

# مطالعات ژئوشیمیایی نهشته‌های بوکستی - کائولینیتی پرمین در شمال سقز، استان کردستان

علی عابدینی<sup>۱\*</sup> و علی اصغر کلاگری<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران.  
<sup>۲</sup>گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۱۱/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۹/۰۳

## چکیده

وقفه‌های رسوبگذاری در مقطع زمانی پرمین در شمال سقز با توسعه عدسی‌هایی از کانسنگ‌های بوکستی - کائولینیتی در درون سازند کربناتی روته همراه بوده است. در یکی از این عدسی‌های ملاحظه شده، ۶ واحد سنگ‌شناسی تشخیص داده شده است که به ترتیب از پایین به بالا شامل واحدهای: (۱) سرخ قهوه‌ای تیره، (۲) بنفش، (۳) چند رنگ، (۴) صورتی، (۵) زرد و (۶) سفید (کائولین) هستند. محاسبات شاخص هوازدگی مطلق بر روی این واحدها نشان می‌دهند که عناصر Lu و Ba, Sr, Ca, Mg, Mn, P, K, Na, Si در طی فرایندهای هوازدگی سنگ‌های بازالتی شسته و عناصر U, Th, Y, Nb, Zr, Hf, Dy, Tb, Er, Ho, Tm, Yb غنی شده‌اند. این در حالی است که عناصر Ti, Fe, Al, V, Rb, Gd و Eu, Sm, Nd, Pr, Ce, La, Co, Ni, Cr در توسعه نیمرخ هوازده متحمل فرایندهای شستشو - تثبیت شده‌اند. نتایج به دست آمده نشان می‌دهند که فرایندهایی مانند جذب سطحی، رویش و تمرکز به وسیله اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، پایداری کمپلکس‌های حامل فلز، تغییرات در شیمی محلول‌های هوازده کننده، حضور مواد آلی، تثبیت در فازهای نوشکل (Neomorph) و حضور در فازهای کانیایی مقاوم از جمله عواملی بوده‌اند که نقش بارزی در توزیع عناصر در این نهشته‌ها ایفا کرده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** بوکستی شدن، کائولینیتی شدن، شمال سقز، تغییرات جرم، توزیع عناصر.

\*نویسنده مسئول: علی عابدینی

E-mail: abedini2020@yahoo.com

## ۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه، در ۱۰ کیلومتری شمال سقز، به مختصات جغرافیایی ۳۶°، ۱۳'، ۳۶" تا ۴۶°، ۱۴'، ۲۱" طول خاوری و ۳۶°، ۱۶'، ۱۰" تا ۳۶°، ۲۰'، ۲۷" عرض شمالی، در بخش شمالی استان کردستان واقع شده است (شکل ۱). وقفه‌های رسوبگذاری در مقطع زمانی پرمین در این منطقه با تشکیل افقی از عدسی‌های بوکستی - کائولینیتی در داخل سنگ‌های کربناتی روته همراه بوده است. تا به حال مطالعات زیادی بر روی مسایل زمین‌شناسی این عدسی‌ها توسط پژوهشگران مختلف صورت گرفته است. مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای و اکتشافات چکشی به منظور شناسایی نهشته‌های بوکستی - کائولینیتی در این منطقه توسط افتخارنژاد (۱۳۵۵)، (Balkay & Samimi 1972) و حریری و همکاران (۱۳۸۲) انجام شده است. (Eftekhar-nezhad 1973) در طی مطالعه زمین‌شناسی منطقه مهاباد، سنگ‌های آتشفشانی بازیک حاضر در سنگ‌های کربناتی روته را منشأ احتمالی این نهشته‌ها معرفی کرده است.

(Kamineni & Eftekhar-nezhad 1977) و اکبرپور (۱۳۷۵) تأثیرات فرایندهای دگرگونی بر روی ترکیب کانیایی این نهشته‌های را مورد بررسی قرار داده و کانی‌های دیاسپور، بوهمیت، کوندوم، مگنتیت، همتیت، گوتیت، روتیل، آناناز، مونت‌موریلونیت، ایلیت، پیروفیلیت، تالک، کائولینیت، ناکریت، دیکیت، کوارتز، فلدسپار پتاسیم، مسکوویت، کلریت، کلریتوبید، پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلاند، شاموزیت، ژپیس، کلسیت و فلوریت را به عنوان کانی‌های سازنده این نهشته‌ها معرفی کرده‌اند. عابدینی (۱۳۸۷)، مطالعات صحرایی، ژنتیکی، بافتی، کانی‌شناسی تجزیه‌ای - نورماتیو و ژئوشیمیایی به نسبت جامعی بر روی این نهشته‌ها انجام داده که بخشی از نتایج حاصل از این مطالعات در قالب مقاله‌ای با عنوان کانی‌شناسی و منشأ توسط عابدینی و کلاگری (۱۳۸۸) ارائه شده است. تاکنون مطالعاتی بر روی رفتار عناصر در طی فرایندهای بوکستی - کائولینیتی شدن در این منطقه انجام نشده است. در این مقاله با استفاده از روش‌های ژئوشیمیایی تغییرات جرم به بررسی عوامل مؤثر در تحرک و توزیع دوباره عناصر در طی تشکیل این نهشته‌ها پرداخته شده است.

## ۲- روش مطالعه

پس از پیمایش‌های لازم برای آشنایی با انواع بوکستی - کائولینیتی و نمونه‌گیری از انواع واحدهای سنگی حاضر، نیمرخ عمود بر یک عدسی بوکستی - کائولینیتی قطع شده توسط جاده که بیشترین تغییرات را از نظر ویژگی‌های ظاهری کانسنگ‌ها شامل سختی، چگالی، رنگ و بافت نشان می‌داد، برای نمونه برداری سیستماتیک انتخاب شد (شکل ۱). پس از نمونه‌گیری، ۹ نمونه از کانسنگ‌های بوکستی - کائولینیتی و ۱ نمونه از سنگ مادر احتمالی انتخاب و به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه شرکت Chemex کشور کانادا تجزیه شدند (جدول ۱).

