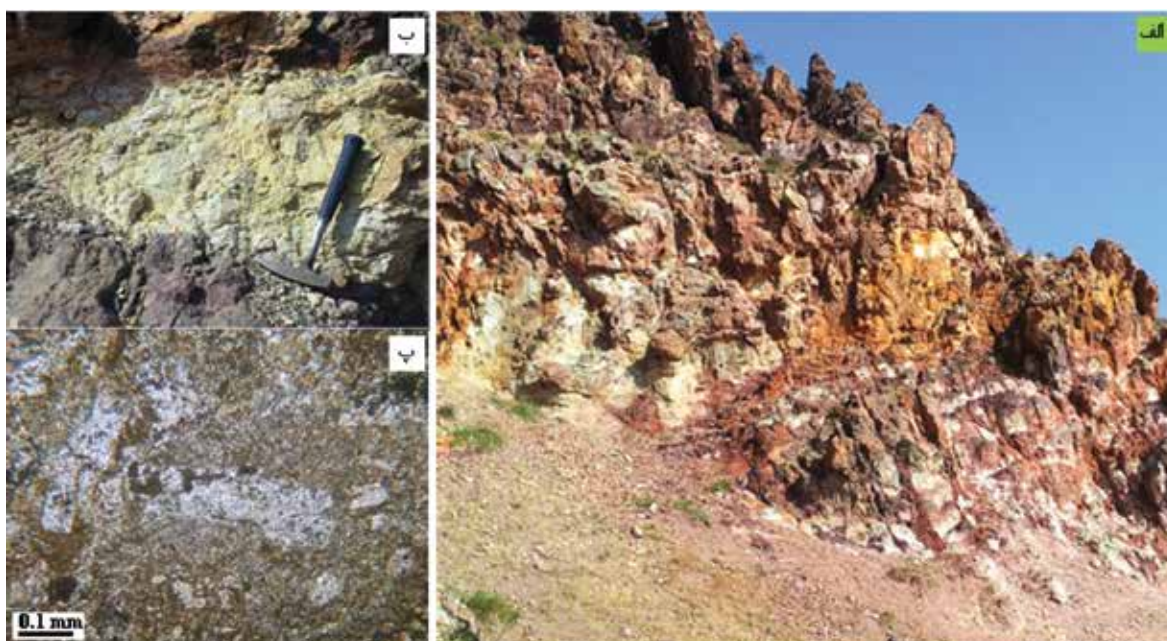
دگرسانی آرژلیک و آرژلیک-سیلیسی

مهم‌ترین و گسترده‌ترین تغییرات در منطقه، دگرسانی آرژلیک می‌باشد (شکل ۴ و ۵) که با حضور کانی‌های کوارتز، کائولینیت، ناترولیت، ایلیت، مونتوریلونیت و سریسیت (بر اساس مطالعات میکروسکوپی و آنالیز XRD) مشخص می‌شود (جدول ۱). به دلیل شدت این دگرسانی، هیچ آثاری از بافت و کانی‌های اولیه سنگ باقی نمانده است (شکل ۵). این دگرسانی در حاشیه کلاهک‌های سیلیسی شدیداً متأثر از سیلیس بوده و یک زون دگرسانی بینابینی آرژلیک-سیلیسی را پدید آورده است (شکل ۴). نتایج آنالیز

نمونه‌های این دگرسانی در جدول ۱ آمده است.

دگرسانی پروپلیتیک

کانی‌های حاصل از این دگرسانی در منطقه عبارتند از: کلریت (۵ تا ۱۰٪)، اپیدوت (۱ تا ۵٪)، سریسیت و کربنات (شکل ۶). در بعضی از نمونه‌ها هورنبلند کاملاً به کانی‌های اپیک تبدیل شده است. کربنات‌ها در مرکز بلورهای پلاژیوکلاز، به صورت رگه‌ای یا پراکنده در متن سنگ حضور دارند. فراوانی کربنات در مقایسه با سریسیت در این زون بیشتر است.



شکل ۵. الف) رخنمونی از دگرسانی آرژلیک با آغستگی هماتی، ب) رخنمونی از دگرسانی آرژلیک با تخریب کامل بافت سنگ اولیه، ت) تصویر میکروسکوپی دگرسانی آرژلیک-سیلیسی، که پلاژیوکلازها کاملاً سیلیسی شده‌اند (XPL)

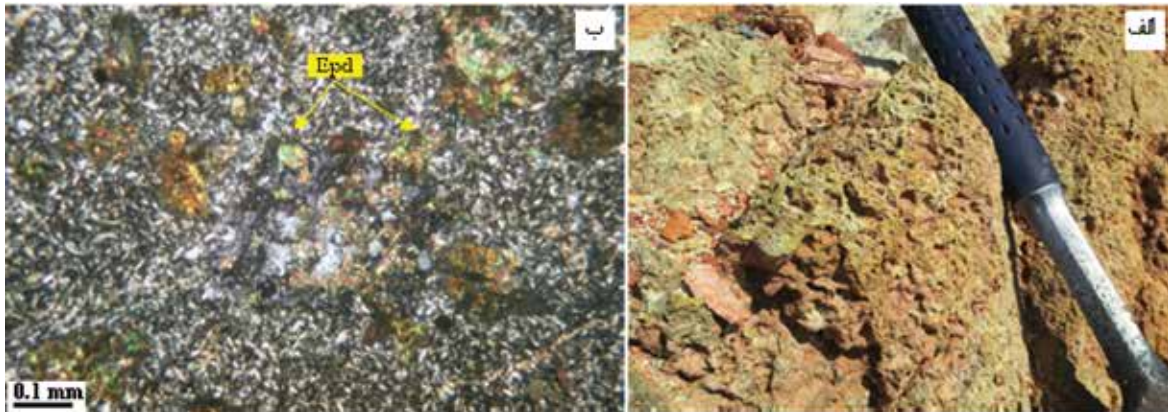
ژئوشیمی دگرسانی

جهت بررسی ژئوشیمی و الگوی پراکندگی عناصر در طی دگرسانی منطقه از نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب استفاده شده است. هدف اصلی از این مطالعه شناخت تغییرات عنصری و تعقیب روند پراکندگی عناصر در طی دگرسانی، تعیین منشأ سیال دگرسان کننده و بررسی تبادل جرم عناصر می‌باشد.

شاخص شیمیایی دگرسانی (Chemical Index of Alteration)

افزایش درجه دگرسانی به کاهش CaO ، MgO و Na_2O و غنی‌شدگی از Al_2O_3 منجر می‌شود. برای بررسی این موارد از اندیس شیمیایی دگرسانی یا Chemical Index of Alteration (CIA) استفاده می‌شود. محاسبه این پارامتر بر طبق فرمول زیر است (Nessbitt and Young, 1984).

$$\text{CIA} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})} \times 100$$



شکل ۶. دگرسانی پروپیلیتیک که رنگ سبز به سنگ آندزیتی داده است. (ب) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پروپیلیتیک با فراوانی اپیدوت (Epd) (XPL)

جدول ۱. نتایج آنالیز XRD از نمونه‌های دگرسان منطقه نقدوز-زایلک

شماره نمونه	نوع نمونه	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی
H13	دگرسانی آرژیلیک	کریستوبالیت، ناترولیت، کائولینیت	کوارتز
H23	دگرسانی آرژیلیک-سیلیسی	کریستوبالیت، ناترولیت، کائولینیت، کوارتز	-
H28	دگرسانی سیلیسی	کوارتز، سانیدین، آلبیت	هماتیت، بیوتیت
H29	دگرسانی سیلیسی	کوارتز، آلبیت، ارتوکلاز	هماتیت، بیوتیت

بر این اساس پارامتر CIA برای سنگ‌های سالم حداکثر ۵۰٪ است که با افزایش شدت دگرسانی و حمل تمام عناصر قلیائی، این رقم می‌تواند تا ۱۰۰٪ افزایش یابد. محاسبه اندیس مذکور برای نمونه‌های مختلف منطقه مورد مطالعه (جدول ۲)، بیشترین و کمترین مقدار را به ترتیب برای نمونه‌های H13 (با بیشترین دگرسانی) و H21

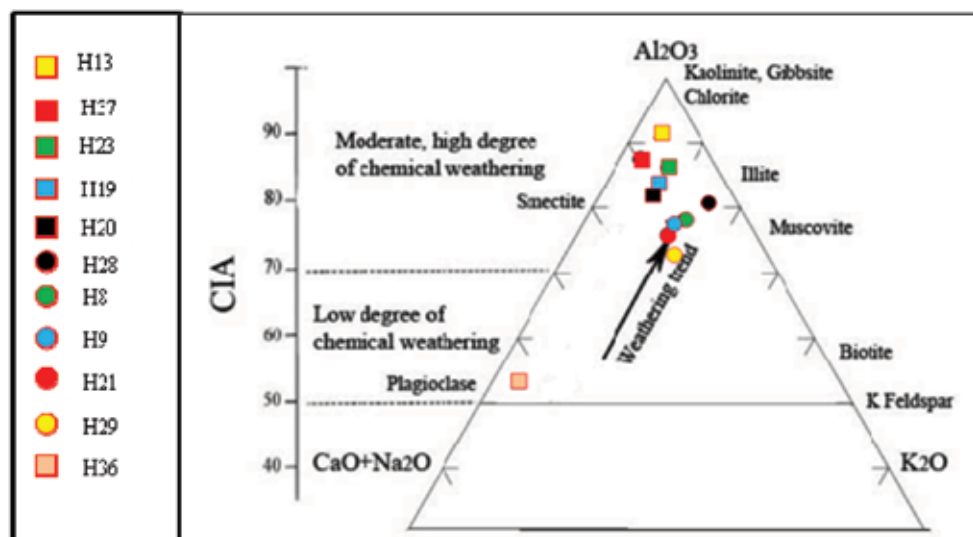
(سالم‌ترین نمونه) نشان می‌دهد. ترسیم مقادیر جدول ۲ در نمودار ACNK، نزدیک شدن نمونه‌های مربوط به دگرسانی آرژیلیک و آرژیلیک-سیلیسی و سیلیسی را به قطب A نشان می‌دهد، نمونه‌های پروپیلیتیک به سمت قطب CN انحراف یافته و نمونه‌های نسبتاً سالم، تقریباً نزدیک خط آکالی فلدسپار-پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند (شکل ۷).

جدول ۲. اندیس شیمیایی (CIA) نمونه‌های مربوط به منطقه نقدوز-زایلک.

