نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۲۷، شماره ۲، خرداد – تیر ۱۳۹۲، ص. ۲۸۱-۲۶۶

Journal of Water and Soil
Vol. 27, No.2, May-Jun 2013, p. 266-281

شدت هوادیدگی و بررسی شاخص‌های آن در خاک‌های توسعه یافته روی چند سنگ آذرین در شمال غرب ایران

مریم یوسفی فرد[۱]- شمس اله ایوبی[۲*]- احمد جلالیان[۳]

تاریخ دریافت:۱۳۹۰/۸/۹
تاریخ پذیرش:۱۳۹۲/۲/۸

چکیده

این مطالعه جهت بررسی شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی متفاوت و همچنین ارزیابی شدت هوادیدگی خاکرخ‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین بیرونی (هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت و داسیت) و درونی (آلکالی گرانیت، گرانودیوریت، منزودیوریت، سینیت و پیروکسن دیوریت) در شمال غرب ایران انجام گردید. خاکرخ‌ها به روش استاندارد تشریح و نمونه‌های خاک و سنگ مادری جهت انجام آزمایشات فیزیکی و شیمیایی متفاوت برداشت شدند. غلظت کل عناصر اصلی با دستگاه ICP-OES و عناصر کمیاب Zr، V و Y با دستگاه ICP-MS تعیین شد. ضرایب همبستگی بالا و معنی‌داری بین شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی Ba، B/A، B/R، CIA، CIW، PIA، PWI و WR با خصوصیات خاک (درصد رس، آهن پدوژنیک و جرم مخصوص ظاهری) مشاهده گردید. از بین شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی متفاوت، شاخص‌هائی که نسبتی از گروهی از اکسیدهای متحرک به یک یا چند اکسید نامتحرک می‌باشند، جهت برآورد شدت هوادیدگی خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین در این منطقه نیمه خشک مناسب می‌باشند. منحنی‌های مثلثی MFW و A-CN-K بیانگر تکامل و شدت هوادیدگی بیشتر خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین بیرونی (هورنبلند آندزیت> پیروکسن آندزیت> داسیت) در مقایسه با سنگ‌های آذرین درونی (با شدت هوادیدگی تقریباً مشابه و در مرحله ابتدایی هوادیدگی) می‌باشند. از بین هشت شاخص هوادیدگی شیمیایی که دارای ضرایب همبستگی بالا با خصوصیات خاک بودند دو شاخص CIA و Ba شدت هوادیدگی را مانند منحنی MFW پیش بینی کردند. به نظر می‌رسد که این دو شاخص بعد از شاخص W (یا منحنی MFW) مناسبترین شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی برای ارزیابی شدت هوادیدگی در مناطق نیمه خشک می‌باشند. در فرمول این دو شاخص از عناصر متحرک Ca، Na و K به عنوان عناصر متحرک استفاده شده است، که این عناصر در ساختار فلدسپارها (کانی غالب در پوسته زمین) حضور دارند.

واژه های کلیدی: هوادیدگی شیمیایی، شاخص های هوادیدگی، شدت هوادیدگی، سنگ های آذرین

مقدمه

فرآیند هوادیدگی یکی از مکانیسم‌های اولیه‌ای است که چرخه مواد در سطح زمین را کنترل می‌کند. این فرآیند ترکیبی از فرآیندهای فیزیکی و واکنش‌های شیمیایی است که کانی‌های اولیه را به شکل‌های پایدارتر تبدیل می‌کند (۱). شدت و طبیعت هوادیدگی شیمیایی بوسیله متغیرهای زیادی همچون زمین شناسی، پستی و بلندی، اقلیم و فعالیت‌های بیولوژیکی کنترل می‌شود (۱۶). به عبارتی دیگر خاک محصول برهم کنش عوامل خاک‌ساز می‌باشد و بر اساس نظریه ینی (۱۹۴۱) خاک‌ها و خصوصیات آنها حاصل فاکتورهای تشکیل خاک (اقلیم، موجودات زنده، پستی و بلندی، مواد مادری و زمان) می‌باشند. درجه توسعه خاک، خصوصیات و ویژگی‌های خاک را کنترل می‌کنند و این درجه توسعه خاک به وسیله مقایسه با مواد مادری نشان داده می‌شود (۲۹).

شدت و طبیعت هوادیدگی شیمیایی به مقدار زیادی به زمین شناسی و ترکیب مواد مادری خاک بستگی دارد (۴). در ابتدای تشکیل خاک، ترکیب شیمیایی آن به شدت بوسیله ماده مادری کنترل می‌شود، در حالی که این ترکیب در خاک‌های بالغ منعکس کننده اثرات محیط هوادیدگی است (۳۳).