## ۳- زمین‌شناسی

بارزترین واحدهای سنگی حاضر در منطقه مورد مطالعه به ترتیب کهن به نو شامل سازندهای شیلی - ماسه‌سنگی لالون (کامبرین زیرین)، دولومیتی چرتی و آهکی میلا (کامبرو - اردووسین)، کربناتی روته (پرمین میانی - بالایی)، شیلی، ماسه‌سنگی و آتشفشانی شمشک (ژوراسیک)، کربناتی، آتشفشانی، شیلی و ماسه‌سنگی کرتاسه، آهکی قم (میوسن) و نهشته‌های عهد حاضر هستند (شکل ۱). در این منطقه سنگ‌های آهکی دولومیتی و دولومیتی به شدت بلورین شده روته حاوی افقی از عدسی‌های بوکستی - کائولینیتی جدا هستند. از نظر هندسی، این عدسی‌ها با دو روند کلی N-S و NW-SE، سبترای متغیر از ۲۰/۵ تا ۹ متر، شیبی متغیر از ۲۵ تا ۷۰ درجه و در مجموع طولی بالغ بر ۴ کیلومتر هستند. در نیمرخ مورد بررسی، بر روی یکی از عدسی‌ها به ترتیب از پایین به بالا واحدهایی به رنگ: (۱) سرخ قهوه‌ای تیره، (۲) بنفش، (۳) چند رنگ، (۴) صورتی، (۵) زرد و (۶) کائولن (سفید رنگ) شناسایی شده‌اند (شکل ۲). وجود مرزهای کاملاً مشخص میان عدسی‌های بوکستی - کائولینیتی با سنگ‌های درونگیر، آثاری از سنگ‌های بازالتی در همبری عدسی‌ها با سنگ‌های درونگیر کمر پایین، وجود مواد آلی در بخش‌های بالایی نیمرخ، وجود اشکال گرهکی جهت یافته در اثر تنش‌های ساختمانی و سطح شکست صدفی در سطح کانسنگ‌های صورتی، وجود گرهک‌های آهن‌دار، اکسایش برون‌زاد، لیمونیت‌زایی و سطح شکست

خارج از این محدوده به‌عنوان شاخص کاهش یا افزایش جرم عناصر در نظر گرفته شده‌اند.

با در نظر گرفتن ملاحظات بالا و با توجه به نتایج به‌دست آمده از محاسبات تغییرات جرم عناصر (شکل ۴)، رفتار ژئوشیمیایی عناصر طی فرایندهای هوازدگی را در نیمرخ مورد مطالعه می‌توان در ۳ دسته کلی گروه‌بندی کرد:

۱- عناصر شسته شده- تثبیت شده:  $\text{Al}, \text{Fe}, \text{Ti}, \text{Rb}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Ni}, \text{Co}, \text{La}, \text{Ce}, \text{Pr}$  تثبیت شده:  $\text{Gd}$  و  $\text{Nd}, \text{Sm}, \text{Eu}$  در تشکیل نیمرخ هوازده متحمل فرایندهای شستشو- تثبیت شده‌اند.

۲- عناصر تهی شده:  $\text{Lu}$  و  $\text{Si}, \text{Na}, \text{K}, \text{P}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba}$  در فرایندهای بوکسیتی شدن از نیمرخ هوازده خارج شده‌اند.

۳- عناصر غنی شده:  $\text{Yb}$  و  $\text{Th}, \text{U}, \text{Y}, \text{Nb}, \text{Hf}, \text{Zr}, \text{Tb}, \text{Dy}, \text{Ho}, \text{Er}, \text{Tm}$  در کل نیمرخ هوازده با افزایش جرم همراه شده‌اند.

## ۶- بحث و بررسی

### ۶-۱. عوامل کنترل‌کننده تغییرات عناصر طی بوکسیتی- کائولینیتی شدن

#### الف) عناصر شسته شده- تثبیت شده

**عناصر اصلی:** با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، این سامانه هوازده احتمالاً به‌طور چیره از راه دگرسانی و هوازدگی فلدسپارها تأمین شده است.  $\text{Al}$  بجز در واحد بوکسیت زرد در بقیه واحدها با افزایش جرم همراه بوده است (شکل ۴-ا). کاهش جرم آن طی تکوین واحد بوکسیت زرد احتمالاً به‌دلیل حمل این عنصر توسط کمپلکس‌های با منشأ آلی رخ داده است (Dupre et al., 1999).  $\text{Ti}$  در کلیه واحدها بجز واحدهای بنفش و سرخ قهوه‌ای تیره با غنی‌شدگی همراه بوده است (شکل ۴-ا). غنی‌شدگی  $\text{Ti}$  در نیمرخ، احتمالاً در نتیجه شکسته شدن کانی‌های ایلمنیت و پیروکسن و تثبیت آن به‌صورت کانی‌های روتیل و آناتاز رخ داده است. پیروکسن نوع اوژیتی به‌طور تیبیک حاوی ۰/۵ تا ۰/۸ درصد وزنی  $\text{TiO}_2$  است (Deer et al., 1992). کمپلکس‌های آلی به‌احتمال، عامل اصلی انتقال و در نتیجه کاهش جرم  $\text{Ti}$  در دو واحد بوکسیت بنفش و سرخ قهوه‌ای تیره بوده‌اند (Viers et al., 2000). بررسی تغییرات جرم  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  نشان می‌دهد که  $\text{Fe}$  از بخش‌های بالایی شسته (تهی‌شدگی) و در بخش‌های زیرین تثبیت (غنی‌شدگی) شده است (شکل ۴-ا). با در نظر گرفتن کانی‌شناسی سنگ‌های مادر، منشأ  $\text{Fe}$  این سامانه‌های بازمانده، اکسایش پیریت‌ها، دگرسانی و هوازدگی ایلمنیت‌ها، اوژیت‌ها، هورنبلاندها و الیونین‌ها بوده است. با توجه به ویژگی‌های فیزیکی واحدهای بوکسیتی- کائولینیتی مبنی بر حضور مواد آلی بویژه در بخش‌های بالایی نیمرخ، تشکیل کمپلکس‌های آلی  $\text{Fe}$  به‌همراه نفوذ محلول‌های هوازده‌کننده اسیدی به‌دلیل اکسایش پیریت، باعث خروج آهن از بخش‌های بالایی نیمرخ شده است. ایجاد شرایط کاهیدگی (احیایی) محلی در نتیجه اکسایش مواد آلی عامل تشدیدکننده دیگری بوده است که باعث خروج  $\text{Fe}$  از بخش‌های بالایی نهشته شده است (Mameli et al., 2007). با در نظر گرفتن نحوه توزیع  $\text{Fe}$  به‌نظر می‌رسد محلول‌های هوازده‌کننده اسیدی با نزدیک شدن به سنگ‌های بستر کربناتی و مصرف  $\text{H}^+$  و افزایش pH موجبات نهشت  $\text{Fe}$  در واحدهای زیرین این نیمرخ را فراهم کرده‌اند.

