

## ویژگی‌های ژئوشیمیایی برخی خاک‌های تشکیل شده بر روی سنگ‌های بازالت شمال غرب ایران

علیرضا راهب<sup>۱</sup>، احمد حیدری<sup>۲\*</sup>، شهلا محمودی<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی دکتری، گروه علوم و مهندسی خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران

۲. دانشیار، گروه علوم و مهندسی خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران

۳. استاد، گروه علوم و مهندسی خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۲/۱۲ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۳/۱۷)

### چکیده

مطالعات پیدایش و تکامل خاک مبتنی بر درک صحیح از فرآیندهای ژئوشیمیایی حاکم بر محیط‌های خاک‌سازی و نحوه تشکیل خاک‌ها می‌باشد. در این تحقیق ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و ژئوشیمیایی خاک‌های تشکیل شده بر روی سنگ مادر بازالت در ۶ خاک‌رخ منتخب در یک ردیف اقلیمی متشکل از سه اقلیم خشک (اشتهارد)، نیمه‌خشک (قزوین) و نیمه‌مرطوب (رودبار) مورد مطالعه قرار گرفت. غلظت کل برخی عناصر در تمام افق‌های خاک تعیین و با سنگ مادر مقایسه شد و نقش ترکیب ژئوشیمیایی سنگ مادر بر غلظت کل عناصر مذکور در خاک بررسی گردید. به‌علاوه، الگوهای غنی‌شدن-تهی‌شدن و آنالیز توازن جرم عناصر با استفاده از عنصر مرجع Ti تعیین شد. عناصر مختلف الگوهای غنی‌شدن-تهی‌شدن متفاوتی را نشان دادند. در خاک‌های منطقه خشک، نقش ماده مادری و خصوصیات لیتوژنیک در غلظت عناصر نسبت به دو منطقه دیگر بیشتر است و غلظت عناصر موجود در خاک به دلیل هواپدگی و آبشویی کمتر خاک‌ها به سنگ مادر نزدیک‌تر بود. درحالی‌که با حرکت به اقلیم‌های مرطوب‌تر، فرآیندهای خاک‌سازی شدت بیشتری پیدا کرده و الگوهای غنی‌شدن-تهی‌شدن عناصر روند متفاوتی نشان می‌دهند. توزیع برخی عناصر مانند منیزیم، کلسیم، آهن و مس بیشتر تحت تاثیر فرآیندهای خاک‌سازی و برخی عناصر دیگر مانند سدیم، آلومینیوم، سیلیس، فسفر، کربن، منگنز، مولیبدن، کادمیوم و سرب متأثر از مواد مادری هستند. به طور کلی بخشی از تفاوت مشاهده شده در تغییرات غلظت عناصر را می‌توان به ماهیت شیمیایی و قابلیت تحرک بالای برخی عناصر، و بخش دیگر را به سرعت هواپدگی ماده مادری تحت تاثیر تغییرات زیست اقلیمی نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: اقلیم خشک، فاکتور غنی‌شدن، فرآیندهای خاک‌سازی، عوامل خاک‌سازی، تشکیل خاک

### مقدمه

نقش سنگ بستر و مواد مادری در تشکیل خاک‌ها برحسب میزان تاثیر سایر عوامل خاک‌سازی از کم تا زیاد تغییر می‌کند (Vingiani *et al*, 2010). با تشکیل ماده مادری، زمینه برای تاثیر متقابل عوامل اقلیمی، موجودات زنده، توپوگرافی و زمان به وجود آمده و تحولات خاک‌ها در آن منعکس می‌گردد (Buol *et al*, 2011).

مطالعه توزیع و انتقال هر یک از عناصر در محیط‌های مختلف زمین (اتم‌سفر، هیدروسفر، لیتوسفر و غیره) و همچنین در کانی‌ها، سنگ‌ها و خاک‌ها تحت تاثیر خصوصیات ژئوشیمیایی قرار دارد (Nameroff *et al*, 2002). مطالعه خصوصیات ژئوشیمیایی به فهم عمیق‌تر نحوه تشکیل و تحول خاک‌ها کمک شایانی می‌کند. در واقع، چنانچه با دیدگاهی جامع

به مطالعه خاک پرداخته و علاوه بر سولوم، افق‌های عمقی‌تر خاک را نیز بررسی نماییم، اهمیت و نقش خصوصیات ژئوپدولوژیک مشخص‌تر می‌شود (Schaetzl and Anderson, 2005). مقدار و توزیع مواد در محیط‌های خاکی طبیعی عمدتاً تابع دو عامل است. از یک سو به ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌هایی که مواد مادری خاک را تشکیل می‌دهند، وابسته است. از سوی دیگر به فرآیندهای ژئوشیمیایی و پدوشیمیایی (شامل آبشویی<sup>۱</sup>، خروج مواد از خاک<sup>۲</sup>، کربناته شدن<sup>۳</sup>، پدزولی شدن<sup>۴</sup>، احیایی شدن<sup>۵</sup> و تجمع مواد آلی<sup>۶</sup>) که در خلال عمل هواپدگی و تشکیل خاک در مواد مادری روی می‌دهند، بستگی دارد

1. leaching
2. eluviation
3. calcification
4. podzolization
5. gleying
6. organic matter accumulation

تغییرات غلظت عناصر کمیاب در خاک‌ها عموماً بیشتر از مواد مادری است، که تفاوت غلظت بین آن‌ها نتیجه فرآیندهای خاک‌سازی می‌باشد (Buol et al, 2011). درجه توسعه و تکامل خاک، خصوصیات و ویژگی‌های خاک را کنترل می‌کند و این درجه توسعه در مقایسه با مواد مادری نشان داده می‌شود (Ortiz et al, 2002). شدت و طبیعت هوادهی به مقدار زیادی به زمین‌شناسی و ترکیب مواد مادری خاک بستگی دارد (Bluth and Kump, 1994). در ابتدای تشکیل خاک، ترکیب شیمیایی آن به شدت به وسیله ماده مادری کنترل می‌شود، در حالی که این ترکیب در خاک‌های بالغ منعکس‌کننده اثرات محیط هوادهی است (Thanachit et al, 2006).

Blaser et al (2000) گزارش کردند با فعالیت فرآیندهای خاک‌ساز و هوادهی سنگ بستر، غلظت عناصر فلزی رها شده بر حسب نوع سنگ بستر به‌طور تدریجی افزایش می‌یابد. پژوهش‌های متعدد دیگری نیز تأثیر فرآیندهای خاک‌سازی را بر مقدار و توزیع عناصر مختلف در خاک‌ها گزارش کرده‌اند (Hardy and Cornu, 2006). مطالعات Han (2007) نیز نشان داد که مواد مادری غلظت عناصر کادمیوم، سرب و روی را در مناطق خشک و نیمه‌خشک به شدت کنترل می‌کند، چرا که در این شرایط، فرآیند هوادهی و آشوبی در خاک‌ها بسیار ضعیف عمل می‌کند. Thanachit et al (2006) بیان کردند غلظت عناصر در اجزای مختلف ذرات خاک و موقعیت‌های مختلف زمین با تفاوت در سنگ بستر و تفاوت در هوادهی تغییر می‌کند. Shaw et al (2004) معتقدند تشکیل خاک، به‌خصوص مقدار رس در تحت‌الارض خاک‌ها که تعیین‌کننده فامیل خاک در سیستم رده‌بندی آمریکایی می‌باشد، کاملاً تحت کنترل ماده مادری است.

در مورد نقش مواد مادری بر خصوصیات ژئوشیمیایی خاک‌ها مطالعات بسیار کمی در کشور انجام شده است. Nael et al (2010) غلظت کل برخی عناصر اصلی و کمیاب و همچنین فاکتور غنی‌شدن این عناصر را در کلیه افق‌های پدوژنیک و ژئوژنیک مورد مقایسه قرار داده و نقش ترکیب ژئوشیمیایی مواد مادری بر غلظت کل این عناصر در خاک را بررسی نمودند. در ایران عموماً توجه کمتری به تأثیر مواد مادری و نقش پیدایش و تشکیل خاک و فرآیندهای خاک‌سازی که باعث غنی‌شدن و یا تهی‌شدن عناصر از خاک می‌گردد، شده است. از طرفی در این مطالعات غالباً خاک سطحی مطالعه شده است و کل خاک‌رخ در نظر گرفته نشده است. از این رو، به کار بردن شاخص‌هایی که بتواند نقش توأم مواد مادری و فرآیندهای خاک‌سازی را در

(Alloway, 1990). به عبارت دیگر، شرایط ژئوپدولوژیک حاکم بر محیط خاک، عامل اصلی مؤثر بر توزیع و مقدار عناصر در خاک‌های بکر هستند (Buol et al, 2011).

نوع و مقدار هوادهی سنگ بستر از جمله عوامل مؤثر در ترکیب و ویژگی‌های خاک است (Caspari et al, 2006). شدت هوادهی سنگ‌ها و نوع محصولات ناشی از آن در اقلیم‌های مختلف، متفاوت است (Caner et al, 2014). سنگ‌بازالت از مهم‌ترین سنگ‌های آذرین بوده و جز سنگ‌های ریز دانه و بازی به حساب می‌آید. سنگ‌های بازی سریع‌تر از سنگ‌های اسیدی هوادهی می‌شوند (Buol et al, 2011). در مقیاس جهانی به دلیل اینکه بازالت‌ها مساحت قابل توجهی از سطح زمین ( $10^6 * 6/8$  کیلومتر مربع، تقریباً معادل ۵ درصد مساحت زمین) را تشکیل می‌دهند (Dessert et al, 2003)، تشکیل خاک از سنگ مادر بازالت یک جزء کلیدی در هوادهی جهانی و چرخه‌های بیوژئوشیمیایی می‌باشد (Self et al, 2006; Caner et al, 2014).