کمی کردن وضعیت هوادیدگی یک مرحله مهم برای تعیین مراحل تکامل خاک می‌باشد (۸). شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی، معمولاً برای توصیف هوادیدگی خاکرخ‌ها و شدت تغییرات هوادیدگی

۱- استادیار گروه مهندسی کشاورزی، دانشگاه پیام نور
۲ و ۳- دانشیار و استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان
(*- نویسنده مسئول: (Email: ayoubi@cc.iut.ac.ir

Archive of SID
www.SID.ir

شیمیایی استفاد می‌شوند (۳۰). شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی در ارتباط با تغییر مواد مادری می‌باشند و به طور کمی تغییرات ترکیبی هوادیدگی را توصیف می‌کنند (۲۸). این شاخص‌ها معمولاً برای ویژگی‌های خاکرخ‌های هوادیده استفاده می‌شوند و به وسیله رسم شاخص خاصی در مقابل عمق خاکرخ هوادیده به کار می‌روند. تغییر در مقدار عددی شاخص‌های هوادیدگی با عمق خاکرخ، معمولاً تدریجی یا پیوسته و ثابت و یا سیستماتیک برای سنگ‌های مادری همگن می‌باشد. از این شاخص‌ها برای اندازه‌گیری شدت توسعه خاک (۸، ۲۱ و ۳۴)، هوادیدگی شیمیایی رسوبات (۱۹ و ۲۶)، سیر تکاملی حاصلخیزی خاک (۱۲)، تعیین اثرات اقلیم روی هوادیدگی سنگ (۱۸ و ۳۷) و همچنین برای تفسیر تاریخچه هوادیدگی رسوبات (۹، ۱۴ و ۳۵) استفاده شده است.

شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی بر اساس ترکیب عناصر اصلی سنگ و خاک بنا شده‌اند. بیشتر این شاخص‌ها نسبت‌های مولکولی و درصد وزنی بین گروه‌های متفاوت اکسیدهای اصلی است (۸ و ۳۰). فرض اصلی در فرمول کردن این شاخص‌ها رفتار عنصرهای شیمیایی است که به تنهایی به وسیله درجه هوادیدگی کنترل می‌شود. انتظار می‌رود که با افزایش شدت هوادیدگی، اکسیدهای اصلی Fe_2O_3، TiO_2 و Al_2O_3 که به عنوان اکسیدهای غیرمتحرک هستند در خاک مانده و اکسیدهای CaO، MgO، Na_2O،K_2O و SiO_2 که متحرک هستند کاهش یافته و مقدار آب ساختاری (Loss on Ignition) افزایش یابد (۸).

شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی برای کمی کردن تغییرات شیمی خاک با پیشرفت هوادیدگی استفاده می‌شوند. جرم مخصوص ظاهری خاک به عنوان یک شاخص غیر وابسته به هوادیدگی می‌تواند تغییرات در شاخص هوادیدگی را مشخص نماید. جرم مخصوص ظاهری به صورت سیستماتیک با افزایش شدت هوادیدگی کاهش می‌یابد (۱۱ و ۳۰). پرایس و ولبل (۳۰) برخی از شاخص‌های هوادیدگی را با کاهش وزن مخصوص ظاهری به عنوان معیاری برای بررسی شدت هوادیدگی خاکرخ‌های حاصل روی سنگ های مادری اسیدی دگرسان شده مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه شاخص WIP[1] با بیشترین ضریب همبستگی (۰/۷۱۶) به عنوان بهترین شاخص برای بیان شدت هوادیدگی این خاکرخ‌ها معرفی شد. علت آن را ایجاد مقادیر عددی با تفاوت مشخص و زیاد از سنگ مادری و همچنین تنها به کار رفتن عناصر قلیایی و قلیایی خاکی در این فرمول ذکر کردند. دزگرون-آیدین و همکاران (۸) با تعیین ویژگی-های پتروگرافی و درجه‌بندی هوادیدگی یک خاکرخ هوادیده روی یک سنگ آذرین در شش کلاس، مقادیر عددی بیش از ۳۰ شاخص هوادیدگی را مورد بررسی قرار دادند. آنها مقادیر عددی شاخص‌ها را در مقابل درجه هوادیدگی تعیین شده با مطالعات پتروگرافی رسم نمودند. در این مطالعه شاخص‌هایی که بر اساس نسبت مولکولی گروهی از اکسیدهای متحرک به یک یا چند اکسید غیر متحرک بودند، بهترین شاخص‌های هوادیدگی برای نشان دادن تغییرات هوادیدگی گزارش شدند. مطالعات ذکر شده نشان دادند که بیشتر شاخص‌های شیمیایی توانایی نشان دادن پیچیدگی‌های خاکرخ‌های هوادیده را ندارند و لازم است شاخص یا شاخص‌های هوادیدگی مناسب برای هر منطقه مورد بررسی قرار گیرند.