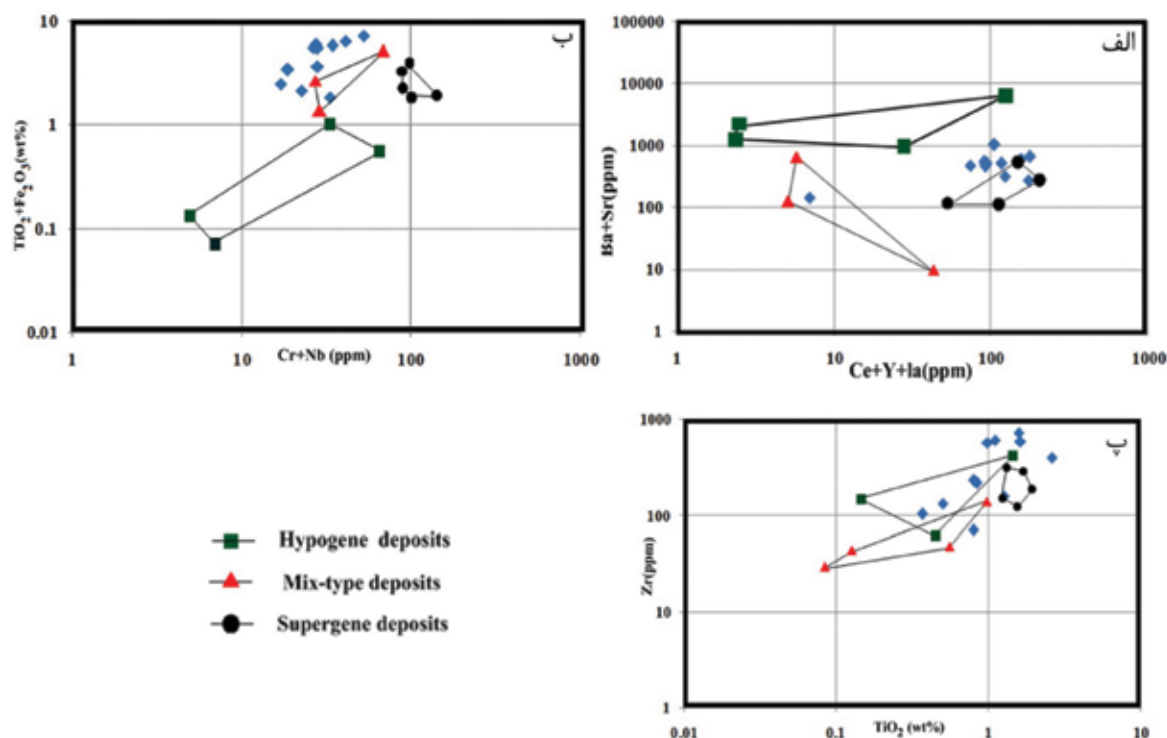
نمونه	H ₈	H ₉	H ₁₃	H ₁₉	H ₂₀	H ₂₁	H ₂₃	H ₂₈	H ₂₉	H ₃₆	H ₃₇
CIA	۶۲/۹۰	۵۸/۵۴	۹۱/۰۷	۵۹/۲۱	۵۹/۱۳	۵۳/۸۰	۸۴/۶۹	۷۰/۵۲	۶۰/۲۹	۶۸	۸۹/۳۷

تعیین منشأ سیالات دگرسان کننده

جهت تعیین منشأ سیالات دگرسان کننده سنگ‌های منطقه از نمودارهای Ba+Sr در مقابل Ca+Y+La و TiO₂+Fe₂O₃ در مقابل Cr+Nb (Dill et al, 1997) و Zr در مقابل TiO₂ (Maiza et al., 2003) استفاده شد. بر این اساس در نمودارهای Ba+Sr در مقابل Ca+Y+La و TiO₂+Fe₂O₃ در مقابل Cr+Nb، نمونه‌های مورد مطالعه گرایش به ناحیه سوپرژن دارند. در نمودار Zr در مقابل TiO₂ از مقادیر TiO₂ برای تعیین منشأ استفاده شده است. (Maiza et al, 2003) معتقدند که مقادیر TiO₂ کمتر از یک مربوط به منشأ هیپوژن و بیشتر از یک مربوط به منشأ سوپرژن می‌باشد. مقدار TiO₂ در نمونه‌های مورد مطالعه در ۶ مورد کمتر از یک و در ۵ مورد بیشتر از یک می‌باشد. طبق این نمودارها، هر دو فرآیند سوپرژن و هیپوژن در گسترش دگرسانی در منطقه نقش داشتند و نقش فرآیند سوپرژن پررنگ‌تر بوده است (شکل ۸).



شکل ۷. موقعیت نمونه‌ها در نمودار ACNK (Nessbitt and Young, 1984)، بیشتر نمونه‌ها در نزدیکی محدوده غنی از Al قرار می‌گیرند



شکل ۸. الف) نمودار Ba+Sr در مقابل Ca+Y+La، بیشتر نمونه‌ها در محدوده سیالات سوپروژن قرار می‌گیرند، ب) نمودار $TiO_2+Fe_2O_3$ در مقابل Cr+Nb (Dill et al., 1997)، نمونه‌ها در نزدیکی بخش اختلاط سیالات هیپوژن و سوپروژن قرار می‌گیرند، پ) نمودار Zr در مقابل TiO_2 (Maiza et al., 2003) جهت تعیین منشأ محلول دگرسان

تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی

به‌طور کلی، همه عناصر اصلی و فرعی کم‌وبیش متحرک می‌باشند و عملاً هیچ عنصری بی‌تحرك نیست. کاهش SiO_2 در سنگ‌های با دگرسانی حدواسط و نمونه‌های

محاسبات انتقال جرم عناصر

برای بررسی رفتار عناصر در محیط دگرسانی، از دیگرام‌هایی تحت عنوان افزایش و کاهش (Gain and Loss) استفاده شد.

محلول‌های گرمایی می‌شود و از دگرسانی‌های حدواسط به سمت دگرسانی آرژلیک و سیلیسی، تهی‌شدگی آن شدت می‌یابد (شکل ۹).

بخش عمده K_2O موجود در سنگ در خمیره اسیدی سنگ حضور دارد و در طی دگرسانی به علت تحرک زیاد عنصر پتاسیم توسط محلول‌های گرمایی از محیط خارج می‌شود و در اکثر مراحل دگرسانی، تهی‌شدگی K_2O را شاهد هستیم. پتاسیم آزاد شده، در ساختار کانی‌هایی چون سریسیت تثبیت می‌شود و لذا در نمونه‌های سریسیتی، تهی‌شدگی K_2O کمتر است. تثبیت K در ساختار کانی‌های رسی (Mutakyahwa et al., 2000) نیز باعث افزایش K_2O در نمونه‌های آرژلیک شده است (شکل ۹).

بالا بودن SO_3 ، طبیعت سولفور محلول هیدروترمال را بازگو می‌کند. این سولفور تبدیل به سولفات شده و لذا محلول خاصیت اسیدی یافته و کانی‌هایی چون کائولینیت و سیلیس را به وجود آورده است (شکل ۹). کاهش P_2O_5 و LOI، نشانگر مقدار اندک مواد فرار در محلول بوده و همچنین P_2O_5 پائین احتمالاً به واسطه تخریب و دگرسانی آپاتیت‌های موجود در سنگ مادر (Gouveia et al., 1993) می‌باشد (شکل ۹). میزان عناصر فرار در طی فرآیندهای مختلف دگرسانی بالا است ولی در مورد نمونه‌های با دگرسانی سیلیسی چندان قابل ملاحظه نیست چرا که زون سیلیسی در مرحله نهایی تشکیل شده و در حقیقت شیرابه باقی مانده محلول‌های گرمایی بوده است. با شدت یافتن میزان دگرسانی آرژلیک، میزان عناصر فرار نیز افزایش نشان داده است که نقش این عناصر را در ایجاد و توسعه این زون بیان می‌کند.

تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر جزئی عبوری (TTE)

عناصر جزئی عبوری شامل Cr، V، Co، Ni، Sc، Mo، W، Cu و Zn می‌باشند. الگوی تغییر جرم Co و V شبیه هم بوده و اغلب روند کاهشی دارند (شکل ۱۰). Ni در بعضی نمونه‌ها روند افزایشی و در بعضی روند کاهشی دارد. معمولاً Co، Ni و V رفتار مشابه با Fe دارند و همبستگی

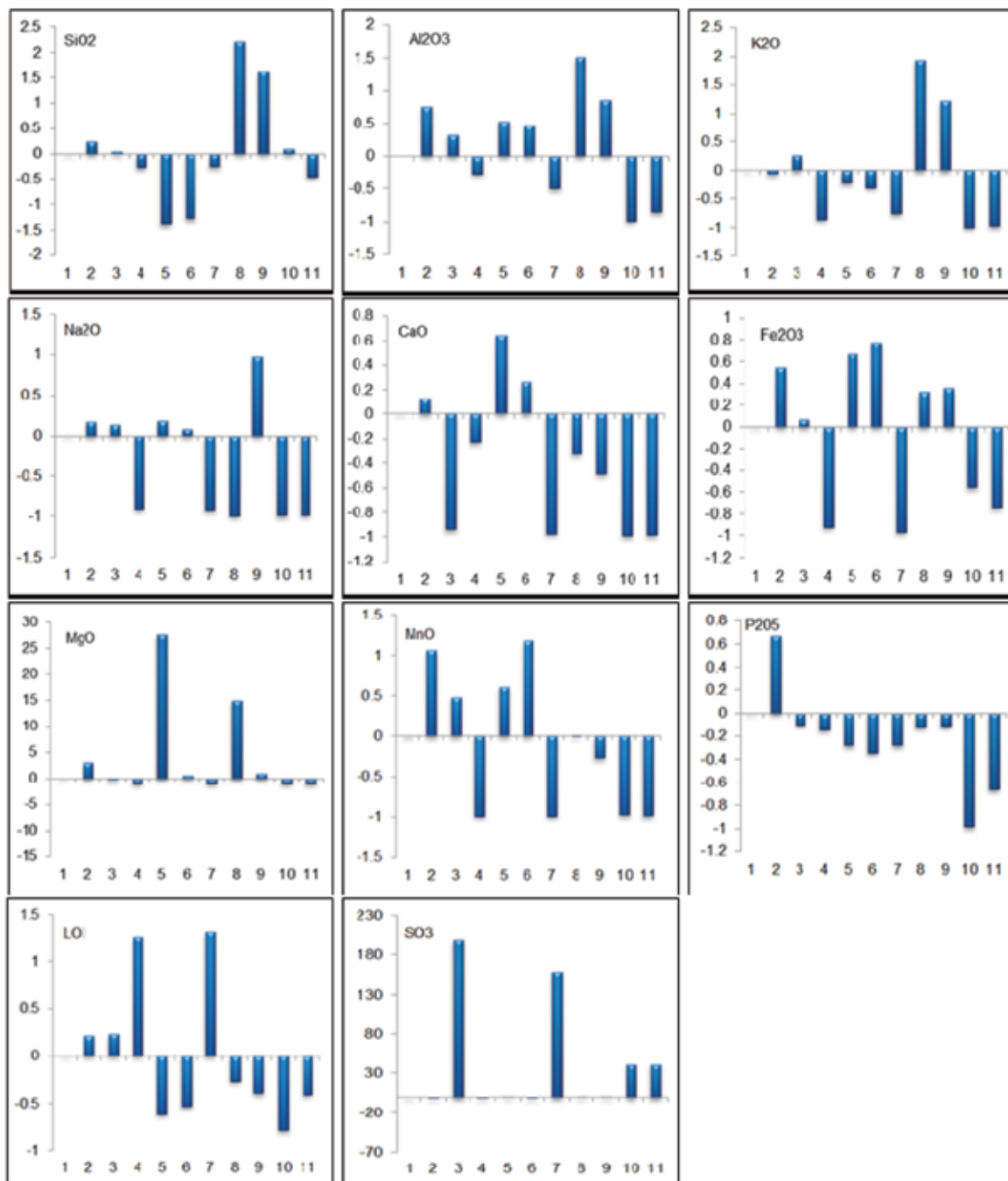
آرژلیک نتیجه تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز، الیون و پیروکسن در طی تشکیل کلریت و کائولینیت است. این واکنش‌ها همراه با آزاد شدن SiO_2 هستند. بخشی از سیلیس آزاد شده ممکن است توسط محلول حمل شده و از محیط خارج شود. در دگرسانی سیلیسی میزان SiO_2 نسبت به سنگ اولیه افزایش یافته است. افزایش سیلیس در نتیجه تثبیت SiO_2 پس از شستشوی کامل کاتیون‌های قلیایی بود (ظفرزاده و همکاران، ۱۴۰۱؛ Karakaya, 2009) و همچنین محلول‌های غنی از SiO_2 بخشی از سیلیس مورد نیاز را تأمین می‌کنند (شکل ۹).