**عناصر جزئی و خاکی کیمباب:** عناصر  $\text{Ni}$  و  $\text{Co}$  اگرچه می‌توانند به‌شدت به‌وسیله اکسیدهای آهن (هماتیت) جذب سطحی شوند ولی این جذب وابسته به pH بوده و در شرایط pH پایین (محیط اسیدی) ضعیف‌تر است (Sparks, 1995). توزیع عناصر  $\text{V}$  و  $\text{Cr}$  نیز می‌تواند در تشکیلات لائیتی در ارتباط با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن باشد (Marques et al., 2004).  $\text{V}^{3+}$  و  $\text{Cr}^{3+}$  در راحتی می‌توانند جایگزین  $\text{Fe}^{3+}$  در شبکه کانی‌های هماتیت و گویت شوند (Schwertmann and Pfab, 1996). با توجه به مسایل مطرح شده در بالا، به‌نظر می‌رسد افزایش جرم این عناصر (تثبیت آنها) در

کونکوبیدال در کانسنگ‌های سرخ قهوه‌ای تیره، تلفیقی از رنگ‌های سبز تیره، سرخ، زرد، قهوه‌ای، سبز فسفری، قهوه‌ای سوخته و سیاه برای بوکسیت‌های چند رنگ همراه با سطح شکست صدفی و حضور شکل‌های اسفرویدی از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناسی این نهشته‌ها است.

### ۴- سنگ‌نگاری سنگ‌های بازالتی

تعیین نوع و کانی‌شناسی سنگ مادر یک نهشته بوکسیتی- کائولینیتی برای محاسبات تغییرات جرم در طی فرایندهای هوازدگی بسیار ضروری است. بررسی ژئوشیمی عناصر بی‌تحرك بر روی این نهشته‌ها توسط عابدینی و کلاگری (۱۳۸۸) نشان می‌دهد که سنگ‌های بازالتی واقع در بخش زیرین عدسی‌های بوکسیتی- کائولینیتی احتمالی‌ترین سنگ مادر این نهشته‌ها است. با توجه به مطالعات میکروسکوپی سنگ‌های بازالتی حاوی بافت‌های پورفیری، هیالومیکروولیتی پورفیری و هیپ‌ایدیومورف گرانولار و از نظر کانی‌شناسی به‌ترتیب فراوانی شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (شکل ۳)، هورنبلاند و کانی‌های فرومیزین هستند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به‌طور بخشی به اگرگات‌های ریزدانه کلریت، سرسیت، بیوتیت و در مقادیر کمتر کلسیت دگرسان شده‌اند. درشت‌بلورهای هورنبلاند نیز همچون درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، دگرسان و به‌طور بخشی و گاه به‌صورت کامل به کلریت، کلسیت، اسفن و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند. درشت‌بلورهای فرومیزین در این سنگ‌ها شامل کانی‌های اوژیت و الیون هستند. کانی‌های کدر که به‌صورت افشان و پراکنده در این سنگ‌ها حضور دارند، تقریباً ۳ تا ۸٪ حجم کل این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و شامل مجموعه‌ای از کانی‌های پیریت (۷-۲٪) و ایلمنیت (۳-۱٪) هستند.

### ۵- محاسبات تغییرات جرم عناصر

در این مطالعه با در نظر گرفتن سنگ‌های بازالتی به‌عنوان سنگ مادر احتمالی، از فرمول شاخص هوازدگی مطلق (Absolute Weathering Index, AWI) (Nesbitt & Markovics, 1997) برای محاسبات تغییر جرم عناصر در طی فرایندهای بوکسیتی- کائولینیتی شدن در نیمرخ مورد مطالعه استفاده شده است:

$$\%AWI = [(E_{\text{sample}}/I_{\text{sample}})/(E_{\text{parent material}}/I_{\text{parent material}})-1] \times 100$$

در فرمول یادشده،  $E$  و  $I$  به‌ترتیب عنصر مورد نظر در نمونه بوکسیتی و عنصر شاخص بی‌تحرك را نشان می‌دهند. از آنجایی‌که عناصری مانند  $\text{Zr}$ ،  $\text{Ti}$ ،  $\text{Nb}$ ،  $\text{Al}$ ،  $\text{Th}$  و  $\text{Hf}$  در فرایند هوازدگی به‌عنوان عناصر بی‌تحرك عمل می‌کنند، در نیمرخ‌های هوازده به‌عنوان عناصر شاخص بی‌تحرك مورد استفاده قرار می‌گیرند (Wimpenny et al., 2007). گرچه، عناصر یادشده تحت شرایط خاص طی فرایندهای هوازدگی می‌توانند دچار تحرك شوند (Braun et al., 2005). بررسی‌های انجام شده بر روی نحوه توزیع عناصر یادشده در نیمرخ مورد مطالعه نشان می‌دهد که مقادیر این عناصر بیشتر در بازه به‌نسبت گسترده‌ای متغیر هستند (جدول ۲). بنابراین، انتخاب یکی از عناصر یادشده به‌عنوان عنصر حفظ شده برای محاسبات تغییرات جرم عناصر منطقی به‌نظر نمی‌رسد. بنابراین، برای رفع این مشکل، بنا به نظر (Van Der Weijden & Van Der Weijden, 1995) از هیچ عنصری به‌عنوان عنصر بی‌تحرك برای این محاسبات استفاده نشد و فرمول یادشده به شکل زیر تغییر داده شد:

$$\%Change = 100 \times [(E_{\text{sample}}/E_{\text{precursor}})-1]$$

لازم به یادآوری است که در صورتی می‌توان از فرمول یادشده برای محاسبه تحرك و غنی‌شدگی عناصر استفاده کرد که محدوده تهی‌شدگی و غنی‌شدگی میان ۲۰- تا ۲۰+٪ را با عنوان محدوده عدم قطعیت در نظر بگیریم (Van Der Weijden & Van Der Weijden, 1995). بنابراین، در این مطالعه تنها مقادیر

زیرین نیمرخ شده‌اند. Th در محیط‌های بسیار اسیدی، تحرک بیشتری دارد (Taboada et al., 2006). با توجه به غنی‌شدگی این عنصر در واحدهای بالایی چنین استنباط می‌شود که شرایط pH طی تکوین این واحدها خیلی اسیدی نبوده و این عنصر احتمالاً "توسط کانی‌های رسی (Hudson et al., 1999) تثبیت شده است. با در نظر گرفتن شرایط قلیایی در تکوین واحدهای زیرین، به نظر می‌رسد که به‌طور مشابه، هیدروکسیدها و اکسیدهای آهن عامل اصلی تثبیت این عنصر بوده باشند (Murakami et al., 1997). افزایش جرم عناصر HF، Zr و Nb در نیمرخ (شکل ۴-ع) به‌صورت نامنظم روی داده است. عناصر یادشده در این نیمرخ به‌احتمال، در کانی زیرکن حضور داشته و یا توسط اکسیدهای تیتانیم (روتیل و یا آاناتاز) تثبیت شده‌اند (Muggler, 1998). با توجه به افزایش جرم Y همراه با Zr در نیمرخ (شکل ۴-ع) به نظر می‌رسد که Y در شبکه کانی زیرکن حضور دارد (Henderson, 1984). تشابه خیلی زیاد در الگوی تغییرات جرم عناصر Ho، Dy، Tb، Er، Tm و Yb (شکل ۴-ع) با الگوی تغییرات جرم Fe (شکل ۴-ا) حکایت از آن دارد که کانی‌های Fe دارای یکی از عوامل مهم کنترل‌کننده توزیع HREEها در این نهشته‌ها هستند.