هوادیدگی شیمیایی کانی‌های اولیه باعث هدررفت عناصر متحرک (Ca، Mg، K و Na) و تجمع کانی‌های رسی ثانویه متفاوت مانند گروه کائولن، ورمی‌کولایت، اسمکتایت و ... می‌شود (۳۲). به عنوان مثال بلوم و استیللینگز (۳) رسوب کانی‌های کائولینایت و کانی‌های ثانویه دیگر را طی هوادیدگی اولیه ذرات فلدسپار گزارش دادند. همچنین توزیع اندازه ذرات خاک به عنوان یک شاخص برای توسعه خاک در مطالعات تکامل خاک استفاده شده است (۶ و ۷). بنابراین تجمع کانی‌های رسی آلومینوسیلیکاتی در بخش رس خاک می‌تواند به عنوان معیاری مناسب از شدت هوادیدگی باشد. همچنین اکسیداسیون باعث افزایش آهن فرو نسبت به آهن فریک در خاک می‌شود که بعد از رها شدن از ترکیب کانی‌های اولیه به عنوان آهن پدوژنیک (قابل عصاره گیری با سیترات-بیکربنات-دیتیونات(Fe_d)) رسوب می‌یابد. نسبت بین اکسید آهن با کریستالیته خوب ((قابل عصاره گیری با اگزالات آمونیوم)Fe_d-Fe_o) و مقدار آهن کل (Fe_t) به عنوان یک اندازه گیری نسبی از شدت هوادیدگی در مطالعات استفاده شده است (۲، ۷ و ۳۲).

شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی زیادی برای ارزیابی رفتار ژئوشیمیایی خاکرخ‌های هوادیده ارائه شده است و لازم است جهت کاربرد بهتر و مناسب‌تر این شاخص‌های هوادیدگی، در مناطق متفاوت با شرایط اقلیمی و مواد مادری متفاوت مورد بررسی قرار گیرند. مطالعات زیادی در مورد خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین در دنیا انجام شده است، اما پژوهش‌های کمی برای ارزیابی شدت هوادیدگی و شاخص‌های هوادیدگی در مورد خاک‌های توسعه یافته روی سنگ های آذرین در مناطق خشک و نیمه خشک انجام شده است. بنابراین، این مطالعه جهت بررسی شاخص‌های هوادیدگی متفاوت با استفاده از درصد رس، آهن پدوژنیک و جرم مخصوص ظاهری و همچنین برآورد شدت هوادیدگی روی چند سنگ آذرین متفاوت در منطقه نیمه خشک شمال غرب ایران انجام گردید.