عنصر Al جزء عناصر کم‌تحرک است (Karakaya, 2009) که پس از شستشوی کاتیون‌های قلیایی در سنگ باقی‌مانده و در نمونه‌های آرژلیک، غنی‌شدگی Al_2O_3 را سبب می‌شود. با این حال، حضور محلول شدیداً اسیدی باعث تحرک Al و خروج آن از محیط و تشکیل در زون سیلیسی شده است (شکل ۹).

اکسیداسیون پیریت و تشکیل کانی‌های اکسید آهن مانند هماتیت باعث افزایش میزان Fe_2O_3 نمونه‌ها شده است. در بعضی موارد نیز آهن موجود در کانی‌های مافیک طی دگرسانی شسته شده و سبب کاهش Fe_2O_3 شده است. این آهن ممکن است مجدداً وارد ساختمان کانی‌های ثانویه آهن‌دار شود. به طور کلی، تغییرات FeO و Fe_2O_3 روند افزایش یا کاهش منظمی را نشان نمی‌دهند (شکل ۹).

کاتیون‌های Mg^{2+} ، Mn^{2+} ، Ca^{2+} موجود در ساختمان کانی‌های مافیک در محیط‌های گرمایی متحرک‌اند و در مراحل اولیه دگرسانی از ساختمان کانی‌های مافیک آزاد شده، وارد ساختمان کانی‌هایی چون کلریت، سریانتین، کائولینیت و غیره می‌شوند. با پیشرفت دگرسانی تهی‌شدگی این عناصر بیشتر می‌شود (Van, 2006, Arsalan et al., 1995). Der Weijden در دگرسانی سیلیسی این عناصر به‌طور کامل از سنگ خارج شده‌اند. تشکیل سریسیت نیز به کاهش CaO منجر می‌شود (شکل ۹).

در سنگ مادر غیر دگرسان، Na^+ در ساختمان پلاژیوکلاز و فلدسپارهای موجود در خمیره اسیدی سنگ حضور دارد. تحرک زیاد این عنصر باعث خروج سریع آن از سنگ توسط



شکل ۹. تغییرات رفتار عناصر اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه [نمونه ۱ (H21) نمونه سالم و نمونه‌های ۲ (H19)، ۳ (H8)، ۴ (H13)، ۵ (H9)، ۶ (H20)، ۷ (H23)، ۸ (H28)، ۹ (H29)، ۱۰ (H36)، ۱۱ (H37) دگرسان می‌باشند]

می‌دهد. Cu همبستگی مثبت با Fe (۰/۴۶) دارد در نتیجه افزایش آن می‌تواند به دلیل جذب توسط هیدرواکسیدهای آهن باشد (Plank and Langmuir, 1988). خروج بخشی از Zn از سیستم می‌تواند به واسطه تخریب فلدسپارهای سنگ مادر باشد (Plank and Langmuir, 1988). عنصر Cr در

مثبت این عناصر با Ca، Fe و Mg بیانگر این است که در اثر تخریب کانی‌های فرومنیزین در طی دگرسانی، به داخل محلول گرمایی آزاد شده و تهی‌شدگی نشان می‌دهند. Cu در بیشتر نمونه‌ها روند کاهشی داشته که به واسطه دگرسانی فلدسپارها در طی واکنش آب و سنگ در pH پایین رخ

داشته‌اند (Henderson, 1984). با توجه به رفتار مشابه Rb ، K ، Ba و Na (جدول ۴)، Ba (۰/۷۵-۰/۶۵)، K (۰/۶۸-۰/۸۹) و Rb (۰/۸۹-۰/۷۶) کانی‌های رسی می‌توانند در تثبیت این عنصر نقش داشته باشند. غنی‌شدگی Rb در سنگ دگرسان ممکن است در ارتباط با تشکیل سریسیت باشد (Arsalan et al., 2006).

عنصر Th دارای همبستگی مثبت با Zr (۰/۷۵) و P (۰/۵۷) می‌باشد. کانی‌های آناتاز، زیرکن و مونازیت می‌توانند سبب تثبیت این عنصر شوند و از سوی دیگر احتمالاً اکسیدها و هیدرواکسیدهای Fe عامل دیگر تثبیت این عنصر هستند (Taboada et al., 2006). عنصر U نسبتاً متحرک است و شرایط اکسیدان و احیا رفتار آن را کنترل می‌کند. این عنصر در شرایط اکسیدان به صورت U^{6+} از سیستم خارج می‌شود، ولی در این مورد غنی‌شدگی U می‌تواند به دلیل جذب سطحی به وسیله کانی‌های رسی و رویش و تمرکز توسط اکسیدهای Fe رخ داده باشد (Barnett et al., 2000). افزایش نسبت Rb/Sr و افزایش جرم Rb با پیشرفت دگرسانی و غنی‌شدگی Ba در سنگ دگرسان شده ممکن است در ارتباط با تشکیل کانی سریسیت باشد (شکل ۱۰) (Karakaya et al., 2009).

تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی (REE)

عناصر $LREE$ شامل La ، Ce ، Eu ، Sm ، Nd و Pr در طی دگرسانی نسبت به نمونه سالم عمدتاً افزایش و به طور جزئی کاهش نشان می‌دهند (شکل ۱۳). غنی‌شدگی $LREE$ ها به دلیل حضور کانی‌های ثانویه میزبان این عناصر مانند کلریت، سریسیت، کانی‌های رسی مثل کائولینیت و ناترولیت و اکسیدهای آهن همانند هماتیت می‌باشد (Fulignati et al., 1999). با توجه به جدول ۴ همبستگی مثبت متوسط تا بالای عناصر نادر خاکی سبک با Al (۰/۸۷-۰/۶۱) نشان می‌دهد که کانی‌های رسی نقش کنترلی مهمی در توزیع اغلب $LREE$ ها داشته‌اند. همبستگی متوسط با عنصر K (۰/۳۴ تا ۰/۶۹) احتمالاً دلیلی بر جانمایی این عناصر به جای K

نمونه‌ها با دگرسانی آرژلیک و آرژلیک-سیلیسی، تهی شده و در نمونه‌های با دگرسانی پروپیلیتیک غنی شده است. به طور کلی، عناصر جزئی عبوری در منطقه مورد مطالعه، با پیشرفت دگرسانی، تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۰).

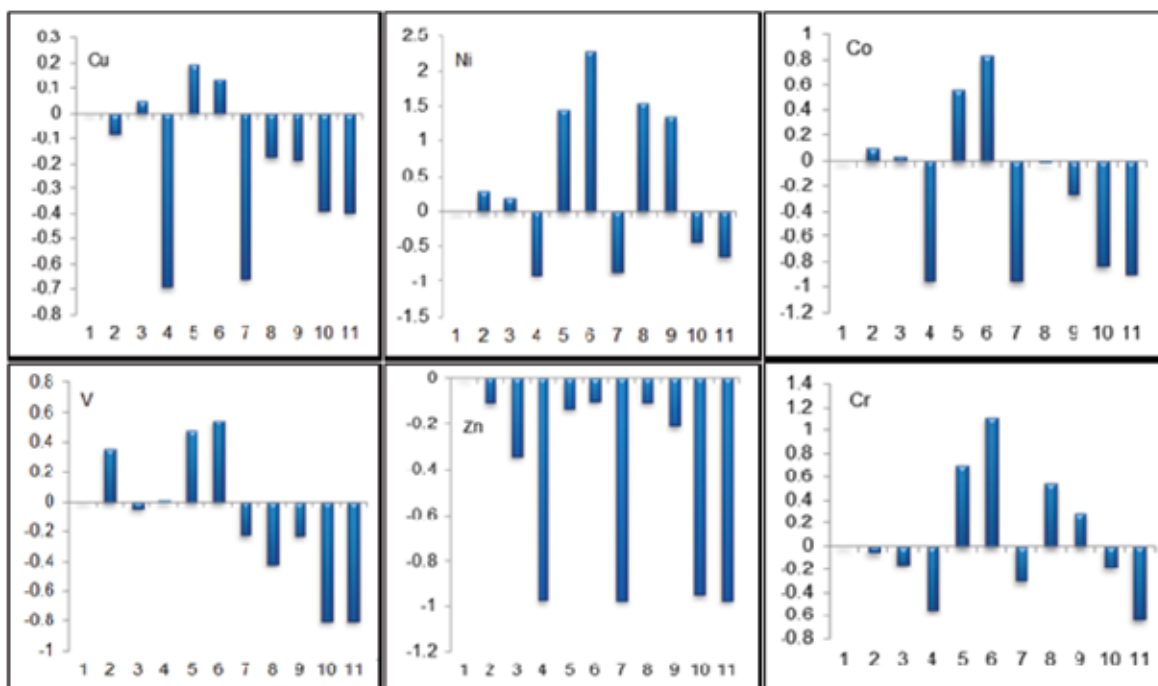
تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE)

عناصر با قدرت میدان بالا شامل عناصر Nb ، P ، Y ، Zr و Hf می‌باشند. الگوی تغییرات این عناصر به دلیل تحرک پائین در طی دگرسانی به غیر از عنصر Y شبیه هم می‌باشد (شکل ۱۱). عنصر Y دارای همبستگی مثبت با $HREE$ بوده و رفتاری شبیه به این عناصر نشان می‌دهد. با توجه به همبستگی مثبت Ta و Nb با عنصر Al (۰/۸۴ و ۰/۸۴) به نظر می‌رسد جذب سطحی این عناصر توسط کانی‌های رسی باعث افزایش جرم آنها شده است (Panahi et al., 2000).