## ۷- نتیجه‌گیری

عدسی‌های بوکسیتی-کانولینیتی پرمین در شمال سقز در داخل سازند کربناتی به‌شدت بلورین روتیو توسعه و تکامل یافته‌اند. از نظر هندسی، این عدسی‌ها با دو روند کلی N-S و NW-SE، ستبرای متغیر از ۵ تا ۹ متر و در مجموع طولی بالغ بر ۴ کیلومتر دارند. در نیمرخ مورد بررسی بر روی یکی از عدسی‌ها به‌ترتیب از پایین به بالا واحدهایی به رنگ: (۱) سرخ قهوه‌ای تیره، (۲) بنفش، (۳) چند رنگ، (۴) صورتی، (۵) زرد و (۶) سفید (کانولین) تشخیص داده شده‌اند. نتایج حاصل از محاسبات شاخص هوازگی مطلق نشان از خروج شدید عناصر قلیایی و قلیایی خاکی از سنگ‌های مادر بازالتی طی تکوین واحدهای یادشده دارند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که توزیع کانی‌های Fe در سامانه هوازده نقش بسیار مهمی در توزیع عناصر Cr، Co، Th، U، Ni، V و REEها در این نهشته‌ها داشته است. با توجه به نتایج به‌دست آمده به نظر می‌رسد که افزون بر رویش و تمرکز عناصر توسط اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، تغییرات در شیمی محلول‌های هوازده کننده (افزایش pH)، فرایندهای جذب سطحی توسط کانی‌های رسی، حضور در فازهای مقاوم و تثبیت در فازهای نوشکل، از جمله عواملی بوده‌اند که نقش بسیار ارزنده‌ای در غنی‌شدگی عناصر در نیمرخ مورد مطالعه ایفا کرده‌اند.

## سپاسگزاری

نگارندگان، از داوران محترم برای ارائه پیشنهادات ارزنده در راستای ارتقای علمی این مقاله تشکر می‌کنند.

این سامانه هوازده (شکل ۴-د) توسط کانی‌های هماتیت و گوتیت مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده توزیع آنها بوده باشد. حاکم بودن شرایط قلیایی در شکل‌گیری بخش‌های زیرین نیمرخ مورد مطالعه، با افزایش میزان رسوبگذاری آهن به صورت کانی‌های هماتیت و یا گوتیت، شرایطی مناسب برای جذب ترجیحی بیشتر این عناصر توسط این کانی‌ها فراهم کرده است

(Laskou & Economou-Eliopoulos, 2007). کاهش جرم Rb در تشکیل نیمرخ مورد مطالعه (شکل ۴-ج) به‌دلیل دگرسانی فلدسپارهای سنگ‌های مادر و آزاد شدن آن به محلول‌های هوازده کننده، و غنی‌شدگی آن (شکل ۴-د) احتمالاً به‌دلیل جذب سطحی توسط ژل‌های کانولینیتی صورت گرفته است (Plank & Langmuir, 1988). با توجه به شباهت نسبی در الگوی تغییرات جرم عناصر Fe، Eu، Sm، Nd، Pr، Ce، La و Gd (شکل ۴-ف) با الگوی تغییرات جرم Fe (شکل ۴-ا) در نیمرخ، چنین تصور می‌شود که کانی‌های Fe دارای به‌عنوان روبنده (scavenger) نقش آشکاری در الگوی توزیع LREEها در این نهشته‌ها ایفا کرده‌اند.