مواد و روش ها

توصیف منطقه مطالعاتی

نوار آتشفشانی اهر-ارسباران در قسمت شرقی نوار آتشفشانی البرز

1- Weathering index of Parker

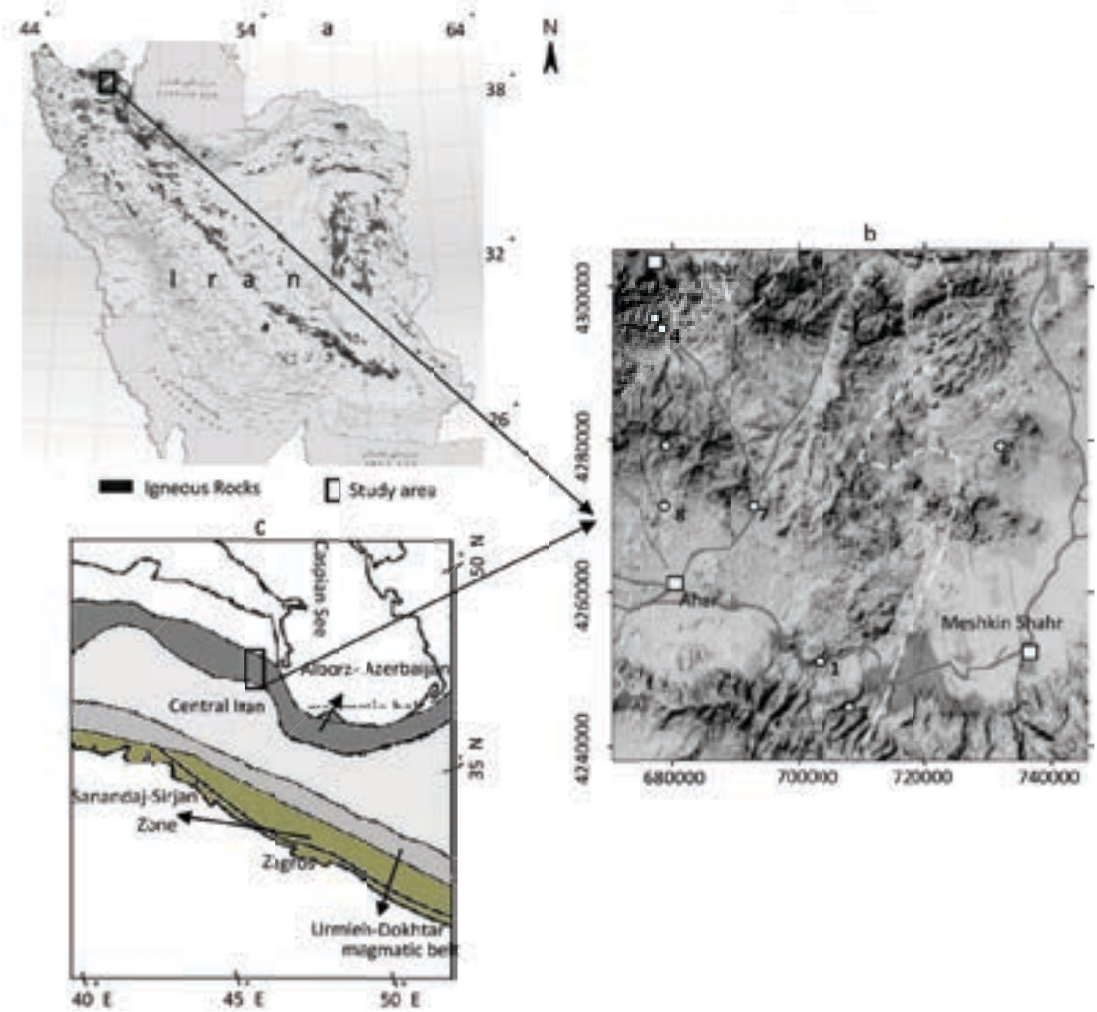
Archive of SID

www.SID.ir

قرار دارد و بوسیله تکه نازکی از بلوک ایران مرکزی، این نوار آتشفشانی از نوار آتشفشانی ارومیه-دختر جدا می‌شود (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی این نوار به دوران ائوسن با یک دوره شدید آتشفشانی مربوط می‌شود. در این دوره سنگ‌های با ترکیب اسیدی (Felsic) ایجاد شده و در دوران الیگو - میوسن با ایجاد پلوتن‌های گرانیتوئیدی ادامه یافته است. سنگ‌های درونی الیگو-میوسن در منطقه اغلب شامل مونزونیت و گرانودیوریت‌های با بافت درشت تا متوسط می‌باشند. به صورت محلی پلوتون‌های گابرو و دیوریت جوانتر و نفیلین- سینیت تا مونزو-سینیت با ترکیب قلیایی تر نیز در کلیبر و ورزقان در این نوار آتشفشانی مشاهده می‌شود (۱۷). متوسط بارندگی در منطقه مطالعاتی حدود ۳۵۰ mm میلی‌متر و درجه حرارت سالیانه ۱۰°C است. رژیم رطوبتی و حرارتی خاک در منطقه زریک و مزیک می‌باشد.

مطالعات صحرایی و نمونه برداری

در این پژوهش هشت خاکرخ توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین درونی منزودیوریت، آلکالی گرانیت، گرانودیوریت، سینیت و پیروکسن دیوریت و آذرین بیرونی هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت و داسیت در نوار آذرین اهر- ارسباران درمنطقه نیمه خشک شمال غرب ایران مورد مطالعه قرار گرفت (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعاتی در شمال غرب ایران روی نقشه توزیع سنگ های آذرین (a) و موقعیت نوار آذرین البرز-آذربایجان (نوار آتشفشانی اهر-ارسباران در قسمت شرقی آن است) در مقایسه با مناطق دیگر (b). ۱: آلکالی گرانیت ۲: گرانودیوریت ۳: منزودیوریت ٤: سینیت ٥: پیروکسن دیوریت ٦: داسیت ۷: هورنبلند آندزیت ۸: پیرکسن آندزیت

www.SID.ir

خلاصه‌ایی از ویژگی‌های خاکرخ‌های مطالعه شده در جدول ۱ تشریح شده است. خاکرخ‌های توسعه یافته روی سنگ‌های هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت و داسیت تحت عنوان Calcixerepts و بقیه خاکرخ‌ها تحت عنوان Haploxerepts به روش آمریکایی طبقه بندی شدند.