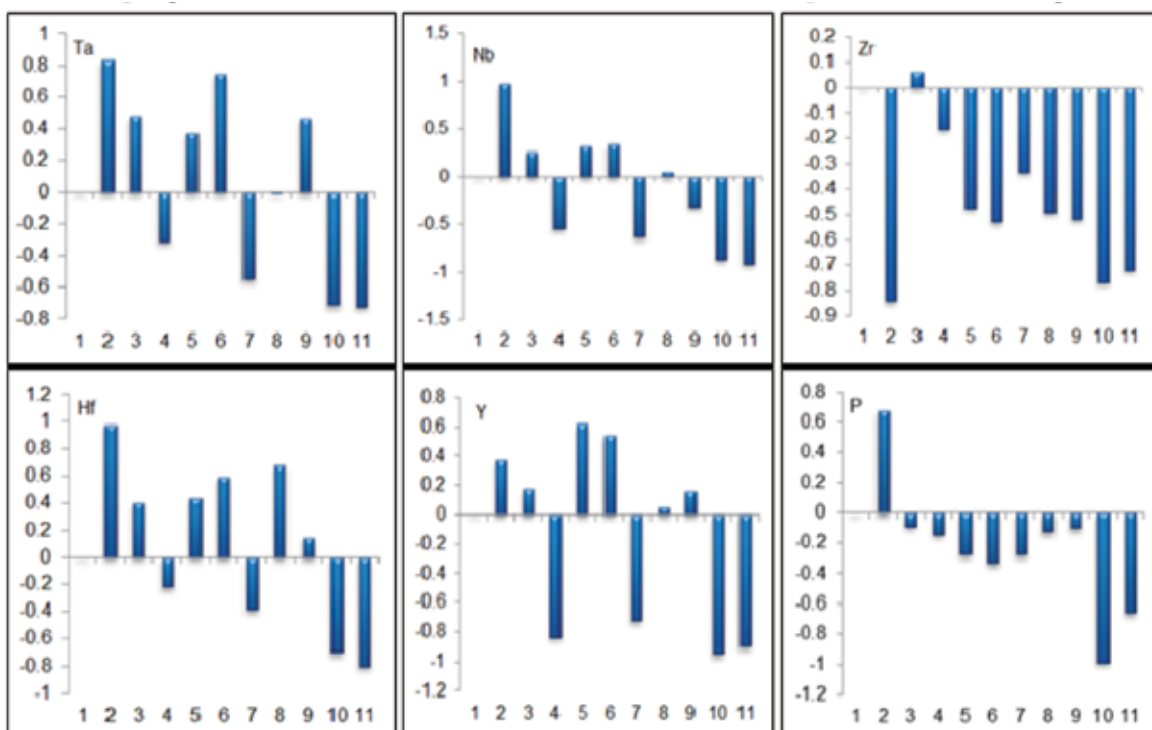
به دلیل همبستگی مثبت Hf با Zr ، کانی زیرکن نقش مهمی در تثبیت این عناصر داشته است (John et al., 2008). تحرک عناصر $HFSE$ توسط عوامل مختلفی مانند دما، فشار، میزان pH و ترکیب شیمیایی محلول کنترل می‌شود (Jan et al., 2005). دمای دگرسانی مهم‌ترین عامل در افزایش و کاهش میزان این عناصر می‌باشد. اگر دمای دگرسانی بالا باشد میزان عناصر Al ، Zr ، $HfSE$ و Y کاهش می‌یابد ولی با کاهش دما مقادیر این عناصر روند افزایشی نشان می‌دهد (Salvi and Williams-jones, 1996). با توجه به افزایش این عناصر در نمونه‌های دگرسان نسبت به نمونه‌های سالم، باید گفت دمای دگرسانی در منطقه مورد مطالعه پایین بوده است.

تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)

عناصر لیتوفیل درشت یون شامل عناصر Rb ، K ، Ba ، U و Pb می‌باشند. عنصر Sr در اغلب نمونه‌ها نسبت به سنگ والد افزایش جرم نشان می‌دهد (شکل ۱۰). این عنصر همبستگی مثبت با عنصر P (۰/۵۹) نشان می‌دهد (جدول ۴). کانی‌های رسی نقش مهمی در تثبیت این عنصر



شکل ۱۰. تغییرات رفتار عناصر جزئی عبوری (TTE) در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایلک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)



شکل ۱۰. تغییرات رفتار عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایلک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)

در طی فرایند سریسیتی شدن است. همچنین همبستگی مثبت با Fe (۰/۲۲ تا ۰/۸۳) به جز Ce و La نشان از نقش کم‌رنگ اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن در تمرکز LREE ها در زون‌های دگرسان دارد. تهی‌شدگی جزئی LREE ها در بعضی از نمونه‌های دگرسان به‌وسیله لیگاند یونی SO_4^{2-} و در pH پایین رخ می‌دهد. عناصر HREE شامل

Ce^{3+} حضور دارند و در شرایط اکسیدی به صورت Eu^{3+} و Ce^{4+} در می‌آیند که در این حالت، پتانسیل یونی بیشتر و تحرک کمتری دارند. لذا عناصر REE در اثر برخی فرایندها می‌توانند از یکدیگر جدا شوند (Maynard, 1983, Panhi et al., 2000). برای بررسی رفتار این دو عنصر در نمونه‌های دگرسان، نسبت‌های (Eu/Eu^*) و (Ce/Ce^*) با استفاده از فرمول‌های زیر محاسبه شده و نتایج در جدول ۳ آمده است.

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

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

بر اساس این محاسبات، نسبت (Eu/Eu^*) در نمونه‌های دگرسان بالاتر از نمونه تقریباً سالم است که نشان می‌دهد Eu آزاد شده از ساختار فلدسپارها در این زون، در شرایط اکسیدی و در دما و فشار پایین به صورت Eu^{3+} اکسید و نامتحرک شده و در محیط باقی‌مانده است. نسبت (Ce/Ce^*) برای نمونه‌های سالم و بیشتر نمونه‌های دگرسان بزرگتر از یک است که حاکی از فعالیت نسبتاً بالای اکسیژن در زمان تبلور ماگما است (Rollinson, 1993). در نمونه‌های دگرسان این نسبت کمتر از نمونه سالم است زیرا Ce^{3+} در شرایط دگرسانی سطحی می‌تواند به Ce^{4+} اکسید شود. حالیت Ce در حالت اکسیدان کمتر است و لذا در ساختمان کانی‌های رسی جایگزین شده و آنومالی مثبت ایجاد می‌کند (Laufer et al., 1984, Taunton et al., 2000).

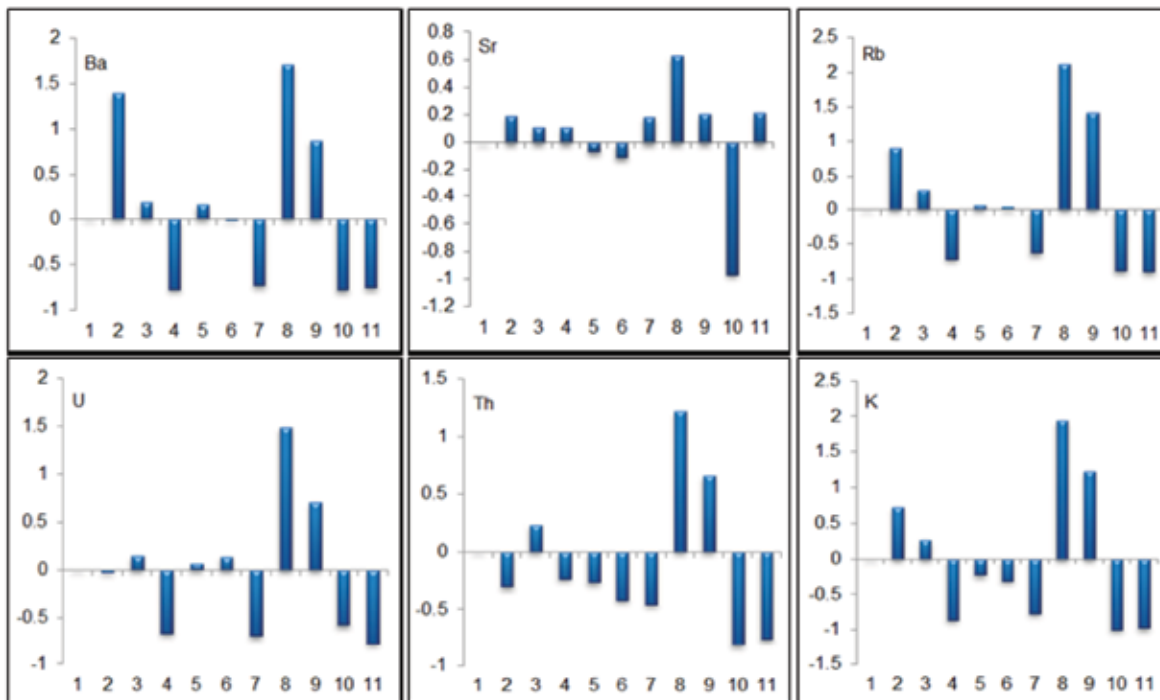
Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu و Gd نیز همانند LREE ها در طی دگرسانی هم تهی‌شدگی و هم غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۱ و ۱۲). HREE ها با Al همبستگی مثبت ($0.61/0.82$) دارند که می‌تواند ناشی از جذب سطحی توسط کانی‌های رسی باشد. همبستگی مثبت این عناصر با Fe ($0.32/0.83$) ناشی از جذب سطحی و ترجیحی توسط اکسید آهن است. این عناصر با لیگاندهای CO_3^{2-} ، F^- ، SO_4^{2-} و Cl^- تشکیل کمپلکس داده که باعث افزایش تحرک و انحلال‌پذیری آنها می‌شود (Wood, 2006). طبق Muchangos (2006) با افزایش pH محلول، پایداری کمپلکس‌های HREE بیشتر از کمپلکس‌های LREE است و همین موضوع باعث تفریق LREE ها از HREE ها می‌شود. با توجه به درجه تفریق بسیار پایین LREE ها از HREE ها (شکل ۱۱ و ۱۲) در منطقه مورد مطالعه، به نظر می‌رسد pH محلول‌های عامل دگرسان پایین بوده است. به‌طور کلی می‌توان گفت روندهای افزایشی و کاهش‌ی برای اغلب عناصر نادر خاکی ناشی از تغییر شرایط دگرسانی شیمیایی نظیر pH، دما، Eh و لیگاندهای یونی در طی دگرسانی است (Karakaya et al., 2009).

تفسیر ناهنجاری‌های Eu و Ce

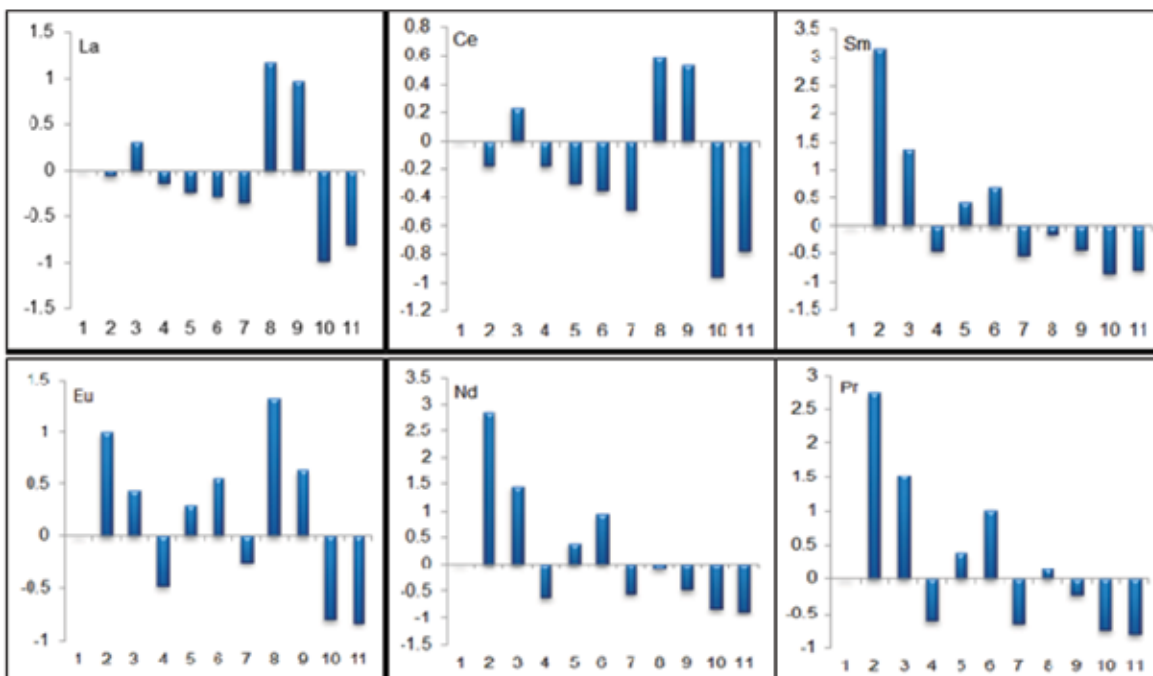
Eu و Ce رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی نسبت به سایر اعضای REE داشته و در شرایط احیایی به صورت Eu^{2+} و