توزیع عناصر بین فاز جامد و محلول خاک در تعیین تحرک و تثبیت آن‌ها در خاک حائز اهمیت می‌باشد. تحرک عناصر و قابلیت فراهمی آن‌ها به خصوصیات فیزیکوشیمیایی (از قبیل توزیع اندازه‌ای ذرات به ویژه میزان رس، pH خاک، مواد آلی، وجود کربنات در خاک، قدرت یونی محلول خاک، ظرفیت تبادل کاتیونی و...)، خصوصیات کانی‌شناسی و خصوصیات بیولوژیکی خاک وابسته است (He et al, 2004). مهم‌ترین فرآیندهای خاک‌سازی که رفتار عناصر را در خاک تحت تأثیر قرار می‌دهند عبارت‌اند از: ۱- رهاشدن عناصر از مواد مادری در طی عمل هوادهی، و ۲- جابه‌جایی و تجمع اجزا تشکیل‌دهنده خاک، شامل رس‌های سیلیکاتی، اکسیدها و هیدراکسیدها و مواد آلی، که قابلیت جذب عناصر را دارند (Gomes et al, 2001). به‌طور کلی بررسی نحوه پیدایش و تکامل خاک‌ها با در نظر گرفتن زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی آنها درک بهتری را از فرآیندهای خاک‌سازی و نحوه تشکیل خاک‌ها فراهم خواهد کرد. در مناطق خشک و نیمه‌خشک، عامل مواد مادری تشکیل خاک را بیشتر کنترل خواهد کرد و دو عامل موجودات زنده و توپوگرافی در طول زمان اثر این عامل را متعادل خواهند نمود (Navidi and Abtahi, 2001).

میانگین غلظت عناصر سنگین در خاک‌ها تا حد زیادی مشابه میانگین غلظت این عناصر در مواد مادری آن‌ها می‌باشد. بنابراین، در یک نوع خاک مشخص، غلظت این عناصر تا حد زیادی وابسته به نوع سنگ مادری است. با این حال، دامنه

میان ۱۸ خاکرخ در کلاس‌های شیب یکسان، بر روی گرده شیب<sup>۳</sup> و واقع در جهت شمالی واحدهای ژئومورفولوژی تپه انتخاب، حفر، تشریح و نمونه‌برداری شدند. تمام خاکرخ‌های مورد مطالعه دارای زمین‌شناسی یکسان با سنگ مادر بازالت متعلق به دوره زمین‌شناسی آئوسن (منطقه خشک: تراکی‌بازالت مگاپورفیری، منطقه نیمه‌خشک: بازالت خاکستری تیره، تراکی-بازالت و آندزی‌بازالت و منطقه نیمه‌مرطوب: گدازه‌های بازالتی) می‌باشند (Sahandi and Soheili, 2005) و به صورت درجا تشکیل شده‌اند.

جهت انجام مطالعات فیزیکوشیمیایی، نمونه‌های برداشت شده پس از هواخشک کردن، از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شد و آزمایش‌های لازم از جمله بافت به روش هیدرومتر، pH و EC در عصاره اشباع (Carter and Gregorich, 2008)، کربن آلی خاک (SOC)<sup>۴</sup> بر مبنای روش والکلی-بلاک و درصد کربنات-کلسیم معادل (CCE)<sup>۵</sup> با استفاده از روش کلسیمتری اندازه-گیری شدند (Sparks, 1996). مقدار کل برخی مانند Mg, Na, Zn, Mn, Mo, Cd, Cu, Pb, Cl, K, P, Ca, Si, Al, Fe, Ti، افق‌های خاک و سنگ بستر اندازه‌گیری شد. به این منظور مقدار ۴ گرم خاک (کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر) و یا سنگ آسیاب شده (کوچک‌تر از ۱۰۰ میکرومتر) با ۰/۹ گرم موم (Hoescht wax) کاملاً مخلوط و تحت فشار ۱۵ تن به قرص‌هایی با قطر ۳۲ میلی‌متر تبدیل و با استفاده از دستگاه XRF (Spectro XEPOS) غلظت کل عناصر اندازه‌گیری گردید. فاکتور غنی-شدن (EF) نیز براساس رابطه ۱ محاسبه گردید:

$$EF = (M/Ti)_{\text{given horizon}} / (M/Ti)_{\text{lowest horizon}} \quad (1) \text{ (رابطه ۱)}$$

در این رابطه،  $(M/Ti)_{\text{given horizon}}$  نسبت غلظت کل عنصر مورد نظر (M) به غلظت عنصر Ti در یک افق ژنتیکی مشخص، و  $(M/Ti)_{\text{lowest horizon}}$  مقدار نسبت فوق در پایین‌ترین افق می‌باشد. در صورتی که مقدار عددی EF کوچکتر از یک باشد، عنصر مورد نظر از افق خارج شده است و اگر این نسبت بیشتر از یک باشد، عنصر مورد نظر در افق ژنتیکی غنی شده است (Blaser et al., 2000).

علاوه بر محاسبه شاخص غنی‌شدن یکی دیگر از شاخص‌ها و فاکتورهای کمک کننده در این بحث استفاده از رابطه انتقال جرم است (رابطه ۲). به طوری که در آن  $C_{i,s}$  و  $C_{i,p}$  به ترتیب بیانگر غلظت عنصر شاخص (تیتانیوم) در مواد مادری و

توزیع عناصر در خاک بیان نماید در توصیف رفتار عناصر بسیار مفید خواهد بود. یکی از این شاخص‌ها، شاخص غنی‌شدن<sup>۱</sup> میباشد که غلظت عناصر در افق‌های ژنتیکی را نسبت به یک عنصر پایدار در خاک مانند زیرکونیوم یا تیتانیوم بیان می‌کند (Blaser et al, 2000). این شاخص تاثیر عوامل خاک‌ساخت و زمین‌ساخت را بر روی فراوانی عناصر موجود در خاک مورد ارزیابی قرار می‌دهد (Nael et al, 2009).

در مورد خصوصیات ژئوشیمیایی خاک‌های تشکیل شده بر روی بازالت در ایران اطلاعات کمی موجود است و می‌توان این پژوهش را از اولین موارد مطالعاتی در این زمینه دانست. با در نظر گرفتن مطالب فوق، هدف از این پژوهش بررسی ویژگی-های ژئوشیمیایی سنگ بستر و خاک‌های تشکیل شده از آن بر غلظت و توزیع برخی عناصر و همچنین مقدار کل و الگوهای غنی‌شدن-تهی‌شدن عناصر در خاک‌های تشکیل شده به صورت برجا بر روی سنگ مادر بازالت در یک ردیف اقلیمی خشک تا نیمه‌مرطوب می‌باشد.

## مواد و روش‌ها

این مطالعه در سه منطقه (هر کدام با وسعت تقریبی ۵۰۰ هکتار) از یک ردیف اقلیمی واقع در سه زیست‌اقلیم متفاوت (خشک، نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب) با کاربری مرتعی صورت گرفت. بر اساس شاخص دومارتن، منطقه خشک در شهرستان اشتهارد استان البرز با بارندگی متوسط سالیانه حدود ۱۴۰ میلی‌متر، رژیم رطوبتی تیپیک اریدیک (Typic Aridic) و رژیم حرارتی ترمیک؛ منطقه نیمه‌خشک در شهرستان قزوین استان قزوین با بارندگی متوسط سالیانه حدود ۳۰۰ میلی‌متر، رژیم رطوبتی زیرک خشک (Dry Xeric) و رژیم حرارتی ترمیک؛ و منطقه نیمه‌مرطوب در شهرستان رودبار استان گیلان با بارندگی متوسط سالیانه ۴۰۰ میلی‌متر و رژیم رطوبتی تیپیک زیرک (Typic Xeric) و رژیم حرارتی مزیک واقع می‌باشند (شکل ۱). رژیم حرارتی و رطوبتی مناطق مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار (۲۰۱۲) jNSM<sup>۲</sup> تعیین گردید (USDA-NRCS, 2012b). پوشش گیاهی مناطق مورد مطالعه در مناطق خشک و نیمه-مرطوب غالباً گیاهان مرتعی یک ساله است در حالی که در منطقه نیمه‌خشک علاوه بر آن، گراس‌ها نیز مشاهده شدند. جهت انجام این مطالعه پس از بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه، تعداد ۶ خاکرخ شاهد (۲ خاکرخ از هر منطقه) از

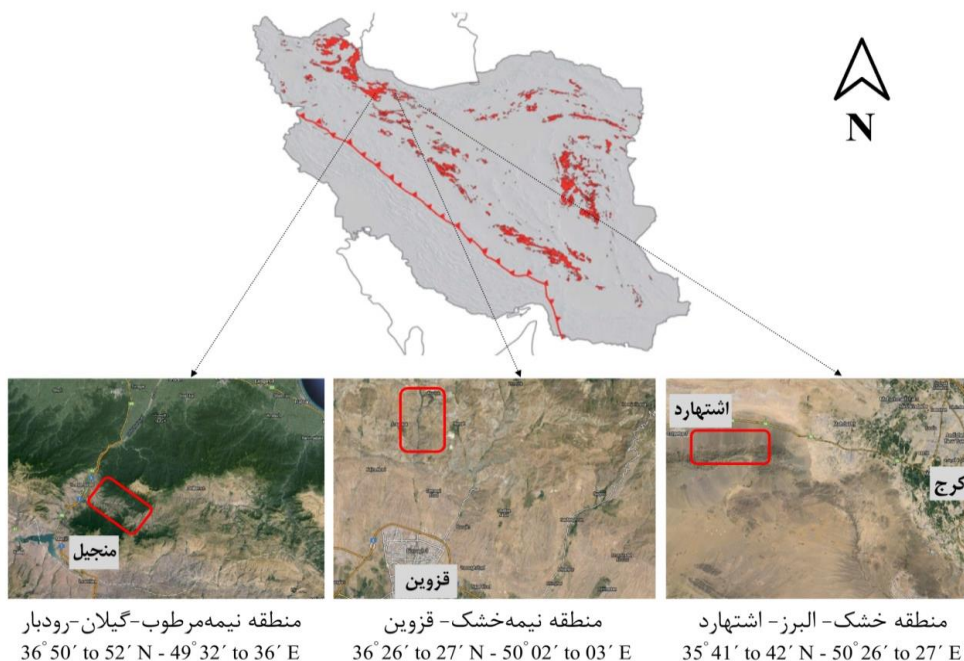
3. Backslope  
4. Soil Organic Carbon  
5. Calcium Carbonate Equivalent

1. Enrichment Factor  
2. Java Newhall Simulation Model

$$\tau_{i,s} = [P_p C_{i,p} / P_s C_{i,s} (P_p C_{i,p} / P_s C_{i,s} + 1) - 1] \quad (\text{رابطه ۲})$$

تشریح خاکرخها براساس روشهای استاندارد (USDA- NRCS, 2012a) و رده‌بندی خاکها نیز براساس رده‌بندی آمریکایی (Soil Survey Staff, 2014) صورت گرفت. برای آنالیز همبستگی داده‌ها به روش پیرسون نیز از نرم افزار SPSS 17.0 استفاده گردید.