یک خاکرخ به عنوان خاک درجا روی هر سنگ مادری انتخاب و به روش استاندارد تشریح گردید. هیچ گونه انقطاع سنگی در مطالعات صحرایی مشاهده نشد. نمونه‌های خاک از افق‌های ژنتیکی و همچنین نمونه سنگ مادری جهت مطالعات آزمایشگاهی به آزمایشگاه منتقل شدند. در مواردی که خاکرخ دارای عمقی بیشتر از عمق مطالعه شده بود نمونه سنگ مادری از رخنمون‌ها سنگی موجود در محل برداشت گردید.

جدول ۱- مشاهدات صحرایی و طبقه‌بندی خاکرخ‌های مطالعه شده

طبقه‌بندی خاک*	رنگ خاک		عمق(cm)	افق	ارتفاع(m)	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ماده مادری
	مرطوب	خشک						
Calcic Haploxerepts	10YR3.5/2	10YR4/4	۰–۸	A	۱۱۶۵	E۴۷° ۱۹/۷۹۱′	N۳۸° ۲۳/۱۳۴′	آلکالی گرانیت
	10YR3.5/3	10YR4/4	۸–۴۷	B_w				
	10YR3.5/3	10YR4/4	۴۷–۱۰۵	B_{k1}				
	10YR4/3	10YR4/4	۱۰۵–۱۵۰	B_{k2}				
	–	–	۱۵۰+	R				
Typic Haploxerepts	10YR3/2	10YR4/3	۰–۱۰	A	۲۱۱۳	E۴۷° ۳/۳۷۱′	N۳۸° ۳۸/۵۹۸′	گرانودیوریت
	10YR2/2	10YR4/3	۱۰–۳۰	B_w				
	10YR3.5/3	10YR4/4	۳۰–۷۰	C				
	–	–	۷۰+	R				
Typic Haploxerepts	10YR3.5/3	10YR5.5/4	۰–۱۵	A	۱۷۵۳	E۴۷° ۲۲/۶۱۰′	N۳۸° ۱۹/۸۷۶′	منزودیوریت
	10YR3.5/2	10YR4/3	۱۵–۸۰	B_w				
	–	–	۸۰+	R				
Typic Haploxerepts	5YR3.5/1	5YR4/3	۰–۱۰	A	۱۷۹۲	E۴۷° ۲/۶۵۵′	N۳۸° ۴۷/۳۷۱′	سینیت
	10YR3.5/2	10YR4/3	۱۰–۶۵	B_w				
	–	–	۶۵+	R				
Typic Haploxerepts	10YR2.5/2	10YR4/3.5	۰–۲۰	A	۱۷۹۱	E۴۷° ۲/۷۹۳′	N۳۸° ۴۷/۱۹۵′	پیروکسن دیوریت
	10YR2.5/2	10YR3.5/2	۲۰–۵۵	B_w				
	10YR2.5/2	10YR3/3	۵۵–۹۵	C				
	–	–	۹۵+	R				
Typic Calcixerepts	10YR4.5/2	10YR5.5/3	۰–۲۵	A_p	۱۱۸۳	E۴۷° ۴۰/۲۶۸′	N۳۸° ۳۷/۴۳۶′	داسیت
	10YR4/3	10YR5/3	۲۵–۵۰	B_w				
	10YR5.5/3	10YR6/3.5	۵۰–۷۰	B_{k1}				
	10YR5/4	10YR6/4	۷۰–۱۱۰	B_{k2}				
	–	–	۱۱۰+	R				
Typic Calcixerepts	10YR4/3	10YR4/3.5	۰–۲۰	A	۱۷۰۶	E۴۷° ۱۳/۰۴۵′	N۳۸° ۳۴/۰۳۶′	هورنبلند آندزیت
	5YR5.5/3	7.5YR6/4	۲۰–۴۰	B_{k1}				
	7.5YR4.5/2	7.5YR6.5/2	۴۰–۵۰	B_{k2}				
	10YR4.5/3	10YR6/3	۵۰–۱۲۰	B_{k3}				
	–	–	۱۲۰+	R				
Typic Calcixerepts	10YR5/3	10YR5/3	۰–۱۰	A	۱۶۰۱	E۴۷° ۳/۱۰۵′	N۳۸° ۳۴/۳۳۱′	پیروکسن آندزیت
	10YR5.5/3	10YR6/3	۱۰–۴۰	B_{k1}				
	10YR5.5/3	10YR6/3	۴۰–۱۳۰	B_{k2}				
	–	–	۱۳۰+	R				

*- طبقه‌بندی خاک به روش آمریکایی

Archive of SID

www.SID.ir

مطالعات آزمایشگاهی

نمونه‌های خاک ابتدا هوا خشک شده وسپس از الک ۲ میلی متر جهت انجام آزمایشات عبور داده شدند. تجزیه‌های فیزیکی و شیمیایی معمول شامل تعیین رنگ خاک با دفترچه مانسل، توزیع اندازه ذرات به روش پیپت، جرم مخصوص ظاهری به روش کلوخه، مقدار مواد آلی خاک به روش والکی و بلک، ظرفیت تبادل کاتیونی به روش استات آمونیوم، واکنش خاک (pH) در سوسپانسیون ۲:۱ خاک به آب و درصد کربنات کلسیم معادل و همچنین آهن آزاد کریستالی با استفاده از سیترات–بیکربنات–دیتیونات و آهن بی شکل به روش آمونیوم اگزالات اندازه‌گیری شدند.