جدول ۳. مقادیر نسبت‌های REE در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایلک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)

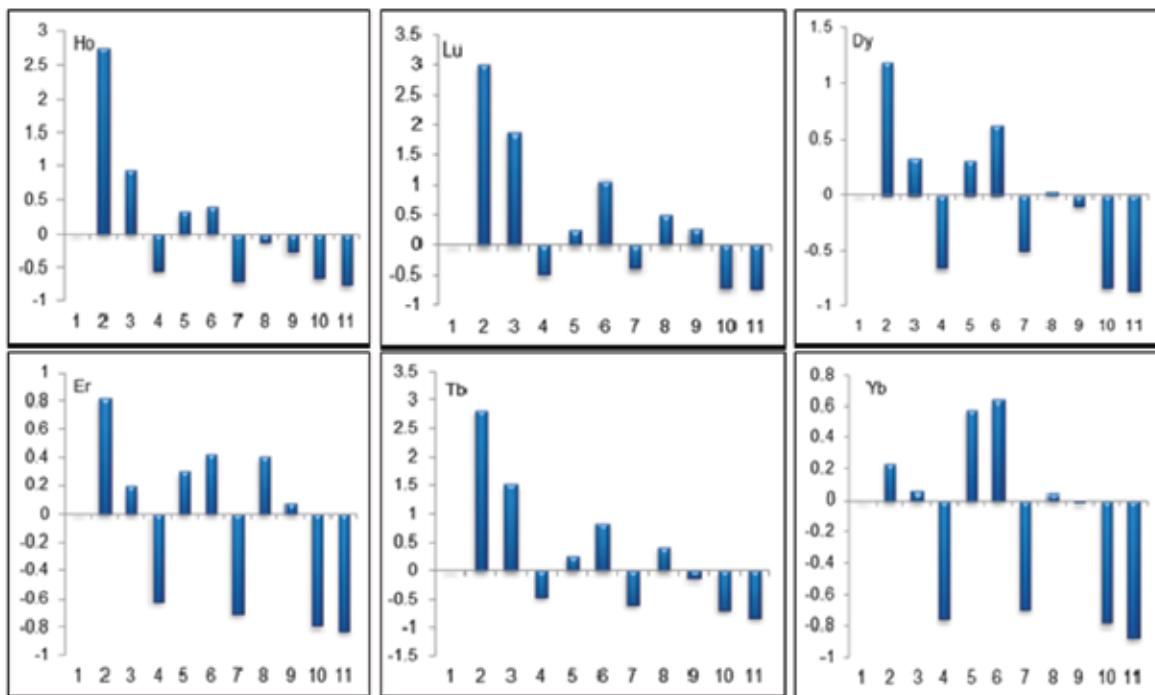
شماره نمونه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱
Eu/Eu^*	۰/۹۳	۱/۱۹	۱/۰۹	۱/۷۵	۱/۷۷	۱/۸۹	۳/۰۳	۴/۰۸	۴/۵۶	۲/۳۳	۱/۷۴
Ce/Ce^*	۶/۰۹	۴/۰۳	۱/۰۷	۱/۲۱	۱/۸۳	۱/۱۱	۰/۳۵	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۵۳
(La/Sm)n	۴/۱۹	۱۰/۳۸	۲۹/۳۸	۱۰/۱۴	۷/۷۵	۱۸/۵۴	۲۵/۷۴	۴۶/۸۲	۶۵/۵۱	۲/۲۸	۱۶/۳۰
(La/Yb)n	۱۱/۱۱	۱۸/۱۸	۵۱/۹۴	۷/۱۱	۶/۳۰	۱۴/۵۴	۳۰/۹۷	۳۰/۳۰	۲۸/۹۵	۱/۲۱	۲۲/۲۲
(Tb/Yb)n	۱/۵۱	۱/۱۶	۱/۰۹	۰/۳۸	۰/۵۴	۰/۴۸	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۴۲	۰/۶۸	۰/۶۳
totREE	۱۳۴/۷	۱۹۵/۹	۱۸۲/۵	۹۴/۵۳	۹۹/۵۶	۱۶۰/۳	۱۲۹	۹۱/۵۶	۱۱۴/۱	۱۰/۶۲	۷۷/۳۲



شکل ۱۲. تغییرات رفتار عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایللیک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)



شکل ۱۱. تغییرات رفتار عناصر نادر خاکی سبک (REE) در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایللیک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)



شکل ۱۲. تغییرات رفتار عناصر نادر خاکی سنگین (REE) در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایلک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)

نتیجه‌گیری

مشاهده نشده است ولی در منطقه زایلک شرایط متفاوت می‌باشد به‌طوری‌که تشکیل کانی‌زایی طلای اپی ترمال در ارتباط با همین دگرسانی‌ها نشان‌دهنده تاثیر بیشتر سیالات هیپوژن کانه دار در منطقه زایلک می‌باشد. در مطالعات ژئوشیمیایی مشخص گردید که مقدار SO_3 در سیال بالا می‌باشد که این نشان‌دهنده طبیعت سولفور سیالات دگرسان کننده می‌باشد. در اثر برخورد این سیال سولفور دار با سیالات جوی یا با سطح ایستابی باعث بالا رفتن شرایط اسیدی سیال شده و دگرسانی سیلیسی را در منطقه پدید آورده است که چنین مکانیسمی بیشتر در طی فرآیندهای کانی‌زایی اپی ترمال با سولفیداسیون بالا مشاهده می‌شود. بنابراین گسترش دگرسانی سیلیسی و آرژلیک در منطقه نشان‌دهنده خاصیت فوق اسیدی سیال دگرسان کننده می‌باشد. از طرف دیگر پایین بودن مقدار P_2O_5 و LOI، نشان‌دهنده کم بودن مواد فرار در سیال است و این خود نیز تایید کننده سیال سوپرژن در تشکیل دگرسانی‌های منطقه می‌باشد، به‌طوری‌که اگر تاثیر سیال هیپوژن به‌مراتب بیشتر بود باید مقادیر P_2O_5 و LOI و میزان مواد فرار بالا می‌بود

مجموعه مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی در منطقه نقدوز-زایلک نشان داد که سنگ‌های منطقه دارای طیف ترکیبی از سنگ‌های مافیک تا سنگ‌های فلسیک می‌باشند به‌طوری‌که سنگ‌های منطقه از نوع آندزیت-بازالت، داسیت، ریولیت و لیتیک توف هستند. این سنگ‌ها تحت تاثیر سیالات گرمایی قرار گرفته و دگرسان شده‌اند. تاثیر دگرسانی بر روی سنگ‌های منطقه باعث تغییر در بافت، رنگ و ماهیت سنگ‌ها به دگرسانی‌های آرژلیک، سیلیسی و پروپلیتیک شده است. دگرسانی آرژلیک دگرسانی فراگیر در منطقه نقدوز-زایلک بوده و کل منطقه را به رنگ سفید کرمی درآورده است. مطالعات ژئوشیمیایی نشان‌دهنده ایجاد دگرسانی در اثر سیالات سوپرژن و هیپوژن می‌باشد ولی تاثیر سیالات سوپرژن به‌مراتب بیشتر از فرآیندهای هیپوژن است که نبود کانی‌زایی در منطقه نقدوز نیز تایید کننده این مطلب است به‌طوری‌که اگر منطقه تحت تاثیر فرآیندهای هیپوژن، دگرسان شده بود. باید این سیالات هیپوژن باعث ایجاد کانی‌زایی از نوع اپی ترمال و یا از نوع پورفیری می‌کرد که در منطقه نقدوز چنین کانی‌زایی

که در طی مطالعات ژئوشیمیایی این تایید نشد. بنابراین منطقه بندی دگرسانی و نامنظم بودن دگرسانی ها نسبت به دگرسانی های منطقه نقدوز-زایلک، بخصوص منطقه نقدوز هم، تایید کننده این مطلب می باشد. بیشتر در اثر سیالات سوپرژن تشکیل شده است که نداشتن

جدول ۴. ضرایب همبستگی اسپیرمن بین عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در نمونه های مورد مطالعه منطقه نقدوز-زایلک