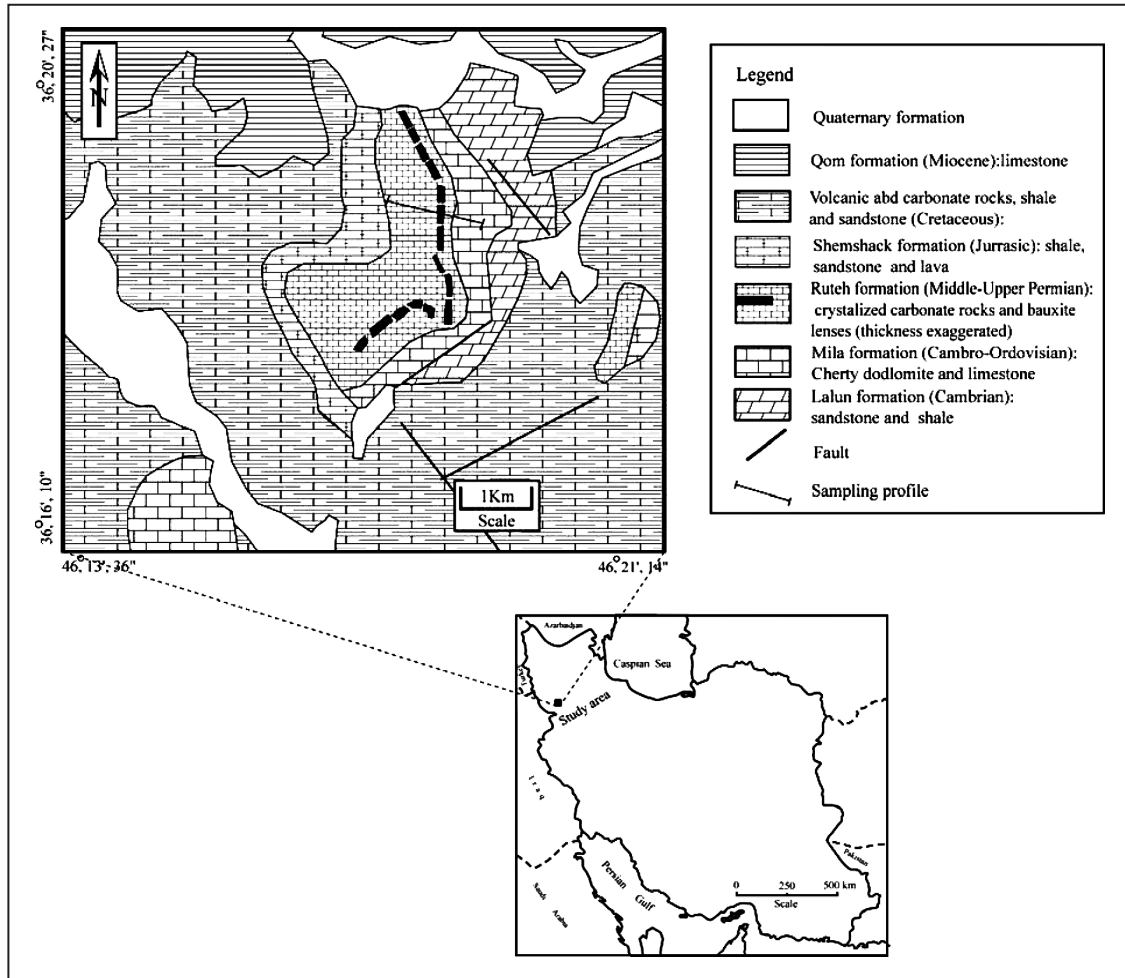
## ب) عناصر تپی شده

– **عناصر اصلی و فرعی:** کاهش جرم Si در نیمرخ مورد مطالعه (شکل ۴-ا) احتمالاً در نتیجه کانولینیتی شدن و یا مسکوویت شدن فلدسپارها و به دنبال آن تبدیل کانولینیت به گیسیت و خروج اسید سیلیسیک از سامانه بازماندی رخ داده است (Karadag et al., 2009). با توجه به کانی‌شناسی سنگ‌های مادر این نهشته‌ها، کاهش جرم عناصر Ca، Na و K (شکل ۴-ب) در نتیجه تخریب فلدسپارها در سامانه‌های واکنشی آب-سنگ صورت گرفته است. کاهش جرم عناصر Mn و Mg در نیمرخ هوازده (شکل ۴-ب) در نتیجه شکسته شدن کانی‌های فرومنیزین و کاهش جرم P (شکل ۴-ب) در نتیجه تخریب آپاتیت‌های سنگ‌های مادر رخ داده است (Gouveia et al., 1993). محلول‌هایی که باعث آزاد شدن عناصر قلیایی از کانی‌های سنگ‌های مادر شده‌اند به‌احتمال، غنی از اسیدهای کربنیک و هومیک بوده‌اند (Karadag et al., 2009).

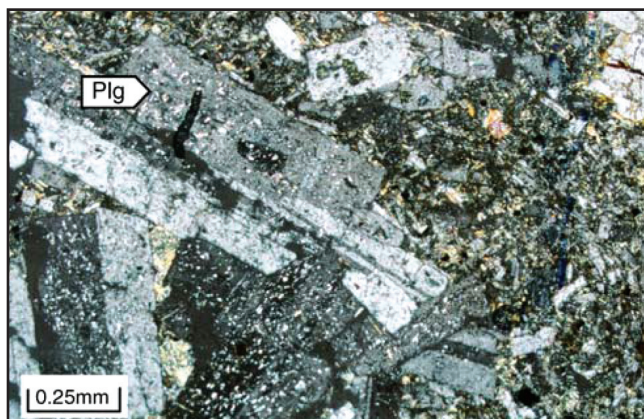
– **عناصر جزئی و کیمیاپ خاکی:** کاهش جرم عناصر Sr و Ba در تشکیل کلیه واحدهای نیمرخ هوازده (شکل ۴-ج) می‌تواند دلیلی بر دگرسانی فلدسپارهای سنگ‌های مادر و آزاد شدن عناصر یادشده به محلول‌های هوازده کننده باشد (Plank & Langmuir, 1988). به نظر می‌رسد حتی حضور اسیدسولفوریک حاصل از اکسایش پیریت‌ها نتوانسته است Ba را در سامانه تثبیت کند. کاهش Lu از بخش‌های بالایی نیمرخ هوازده (شکل ۴-د) می‌تواند به‌دلیل حاکم بودن شرایط اسیدی و انتقال این عنصر توسط محلول‌های هوازده کننده با ماهیت pH پایین به بخش‌های زیرین رخ داده باشد (Patino et al., 2003). هر چند این عنصر از بخش‌های زیرین نیز به‌دلیل تشکیل کمپلکس‌های پایدار کربناتی خارج شده است (شکل ۴-د) (Cantrell & Byrne, 1987).

## ج) عناصر غنی شده

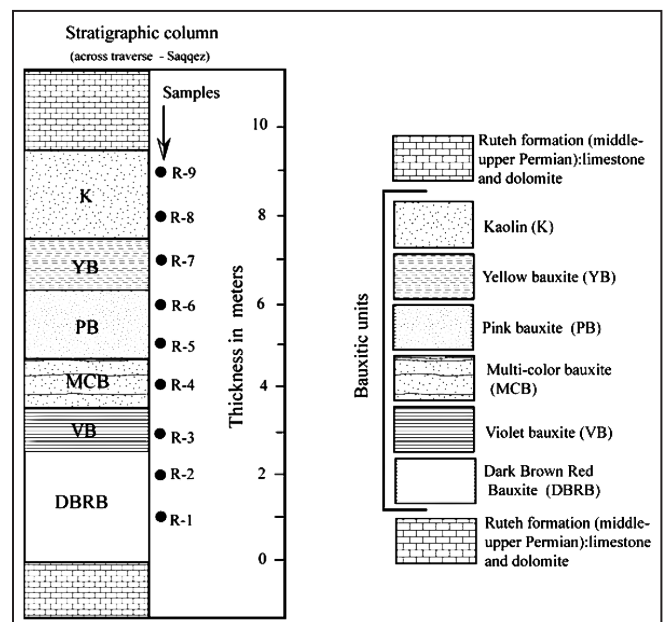
– **عناصر جزئی و کیمیاپ خاکی:** روند تغییرات جرم عناصر U و Th در نیمرخ مورد مطالعه به‌صورت نامنظم و افزایشی است (شکل ۴-د). با توجه به کانی‌شناسی نهشته‌های مورد مطالعه، غنی‌شدگی U در واحدهای بالایی به‌دلیل جذب سطحی آن به‌وسیله کانی‌های رسی (Barnett et al., 2000) و در بخش‌های زیرین به‌دلیل رویش و تمرکز توسط اکسیدها و یا هیدروکسیدهای آهن رخ داده است (Taboada et al., 2006). از آنجایی که در محیط‌های قلیایی، فازهای اکسیدان U مانند  $UO_2^{2+}$  خیلی محلول هستند، بنابراین شرایط قلیایی نمی‌تواند تنها عامل مؤثر در نهشت U در بخش‌های زیرین نیمرخ باشد. برخی مطالعات پیشنهاد می‌کنند که  $CeO_2$  ممکن است به‌عنوان سایت‌های هسته‌گذاری عمل کند و باعث نهشت U در سامانه‌های بازماندی شود (Koppi et al., 1996). به‌احتمال، افزون بر اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، چنین سازوکارهایی نیز باعث نهشت U در بخش‌های