برای تعیین Si نمونه‌های خاک و سنگ به روش سدیم پراکسید و برای بقیه عناصر به روش ترکیبی از اسیدها شامل هیدروفلوئوریک اسید با استفاده از دستگاه میکرو ویو (۱۳) هضم انجام شد. مقدار کل عناصر اصلی (Si، Al، Fe، Ca، Mg، K، Na، Ti، Mn و P) با دستگاه ICP-OES مدل Perkin-Elmer Optima 7300DV، و همچنین عناصر کمیاب Zr، V و Y با دستگاه ICP-MS مدلPerkin-Elmer ELAN9000 در نمونه‌های خاک و سنگ در کشور استرالیا اندازه‌گیری شد. مقدار آب ساختاری به وسیله حرارت دادن نمونه ها در دمای ۱۰۵۰°C به مدت یک ساعت در کوره محاسبه گردید (۱۹).

محاسبات

ضرایب همبستگی به روش Pearson و Spearman به ترتیب برای داده‌های نرمال و غیر نرمال با استفاده از نرم افزار آماری SPSS بین خصوصیات خاک با شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی محاسبه شد. جهت نمایش روند هوادیدگی منحنی‌های مثلثی $A(Al_2O_3)$-$CN(CaO+Na_2O)$-$K(K_2O)$ به روش نسبیت و یانگ (۲۶) و همچنین MFW[1] به روش اُهتا و آریا (۲۸) ترسیم شدند. جهت ترسیم منحنی MFW ابتدا مجموع هشت اکسید اصلی سیلیسیم، تیتانیوم، آلومینیوم، آهن، منیزیم، کلسیم، سدیم و پتاسیم بر اساس ۱۰۰ درصد محاسبه می‌شوند. مقادیر M، F و W با استفاده معادلات ۱ تا ۳ محاسبه شدند. مقادیر exp هر کدام از فاکتورهای M، F و W محاسبه شده و exp های محاسبه شده بر اساس عدد ۱۰۰ دوباره محاسبه گردید. سپس منحنی MFW بر اساس داده نهایی ترسیم گردید.

$$M=۰/۳۹۵\ln(SiO_2)+۰/۲۰۶\ln(TiO_2)+۰/۳۱۶\ln(Al_2O_3)+۰/۱۶۰\ln(Fe_2O_3)+۰/۲۴۶\ln(MgO)+۰/۳۶۸\ln(CaO)+۰/۰۷۳\ln(Na_2O)-۰/۳۴۲\ln(K_2O)+۲/۲۶۶ \quad (۱)$$

$$F=۰/۱۹۱\ln(SiO_2)-۰/۳۹۷\ln(TiO_2)+/۰۲۰۰\ln(Al_2O_3)+ ۰/۳۷۵\ln(Fe_2O_3)+۰/۲۴۳\ln(MgO)+۰/۰۷۹\ln(CaO)+۰/۳۹۲\ln(Na_2O)+۰/۳۳۳\ln(K_2O)-۰/۸۹۲ \quad (۲)$$

$$W=۰/۲۰۳\ln(SiO_2)+۰/۱۹۱\ln(TiO_2)+۰/۲۹۶\ln(Al_2O_3)+۰/۲۱۵\ln(Fe_2O_3)-۰/۰۰۲\ln(MgO)- ۰/۴۴۸\ln(CaO)-۰/۴۶۴\ln(Na_2O)+۰/۰۰۸\ln(K_2O)-۱/۳۷۴ \quad (۳)$$

نتایج و بحث

خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک ها

برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاکرخ‌های مطالعه شده در جدول شماره ۲ به طور خلاصه ارائه شده است. مقدار ماده آلی خاک ها کم و از ۳۲/۶-۴/۳ گرم در کیلوگرم متغیر می‌باشد که مقادیر بیشتر آن در افق‌های سطحی خاک مشاهده می‌شود. ظرفیت تبادل کاتیونی خاک از ۲۱/۶-۱۲/۴ و ۴۴/۳-۲۷/۸ Cmol+/kg به ترتیب برای خاک‌های با بافت سبک و سنگین می‌باشد. واکنش خاک در تمامی خاکرخ‌های مطالعه شده خنثی تا کمی قلیایی است.