مواد هوادیده (خاک) است. علاوه بر این  $C_{i,p}$  و  $C_{i,s}$  به ترتیب به غلظت عنصر مورد نظر در مواد مادری و خاک اشاره دارد. همچنین  $P_p$  و  $P_s$  نیز نشان دهنده وزن مخصوص ظاهری مواد مادری و خاک می‌باشد. براساس این رابطه مقادیر منفی به دست آمده  $\tau_{i,s}$  نشانه تخلیه (رقیق‌شدن) و مقادیر مثبت نشانه غنی‌شدن عنصر مورد نظر در هنگام هوادیدگی نسبت به مواد مادری نسبت به عنصر شاخص است (Tazikheh et al, 2013).



شکل ۱- موقعیت مناطق مورد مطالعه بر روی نقشه پراکنش سنگ‌های آتشفشانی ایران (رنگ قرمز) (Agard et al, 2011)

نتیجه فعالیت ریزجانداران افزایش یافته و موجب تشدید فرآیندهای خاک‌سازی و تکامل بیشتر آن‌ها می‌شود (Buol et al, 2011).

با انتقال از منطقه خشک به سمت منطقه نیمه‌مرطوب درصد رس افزایش می‌یابد و اکثر خاکها در کلاس رسی قرار دارند. pH اندازه‌گیری شده در عصاره اشباع در تمام نمونه‌های مورد مطالعه قلیایی و در محدوده ۸/۲-۸/۶ بوده و مقادیر EC عصاره اشباع نیز از حداقل ۰/۳۳ dSm<sup>-1</sup> در افق Bk خاکرخ ۴ منطقه نیمه‌خشک تا ۱/۳۳ dSm<sup>-1</sup> در افق Bk1 خاکرخ ۲ در منطقه خشک متغیر است. مقدار کربن آلی در هر سه منطقه مورد مطالعه در افق‌های سطحی بیشتر از افق‌های زیرین بوده و با افزایش عمق کاهش می‌یابد و دامنه تغییرات آن در نمونه‌های مورد مطالعه بین حداقل ۰/۱۵ تا ۱/۹۳ درصد است و حداکثر مقدار آن در افق سطحی خاکرخ ۴ منطقه نیمه‌خشک (رده مالی‌سول) و حداقل آن در افق‌های تحت‌الارضی خاکرخ ۱ منطقه خشک (رده اریدی‌سول) مشاهده شد. مقدار کربنات کلسیم معادل در هر سه منطقه مورد مطالعه برخلاف تغییرات

## نتایج و بحث

### خصوصیات فیزیکی‌شیمیایی خاکها

جدول ۱ برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. مطالعه خاکرخ‌های حفرشده نشان داد که خاک‌های مناطق مورد مطالعه در رده‌های مالی‌سول، اریدی‌سول و اینسپتی‌سول طبقه‌بندی می‌شوند (جدول ۱). دمای بیشتر در منطقه خشک (میانگین سالیانه ۱۵/۶ درجه سانتیگراد) و بارندگی کمتر (میانگین سالیانه ۱۴۰ میلی‌متر) پوشش گیاهی با تراکم ریشه کمتر از دو منطقه دیگر دیده می‌شود و خاکها عمق توسعه کمتری (حداکثر ۱۰۰ سانتیمتر) دارند و مقدار سنگریزه در آن‌ها بیشتر از سایر مناطق است (میانگین سنگریزه در منطقه با رژیم رطوبتی خشک، نیمه-خشک و نیمه‌مرطوب به ترتیب ۰/۳۵، ۰/۱۲ و ۰/۸) (جدول ۱). در منطقه نیمه‌مرطوب نسبت به مناطق خشک‌تر، تبخیر و تعرق کمتر، میانگین بارندگی بیشتر و پوشش گیاهی دارای تراکم متوسط تا زیاد است و میزان ماده آلی در آن بیشتر است و در

کربن آلی در افق‌های سطحی کمتر از افق‌های زیرین بوده و با افزایش عمق افزایش می‌یابد و دامنه تغییرات آن در نمونه‌های مورد مطالعه بین مقادیر ناچیز (صفر) تا ۲۵/۹ درصد متغیر است (جدول ۱).

جدول ۱- برخی خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌های منتخب مناطق مورد مطالعه

افق	عمق cm	سنگریزه %	بافت خاک شن	سیلت %	رس %	BD gcm <sup>-3</sup>	pH	EC dSm <sup>-1</sup>	SOC %	CCE %	
منطقه خشک- خاکرخ ۱- Sandy-skeletal, mixed, superactive, thermic Lithic Haplocambids											
A	۰-۲۲	۳۵	S.L	۱۵	۷۷	۸	۱/۴۴	۰/۸۳	۰/۳۹	۳/۶	
Bw	۲۲-۴۵	۴۳	S.C.L	۲۱	۵۱	۲۸	۱/۲۶	۰/۳۶	۰/۱۵	۱/۵	
R	>۴۵	-	-	-	-	-	۲/۹	-	-	-	
منطقه خشک- خاکرخ ۲- Clayey-skeletal, smectitic, thermic Typic Haplocalcids											
A	۰-۱۵	۲۵	L	۳۰	۴۵	۲۵	۱/۱۸	۱/۰۴	۰/۵۳	۲/۳	
Bk1	۱۵-۴۰	۳۱	C.L	۲۴	۴۱	۳۵	۱/۳۲	۱/۳۳	۰/۳۵	۱۳	
Bck	۴۰-۷۰	۴۲	S.C.L	۲۳	۵۱	۲۶	۱/۳۲	۰/۸۳	۰/۲۶	۱۸/۶	
R	>۷۰	-	-	-	-	-	۲/۸۵	-	-	-	
منطقه نیمه‌خشک- خاکرخ ۳- Fine loamy, smectitic, thermic Typic Calcixerpts											
A	۰-۱۴	۳	S.C.L	۲۶	۵۴	۲۰	۱/۰۷	۰/۷۱	۱/۴۹	۱/۷	
Bk1	۱۴-۳۵	۵	S.C.L	۲۸	۴۸	۲۴	۱/۰۶	۰/۷۳	۰/۸۲	۷/۶	
Bk2	۳۵-۸۰	۱۰	L	۳۰	۴۴	۲۶	۱/۰۷	۰/۴۸	۰/۵۱	۱۸/۴	
R	>۸۰	-	-	-	-	-	۲/۷	-	-	-	
منطقه نیمه‌خشک- خاکرخ ۴- Fine, mixed, active, thermic Calcic Argixerolls											
A	۰-۱۹	۱۲	C	۲۶	۲۶	۴۲	۱/۰۴	۰/۵۹	۱/۹۳	Trace	
Bt	۱۹-۴۵	۱۵	C	۱۷	۱۷	۵۸	۱/۲	۰/۵۷	۰/۸۴	۳/۱	
Btk	۴۵-۸۰	۱۸	C	۱۸	۱۸	۵۲	۱/۰۷	۰/۵۸	۰/۳۹	۱۸	
Bk	۸۰-۱۱۰	۲۲	C	۱۹	۱۹	۴۹	۱/۱۱	۰/۳۳	۰/۳۷	۲۴	
R	>۱۱۰	-	-	-	-	-	۲/۷۵	-	-	-	
منطقه نیمه‌مرطوب- خاکرخ ۵- Fine, smectitic, mesic Typic Calcixerolls											
A	۰-۴۵	۴	C	۱۵	۱۵	۴۸	۱/۰۲	۰/۷۵	۱۱/۱	۱۷	
Bk1	۴۵-۱۲۰	۷	C	۱۵	۱۵	۴۸	۰/۹۶	۱/۰۷	۰/۷۹	۱۷/۴	
Bk2	۱۲۰-۲۰۰	۹	C	۱۲	۱۲	۵۶	۰/۹۹	۰/۵۶	۰/۲۲	۲۵/۹	
R	>۲۰۰	-	-	-	-	-	۲/۶۵	-	-	-	
منطقه نیمه‌مرطوب- خاکرخ ۶- Fine, smectitic, mesic Calcic Haploxerepts											
A	۰-۲۱	۳	C.L	۳۲	۳۲	۳۶	۱	۱	۱/۱۵	۱۲/۵	
Bk1	۲۱-۹۰	۸	C	۲۳	۲۳	۴۵	۰/۹۸	۰/۵۱	۱	۱۲/۵	
Bk2	۹۰-۱۶۰	۱۵	C	۲۱	۲۱	۵۰	۰/۹۴	۰/۳۶	۰/۴۶	۱۵/۴	
R	>۱۶۰	-	-	-	-	-	۲/۶	-	-	-	

### خصوصیات ژئوشیمیایی خاک‌ها و سنگ مادر

جدول ۲ تغییرات غلظت کل برخی عناصر را در خاک‌های انتخابی نشان می‌دهد. سیلیسیم و آلومینیوم بیشترین غلظت و کادمیوم و مولیبدن کمترین مقادیر را دارا هستند. میانگین Si و Al در خاک‌های مورد مطالعه دارای روند منطقه خشک < منطقه نیمه‌خشک < منطقه نیمه‌مرطوب است (جدول ۲). از آنجایی که این دو عنصر بسیار مقاوم به هوازدگی هستند، بیشتر بودن مقادیر آن‌ها در مناطق خشک گویای هوازدگی کمتر سنگ مادر بازالیت نسبت به دو منطقه دیگر است.

میانگین مقادیر سیلیس، آلومینیوم و پتاسیم از منطقه خشک به نیمه‌مرطوب روند کاهشی نشان می‌دهد در حالی که میانگین مقادیر کلسیم، منیزیم و آهن دارای روند افزایشی است. احتمالاً یکی از دلایل این شرایط را می‌توان به انباشت کربنات‌ها و اکسیدها در خاک مناطق مرطوب‌تر نسبت داد. بالا بودن مقادیر Si، Al و Fe در خاک موید هوازدگی کم و بالعکس پایین بودن مقادیر Ca، Mg و Na به هوازدگی بیشتر خاک‌ها اشاره دارد (Buol et al, 2011). مقدار آهن در مناطق خشک کمتر از دو منطقه دیگر است (میانگین در خاک منطقه خشک: ۳/۱۸۵٪، نیمه‌خشک: ۳/۹٪ و نیمه‌مرطوب: ۴/۱۵٪). هر چند آهن

به طور کلی غلظت پایین کادمیوم در خاک‌ها، به دلیل فراوانی کم آن در مواد مادری است (Han, 2007).