	Si	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr
Si	۱											
Ag	۰/۰۹	۱										
Al	-۰/۹۶	-۰/۱۴	۱									
As	۰/۳۵	۰/۶۴	-۰/۴۳	۱								
Ba	-۰/۶۳	-۰/۴۰	۰/۶۵	-۰/۱۶	۱							
Be	-۰/۳۶	-۰/۴۵	۰/۴۹	-۰/۲۹	۰/۷۲	۱						
Bi	-۰/۳۷	-۰/۳۱	۰/۳۵	-۰/۰۸	۰/۷۵	۰/۲۵	۱					
Ca	-۰/۷۶	-۰/۳۰	۰/۷۱	-۰/۳۳	۰/۶۶	۰/۳۰	۰/۳۲	۱				
Cd	-۰/۱۸	۰/۸۳	۰/۰۸	۰/۴۴	-۰/۱۵	-۰/۰۸	-۰/۳۴	-۰/۰۱	۱			
Ce	-۰/۶۱	-۰/۴۳	۰/۶۱	-۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۲۹	-۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۶۲	۱		
Co	-۰/۶۵	-۰/۲۴	۰/۵۹	-۰/۲۴	۰/۵۳	۰/۲۵	۰/۱۴	۰/۹۷	۰/۰۶	۰/۰۳	۱	
Cr	-۰/۲۲	۰/۱۰	۰/۰۸	-۰/۰۵	-۰/۱۷	-۰/۵۰	-۰/۲۱	۰/۵۳	۰/۰۷	-۰/۲۶	۰/۶۲	۱
Cs	-۰/۶۸	-۰/۴۷	۰/۷۷	-۰/۴۹	۰/۸۱	۰/۸۴	۰/۴۷	۰/۵۲	-۰/۱۹	۰/۳۹	۰/۳۸	-۰/۲۷
Cu	-۰/۰۳	۰/۵۲	-۰/۱۴	۰/۶۸	۰/۰۴	-۰/۲۸	-۰/۰۶	۰/۲۸	۰/۵۷	-۰/۰۵	۰/۳۸	۰/۴۱
Dy	-۰/۸۷	-۰/۱۵	۰/۷۸	-۰/۳۱	۰/۷۴	۰/۲۷	۰/۵۹	۰/۸۵	۰/۰۲	۰/۲۸	۰/۷۵	۰/۳۵
Ev	-۰/۸۸	-۰/۱۹	۰/۸۲	-۰/۲۸	۰/۷۹	۰/۳۸	۰/۵۴	۰/۹۲	۰/۰۸	۰/۳۰	۰/۸۴	۰/۳۱
Eu	-۰/۹۱	-۰/۱۵	۰/۸۷	-۰/۴۴	۰/۶۹	۰/۴۲	۰/۴۹	۰/۶۹	-۰/۰۱	۰/۴۶	۰/۵۷	۰/۱۸
Gd	-۰/۷۷	۰/۵۰	۰/۷۵	-۰/۳۰	۰/۶۰	۰/۲۲	۰/۶۷	۰/۵۰	۰/۰۶	۰/۵۰	۰/۳۵	-۰/۰۸
Fe	-۰/۵۱	-۰/۳۳	۰/۴۶	-۰/۰۹	۰/۶۲	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۹۲	-۰/۰۲	-۰/۱۵	۰/۹۴	۰/۵۱
Hf	-۰/۹۳	۰/۰۰۶	۰/۸۶	-۰/۳۸	۰/۵۴	۰/۱۵	۰/۴۸	۰/۷۱	۰/۱۳	۰/۵۳	۰/۵۹	۰/۲۶
Ho	-۰/۶۷	-۰/۱۹	۰/۶۱	-۰/۱۴	۰/۸۱	۰/۳۱	۰/۸۱	۰/۶۶	۰/۰۳	۰/۲۰	۰/۵۳	۰/۰۲
K	-۰/۶۱	-۰/۴۶	۰/۶۸	-۰/۴۱	۰/۸۶	۰/۹۳	۰/۴۴	۰/۵۴	-۰/۱۱	۰/۳۴	۰/۴۳	-۰/۳۱
La	-۰/۶۱	۰/۳۰	۰/۶۴	-۰/۲۷	۰/۱۷	۰/۳۹	-۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۴۶	۰/۹۶	-۰/۰۳	-۰/۳۳
Li	-۰/۰۴	۰/۵۵	۰/۱۲	۰/۳۸	-۰/۱۰	۰/۰۷	-۰/۰۶	-۰/۴۲	۰/۵۲	۰/۵۶	-۰/۴۶	-۰/۵۲
Lu	-۰/۷۲	-۰/۱۳	۰/۶۶	-۰/۱۸	۰/۷۶	۰/۳۷	۰/۶۸	۰/۶۳	۰/۰۳	۰/۳۰	۰/۵۳	۰/۰۴
Mg	-۰/۶۵	-۰/۳۲	۰/۶۲	-۰/۲۸	۰/۴۶	۰/۰۹	۰/۲۵	۰/۸۹	-۰/۱۶	-۰/۰۸	۰/۹۰	۰/۶۶
Mn	-۰/۷۷	-۰/۳۴	۰/۷۲	-۰/۳۳	۰/۷۳	۰/۳۸	۰/۴۲	۰/۹۷	-۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۹۳	۰/۴۳
Mo	۰/۴۲	۰/۶۷	-۰/۴۹	۰/۹۸	-۰/۲۷	-۰/۳۸	۰/۱۲	-۰/۴۰	۰/۴۷	-۰/۱۴	-۰/۳۱	-۰/۰۶
Na	-۰/۶۲	-۰/۵۱	۰/۷۰	-۰/۴۴	۰/۷۴	۰/۸۳	۰/۱۸	۰/۷۳	-۰/۰۹	۰/۲۳	۰/۷۰	۰/۰۳
Nb	-۰/۹۱	-۰/۱۵	۰/۸۴	-۰/۳۸	۰/۷۲	۰/۲۹	۰/۵۶	۰/۸۵	۰/۰۵	۰/۴۰	۰/۷۳	۰/۲۷
Nd	-۰/۷۶	-۰/۱۹	۰/۶۹	-۰/۲۵	۰/۷۷	۰/۳۳	۰/۷۰	۰/۷۲	-۰/۰۲	۰/۲۶	۰/۶۱	۰/۱۳
Ni	-۰/۳۶	-۰/۳۰	۰/۳۵	-۰/۰۹	۰/۳۰	۰/۱۲	-۰/۰۳	۰/۷۶	-۰/۰۶	۰/۲۷	۰/۸۶	۰/۶۹
P	-۰/۶۲	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۰۸	۰/۲۸	-۰/۰۳	۰/۴۱	۰/۱۲	۰/۴۶	۰/۷۲	-۰/۰۲	-۰/۱۱
Pb	-۰/۱۳	-۰/۰۳	۰/۱۵	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۳۶	۰/۲۵	۰/۰۸	-۰/۱۸	-۰/۱۵	۰/۰۶	-۰/۱۴
Pr	-۰/۷۴	-۰/۲۰	۰/۶۸	-۰/۲۱	۰/۷۹	۰/۳۷	۰/۶۸	۰/۷۳	۰	۰/۲۴	۰/۶۴	۰/۱۲
Rb	-۰/۶۸	-۰/۴۸	۰/۷۶	-۰/۴۳	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۴۹	۰/۶۰	-۰/۱۶	۰/۳۳	۰/۴۹	-۰/۲۲
S	۰/۱۹	۰/۶۲	-۰/۲۷	۰/۲۰	-۰/۶۳	-۰/۶۴	-۰/۲۰	-۰/۶۴	۰/۲۰	۰/۲۳	-۰/۶۷	-۰/۰۵
Sb	-۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۱۸	۰/۲۲	-۰/۰۹	-۰/۲۴	۰/۱۷	-۰/۰۳	۰/۳۳	۰/۲۰
Sc	-۰/۷۱	۰/۲۷	۰/۶۴	-۰/۱۶	۰/۰۱	-۰/۲۹	-۰/۰۴	۰/۵۶	۰/۲۹	۰/۴۱	۰/۵۴	۰/۶۲
Sn	-۰/۴۷	-۰/۳۴	۰/۵۵	-۰/۲۹	۰/۵۲	۰/۳۵	۰/۵۱	۰/۳۷	-۰/۱۳	۰/۲۹	۰/۲۷	-۰/۲۹
Sr	-۰/۰۱	۰/۸۹	۰/۰۹	۰/۷۸	-۰/۲۰	-۰/۳۵	-۰/۰۷	-۰/۳۳	۰/۶۴	۰/۳۳	-۰/۳۲	-۰/۰۵

ادامه جدول ۴.

	Si	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr
Sm	-۰/۷۵	-۰/۱۳	+۰/۶۸	-۰/۱۷	+۰/۷۸	+۰/۳۱	+۰/۷۶	+۰/۶۶	.	+۰/۲۸	+۰/۵۳	+۰/۰۵
Ta	-۰/۸۷	+۰/۰۷	+۰/۸۲	-۰/۱۹	+۰/۵۵	+۰/۱۵	+۰/۴۰	+۰/۷۷	+۰/۳۱	+۰/۴۸	+۰/۷۱	+۰/۳۵
Tb	-۰/۷۴	+۰/۲۰	+۰/۶۸	-۰/۲۵	+۰/۷۸	+۰/۳۸	+۰/۷۱	+۰/۶۷	-۰/۰۱	+۰/۲۹	+۰/۵۶	+۰/۰۳
Th	-۰/۴۵	-۰/۴۰	+۰/۴۸	-۰/۱۵	+۰/۰۵	+۰/۳۶	-۰/۲۳	-۰/۰۴	+۰/۵۸	+۰/۹۶	-۰/۱۰	-۰/۳۸
Ti	-۰/۳۱	+۰/۸۶	-۰/۴۶	+۰/۷۸	-۰/۴۸	-۰/۶۷	-۰/۱۷	-۰/۴۵	+۰/۵۶	+۰/۰۶	-۰/۴۰	+۰/۰۷
Tm	-۰/۶۶	+۰/۱۵	+۰/۶۰	-۰/۱۵	+۰/۷۷	+۰/۳۵	+۰/۷۳	+۰/۶۰	.	+۰/۲۶	+۰/۴۸	-۰/۰۲
U	-۰/۵۶	+۰/۲۹	+۰/۵۹	-۰/۳۳	+۰/۶۰	+۰/۷۴	-۰/۰۱	+۰/۷۲	+۰/۱۷	+۰/۳۰	+۰/۷۵	+۰/۱۰
V	-۰/۷۳	+۰/۳۴	+۰/۶۴	-۰/۲۷	+۰/۰۴	-۰/۲۹	+۰/۱۳	+۰/۴۲	+۰/۳۰	+۰/۵۸	+۰/۳۳	+۰/۴۲
Y	-۰/۸۳	+۰/۲۴	+۰/۷۷	-۰/۳۳	+۰/۶۵	+۰/۳۶	+۰/۲۶	+۰/۹۷	+۰/۰۴	+۰/۲۳	+۰/۹۳	+۰/۴۹
Yb	-۰/۷۸	-۰/۲۰	+۰/۷۱	-۰/۳۴	+۰/۵۴	+۰/۲۰	+۰/۱۹	+۰/۹۷	+۰/۰۶	+۰/۱۶	+۰/۹۶	+۰/۶۳
Zn	-۰/۶۹	-۰/۲۸	+۰/۶۵	-۰/۳۵	+۰/۶۹	+۰/۵۱	+۰/۲۴	+۰/۹۱	+۰/۱۱	+۰/۲۱	+۰/۸۸	+۰/۳۳
Zr	-۰/۲۳	+۰/۷۵	+۰/۱۲	+۰/۰۷	+۰/۳۷	-۰/۲۸	+۰/۳۸	-۰/۱۷	+۰/۷۳	+۰/۷۶	-۰/۱۷	+۰/۰۱