رسوب کربنات کلسیم ثانویه در خاک‌های مناطق خشک و نیمه خشک یک پدیده معمول می‌باشد (۲۰). در خاکرخ‌های مطالعه شده روی سنگ‌های آذرین درونی داسیت، هورنبلند آندزیت و پیروکسن آندزیت کربنات کلسیم ثانویه به فرم‌های متفاوت پدوژنیک رسوب یافته و منجر به تشکیل افق کلسیک در این خاک‌ها شده است. منبع کلسیم برای تشکیل کربنات کلسیم ثانویه در این خاک‌ها آزادسازی یون کلسیم طی فرآیندهای هوادیدگی شیمیایی از کانی‌های اولیه کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلازها، هورنبلند، پیروکسن، آمفیبول و ... می‌باشد.

رس محصول متداول هوادیدگی شیمیایی است و به عنوان شاخصی جهت نشان دادن هوادیدگی در مطالعات استفاده می‌شود (۶ و ۷). بافت خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین درونی سنگین‌تر از خاک‌های حاصل از سنگ‌های آذرین بیرونی می‌باشد (جدول ۲) و مقدار رس مشاهده شده در خاکرخ‌های خاک توسعه یافته روی هورنبلند آندزیت و پیروکسن آندزیت به صورت مشخصی بیشتر از افق‌های خاک توسعه یافته روی بقیه سنگ‌ها است.

در طی فرآیند هوادیدگی شیمیایی، آهن از کانی‌های اولیه آزاد شده و به عنوان آهن پدوژنیک به اشکال متفاوت اکسید و هیدروکسید با ساختار تبلوری ضعیف و یا بدون ساختار تبلوری در خاک رسوب می‌یابد. از نسبت آهن پدوژنیک به آهن کل می‌توان برای بررسی شدت هوادیدگی خاک‌ها استفاده کرد. مقادیر $(Fe_d-Fe_o)/ Fe_t$ در جدول شماره ۲ قابل مشاهده می‌باشد. مقادیر بیشتر این نسبت بیانگر مقادیر آهن پدوژنیک بیشتر است که در خاکرخ‌های توسعه یافته روی مواد مادری آذرین بیرونی مشاهده می‌شوند.