#### عوامل مؤثر بر تغییرات غلظت عناصر در خاکرها

ضرایب همبستگی پیرسون بین خصوصیات فیزیکوشیمیایی (درصد ذرات شن، سیلت و رس، مقادیر EC، pH، کربن آلی و کربنات کلسیم معادل) و غلظت عناصر تشکیل دهنده خاک در مناطق مورد مطالعه در جدول ۳ ارائه شده است. نتایج نشان-دهنده همبستگی‌های مثبت و منفی در سطوح معنی‌داری یک و پنج درصد بین خصوصیات مورد مطالعه می‌باشد (جدول ۳).

نتایج فوق نشان می‌دهند که عناصر تشکیل دهنده با افزایش جزء شن (که کمترین هوادیدگی را میان اجزاء بافت خاک دارد) افزایش می‌یابند در حالی که جزء سیلت که نسبت به شن هوادیدگی بیشتری پیدا کرده است، با سیلیس، سدیم، پتاسیم، کلر، فسفر فاقد همبستگی بوده و عناصری مانند آلومینیوم، روی، سرب و مولیبدن نیز همبستگی منفی و معنی-دار دارند که حاکی از تخلیه عناصر می‌باشد. در جزء رس هم همانند جزء سیلت همبستگی‌ها منفی و معنی‌دار هستند ولی سطح معنی‌داری از سطح ۵ درصد به سطح ۱ درصد رسیده است که حاکی از هوادیدگی بیشتر در جزء رس و تخلیه زیاده‌تر عناصر از رس می‌باشد.

نتایج گویای همبستگی معنی‌دار و منفی سیلیس، آلومینیوم، آهن، پتاسیم، کلسیم، سدیم، منگنز، فسفر و روی با کربنات کلسیم معادل می‌باشد، که این نتیجه را می‌توان ناشی از غیرکربناتی بودن مواد مادری خاک دانست. در صورت وجود کربنات در محیط، انحلال کربنات‌ها موجب تجمع و یا غنی‌شدن در جای گونه‌های فلزی (همبستگی مثبت) و در طی فرآیند کربنات‌زایی به‌طور نسبی موجب کاهش غلظت این عناصر (همبستگی منفی) خواهد شد. مطالعه Nosratipoor *et al* (2015) در بررسی نقش مواد مادری بر توزیع عمقی برخی فلزات نیز موید همبستگی منفی و معنی‌دار کربنات کلسیم با فلزات می‌باشد. برخی تحقیقات نشان می‌دهند که کربنات‌های خاک ممکن است تثبیت عناصر کم‌مصرف را کنترل نمایند (Maftoun *et al*, 2002).

همبستگی مثبت و معنی‌دار درصد کربن آلی با آهن ( $r=0/52$ ) نشان‌دهنده تاثیر آن بر جذب و تثبیت آهن در خاک-های مناطق مورد مطالعه می‌باشد (جدول ۳). در بررسی‌های صورت گرفته توسط محققین مختلف جذب آهن به وسیله کربن آلی اساساً از طریق واکنش‌های تشکیل کمپلکس با مواد آلی بوده و در نتیجه بین کربن آلی خاک و میزان عناصر سنگین رابطه

تحت تاثیر هوادیدگی از کانی‌های اولیه آزاد شده و وارد فازهای متحرک‌تر می‌شود، ولی از آنجایی که درجه تحول و توسعه خاک‌های مناطق خشک پایین است، هنوز می‌توان اثر نوع ماده مادری را بر غلظت این عنصر مشاهده نمود. درحالی که در مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب با افزایش بارندگی و هوادیدگی سنگ مادر بازالت، میانگین مقدار آهن افزایش نشان می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد که مقدار منگنز کل در سه منطقه تفاوت قابل توجهی ندارد. به عبارت دیگر اقلیم و هوادیدگی سنگ مادر بر مقادیر این عنصر در مطالعه حاضر تاثیر نداشته است، چرا که بیشتر Mn در ساختمان کانی‌های سیلیکاتی و کانی‌های مقاوم به هوادیدگی قرار دارد.

خاک‌های مناطق نیمه‌مرطوب نسبت به دو منطقه دیگر مقدار پتاسیم کمتری دارند. در حالی که مقدار غلظت کلسیم با افزایش رطوبت و سرعت هوادیدگی در منطقه نیمه‌مرطوب و نیمه‌خشک به طور محسوسی بیشتر از منطقه خشک می‌باشد. مشاهده تجمع کربنات کلسیم ثانویه در مطالعات صحرایی و همچنین بیشتر بودن آن در نتایج فیزیکوشیمیایی (جدول ۱)، موید نتایج آنالیز عنصری نمونه‌ها است. چهار عنصر منیزیم، سدیم، منگنز و فسفر نیز که دارای مقادیر کمتری نسبت به سایر عناصر بحث شده بودند، روند خاصی را در مناطق سه‌گانه نشان ندادند.

مقدار روی در مناطق مختلف تفاوتی نشان نمی‌دهد (میانگین سه منطقه برابر با  $85/7$  میلی‌گرم در کیلوگرم)، ولی در هر سه منطقه با افزایش عمق کاهش می‌یابد. میانگین روی در سنگ آذرین بازی در منابع حدود  $100$  میلی‌گرم در کیلوگرم گزارش شده است (Kabata-Pendias and Pendias, 2001). به عبارت دیگر از بیشتر بودن Zn در سطح می‌توان به تاثیر بیشتر فرآیندهای خاک‌سازی نسبت به ماده مادری بر مقدار این عنصر پی برد. Kiekens (1995) گزارش داد که خاک‌های مختلف نواحی معتدل و مرطوب اروپا توزیع نسبتاً یکنواختی از عنصر Zn دارند، به طوری که حداقل غلظت این عنصر در خاک‌های اسپودوسول و آلفی‌سول (به ترتیب ۲۸ و ۳۵ میلی‌گرم در کیلوگرم) و حداکثر آن در خاک‌های فلوونت و هیستوسول (به ترتیب ۶۰ و ۵۸ میلی‌گرم در کیلوگرم) اندازه‌گیری شده است.

مقادیر عناصر Cu, Pb, Mo و Cd در مناطق خشک بیشتر از مناطق مرطوب بوده و به ترتیب در محدوده ۴/۸-۱۴۶، ۶/۲-۳۸/۳، ۱-۵/۵ و ۰/۳-۳/۷ میلی‌گرم در کیلوگرم می‌باشد. نتایج Nosratipoor *et al* (2015) نیز گویای غلظت پایین کادمیوم با میانگین  $1/37$  میلی‌گرم در کیلوگرم در بین عناصر بررسی شده در خاک‌های منطقه کبودرآهنگ همدان می‌باشد.

مس، آهن و منگنز همبستگی مثبت و معنی‌داری را با درصد سیلت، رس و کربن و همبستگی منفی و معنی‌دار با pH و مقدار کربنات کلسیم معادل خاک نشان دادند. در مجموع مقدار رس و کربن آلی در مناطق مورد مطالعه به ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک کم بوده، در نتیجه رس و کربن آلی تاثیر کمتری در توزیع عناصر ایفا می‌کنند.

مثبت و معنی‌داری موجود است (Zhou et al, 2003). بافت خاک، رس و مواد آلی از مهمترین پارامترهای موثر بر مقدار کل عناصر در خاک هستند (Abbaslou et al, 2014). به طور کلی خاک‌های با بافت رسی نسبت به خاک‌های با بافت سبک‌تر حاوی مقادیر بیشتری Cr، Co، B، Mn و Mo هستند (Han, Sharma et al. (2003) گزارش نمودند که عناصر روی،