	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Gd	Fe	Hf	Ho	K	La	Li
Cs	۱											
Cu	-۰/۳۸	۱										
Dy	+۰/۵۷	+۰/۱۹	۱									
Er	+۰/۶۲	+۰/۲۴	+۰/۹۶	۱								
Eu	+۰/۷۲	-۰/۰۹	+۰/۹۱	+۰/۱۸۳	۱							
Gd	+۰/۴۷	-۰/۰۳	+۰/۷۸	+۰/۷۶	+۰/۷۳	۱						
Fe	+۰/۳۵	+۰/۴۶	+۰/۶۹	+۰/۸۰	+۰/۴۵	+۰/۳۲	۱					
Hf	+۰/۵۰	+۰/۰۵	+۰/۹۰	+۰/۸۶	+۰/۸۸	+۰/۹۰	+۰/۴۶	۱				
Ho	+۰/۵۰	+۰/۲۲	+۰/۸۷	+۰/۸۶	+۰/۷۳	+۰/۸۶	+۰/۵۹	+۰/۷۸	۱			
K	+۰/۱۹۴	-۰/۲۳	+۰/۵۸	+۰/۶۴	+۰/۶۹	+۰/۴۵	+۰/۴۳	+۰/۴۴	+۰/۵۶	۱		
La	+۰/۵۱	-۰/۲۶	+۰/۲۶	+۰/۲۵	+۰/۵۱	+۰/۴۶	-۰/۲۲	+۰/۵۰	+۰/۱۵	+۰/۴۴	۱	
Li	+۰/۰۴	-۰/۰۹	-۰/۳۰	-۰/۲۳	-۰/۱۷	+۰/۰۹	-۰/۴۷	-۰/۰۵	+۰/۱۹	-۰/۰۶	+۰/۵۴	۱
Lu	+۰/۵۱	+۰/۱۸	+۰/۸۹	+۰/۸۴	+۰/۸۲	+۰/۸۴	+۰/۵۴	+۰/۸۱	+۰/۹۴	+۰/۶۰	+۰/۲۷	-۰/۲۱
Mg	+۰/۳۱	+۰/۲۱	+۰/۷۵	+۰/۷۹	+۰/۶۱	+۰/۴۴	+۰/۸۵	+۰/۶۵	+۰/۵۵	+۰/۳۰	-۰/۱۰	-۰/۴۷
Mn	+۰/۵۵	+۰/۲۵	+۰/۹۰	+۰/۹۵	+۰/۷۵	+۰/۵۹	+۰/۹۱	+۰/۷۴	+۰/۷۶	+۰/۶۱	+۰/۰۷	-۰/۴۳
Mo	+۰/۵۹	+۰/۶۶	-۰/۳۹	-۰/۳۶	-۰/۵۳	-۰/۳۰	-۰/۱۷	-۰/۴۰	-۰/۱۹	-۰/۵۲	-۰/۲۷	+۰/۴۲
Na	+۰/۸۳	-۰/۱۰	+۰/۵۶	+۰/۶۸	+۰/۶۱	+۰/۲۹	+۰/۶۶	+۰/۴۱	+۰/۴۱	+۰/۸۹	+۰/۲۹	-۰/۲۰
Nb	+۰/۶۰	+۰/۱۵	+۰/۹۷	+۰/۹۶	+۰/۸۸	+۰/۸۵	+۰/۶۶	+۰/۹۴	+۰/۸۷	+۰/۵۸	+۰/۳۵	-۰/۲۱
Nd	+۰/۵۲	+۰/۱۸	+۰/۹۴	+۰/۹۰	+۰/۸۴	+۰/۸۶	+۰/۶۱	+۰/۸۵	+۰/۹۶	+۰/۵۹	+۰/۲۳	-۰/۲۸
Ni	+۰/۱۷	+۰/۳۱	+۰/۴۵	+۰/۵۵	+۰/۲۹	+۰/۰۱	+۰/۸۶	+۰/۲۶	+۰/۲۱	+۰/۲۱	-۰/۲۹	-۰/۴۵
P	+۰/۲۷	+۰/۱۲	+۰/۴۹	+۰/۴۰	+۰/۵۳	+۰/۶۷	-۰/۱۱	+۰/۶۶	+۰/۴۹	+۰/۱۶	+۰/۶۶	+۰/۵۰
Pb	+۰/۳۴	+۰/۱۴	+۰/۱۲	+۰/۱۱	+۰/۲۲	-۰/۱۰	+۰/۱۵	-۰/۰۶	+۰/۱۳	+۰/۳۳	-۰/۰۵	+۰/۰۶
Pr	+۰/۵۱	+۰/۲۱	+۰/۹۲	+۰/۹۰	+۰/۸۱	+۰/۸۴	+۰/۶۵	+۰/۸۲	+۰/۹۶	+۰/۶۰	+۰/۲۰	-۰/۲۸
Rb	+۰/۹۶	-۰/۲۵	+۰/۶۵	+۰/۷۰	+۰/۷۶	+۰/۵۱	+۰/۴۸	+۰/۵۲	+۰/۶۰	+۰/۹۸	+۰/۴۳	-۰/۰۷
S	+۰/۴۷	-۰/۱۳	-۰/۳۳	-۰/۵۱	-۰/۱۸	-۰/۰۷	-۰/۷۹	-۰/۰۷	-۰/۳۵	-۰/۶۲	+۰/۲۴	+۰/۳۸
Sb	+۰/۱۷	+۰/۱۸	+۰/۰۵	+۰/۱۶	+۰/۰۵	-۰/۱۳	+۰/۳۹	-۰/۰۲	-۰/۰۶	+۰/۱۴	-۰/۰۱	+۰/۲۷
Sc	+۰/۰۷	+۰/۱۹	+۰/۵۵	+۰/۵۴	+۰/۵۰	+۰/۴۸	+۰/۳۶	+۰/۷۳	+۰/۲۷	-۰/۰۷	+۰/۳۵	+۰/۰۶
Sn	+۰/۳۷	-۰/۰۹	+۰/۴۸	+۰/۵۶	+۰/۴۲	+۰/۸۱	+۰/۳۲	+۰/۵۹	+۰/۷۱	+۰/۴۲	+۰/۲۶	+۰/۰۹
Sr	+۰/۳۳	+۰/۴۹	-۰/۱۱	-۰/۱۷	-۰/۱۰	-۰/۰۳	-۰/۳۲	-۰/۰۴	-۰/۰۷	-۰/۳۶	+۰/۲۴	+۰/۶۰
Sm	+۰/۵۱	+۰/۱۸	+۰/۹۱	+۰/۸۷	+۰/۸۱	+۰/۸۹	+۰/۵۵	+۰/۸۵	+۰/۹۸	+۰/۵۶	+۰/۲۵	-۰/۱۸

ادامه جدول ۴.

	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Gd	Fe	Hf	Ho	K	La	Li
Ta	+۰/۴۱	+۰/۳۰	+۰/۸۹	+۰/۹۰	+۰/۷۸	+۰/۸۲	+۰/۶۴	+۰/۹۲	+۰/۷۸	+۰/۴۱	+۰/۴۰	-۰/۰۵
Tb	+۰/۵۳	+۰/۱۴	+۰/۹۰	+۰/۸۷	+۰/۸۱	+۰/۹۸	+۰/۵۷	+۰/۸۳	+۰/۹۷	+۰/۶۱	+۰/۲۶	-۰/۲۲
Th	+۰/۳۶	-۰/۱۴	+۰/۰۹	+۰/۱۲	+۰/۳۲	+۰/۳۲	-۰/۲۸	+۰/۳۳	+۰/۰۱	+۰/۳۴	+۰/۹۵	+۰/۵۷
Ti	+۰/۷۱	+۰/۶۰	-۰/۲۹	-۰/۳۶	-۰/۴۰	-۰/۱۵	-۰/۳۷	-۰/۱۹	-۰/۱۷	-۰/۶۹	-۰/۰۸	+۰/۳۶
Tm	+۰/۴۷	+۰/۲۱	+۰/۸۵	+۰/۸۲	+۰/۷۴	+۰/۸۶	+۰/۵۳	+۰/۷۷	+۰/۹۷	+۰/۵۷	+۰/۲۲	-۰/۲۱
U	+۰/۶۴	+۰/۱۲	+۰/۵۱	+۰/۶۶	+۰/۵۲	+۰/۲۳	+۰/۶۸	+۰/۳۷	+۰/۳۵	+۰/۷۷	+۰/۳۰	-۰/۲۲
V	+۰/۱۴	+۰/۰۵	+۰/۵۹	+۰/۵۱	+۰/۵۸	+۰/۶۴	+۰/۱۳	+۰/۸۱	+۰/۳۷	-۰/۰۲	+۰/۵۲	+۰/۱۴
Y	+۰/۵۹	+۰/۲۶	+۰/۸۷	+۰/۹۲	+۰/۷۸	+۰/۵۰	+۰/۸۶	+۰/۷۴	+۰/۶۴	+۰/۵۹	+۰/۲۱	-۰/۳۸
Yb	+۰/۴۵	+۰/۳۱	+۰/۸۴	+۰/۸۹	+۰/۷۱	+۰/۴۷	+۰/۸۷	+۰/۷۳	+۰/۵۸	+۰/۴۵	+۰/۱۲	-۰/۴۳
Zn	+۰/۶۴	+۰/۲۴	+۰/۷۳	+۰/۸۴	+۰/۶۲	+۰/۳۷	+۰/۸۳	+۰/۵۶	+۰/۵۵	+۰/۶۹	+۰/۱۷	-۰/۳۰
Zr	+۰/۲۰	+۰/۲۰	+۰/۰۱	-۰/۰۴	+۰/۰۸	+۰/۱۸	-۰/۳۸	+۰/۲۶	-۰/۱۰	-۰/۲۳	+۰/۶۶	+۰/۴۱

	Lu	Mg	Mn	Mo	Na	Nb	Nd	Ni	P	Pb	Pr
Lu	۱										
Mg	+۰/۵۶	۱									
Mn	+۰/۷۶	+۰/۸۹	۱								
Mo	-۰/۲۴	-۰/۳۴	-۰/۴۱	۱							
Na	+۰/۴۵	+۰/۵۵	+۰/۷۴	-۰/۵۵	۱						
Nb	+۰/۸۵	+۰/۷۲	+۰/۸۸	-۰/۴۳	+۰/۵۸	۱					
Nd	+۰/۹۸	+۰/۶۴	+۰/۸۳	-۰/۳۱	+۰/۴۹	+۰/۹۲	۱				
Ni	+۰/۲۴	+۰/۸۷	+۰/۷۳	-۰/۱۶	+۰/۵۶	+۰/۳۸	+۰/۳۰	۱			
P	+۰/۴۷	-۰/۰۲	+۰/۱۳	+۰/۰۸	-۰/۰۷	+۰/۵۳	+۰/۴۶	-۰/۳۵	۱		
Pb	+۰/۱۶	+۰/۱۱	+۰/۱۱	+۰/۲۹	+۰/۲۷	+۰/۰۱	+۰/۱۲	+۰/۱۶	+۰/۰۳	۱	
Pr	+۰/۹۸	+۰/۶۶	+۰/۸۴	-۰/۲۸	+۰/۵۲	+۰/۹۰	+۰/۹۹	+۰/۳۵	+۰/۴۱	+۰/۱۳	۱
Rb	+۰/۶۴	+۰/۴۱	+۰/۶۷	-۰/۵۵	+۰/۸۹	+۰/۶۵	+۰/۶۴	+۰/۲۹	+۰/۱۹	+۰/۳۶	+۰/۶۵
S	-۰/۳۰	-۰/۵۱	-۰/۶۶	+۰/۲۷	+۰/۷۹	-۰/۳۳	-۰/۳۴	-۰/۶۶	+۰/۴۵	-۰/۱۵	-۰/۴۱
Sb	-۰/۰۱	+۰/۳۹	+۰/۲۳	+۰/۲۷	+۰/۳۲	-۰/۰۱	+۰/۰۴	+۰/۶۲	-۰/۱۳	+۰/۴۷	۰
Sc	+۰/۳۰	+۰/۶۶	+۰/۴۸	-۰/۱۵	+۰/۱۳	+۰/۵۹	+۰/۳۶	+۰/۴۴	+۰/۴۶	-۰/۱۴	+۰/۳۴
Sn	+۰/۶۸	+۰/۳۸	+۰/۴۹	-۰/۲۶	+۰/۳۴	+۰/۵۹	+۰/۶۸	+۰/۰۶	+۰/۲۳	-۰/۱۱	+۰/۷۰
Sr	-۰/۰۴	-۰/۳۱	-۰/۳۴	+۰/۷۸	-۰/۴۹	-۰/۱۴	-۰/۱۱	+۰/۳۳	+۰/۵۹	+۰/۳۲	-۰/۱۳
Sm	+۰/۹۷	+۰/۵۷	+۰/۷۶	-۰/۲۳	+۰/۴۲	+۰/۹۰	+۰/۹۸	+۰/۲۱	+۰/۵۵	+۰/۱۵	+۰/۹۷
Ta	+۰/۸۲	+۰/۷۳	+۰/۸۱	-۰/۲۲	+۰/۴۴	+۰/۹۰	+۰/۸۴	+۰/۴۵	+۰/۵۶	-۰/۰۶	+۰/۸۴
Tb	+۰/۹۸	+۰/۵۸	+۰/۷۹	-۰/۳۰	+۰/۴۸	+۰/۸۹	+۰/۹۹	+۰/۲۴	+۰/۴۶	-۰/۰۹	+۰/۹۹
Th	+۰/۱۳	-۰/۲۵	-۰/۰۵	-۰/۱۴	+۰/۲۳	+۰/۲۱	+۰/۰۸	-۰/۳۷	+۰/۵۷	-۰/۱۱	+۰/۰۷
Ti	-۰/۲۰	-۰/۴۱	-۰/۴۸	+۰/۸۳	-۰/۷۸	-۰/۳۱	-۰/۲۵	-۰/۳۹	+۰/۳۶	-۰/۰۱	-۰/۲۶
Tm	+۰/۹۸	+۰/۵۰	+۰/۷۳	-۰/۲۰	+۰/۴۱	+۰/۸۴	+۰/۹۷	+۰/۱۶	+۰/۴۸	+۰/۱۲	+۰/۹۷
U	+۰/۴۳	+۰/۵۱	+۰/۷۳	-۰/۴۲	+۰/۹۲	+۰/۵۴	+۰/۴۵	+۰/۵۷	-۰/۰۹	+۰/۱۲	+۰/۴۹
V	۳۸۰	+۰/۴۲	+۰/۳۶	-۰/۲۴	+۰/۰۵	+۰/۶۵	+۰/۴۴	+۰/۰۸	+۰/۷۲	-۰/۲۸	+۰/۳۸
Y	+۰/۶۶	+۰/۸۶	+۰/۹۵	-۰/۴۲	+۰/۷۶	+۰/۸۶	+۰/۷۳	+۰/۷۲	+۰/۲۰	+۰/۱۶	+۰/۷۴
Yb	+۰/۵۹	+۰/۹۰	+۰/۹۴	-۰/۴۱	+۰/۶۷	+۰/۸۴	+۰/۶۸	+۰/۷۷	+۰/۱۶	+۰/۰۴	+۰/۶۹
Zn	+۰/۵۱	+۰/۶۵	+۰/۸۷	+۰/۴۳	+۰/۸۴	+۰/۷۵	+۰/۵۹	+۰/۶۲	+۰/۱۱	+۰/۰۴	+۰/۶۱
Zr	-۰/۰۱	-۰/۲۹	-۰/۲۲	+۰/۱۳	-۰/۲۹	+۰/۰۹	-۰/۰۴	-۰/۴۳	+۰/۶۲	-۰/۳۷	-۰/۰۷