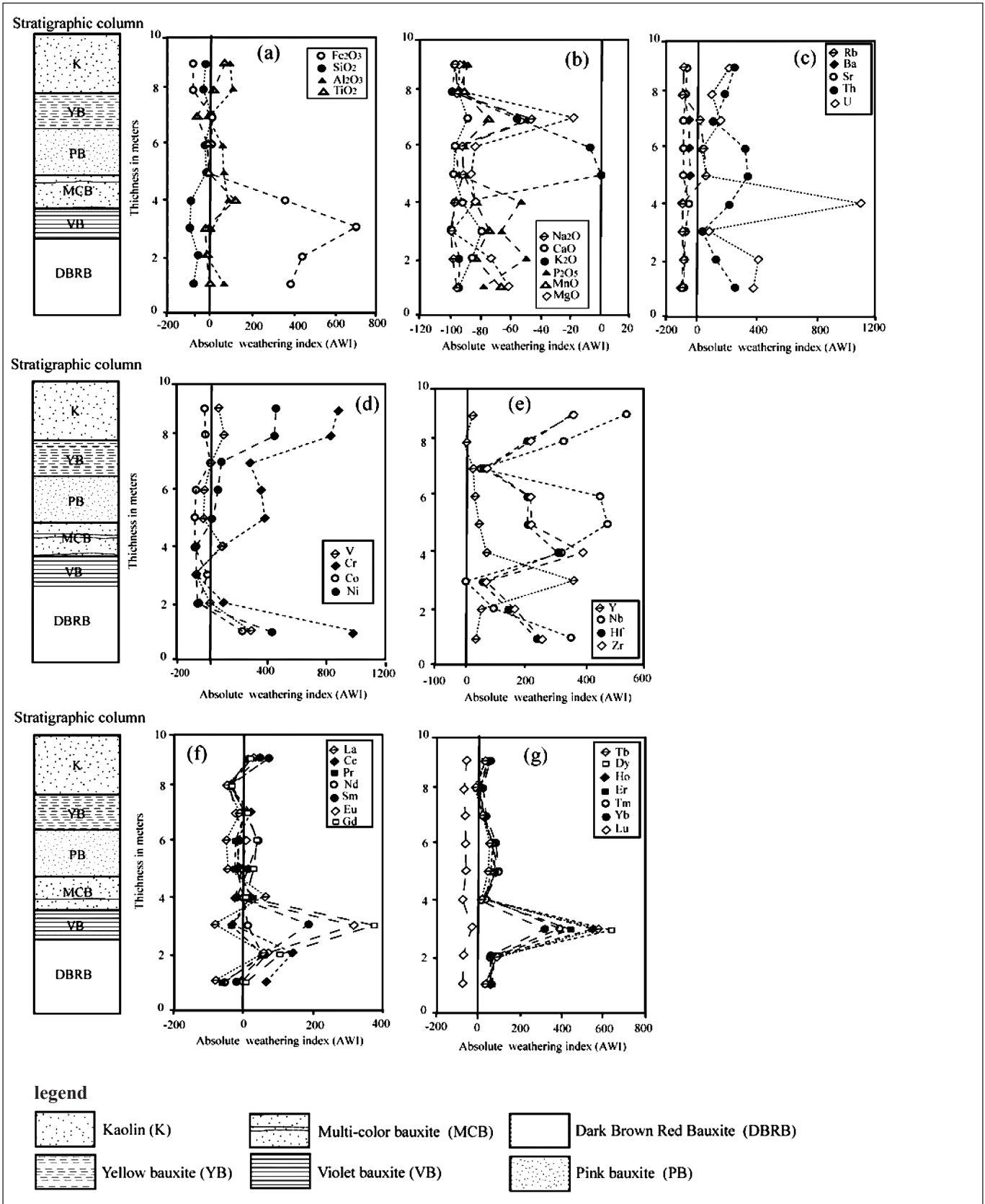
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (نقشه پایه از افتخارنژاد، ۱۳۵۵).



شکل ۳- تصویر میکروسکوپی از سنگ مادر بازالتی. نور Plg = پلاژیوکلاز.



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی نیمرخ مورد مطالعه (به شکل ۱ مراجعه شود) در نهشته‌های بوکسیتی-کانولینیتی سقز که در آن محل نمونه‌های برداشت شده برای انجام تجزیه‌های ژئوشیمیایی با دوایر توپر نشان داده شده‌اند.



شکل ۴- الگوی تغییرات جرم عناصر طی تکوین کانسنگ‌های بوکسیتی- کائولینیتری نیمرخ مورد مطالعه.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های شیمیایی ICP-MS عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی کمیاب کانسنگ‌های بوکسیتی- کائولینیتی نیمرخ مورد مطالعه. مقادیر اکسیدها و LOI بر حسب درصد وزنی و مقادیر عناصر جزئی و خاکی کمیاب بر حسب ppm هستند.