جدول ۲- غلظت کل برخی عناصر در خاک‌های منتخب مناطق مورد مطالعه

Cd	Mo	Pb	Cu	Cl	Zn	P	Ti	Mn	Na	Ca	Mg	K	Fe	Al	Si	افق
mg kg <sup>-1</sup>																
%																
خاکرخ ۱																
۲	۲/۶	۲۹	۳۶/۲	۷۱/۷	۱۱۶/۵	۰/۱۳	۰/۵۰	۰/۱۳	۰/۸۲	۲/۷۲	۲/۱۷	۲/۴۴	۳/۹۴	۷/۹۲	۲۶/۱۰	A
۱/۱	۲/۸	۳۵/۱	۴۴	۴۸/۲	۱۳۵/۷	۰/۰۹	۰/۵۰	۰/۱۴	۰/۶۳	۱/۴۲	۲/۲۸	۲/۸۳	۴/۴۹	۹/۱۲	۲۶/۳۴	Bw
۲	۱/۹	۱۴/۲	۷/۵	۲۷۷/۴	۵۸/۸	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۰۲	۱/۰۱	۰/۷۲	۰/۱۳	۵/۲۸	۰/۸۹	۷/۸۹	۳۴/۶۱	R
خاکرخ ۲																
۳/۷	۳/۱	۳۶/۳	۸۸/۵	۶۸/۳	۱۲۰/۵	۰/۱۶	۰/۵۱	۰/۱۲	۰/۷۱	۲/۳۲	۲/۲۶	۲/۶۵	۴/۰۲	۸/۱۷	۲۶/۱۰	A
۲	۲/۹	۳۵/۹	۱۴۶/۲	۱۲۱	۱۱۰/۳	۰/۰۹	۰/۳۶	۰/۰۹	۰/۳۵	۸/۴۲	۲/۱۱	۲/۳۸	۳/۷۴	۷/۲۳	۱۹/۳۱	Bk1
۲	3۳	۳۸/۳	۱۴۰	۷۳/۹	۹۴/۱	۰/۰۸	۰/۳۱	۰/۰۹	۰/۳۱	۱۱/۵	۱/۸۸	۲/۱۰	۳/۰۷	۶/۴۷	۱۷/۴۵	BCk
۲	۵/۵	۲۵/۷	۲۱/۶	۳۲۵/۵	۶۲/۶	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۳۸	۲/۱۱	۰/۱۸	۵/۵۸	۰/۸۷	۸/۲۴	۳۱/۵۹	R
میانگین افق‌های خاک و سنگ منطقه خشک- اشتهارد																
۲/۱۶	۲/۸۸	۳۴/۹۲	۹۰/۹۸	۷۶/۶۲	۱۱۵/۴۲	۰/۱۱	۰/۴۴	۰/۱۱	۰/۵۶	۵/۲۸	۲/۱۴	۲/۴۸	۳/۸۵	۷/۷۸	۲۳/۰۶	خاک
۲	۳/۷۰	۱۹/۹۵	۱۴/۵۵	۳۰/۱۴۵	۶۰/۷۰	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۷۰	۱/۴۲	۰/۱۶	۵/۴۳	۰/۸۸	۸/۰۷	۳۳/۱۰	سنگ
خاکرخ ۳																
۰/۷	۲/۴	۱۵/۷	۷۰/۴	۵۲/۳	۸۷/۳	۰/۱۴	۰/۵۱	۰/۱۱	۰/۶۷	۲/۵۰	۲/۱۶	۲/۲۲	۵/۱۰	۸/۳۶	۲۳/۳۲	A
۲	۲/۱	۱۰/۸	۵۶/۴	۲۶/۲	۶۵/۷	۰/۱۰	۰/۴۹	۰/۰۸	۰/۵۶	۴/۲۱	۱/۲۱	۲/۰۵	۴/۰۲	۸/۵۳	۲۲/۹۱	Bk1
۰/۶	۲/۹	۸/۲	۲۴/۲	۱۷/۹	۵۰/۴	۰/۰۸	۰/۳۹	۰/۰۲	۰/۵۴	۱۰/۹۰	۰/۶۹	۱/۵۸	۲/۷۸	۷/۰۷	۱۸/۲۱	Bk2
۲	۵/۳	۱۴/۲	۶۴/۸	۴۹۵/۵	۵۹	۰/۱۴	۰/۵۷	۰/۱۰	۱/۶۷	۱۱/۲۸	۰/۹۰	۱/۹۱	۴/۴۱	۷/۵۱	۱۹/۶۶	R
خاکرخ ۴																
۲	۲/۱	۲۹	۳۴/۱	۴۸/۱	۱۰۹/۵	۰/۱۰	۰/۵۳	۰/۱۳	۰/۵۲	۱/۰۹	۱/۵۷	۲/۲۳	۴/۰۶	۷/۹۶	۲۶/۷۰	A
۰/۸	۱	۲۰/۶	۳۴/۷	۲۶/۴	۱۰۴	۰/۰۷	۰/۴۵	۰/۰۹	۰/۳۱	۳/۳۹	۲	۱/۹۰	۴/۴۷	۸/۰۴	۲۳/۱۴	Bt
۲	۲/۳	۱۷/۱	۳۲/۹	۴۰/۷	۸۸	۰/۰۸	۰/۳۸	۰/۰۷	۰/۳۹	۱۰/۳۷	۱/۷۲	۱/۴۷	۳/۶۴	۶/۲۲	۱۸/۸۷	Btk
۲	۱/۱	۱۶/۴	۲۸/۶	۲۰/۲	۷۸/۷	۰/۰۸	۰/۳۵	۰/۰۷	۰/۳۹	۱۳/۶۴	۱/۵۷	۱/۳۰	۳/۲۵	۵/۴۷	۱۶/۸۴	Bk
۲	۴/۱	۱۶/۹	۴/۸	۳۵۲/۸	۴۱/۸	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۰۹	۰/۳۲	۵/۶۵	۰/۲۲	۳/۱۵	۱/۳۳	۹/۳۶	۲۶/۱۳	R
میانگین افق‌های خاک و سنگ منطقه نیمه‌خشک- قزوین																
۱/۴۴	۱/۸۶	۱۶/۸۳	۴۰/۱۹	۳۳/۱۱	۸۲/۰۹	۰/۰۹	۰/۴۴	۰/۰۸	۰/۴۸	۶/۵۹	۱/۵۶	۱/۸۲	۳/۹۰	۷/۳۸	۲۱/۴۳	خاک
۲	۴/۷۰	۱۵/۵۵	۳۴/۸۰	۴۲۳/۶۵	۵۰/۴۰	۰/۱۱	۰/۳۸	۰/۱۰	۱/۰۰	۸/۴۷	۰/۵۶	۲/۵۳	۲/۸۷	۸/۴۴	۲۲/۹۰	سنگ
خاکرخ ۵																
۱/۹	۱	۱۸/۵	۳۲/۹	۴۱/۸	۸۳/۴	۰/۰۸	۰/۴۹	۰/۱۰	۰/۳۹	۷/۸۵	۱/۷۹	۱/۵۷	۴/۰۵	۶/۵۰	۲۰/۶۰	A
۰/۸	۱	۱۸/۳	۳۲/۸	۳۴/۵	۷۹/۶	۰/۰۷	۰/۴۹	۰/۱۰	۰/۴۱	۸/۷۲	۱/۷۶	۱/۵۷	۴/۰۱	۶/۴۴	۲۰/۳۴	Bk1
۲	۱/۸	۱۵/۷	۲۵/۹	۱۵/۲	۷۲/۶	۰/۰۶	۰/۴۰	۰/۰۶	۰/۳۹	۱۲/۴۷	۱/۵۵	۱/۲۵	۳/۴۶	۵/۳۵	۱۶/۹۳	Bk2
۲	۲/۴	۶/۲	۲۲/۷	۱۰۸/۸	۶۶/۲	۰/۲۱	۰/۵۶	۰/۱۱	۲/۰۶	۵/۷۷	۲/۴۷	۱/۲۸	۶/۰۴	۹/۲۳	۲۴/۷۴	R
خاکرخ ۶																
۱/۴	۱/۲	۱۶/۸	۲۳/۱	۶۸/۸	۹۳/۲	۰/۰۹	۰/۵۳	۰/۰۹	۰/۵۵	۷/۲۰	۲/۰۷	۱/۳۱	۴/۶۴	۶/۸۸	۲۰/۱۴	A
۱/۵	۲/۹	۱۵/۸	۲۸/۸	۳۰/۷	۸۹/۱	۰/۰۸	۰/۵۰	۰/۰۹	۰/۴۹	۶/۸۸	۲/۰۲	۱/۴۰	۴/۴۵	۶/۹۲	۲۰/۴۳	Bk1
۰/۳	۱	۱۵/۴	۲۷/۸	۲۲/۸	۸۳/۷	۰/۰۸	۰/۵۰	۰/۰۸	۰/۴۳	۸/۵۲	۱/۸۰	۱/۳۴	۴/۳۰	۶/۶۶	۱۹/۶۹	Bk2
۲	۳/۱	۱۲/۴	۲۲/۵	۲۳۴/۷	۹۱	۰/۱۴	۰/۶۳	۰/۰۹	۱/۷۲	۵/۴۲	۲/۹۹	۱/۲۷	۶/۲۲	۷/۹۲	۲۳/۲۷	R
میانگین افق‌های خاک و سنگ منطقه نیمه‌مرطوب- رودبار																
۱/۳۲	۱/۴۸	۱۶/۷۵	۲۸/۵۵	۳۵/۶۳	۸۳/۶۰	۰/۰۸	۰/۴۹	۰/۰۹	۰/۴۴	۸/۶۱	۱/۸۳	۱/۴۱	۴/۱۵	۶/۴۶	۱۹/۶۹	خاک
۲	۲/۷۵	۹/۳۰	۲۲/۶۰	۱۷۱/۷۵	۷۸/۶۰	۰/۱۸	۰/۶۰	۰/۱۰	۱/۸۹	۵/۶۰	۲/۷۳	۱/۲۸	۶/۱۳	۸/۵۸	۲۴/۰۱	سنگ

جدول ۳- همبستگی پیرسون بین غلظت کل عناصر اصلی و کمیاب و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی در خاک‌های بررسی شده

	Sand	Silt	Clay	EC	pH	CCE	SOC
Si	۰/۴۷ (*)	-۰/۳۸	-۰/۴۶	۰/۰۸	۰/۲۱	-۰/۹۴(**)	۰/۳۷
Al	۰/۶۲(**)	-۰/۵۲(*)	-۰/۵۹(**)	۰/۰۸	-۰/۰۲	-۰/۹۳(**)	۰/۲۷
Fe	۰/۰۴	-۰/۰۶	-۰/۰۳	۰/۰۶	-۰/۰۸	-۰/۶۴(**)	۰/۵۲(*)
K	۰/۷۲(**)	-۰/۶۵(**)	-۰/۶۷(**)	۰/۳	۰/۱۱	-۰/۷۷(**)	-۰/۰۳
Mg	۰/۲۲	-۰/۳۷	-۰/۱۴	۰/۳۳	۰/۳۱	-۰/۴۶	-۰/۰۱
Ca	-۰/۴۵	۰/۳۸	۰/۴۴	-۰/۱۱	-۰/۰۹	۰/۹۸(**)	-۰/۴۷
Na	۰/۷۲(**)	-۰/۴	-۰/۷۷(**)	۰/۰۶	-۰/۰۳	-۰/۶۲(**)	۰/۱۴
Mn	۰/۳۶	-۰/۳۴	-۰/۳۳	۰/۲۳	۰/۳	-۰/۷۴(**)	۰/۲۸
P	۰/۶۷(**)	-۰/۳۶	-۰/۷۲(**)	۰/۳۲	۰/۰۱	-۰/۶۷(**)	۰/۲۲
Zn	۰/۳۲	-۰/۵۱(*)	-۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۵۹(*)	-۰/۶۲(**)	-۰/۰۹
Cl	۰/۵۰(*)	-۰/۴۴	-۰/۴۷	۰/۷۷(**)	۰/۰۸	-۰/۳	-۰/۰۵
Cu	۰/۴۲	-۰/۳۹	-۰/۳۹	۰/۵۹(**)	-۰/۱۱	-۰/۱۱	-۰/۲۳
Pb	۰/۴۱	-۰/۵۱(*)	-۰/۳۳	۰/۴۱	۰/۳۹	-۰/۳۹	-۰/۲۲
Mo	۰/۵۹(*)	-۰/۴۸(*)	-۰/۵۶(*)	۰/۱۵	۰/۰۸	-۰/۲۵	-۰/۲۳
Cd	۰/۱۵	-۰/۰۱	-۰/۱۸	۰/۳۷	۰/۳۹	-۰/۰۶	-۰/۱۳