ادامه جدول ۴.

	Rb	S	Sb	Sc	Sn	Sr	Sm	Ta	Tb	Th	Ti
Rb	۱										
S	-۰/۶۰	۱									
Sb	۰/۲۱	-۰/۳۲	۱								
Sc	۰/۰۴	۰/۱۴	۰/۲۵	۱							
Sn	۰/۴۵	-۰/۳۳	-۰/۰۷	۰/۲۱	۱						
Sr	-۰/۳۶	۰/۶۰	۰/۱۸	۰/۱۹	-۰/۲۵	۱					
Sm	۰/۶۲	-۰/۲۸	-۰/۰۵	۰/۳۵	۰/۷۰	-۰/۰۲	۱				
Ta	۰/۴۹	-۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۷۲	۰/۵۹	۰/۰۴	۰/۸۳	۱			
Tb	۰/۶۶	-۰/۳۵	-۰/۰۶	۰/۳۱	۰/۷۴	-۰/۱۲	۰/۹۸	۰/۸۲	۱		
Th	۰/۲۹	۰/۲۳	-۰/۱۰	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۲۹	۰/۱۰	۰/۲۶	۰/۱۲	۱	
Ti	-۰/۷۱	۰/۶۵	-۰/۰۹	۰/۰۵	-۰/۳۱	۰/۸۵	-۰/۱۷	-۰/۱۱	-۰/۲۶	۰/۰۲	
Tm	۰/۶۰	-۰/۳۱	-۰/۱۱	۰/۲۳	۰/۷۳	-۰/۰۵	۰/۹۸	۰/۷۸	۰/۹۸	۰/۱۰	-۰/۱۶
U	۰/۷۴	-۰/۷۷	۰/۲۵	۰/۱۵	۰/۲۷	-۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۴۷	۰/۴۵	۰/۳۱	-۰/۶۰
V	۰/۰۶	۰/۳۶	۰/۰۶	۰/۸۹	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۴۵	۰/۷۱	۰/۴۰	۰/۳۹	۰/۱۳
Y	۰/۶۶	-۰/۵۶	۰/۲۸	۰/۵۹	۰/۳۵	-۰/۲۵	۰/۶۷	۰/۸۰	۰/۶۷	۰/۰۸	-۰/۴۴
Yb	۰/۵۲	-۰/۵۲	۰/۲۴	۰/۶۶	۰/۲۹	-۰/۲۶	۰/۶۱	۰/۸۰	۰/۶۲	۰/۰۱	-۰/۳۸
Zn	۰/۷۰	-۰/۷۱	۰/۱۸	۰/۳۴	۰/۲۳	-۰/۳۶	۰/۵۳	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۱۲	-۰/۵۱
Zr	-۰/۲۷	۰/۶۰	-۰/۳۲	۰/۳۹	-۰/۰۷	۰/۵۵	-۰/۰۲	۰/۲۲	-۰/۰۴	۰/۷۵	۰/۵۳

	Tm	U	V	Y	Yb	Zn	Zr
Tm	۱						
U	۰/۳۸	۱					
V	۰/۳۴	۰/۰۷	۱				
Y	۰/۶۱	۰/۷۵	۰/۴۶	۱			
Yb	۰/۵۴	۰/۶۹	۰/۵۲	۰/۹۸	۱		
Zn	۰/۵۰	۰/۸۵	۰/۲۶	۰/۸۹	۰/۸۷	۱	
Zr	-۰/۰۲	-۰/۰۸	۰/۵۸	-۰/۰۷	-۰/۰۴	-۰/۱۰	۱

منابع

- ر. و مهدوی، ا.، ۱۴۰۱. الگوی تشکیل کانسار دو چپله، شرق میامی؛ بر پایه شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۶، ۶۴، ۱-۱۵.
- قدیم‌زاده، ح.، مهرپرتو، م.، محمدی، ب.، ۱۳۸۲. پروژه اکتشافات نیمه تفصیلی-تفضیلی طلا در محدوده اکتشافی صفی خانلو-نقدوز (جنوب شرق اهر)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی تبریز.
- قدیم‌زاده، ح.، مهرپرتو، م. و محمدی، ب.، ۱۳۸۳. زایش طلا در محدوده اکتشافی صفی خانلو-نقدوز (جنوب خاوری اهر)، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- مغفوری، س.، موحدنیا، م. و حسین‌زاده، م.، ۱۳۹۸. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانه‌زایی اسدی، ن.، همکاران، ۱۳۸۹. بررسی ویژگی‌های دگرسانی در محدوده آبتش-یوزباشی چای و تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر (اصلی و کمیاب) در محیط دگرسانی، پترولوژی، سال اول، شماره سوم، ۱۱-۲۸.
- باباخانی، ع. و لسکویه، ج.، دیو، ۱۳۶۹. شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اهر، ۱:۲۵۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسین‌زاده، م.، مغفوری، س.، موید، م. و فرید اصل، و.، ۱۳۹۵. معرفی کانسار مس ماری به‌عنوان یک ذخیره چینه کران نوع مانتو در پهنه طارم، شمال غرب ایران، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۰، ۳۸، ۱۷-۳۷.
- ظفرزاده، م.، موسیوند، ف.، رضانی اومالی،

geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 510

- 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: Constrations formation eclogite-Facies transport Vein in bluechist (Tianshan, China). *Lithos* 10, 31-24.

- Karakaya N., 2009. REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the ErenlerD-aglVolcanics (Konya, Turkey) and kaoliniteoccurrence", *Journal of Geochemical Exploration* 101 185-208.

- Laufer F., Yariv S., Steinberg M., 1984. The adsorption of quadrivalent cerium by kaolinite, *Clay Minerals* 19. 137-149.

- Maiza P. J., Pieroni D. and Marfil S. A., 2003. Geochemistry of hydrothermal kaolins in the SE area of Los Menucos, Province of Rlo Negro, Argentina", In: Dominguez, E. A., Mas, G. R., Cravero, F. (Eds.), 2001, *A Clay Odyssey*. Elsevier, Amsterdam 123-130.

- Maynard, J.B., 1983. *Geochemistry of sedimentary ore deposits*, Springer 305.

- Muchangos, A. C., 2006. The mobility of rare earth and other elements in process of alteration of rhyolitic rocks to bentonite (Lebombo Volcanic Mountainous Chain, Mozambique), *Journal of Geochemical Exploration*, 88 300-303.

- 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.

- Nessbitt, H. W. and Young, G. M. 1984. Early proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299: 715-717.

- Panahi A., Young G.M. and Rainbird R.H., 2000. Behavior of major and trace elements including REE during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Quebec, Canada", *Geochimica*

آهن در توالی آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک کانسار داش آغل، شمال شرق بوکان، پهنه سندج-سیرجان، فصلنامه زمین شناسی ایران، ۱۳، ۵۰، ۷۵-۸۸

- مهدوی، م.، همکاران، ۱۳۵۶. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

- نوروزی، ا. و مهرپرتو، م.، ۱۳۸۴. بررسی تیپ ژنتیکی و کانی سازی ذخیره طلای اپی ترمال واقع در رگه سیلیسی شماره ۳ روستای زاگلیگ-اهر، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P. and Meyer, P., 2011. Zagros orogeny: a subduction dominated process, *Geol. Mag.*: 1-34.

- Arslan M., Kadir S., Abdioglu E. and Kolayli H., 2003. Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks Northern Main, *Economic Geology* 11 391-415.

- Barnett, M. J., 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.

- Dill H., Bosse R., Henning H. and Fricke A, 1997. Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita*, 32, 149-163.

- Fulignati, P., Gioncada, A. and Sbrana, A., 1999. Rareelement (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.

- Gouveia, M. A., M. I. Prudencio, M. O. Figueiredo, L. C. J. Pereira, J. C. Waernborgh, I. Morgado, T. Pena, and A. Lopes, 1993. Behaviour of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal [J]: *Chemical Geology* 107, 293-296.

- Henderson P, 1984. Rare earth element

et Cosmochimica Acta 64 2199-2220.

- 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.

- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific and Technical, London. Şengör, A.M.C., Görür, N. and Saroglu, F., 1985. "Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, In: Biddle T.R., Christie-Blick N. (Eds.), Strike-slip Deformation, Basin formation and Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Min. Spec. Publ., 37: 227-264.

- Salvis., Williams-Jones A. E., 1996. The role of hydrothermal processes in concentrating highfield strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada", Geochimica et CosmochimicaActa 60 1917-1932

- Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope, Chapman and Hall.

- Taboada. T., Cortizas, A. M., Gscia, C. and Garcia-Rodeja, F., 2006. U and Thweathering and pedogenetic profile devovloped on granitic rock form NW Spain Science of the total Environmental, 356,.192-206.

- Taunton A. E., Welch S. A. and Banfield J. F., 2000. Geomicrobiological controls on light rare earth element, Y and Ba distribution during granite weathering and soil formation", Journal of Alloys and Compounds 303-304 30-36.

- Van der Weijden, C. H. and R. D. Van der Weijden, 1995. Mobility of major, minor and some redox-sensitive trace elements and rare earth elements during weathering of four granitoids in central Portugal [J]: Chem. Geol., 125, 149-168.

- Wood, D. A., 2006. Rare element system-atic of acidic maters from the Taupo volcanic zone Newzealand Journal of Geochemical exploration, 99,424-427.