	Basalt	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9
SiO <sub>2</sub> , Wt%	۵۲/۹۰	۱۲/۹	۲۴/۱	۱/۴۰	۶/۲۳	۴۱/۱	۴۰/۲	۵۷/۲	۳۴/۲	۳۸/۷
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۰/۴	۳۱/۴	۱۹/۶	۲۱/۶	۳۸/۹	۳۳/۹	۳۲/۰	۱۸/۳۵	۴۳/۱	۴۰/۲
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۸/۰۱	۳۸/۷	۴۳/۵	۶۴/۶	۳۶/۸	۶/۷۵	۸/۸۴	۸/۸۳	۱/۶۰	۰/۹۹
CaO	۶/۰۳	۰/۳۷	۰/۸۷	۱/۲۷	۰/۴۶	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۰۷	۰/۳۰	۰/۱۴
MgO	۲/۴۹	۰/۹۸	۰/۶۸	۰/۰۲	۰/۴۱	۰/۳۴	۰/۴۲	۲/۰۶	۰/۱۴	۰/۱۵
Na <sub>2</sub> O	۳/۹۷	۰/۲۰	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۳۶	۰/۲۹	۲/۱۵	۰/۱۶	۰/۰۶
K <sub>2</sub> O	۳/۶۶	۰/۳۹	۰/۵۰	۰/۰۵	۰/۲۱	۸/۱۰	۷/۵۲	۳/۵۶	۰/۰۵	۰/۱۷
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۵
TiO <sub>2</sub>	۰/۸۸	۳/۰۹	۲/۵۸	۲/۵۰	۶/۸۵	۳/۰۹	۲/۷۲	۱/۱۸	۳/۵۳	۵/۲۴
MnO	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۳۶	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۸	۰/۰۲	۰/۰۴
SrO	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳
BaO	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۱
LOI	۱/۱۹	۹/۸۵	۷/۹۳	۷/۷۰	۹/۷۲	۶/۳۵	۶/۵۸	۵/۷۲	۱۵/۰	۱۴/۱۵
Total	۱۰۰	۹۸/۱	۱۰۰/۱۶	۹۹/۴	۱۰۰/۰۱	۱۰۰/۲۷	۹۸/۹۳	۹۹/۴۲	۹۸/۱۹	۹۹/۹۴
Co, ppm	۸۹۱	۵۶/۶	۶/۸	۱۶/۴	۱/۲	۱/۸	۲/۶	۱۸/۴	۱۳	۱۲/۹
Cr	۱۷/۳	۴۳۰	۸۰	۱۰	۸۰	۱۹۰	۱۸۰	۱۵۰	۳۷۰	۳۹۰
Hf	۲۰/۱	۱۳	۹/۴	۶/۱	۱۶/۲	۱۲	۱۱/۸	۶/۵	۱۲/۱	۱۷/۹
Nb	۳/۸	۷۱/۱	۳۰/۲	۱۶/۳	۶۶/۷	۹۰/۱	۸۶/۹	۲۴/۲	۶۸/۶	۱۰۲/۵
Ni	۱۵/۶	۱۷۹	۱۱	۷	۵	۴۲	۵۶	۶۰	۱۸۲	۱۸۷
Pb	۳۴	۱۵	۳۹	۹	۲۲	۶	۶	۱۱	۸	۱۱
Sr	۲	۱۱۶	۱۴۲	۲۸۹	۴۷۱	۱۴۳	۱۱۷/۵	۹۱/۷	۱۶۷	۲۲۵
Th	۰/۹	۲۵/۴	۱۶/۱	۹/۵۸	۲۲/۸	۳۱/۷	۳۰/۴	۱۴/۹	۲۷	۲۵
U	۷/۲۹	۱۲	۱۲/۷۵	۴/۵۳	۳۰/۳	۳/۹۲	۳/۲۰	۶/۵۷	۴/۹۸	۷/۷۸
V	۲/۵۴	۷۴۵	۲۱۰	۴۳	۳۶۰	۱۳۱	۱۳۸	۲۲۶	۳۸۳	۳۱۲
Y	۱۹۱	۳۳/۷	۳۷/۸	۱۱۲	۴۲/۶	۳۶/۳	۳۲/۷	۳۱/۷	۲۴/۶	۳۱/۱
Zn	۲۴/۲	۷۲	۵۶	۱۸۵	۳۴	۴۰	۲۶	۸۶	۴۴	۵۶
Zr	۸۹	۴۷۷	۳۵۷	۲۳۹	۶۶۶	۴۴۳	۴۳۹	۲۲۹	۴۴۶	۶۳۵
Ba	۱۳۵	۴۲/۶	۱۹۷/۵	۳۱/۳	۶۳	۴۹۸	۴۳۷	۴۲۶	۳۴/۱	۴۱/۱
Rb	۱۵	۱۰/۴	۱۵/۲	۰/۹	۵/۸	۱۶۳/۵	۱۴۵/۵	۱۲۴/۵	۱	۵
La, ppm	۴۰/۸	۷/۹	۶۲/۴	۸/۴	۶۴/۶	۲۲	۲۰/۳	۳۶/۸	۲۱/۹	۵۳/۶
Ce	۶۴/۳	۱۰۷	۱۵۴/۵	۴۵/۵	۷۸/۷	۵۵/۳	۵۳/۲	۷۸/۶	۴۴/۹	۱۱۲
Pr	۸/۳۴	۳/۲۶	۱۳/۲۵	۵/۶۳	۱۰/۱۶	۶/۲۵	۶/۵۶	۸/۴۹	۴/۸۶	۱۴/۶
Nd	۳۱/۵	۱۵/۱	۴۹/۱	۳۵/۵	۳۲/۵	۲۵/۸	۲۸	۳۲/۱	۱۹/۲	۵۵/۳
Sm	۶/۲۸	۵/۱	۱۰/۶	۱۸/۲	۵/۳۲	۷/۳۳	۹/۰۳	۶/۶۲	۴/۱۳	۹/۲۱
Eu	۱/۸۹	۱/۷۶	۳/۱۷	۷/۷۷	۱/۴۳	۱/۷۷	۱/۹۷	۱/۴	۱/۱۲	۲/۰۶
Gd	۵/۸۹	۶/۲۱	۱۱/۸	۲۷/۸	۵/۹۷	۷/۴۲	۷/۹۲	۶/۲۷	۳/۷۵	۶/۷۸
Tb	۰/۸۶	۱/۲	۱/۶۷	۵/۷۵	۰/۹۷	۱/۲۳	۱/۲۹	۰/۹۷	۰/۶۶	۰/۹۸
Dy	۴/۳۳	۷/۸۲	۹/۱۹	۳۴/۷	۶/۲۸	۷/۵۸	۷/۶۵	۵/۶۸	۴/۴۵	۵/۷۱
Ho	۰/۹۵	۱/۵۷	۱/۶۴	۶/۱	۱/۳	۱/۵۸	۱/۵۲	۱/۱۶	۰/۹	۱/۲۱
Er	۲/۷۴	۴/۵۶	۴/۳۴	۱۴/۷	۳/۵۷	۴/۹	۴/۶	۳/۴۴	۲/۷۴	۳/۷۱
Tm	۰/۳۹	۰/۶۵	۰/۶۲	۱/۸۸	۰/۴۶	۰/۷۳	۰/۶۷	۰/۵	۰/۴۱	۰/۵۵
Yb	۲/۵۷	۴/۲۳	۴/۰۳	۱۰/۷۰	۲/۹۹	۴/۹۳	۴/۴۸	۳/۲۲	۲/۸۳	۳/۷۲
Lu	۰/۳۹	۰/۵۹	۰/۶۰	۱/۳۹	۰/۴۳	۰/۷۴	۰/۶۶	۰/۵۰	۰/۴۲	۰/۵۵

جدول ۲- محدوده تغییرات عناصر بی تحرک در نیمرخ مورد مطالعه. مقادیر اکسیدها بر حسب در صد وزنی و مقادیر عناصر جزئی بر حسب ppm است.