\* معنی دار بودن در سطح ۰/۰۱      \* معنی دار بودن در سطح ۰/۰۵

### شاخص غنی‌شدن

فاکتور غنی‌شدن عناصر مورد مطالعه در خاک‌های منتخب محاسبه شده با استفاده از رابطه ۱، در جدول ۴ نشان داده شده است. عناصر مختلف الگوهای غنی‌شدن-تهی‌شدن متفاوتی را بروز می‌دهند. شاخص غنی‌شدن برای تمام خاک‌ها و تمام افق‌ها (به جز پایین‌ترین افق‌هایی که به عنوان افق مرجع در نظر گرفته شده‌اند) نشان می‌دهند که شدت تهی‌شدن عناصر دارای ترتیب زیر بوده و شدت غنی‌شدن نیز دارای ترتیب عکس این روند می‌باشد:

Na=Cl=>Mo>Cd>P>Al=Si>Pb>Mn>K=Zn>Ca=Fe>Mg>Cu

فاکتور غنی‌شدن برخی عناصر مانند Na، Cl، Mo، Cd، Pb، P، Mn و Si در تمام نمونه‌ها کمتر از یک ( $EF < 1$ ) بود، در حالی که فاکتور غنی‌شدن عناصر Ca، Cu، Mg و Fe در اکثر نمونه‌ها بزرگتر از یک ( $EF > 1$ ) به دست آمد. فاکتور غنی‌شدن برابر یک ( $EF \sim 1$ ) عناصر K و Zn نشان می‌دهد که غلظت آن‌ها تحت تاثیر هوادیدگی سنگ مادر و خصوصیات زمین‌ساخت قرار دارد. به طوری که Cu، Mg، Fe و Ca به ترتیب در ۱۱، ۳۳، ۴۴ و ۴۴ درصد کل نمونه‌ها تهی شده‌اند، حال آن که Zn، K، Mn، Pb، Al و Si در حدود ۵۰ تا ۷۰ درصد نمونه‌ها تهی شده و در نهایت عناصر P، Cd، Mo، Cl و Na در بیش از ۷۵ درصد نمونه‌ها تهی شده‌اند. از آنجایی که رفتار غنی‌شدن و تهی‌شدن یک عنصر خاص در خاک‌های مختلف مربوط به یک ماده مادری خاص متفاوت بوده و به علاوه، در یک خاک خاص، رفتار عناصر مختلف می‌تواند بسیار متفاوت باشد، از این رو در این بخش فقط به بررسی و تجزیه و تحلیل تفاوت‌های عناصر در مناطق

مختلف نمونه‌برداری (خشک، نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب) می‌پردازیم. سرنوشت عناصر در پدوسفر، برآیند دو عامل غنی‌شدن و تهی‌شدن می‌باشد که هر یک از این عوامل، تحت کنترل فرآیندهای مختلفی می‌باشند: از یک طرف، رهاشدن عناصر در اثر هوادیدگی باعث غنی‌شدن عناصر در خاک شده و از طرف دیگر، آبشویی عناصر باعث تهی‌شدن آن‌ها از خاک می‌گردد (Blaser *et al*, 2000).

در خاک‌های مناطق خشک حدود ۲۵ درصد نمونه‌ها از عناصر غنی شده‌اند. به عبارت دیگر در این مناطق فرآیندهای خاک‌سازی کمتر تاثیرگذار بوده و وضعیت عناصر بیشتر تابع ماهیت سنگ مادر بازال است. در مناطق خشک غنی‌شدن مس، کلسیم، منیزیم و آهن بیشتر از سایر عناصر است. از سوی دیگر غنی‌شدن عناصر مورد مطالعه در خاک شماره ۲ بیشتر از خاک شماره ۱ می‌باشد. این تفاوت رفتار در خاک‌ها را می‌توان احتمالاً به تفاوت میزان رس، کربن آلی، کربنات کلسیم معادل و نیز تفاوت شدت فرآیندهای خاک‌سازی نسبت داد (جدول ۱). به بیانی دیگر فرآیند تهی‌شدن در خاک لیتیک هاپلوکمبید<sup>۱</sup> بیشتر از خاک تیپیک هاپلوکلئید<sup>۲</sup> است. به نظر می‌رسد در این منطقه غنی‌شدن عناصر با تشکیل افق کلسیک شدت می‌گیرد. Nael *et al* (2010) علت تهی‌شدن برخی عناصر کمیاب علی‌رغم بالابودن آن‌ها در مواد مادری را به فراوانی نسبتاً بالای کانی‌های حساس به هوادیدگی، مقدار کم رس و اکسی-

1. Lithic Haplocambids  
2. Typic Haplocalcids



در خاک‌های مورد مطالعه غنی شده است (جدول ۴). برخلاف مس دو عنصر سدیم و کلر در تمام نمونه‌های مناطق مورد مطالعه تهی شده‌اند، به عبارت دیگر این عناصر منشا وراثتی داشته و تحت تاثیر فرآیندهای خاک‌سازی تغییری در آن‌ها صورت نپذیرفت. شدت غنی‌شدن بیشتر برخی عناصر غذایی مانند Zn و Cu نیز نسبت به سایر عناصر را می‌توان به چرخش زیستی شدید (انتقال به اندام هوایی گیاه و بازگشت به خاک از طریق تجزیه بقایای گیاهی) این عناصر مغذی در محیط فعالیت ریشه گیاه نسبت داد (Baker and Senft, 1995). نتایج جدول ۴ گویای غنی‌شدن عنصر روی در خاک‌های مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب است. در حالی که در منطقه خشک مقدار این عنصر در سطح خاک کمتر از اعماق و سنگ بستر می‌باشد. Nael *et al* (2009) نشان دادند که در همه خاک‌های تشکیل شده از مواد مادری گوناگون در شمال ایران، غلظت روی از مواد مادری در عمق خاک به طرف سطح خاک‌ریز افزایش می‌یابد که دلیل آن را افزایش هواپدگی و آزاد شدن عناصر از ساختار سیلیکات‌ها بیان کرده‌اند. برخی محققان ساختارهای زمین‌شناسی و عوامل ژئوژنیک را عامل اصلی ورود روی به خاک دانستند (Luo *et al*, 2006; Mico *et al*, 2007).

مقدار سرب در خاک سطحی خاک‌ریزها، به طور بارزی بیشتر از سنگ بستر است. شدت غنی‌شدن سرب در افق‌های سطحی خاک‌های مورد مطالعه نیز موید آن است (جدول ۴). حتی در افق‌هایی که فاکتور غنی‌شدن کوچک‌تر از یک می‌باشد، افق‌های سطحی شدت غنی‌شدن بیشتری از افق‌های زیرین نشان دادند. منابع نشان می‌دهند که مقدار سرب در خاک‌های طبیعی، شدیداً وابسته به نوع ماده مادری بوده ولی به خاطر گستردگی وسیع آلودگی سرب، اغلب خاک‌ها به ویژه در افق‌های سطحی، نسبت به این عنصر غنی شده‌اند (Nael *et al*, 2009; Nosratipoor *et al*, 2015; Hasani Nekou *et al*, 2014). به علاوه، در بسیاری از اکوسیستم‌های طبیعی و غیر آلوده، به ویژه اکوسیستم‌های جنگلی، غنی‌شدن سرب در خاک‌های سطحی به علت ظرفیت بالای آن‌ها در جذب ذرات حامل سرب گزارش شده است (Alloway, 1990)، هرچند نقش مستقیم گیاه در جذب انفعالی این عنصر و چرخش آن در پدوسفر (Blaser *et al*, 2000) و همچنین تاثیر کربن آلی و رس (Nosratipoor *et al*, 2015) نیز بی‌تاثیر نمی‌باشد.

با توجه به تجمع کربنات کلسیم معادل و تشکیل افق کلسیک در برخی از خاک‌های مورد مطالعه و عدم وجود کربنات در سنگ مادر مورد مطالعه و رسوبات آبی و بادی، کربنات کلسیم در مناطق مورد بررسی دارای منشا خاک‌ساخت

هیدرواکسیدهای آهن و منگنز نسبت دادند که مانع ایجاد شرایط لازم برای تجمع عناصر می‌گردد. در حالی که در مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب با گذشت زمان، فرآیندهای پدوژنیک بر شرایط خاک تأثیرگذاری بیشتری داشته و به ترتیب ۴۰ و ۵۸ درصد نمونه‌ها از عناصر غنی شده‌اند. توزیع عناصر در خاک‌ریزها بسیار تحت تأثیر فرآیند تشکیل افق‌ها بوده، به طوری که عناصر رها شده در اثر هواپدگی، توسط ذرات رس جذب شده و با انباشتگی ذرات رس، در افق B تجمع می‌یابند (Sharma *et al*, 2005). وجود اکسیدها به ویژه اکسیدهای آهن و منگنز نیز می‌تواند یکی دیگر از دلایل تجمع عناصر بخصوص در مناطق با رطوبت بیشتر باشد.

بر طبق رابطه انتقال جرم میانگین غنی‌شدن سیلیسیم در منطقه خشک کمتر از دو منطقه دیگر است. سیلیسیم در خاک‌هایی که به شدت تحت اثر هواپدگی شیمیایی قرار نگرفته‌اند و یا به عبارتی در مراحل ابتدایی و یا متوسط هواپدگی هستند (مثل منطقه خشک)، بعد از آزاد شدن از کانی‌های اولیه از خاک‌ریز خاک خارج نشده و در ساختار کانی‌های رسی ثانویه ذخیره می‌شود. از طرف دیگر در منطقه خشک که هواپدگی در مراحل اولیه قرار داشته، سیلیکات‌های بغیر از تکتوسیلیکات‌ها در حال تخلیه از سنگ مادر بازالیت و تشکیل خاک هستند که سبب تخلیه بیش از حد سیلیسیم شده است (میانگین فاکتور غنی‌شدن ۰/۱۷). در حالی که در مناطق مرطوب‌تر و با افزایش درصد رس، کربن آلی، اکسیدها و با پیشرفت هواپدگی مقادیر فاکتور غنی‌شدن این عنصر افزایش یافته است (میانگین فاکتور غنی‌شدن در منطقه نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب به ترتیب ۰/۷۷ و ۱/۱).

نسبت Si/Fe در خاک‌های مورد مطالعه نیز تاییدکننده هواپدگی بیشتر منطقه نیمه‌مرطوب نسبت به دو منطقه دیگر است، چرا که این نسبت دارای روند منطقه خشک (۵/۹۶) < منطقه نیمه‌خشک (۵/۵۶) < منطقه نیمه‌مرطوب (۴/۷۶) بوده است، که نشان می‌دهد با افزایش شدت هواپدگی تجمع عناصر غیرمتحرک (مثل آهن) آزاد شده از سنگ بستر در خاک بیشتر بوده و در نتیجه سبب کاهش این نسبت در منطقه نیمه‌مرطوب می‌گردد.

مقایسه غلظت مس در سنگ بستر و خاک‌های ایجاد شده از آن در هر سه منطقه براساس رابطه‌های ۱ و ۲، بیانگر افزایش غلظت این فلز در بیشتر خاک‌ها نسبت به سنگ بسترشان است (جدول ۲). این هماهنگی میان غلظت مس در ماده مادری و خاک، نقش عامل‌های خاک‌ساز طبیعی در توزیع غلظت این فلز را اثبات می‌کند. به گونه‌ای که در حدود ۹۰ درصد نمونه‌ها مس

آزادشدن کلسیم موجود در ماده مادری بازالیت تحت تاثیر فشار دی‌اکسیدکربن و هوازدگی سیلیکات اشاره نمود که در واکنش با بی‌کربنات، سبب رسوب و انباشت کربنات خاک‌ساخت در خاک‌های مورد مطالعه به ویژه در افق‌های کلسیک (Bk) می‌گردد.

بود. به عبارت دیگر نتایج نشان می‌دهد که عنصر کلسیم دقیقاً در افق‌های دارای تجمع کربنات کلسیم (در راستای مشاهده آهک ثانویه در مطالعات صحرائی) غنی شده است (جدول ۴). در محیط‌های فاقد کربنات مانند سنگ مادر بازالیت، از مهمترین فرآیندها و منابع تشکیل کربنات خاک‌ساخت، می‌توان به

جدول ۴- شاخص غنی‌شدن عناصر اصلی و کمیاب در خاک‌های منتخب مناطق مورد مطالعه (عنصر مرجع Ti)

فاکتور غنی‌شدن (EF)																افق
Cd	Mo	Pb	Cu	Cl	Zn	P	Mn	Na	Ca	Mg	K	Fe	Al	Si		
خاکرخ ۱																
۰/۲۱	۰/۲۹	۰/۵۳	۱/۰۲	۰/۰۵	۰/۴۲	۰/۹۰	۱/۱۳	۰/۱۷	۰/۸۰	۳/۵۴	۰/۱۰	۰/۹۴	۰/۲۱	۰/۱۶	A	
۰/۱۲	۰/۳۱	۰/۴۳	۱/۲۵	۰/۰۴	۰/۴۹	۰/۶۴	۱/۲۴	۰/۱۳	۰/۴۲	۳/۷۵	۰/۱۱	۱/۰۸	۰/۲۵	۰/۱۶	Bw	
۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	R	
خاکرخ ۲																
۰/۴۴	۰/۱۳	۰/۵۸	۰/۹۷	۰/۰۵	۰/۴۶	۱/۲۸	۰/۷۵	۰/۴۵	۰/۲۶	۲/۹۱	۰/۱۱	۱/۱۰	۰/۲۳	۰/۲۰	A	
۰/۳۳	۰/۱۸	۰/۴۷	۲/۲۷	۰/۱۲	۰/۵۹	۱/۰۸	۰/۷۷	۰/۳۱	۱/۳۳	۳/۸۳	۰/۱۴	۱/۴۵	۰/۲۹	۰/۲۰	Bk1	
۰/۳۹	۰/۲۱	۰/۳۳	۲/۵۲	۰/۰۹	۰/۵۹	۱/۰۶	۰/۹۲	۰/۳۲	۲/۱۲	۳/۹۶	۰/۱۵	۱/۳۸	۰/۳۱	۰/۲۱	BCk	
۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	R	
خاکرخ ۳																
۰/۳۹	۰/۵۰	۱/۲۳	۱/۲۱	۰/۱۲	۱/۴۸	۱/۰۹	۱/۱۸	۰/۴۵	۰/۲۵	۲/۶۷	۱/۲۹	۱/۲۸	۱/۲۴	۱/۳۲	A	
۱/۱۶	۰/۲۶	۰/۸۸	۱/۰۱	۰/۰۶	۱/۲۹	۰/۷۸	۰/۹۴	۰/۳۹	۰/۴۲	۱/۵۶	۱/۲۴	۱/۰۶	۱/۳۲	۱/۳۵	Bk1	
۰/۴۴	۰/۸۱	۰/۸۵	۰/۵۵	۰/۰۵	۱/۲۶	۰/۸۵	۰/۳۲	۰/۴۸	۱/۴۳	۱/۱۴	۱/۲۲	۰/۹۳	۱/۳۹	۱/۳۷	Bk2	
۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	R	
خاکرخ ۴																
۰/۳۴	۰/۱۷	۰/۵۸	۲/۳۸	۰/۰۵	۰/۸۸	۰/۴۰	۰/۴۹	۰/۵۴	۰/۰۶	۲/۴۴	۰/۲۴	۱/۰۲	۰/۲۹	۰/۳۴	A	
۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۴۸	۲/۸۷	۰/۰۳	۰/۹۹	۰/۳۵	۰/۴۰	۰/۳۸	۰/۲۴	۳/۶۷	۰/۲۴	۱/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۵	Bt	
۰/۴۶	۰/۲۶	۰/۴۷	۳/۱۸	۰/۰۵	۰/۹۸	۰/۴۷	۰/۳۸	۰/۵۶	۰/۸۵	۳/۷۱	۰/۲۲	۱/۲۷	۰/۳۱	۰/۳۴	Btk	
۰/۵۱	۰/۱۴	۰/۵۰	۳/۰۴	۰/۰۳	۰/۹۶	۰/۵۴	۰/۴۲	۰/۶۱	۱/۲۳	۳/۷۲	۰/۲۱	۱/۲۵	۰/۳۰	۰/۳۳	Bk	
۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	R	
خاکرخ ۵																
۱/۰۹	۰/۴۸	۳/۵۹	۱/۶۶	۰/۴۴	۱/۴۵	۰/۴۳	۱/۰۶	۰/۲۱	۱/۵۶	۰/۸۳	۱/۴۱	۰/۷۷	۰/۸۱	۰/۹۶	A	
۰/۴۶	۰/۴۸	۳/۴۲	۱/۶۶	۰/۳۷	۱/۳۸	۰/۴۰	۱/۰۱	۰/۲۳	۱/۷۴	۰/۸۲	۱/۴۱	۰/۷۶	۰/۸۰	۰/۹۵	Bk1	
۱/۴۲	۱/۰۶	۳/۴۰	۱/۶۲	۰/۲۰	۱/۵۵	۰/۴۰	۰/۸۱	۰/۲۷	۳/۰۶	۰/۸۹	۱/۳۸	۰/۸۱	۰/۸۲	۰/۹۷	Bk2	
۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	R	
خاکرخ ۶																
۰/۸۳	۰/۴۶	۱/۶۰	۱/۲۱	۰/۳۵	۱/۲۱	۰/۷۹	۱/۱۱	۰/۳۸	۱/۵۷	۰/۸۲	۱/۲۲	۰/۸۸	۱/۰۳	۱/۰۲	A	
۰/۹۴	۱/۱۷	۱/۵۹	۱/۶۰	۰/۱۶	۱/۲۲	۰/۷۷	۱/۲۲	۰/۳۶	۱/۵۹	۰/۸۴	۱/۳۸	۰/۸۹	۱/۰۹	۱/۱۰	Bk1	
۰/۱۹	۰/۴۰	۱/۵۶	۱/۵۵	۰/۱۲	۱/۱۵	۰/۶۹	۱/۰۹	۰/۳۱	۱/۹۸	۰/۷۶	۱/۳۲	۰/۸۷	۱/۰۵	۱/۰۶	Bk2	
۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	R	

### نتیجه‌گیری کلی

می‌شوند؛ به طوری که در مناطق خشک که مراحل اولیه تشکیل خاک (توسعه و تکامل خاک‌های پدیده آمده بر روی سنگ مادر بازالیت در مناطق خشک حداکثر در حد خاک‌های اریدی‌سول صورت گرفته است) در آن نمایان است، وضعیت این عناصر در خاک بیشتر تابع ماهیت مواد مادری است، اما با تغییر اقلیم و افزایش تکامل، فرآیندهای پدوژنیک و انسانی حاکم بر شرایط خاک نیز تأثیرگذار خواهند شد. این تفاوت رفتار در خاک‌های مناطق خشک، نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب را می‌توان به تفاوت

مقدار و توزیع عناصر مورد بررسی در خاک‌های مورد مطالعه وابستگی زیادی به ماده مادری، نوع عنصر و شدت فرآیندهای تشکیل خاک دارد. شدت هوازدگی سنگ مادر بازالیت، فرآیندهای خاک‌سازی و به تبع آن شدت تحول خاک، در خاک‌های مناطق نیمه‌مرطوب بیشتر از سایر خاک‌هاست. غلظت و توزیع فلزهای سنگین در خاک توسط دو عامل اصلی وراثت (ژئوژنیک) و غیر وراثت (پدوژنیک یا آنتروپوژنیک) کنترل

است ( $EF < 1$ ) و برخی عناصر مانند پتاسیم و روی تحت تاثیر ورودی زمین‌شناسی کنترل می‌شوند ( $EF \sim 1$ ). به طور کلی بخشی از تفاوت مشاهده شده در تغییرات غلظت عناصر را می‌توان به ماهیت شیمیایی و قابلیت تحرک بالای برخی عناصر، و بخش دیگر را به سرعت هوازدگی ماده مادری تحت تاثیر تغییرات زیست اقلیمی نسبت داد. با در نظر گرفتن تمام شرایط، وضعیت متفاوت برخی خاک‌ها نسبت به یکدیگر در یک منطقه (خاک‌های منطقه نیمه‌خشک) از لحاظ تغییرات خصوصیات ژئوشیمیایی را نیز می‌توان به شرایط متفاوت زهکشی، کانی‌شناسی متفاوت و نوع سنگ مادر بازالت نسبت داد که باعث ایجاد روند متفاوت الگوهای غنی‌شدن-تهی‌شدن عناصر گردید.