Area	Element	Minimum	Maximum	Range of changes
Saqqez	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۸/۳۵	۴۳/۱۱	۲۴/۷۶
	TiO <sub>2</sub>	۱/۱۸	۶/۸۵	۵/۶۷
	Hf	۶/۱	۱۷/۹	۱۱/۸
	Nb	۱۶/۳	۱۰۲/۵	۸۶/۲
	Th	۹/۵۸	۳۱/۷	۲۲/۱۲
	Zr	۲۲۹	۶۶۶	۴۳۷

### کتابنگاری

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۵- نقشه زمین شناسی مهاباد به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
اکبرپور، ا.، ۱۳۷۵- بررسی زمین شناسی اقتصادی بوکسیت‌های منطقه سقز. رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، ۲۱۰ص.  
حریری، ع.، فرجندی، ف.، واعظی پور، م.، صادقی، ا.، ۱۳۸۲- گزارش شرح نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سقز. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
عابدینی، ع.، ۱۳۸۷- بررسی کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز نهشته‌های بوکسیتی- لاتریتی پرمین تا تریاس در شمال غرب ایران. رساله دکتری گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز، ۱۸۴ص.  
عابدینی، ع.، کلاگری، ع.، ۱۳۸۸- کانی شناسی و خاستگاه نهشته‌های بوکسیتی پرمین در شمال سقز، استان کردستان. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال هفدهم، شماره ۴، ص ۵۰۳-۵۱۸.

### References

- Balkay, B. & Samimi, M., 1972- Geological investigations of Iranian bauxites and other high-alumina materials. Geological survey of Iran. Internal report.
- Barnett, M., Jardine, P. M., Brooks, S. C. & Selim, H. M., 2000- Adsorption and transport of U (VI) in subsurface media. Soil Science Society of America Journal 64, 908-914.
- Braun, J. J., Ngoupayou, J. R. N., Vires, J., Dupre, B., Bedimo, J. P. B., Boeglin, J. L., Robain, H., Nyeck, B., Freydier, R., Nkamdjou, L. S., Rouiller, J. & Muller, J. P., 2005- Present weathering rates in a humid tropical watershed: Nsimi, South Cameroon. Geochimica et Cosmochimica Acta 69, 357-387.
- Cantrell, K. J. & Byrne, R. H., 1987- Rare earth element complexation by carbonate and oxalate ions. Geochimica et Cosmochimica Acta 51, 597-605.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussmann, J., 1992- The rock forming minerals. Longman, London, 720 p.
- Dupre, B., Vires, J., Dandurand, J. L., Polve, M., Benezeth, P., Vervier, P. & Braun, J. J., 1999- Major and trace elements associated with colloids in organic-rich river waters: ultra-filtration of natural and spiked solutions. Chemical Geology 160, 63-80.
- Eftekhari-nezhad, J., 1973- Geology of the Mahabad Quadrangle. Geological survey of Iran.
- Gouveia, M. A., Prudencio, M. I., Figueiredo, M. O., Pereira, L. C. J., Waerenborgh, J. C., Morgado, I., Pena, T. & Lopes, A., 1993- Behaviour of REE and other trace elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal. Chemical Geology 107, 293-296.
- Henderson, P., 1984- Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam.
- Hudson, E. A., Terminello, L. J., Viani, B. E., Denecke, M., Reich, T. & Allen, P. G., 1999- The structure of U<sup>6+</sup> sorption complexes on vermiculite and hydrobiotite. Clays and Clay Minerals 47, 439-457.
- Kamini, D. C. & Eftekhari-nezhad, J., 1977- Mineralogy of the Permian laterite of NW Iran. Tschemaks Min. Petr. Mitt 24, 195-204.
- Karadag, M., Kupeli, S., Arik, F., Ayhan, A., Zedef, V. & Doyen, A., 2009- Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas bauxite deposit (Seydisehir/Konya-southern Turkey). Chemie der Erde-Geochemistry 69, 143-159.
- Koppi, A. J., Edis, R., Foeld, D. J., Geering, H. R., Klessa, D. A., Cockayne, D. J. H., 1996- REEs trends and Ce-U-Mn associations in weathered rock from Koongarra, northern territory, Australia, Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 1695-1707.
- Laskou, M. & Economou-Eliopoulos, M., 2007- The role of microorganisms on the mineralogical and geochemical characteristics of the Parnassos-Ghiona bauxite deposits, Greece. Journal of Geochemical Exploration 93, 67-77.

- Mameli, P., Mongelli, G., Oggiano, G. & Dinelli, E., 2007- Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (western Sardinia, Italy): insights on conditions of formation and parental affinity. *International Journal of Earth Sciences* 96, 887-902.
- Marques, J. J., Schulze, D. G., Curi, N., Mertzman, S. A., 2004- Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma* 121, 31-43.
- Muggler, C. C., 1998- Polygenetic oxisols on Tertiary surfaces, Minas Gerais Brazil. Ph.D thesis. Wageningen University, Netherlands.
- Murakami, T., Ohnuki, T., Isobe, H. & Sato, T., 1997- Mobility of Uranium during weathering. *American Mineralogist* 82, 888-899.
- Nesbitt, H. W. & Markovics, G., 1997- Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 1653-1670.
- Patino, L. C., Velbel, M. A., Price, J. R. & Wade, J. A., 2003- Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala. *Chemical Geology* 202, 343-364.
- Plank, T. & Langmuir, C. H., 1988- The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145, 325-394.
- Schwertmann, U. & Pfab, G., 1996- Structural V and Cr in lateritic iron oxides: genetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4279-4283.
- Sparks, D. L., 1995- Environmental soil chemistry. Academic Press, New York, 267p.
- Taboada, T., Cortizas, A. M., Garcia, C. & Garcia-Rodeja, E., 2006- U and Th in weathering and pedogenetic profiles developed on granitic rocks from NW Spain. *Science of the Total Environment* 356, 192-206.
- Van Der Weijden, C. H. & Van Der Weijden, R. D., 1995- Mobility of major and some redox-sensitive trace element and rare-earth elements during weathering of four granitoids in central Portugal. *Chemical Geology* 125, 149-167.
- Viers, J., Dupre, B., Braun, J. J., Deberdt, S., Angeletti, B., Ngoupayou, J. N. & Michard, A., 2000- Major and trace element abundance, and strontium isotopes in the Nyong basin rivers (Cameroon): constraints on chemical weathering processes and elements transport mechanisms in humid tropical environments. *Chemical Geology* 169, 211-241.
- Wimpenny, J., Gannoun, A., Burton, K. W., Widdowson, M., Jamed, R. H., Gilason, S. R., 2007- Rhenium and Osmium isotope and elemental behaviour of India. *Earth and Planetary Science Letters* 261, 239-258.