### سپاسگزاری

بدین وسیله نهایت تقدیر و تشکر را از قطب علمی گروه علوم و مهندسی خاک دانشگاه تهران (بهبود کیفیت خاک به منظور تغذیه بهینه گیاه) که بخشی از هزینه انجام این تحقیق را تامین نمودند، به عمل می‌آوریم.

### REFERENCES

- Abbaslou, H., Martin, F., Abtahi, A. and Moore, F. (2014). Trace element concentrations and background values in the arid soils of Hormozgan province of southern Iran. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 60(8), 1125-1143.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitchurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: Asubduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148, 692-725
- Alloway, B. J. (1990). The origins of heavy metals in soils. In B. J. Alloway (Ed.), *Heavy Metals in Soils*. (pp. 29-39). John Wiley & Sons Inc., New York.
- Baker, D. E. and Senft, J. P. (1995). Coper. In B. J. Alloway (Ed.), *Heavy Metals in Soils*. 2nd edition (pp. 179-205). John Wiley & Sons Inc., New York.
- Blaser, P., Zimmermann, S., Luster, J. and Shoty, W. (2000). Critical examination of trace element enrichments and depletions in soils: As, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn in Swiss forest soils. *Science of Total Environment*, 249, 257-280.
- Bluth, G. J. S. and Kump, L. R. (1994). Lithologic and climatologic controls of river chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(10), 2341-2359.
- Buol, S. W., Southard, R. J., Graham, R. C. and McDaniel, P. A. (2011) *Soil Genesis and Classification* (6th ed.). New York: Wiley.
- Caner, L., Radtke, L. M., Vignol-Lelarge, M. L., Inda,

فرآیندهای خاک‌سازی که در آن‌ها غلبه دارد، شدت هوازدگی و آبشویی نسبت داد. به عبارت دیگر، فرآیند تهی‌شدن در خاک مناطق خشک فعال‌تر از خاک مناطق دیگر می‌باشد. از طرف دیگر نیز به نظر می‌رسد غنی‌شدن عناصر با افزایش میزان بارندگی و کاهش دما شدت می‌گیرد. برخی از ویژگی‌ها به شدت تحت تاثیر اقلیم و سرعت و شدت هوازدگی می‌باشند. به طور مثال حداکثر غلظت کلسیم و منیزیم در خاک‌های مناطق نیمه-خشک و نیمه‌مرطوب در افق کلسیک (Bk) مشاهده گردید. تجمع کربنات کلسیم معادل در این نمونه‌ها در مطالعات صحرایی و نتایج فیزیکوشیمیایی در کنار نتایج آنالیز عنصری موید تاثیر فرآیندهای خاک‌سازی در توزیع این عناصر در خاک‌های مورد مطالعه دارد. با توجه به داده‌ها (کمتر بودن مقادیر موجود در سنگ بستر نسبت به افق‌های خاک‌ساخت و همچنین بیشتر بودن مقدار درصد غنی‌شدن) می‌توان دریافت که فرآیندهای خاک‌سازی (پدوژنیک) و زیستی (بیوژنیک) نقش بیشتری در غنی‌شدن عناصر منیزیم، کلسیم، آهن، مس در خاک‌های مورد مطالعه دارند ( $EF > 1$ ). همچنین وراثت (فرآیندهای ژئوژنیک) در تشکیل عناصر سدیم، آلومینیوم، سیلیس، فسفر، کلر، منگنز، مولیبدن، کادمیوم، سرب موثرتر

- A. V., Bortoluzzi, E. C. and Mexias, A. S. (2014). Basalt and rhyo-dacite weathering and soil clay formation under subtropical climate in southern Brazil. *Geoderma*, 235-236, 100-112.
- Caspari, T., Baumler, R., Norbu, C. and Baillie, I. (2006). Geochemical investigation of soils developed in different lithologies in Bhutan, Eastern Himalayas. *Geoderma*, 136, 436-458.
- Carter, M. R. and Gregorich, E. G. (2008) *Soil Sampling and Methods of Analysis* (2nd ed.). Canadian Society of Soil Science.
- Dessert, C., Dupre, B., Gaillardet, J., Francois, L. M. and Allegre, C. J. (2003). Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle. *Chemical Geology*, 202(3-4), 257-273.
- Han, F. X. (2007) *Biogeochemistry of trace elements in arid environment*. New York (NY): Springer-Verlag.
- Gomes, P. C., Fontes, M. P., Da Silva, A. G., Mendoca, E. S. and Netto, A. R. (2001). Selectivity sequence and competitive adsorption of heavy metal by Brazilian soils. *Soil Science Society of America Journal*, 48, 794-752.
- Hardy, M. and Cornu, S. (2006). Location of natural trace elements in silty soils using particlesize fractionation. *Geoderma*, 133, 295-308.
- Hasani Nekou, A., Karimi, A., Haghnia, G. H. and Mahmoudy Gharaie, M. H. (2014). Effect of parent materials and pedogenic processes on distribution of Pb, Zn, Cu, and Ni in the residual

- soils of Binaloud zone, Western Mashhad. *Journal of Water and Soil Science*, 18(67), 123-134. (In Farsi)
- He, Z. L., Zhang, M. K., Calvert, D. V., Stoffella, P. J., Yong, X. E. and Yu, S. (2004). Transport of heavy metals in surface runoff from vegetable and citrus fields. *Soil Science Society of American Journal*, Academic research library.
- Kabata-Pendias, A. and Pendias, H. (2001) *Trace Elements in Soils and Plants*. 3rd ed., USA: CRC Press.
- Kiekens, L. (1995). Zinc, heavy metals in soils. In B. J. Alloway (Ed.), *Heavy Metals in Soils*. 2nd edition (pp. 284-306). John Wiley & Sons Inc., New York.
- Luo, W., Wang, T. Y., Lu, J. P., Shi, Y., Zheng, Y., Xing, Y. and Wu, G. (2007). Landscape ecology of the Guanting Reservoir, Beijing, China: Multivariate and geostatistical analyses of metals in soils. *Environment Pollution*, 146, 567-576.
- Maftoun, M., Karimian, N., Moshiri, F. (2002). Sorption characteristics of copper (II) in selected calcareous soils of Iran in relation to soil properties. *Commun. Soil Science Plant Analysis*, 33, 2279-2289.
- Mico, C., Recatala, L. and Sanchez, M. J. (2006). Assessing heavy metal sources in agricultural soils of a European Mediterranean area by multivariate analysis. *Chemosphere*, 65, 863-872.
- Nael, M., Khademi, H., Jalalian, A., Schulin, R., Kalbasi, M. and Sotohan, F. (2009). Effect of geo-pedological conditions on the distribution and chemical speciation of selected trace elements in forest soils of Western Alborz, Iran. *Geoderma*, 152, 157-170.
- Nael, M., Jalalian, A., Khademi, H., Kalbasi, M., Sotohan, F. and Schulin, R. (2010). Effect of geopedological conditions on content and distribution of selected major and trace elements in forest soils of Fuman-Masule region. *Journal of Water and Soil Science*, 14(51), 71-86. (In Farsi)
- Nameroff, T., Balistrieri, L. and Murray, J. (2002). Suboxic trace metal geochemistry in the eastern tropic north Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(7), 1139-1158.
- Navidi, N. and Abtahi, A. (2001). Effects of climate and topography in forest soils genesis Khirrod Kenar of Nowshahr in Mazandaran province. *Journal of Soil and Water Science*, 15, 299-316. (In Farsi)
- Nosratipoor, Sh., Nael, M., Sheklabadi, M. and Sepahigero, A. A. (2015). The effect of parent materials and soil evolution on the content and depth distribution of selected heavy metals in soils of Kabudarahang region, Hamedan. *Journal of Water and Soil Conservation*, 22(2), 1-20. (In Farsi)
- Ortiz, M., Simon, C., Dorronsoro, F., Marti, N. and Garcia, I. (2002). Soil evolution over the quaternary period in a mediterranean climate (SE Spain). *Catena*, 48, 131-148.
- Sahandi, M. R. and Soheili, M. (2005) *Geological map of Iran: scale 1:1000000*. Geological Survey of Iran, Tehran. (In Farsi)
- Schaetzl, R. and Anderson, S. (2005). *Soils, genesis and geomorphology*. Cambridge University Press.
- Self, S., Widdowson, M., Thordarson, T. and Jay, A. E. (2006). Volatile fluxes during flood basalt eruptions and potential effects on the global environment: a Deccan perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1-2), 518-532.
- Sharma, D. B., Mukhopadhyay, S. S. and Arora, H. (2005). Total and DTPA-extractable micronutrients in relation to pedogenesis in some Alfisols of Punjab, India. *Soil Science*, 170(7), 559-572.
- Shaw, J. N., West, L. T., Bosch, D. D., Truman, C. C. and Leigh, D. S. (2004). Parent material influence on soil distribution and genesis in a Paleudult and Kandudult complex, southeastern USA. *Catena*, 57, 157-174.
- Soil Survey Staff. (2014) *Keys to Soil Taxonomy* (12nd ed.). United States Department of Agriculture. NRCS.
- Sparks, D. L. (1996) *Method of Soil Analysis*. Part 3. Chemical Methods. American Society of Agronomy.
- Tazikeh, H., Pashaei Aval, A., Khormali, F. and Ayoubi, Sh. (2013). The origin and morphology of soils formed on limestone rocks in Aq-Emam area (northeast Golestan province). *Journal of Water and Soil Conservation*, 20(6), 1-24. (In Farsi)
- Thanachit, S., Suddhiprakarn, A., Kheoruenromne, I. and Gilkes, R. J. (2006). The geochemistry of soils on a catena on basalt at Khon Buri, northeast Thailand. *Geoderma*, 135, 81-96.
- Vingiani, S., Terribile, F., Meunier, A. and Petit, S. (2010). Weathering of basaltic pebbles in a red soil from Sardinia: A microsite approach for the identification of secondary mineral phases. *Catena*, 83, 96-106.
- USDA-NRCS. (2012a) *Field Book for Describing and Sampling Soils*. Version 3.0, National Soil Survey Center.
- USDA-NRCS. (2012b) *jNSM: Java Newhall Simulation Model*. Version 1.6.0. User guide-part 1. National Soil Survey Center.
- Zhou, Q., Wang, X., Liang, R. and Wu, Y. (2003). Effects of cadmium and mixed heavy metals on rice growth in Liaoning, China. *Soil and Sediment Contamination*, 12, 851-864.