1- Mafic – Felsic - Weathered

Archive of SID

www.SID.ir

جدول ۲- برخی از خصوصیات شیمیایی و فیزیکی نمونه‌های خاک و سنگ مطالعه شده

ماده مادری	افق	رس	سیلت	شن	بافت	$b\rho_s$	pH	$CaCO_3$	SOM	CEC	Fe_d	Fe_o	Fe_t	$(Fe_o-Fe_o)/Fe_t$
		g kg^{-1}				g cm^{-3}		g kg^{-1}	g kg^{-1}	cmol$^+$kg	g kg^{-1}			
آبرفتی گرانیت	A	۱۸۸/۲	۱۹۸/۲	۶۱۳/۵	SL	۱/۴۲	۷/۶۶	۱۵/۰	۱۴/۲	۱۸/۷	۶/۹۰	۰/۹۳	۳۶/۴۰	۰/۱۴
	B_w	۱۹۸/۵	۱۷۵/۶	۶۲۶/۹	SL	۱/۴۵	۷/۶۴	۲۰/۰	۱۴/۶	۱۹/۴	۶/۲۰	۰/۹۵	۴۶/۸۲	۰/۱۴
	B_{t1}	۲۲۲/۲	۱۷۵/۴	۶۰۰/۴	SCL	۱/۴۶	۷/۸۹	۳۲/۵	۸/۶	۱۲/۴	۵/۸۰	۰/۴۸	۴۱/۴۴	۰/۱۲
	B_{t2}	۲۱۷/۷	۱۴۱/۸	۶۱۰/۲	SCL	۱/۴۳	۷/۸۸	۲۵/۰	۷/۲	۱۲/۴	۴/۹۰	۰/۳۳	۲۰/۵۵	۰/۱۱
	R	-	-	-	-	۲/۶۴	-	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۳۹/۳۷	۰/۰۰
گرانودیوریت	A	۱۱۵/۱	۱۳۶/۲	۳۴۸/۷	SL	۱/۴۷	۷/۰۷	۴/۰	۲۱/۳	۱۳/۶	۲/۷۰	۱/۰۲	۳۲/۰۰	۰/۱۱
	B_w	۱۴۲/۲	۱۴۱/۲	۷۲۲/۲	SL	۱/۴۷	۷/۶۸	۱۰/۰	۱۲/۵	۱۷/۲	۴/۸۰	۰/۹۸	۳۲/۰۰	۰/۱۲
	C	۱۱۵/۰	۱۲۰/۱۸	۷۶۴/۲	SL	۱/۴۶	۷/۸۴	۰/۰	۱۱/۴	۱۸/۱	۵/۱۰	۰/۷۰	۲۸/۵۴	۰/۱۵
	R	-	-	-	-	۲/۶۹	-	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۲۰/۸۲	۰/۰۰
مونزوگرانیت	A	۱۲۰/۰	۶۴۰/۰	۲۸۰/۰	SL	۱/۴۳	۷/۴۷	۱۰/۰	۲۵/۹	۱۸/۷	۷/۹۰	۱/۸۲	۳۴/۲۱	۰/۱۴
	B_w	۱۴۲/۰	۱۸۴/۰	۶۲۴/۰	SL	۱/۴۳	۷/۴۸	۵/۰	۲۰/۳	۲۱/۵	۷/۶۰	۱/۴۲	۴۲/۵۰	۰/۱۴
	R	-	-	-	-	۲/۶۴	-	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۲۲/۹۲	۰/۰۰
سینیت	A	۱۲۸/۲	۱۲۵/۵	۶۵۴/۲	SL	۱/۵۲	۷/۸۶	۳۲/۵	۱۸/۹	۱۲/۴	۸/۵۰	۱/۵۰	۸۴/۶۴	۰/۰۸
	B_w	۱۵۵/۹	۱۲۶/۷	۷۱۷/۴	SL	۱/۵۰	۷/۷۴	۳۲/۰	۱۴/۷	۱۵/۴	۸۸/۰	۱/۸۰	۷۹/۰۵	۰/۱۰
	R	-	-	-	-	۲/۶۴	-	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۶۸/۴۴	۰/۰۰
پیروکسن دیوریت	A	۱۹۱/۹	۱۸۱/۱۸	۶۲۶/۲	SL	۱/۴۲	۷/۵۴	۲۵/۰	۲۴/۶	۱۸/۱	۹/۱۰	۱/۸۹	۲۱/۱۰	۰/۱۰
	B_w	۲۱۰/۰	۱۹۰/۰	۵۹۰/۰	SCL	۱/۴۲	۷/۸۲	۲۵/۰	۲۲/۵	۲۱/۶	۸۰۲۰	۱/۵۲	۲۸/۱۲	۰/۰۹
	C	۱۹۷/۲	۱۷۹/۲	۶۵۱/۲	SL	۱/۴۱	۸/۰۲	۳۷/۵	۱۷/۶	۱۷/۲	۷/۲۰	۱/۱۴	۲۵/۳۹	۰/۰۹
	R	-	-	-	-	۲/۶۸	-	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۶۲/۸۵	۰/۰۰
دلسیت	A_p	۱۵۲/۹	۲۲۶/۲	۶۸۵/۹	L	۱/۴۲	۷/۴۴	۱۰/۰	۸/۱	۱۷/۲	۵/۰۰	۰/۲۲	۲۹/۷۵	۰/۱۶
	B_w	۲۴۵/۷	۲۸۴/۱۵	۴۸۰/۱۸	L	۱/۴۱	۷/۸۳	۲۷/۵	۶/۰	۱۸/۱	۵/۱۰	۰/۱۹	۳۱/۱۲	۰/۱۶
	B_{t1}	۲۶۴/۶	۲۲۶/۰	۱۱۰/۴	CL	۱/۱۶	۸/۰۰	۱۲۰/۰	۶/۷	۲۰/۹	۶/۲۰	۰/۲۰	۲۱/۱۲	۰/۱۴
	B_{t2}	۲۰۰/۰	۲۱۰/۰	۳۹۰/۰	CL	۱/۴۲	۷/۸۱	۱۶۵/۰	۴/۴	۱۹/۲	۴/۵۰	۰/۱۸	۲۱/۴۷	۰/۱۵
	R	-	-	-	-	۲/۶۱	-	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۸/۱۹	۰/۰۰
خردلنگ آندزیتی	A	۲۵۰/۰	۲۰۰/۰	۳۰۰/۰	CL	۱/۴۲	۷/۸۵	۱۰۵/۰	۲۷/۹	۲۵/۶	۹/۶۰	۰/۳۰	۲۹/۱۰	۰/۱۸
	B_{t1}	۲۶۵/۰	۲۱۰/۰	۲۹۵/۰	CL	۱/۱۹	۷/۸۲	۲۱۲/۵	۱۶/۶	۲۲/۷	۱۱/۵۰	۰/۵۰	۵۲/۲۲	۰/۱۹
	B_{t2}	۲۸۵/۰	۴۰۰/۰	۳۱۵/۰	CL	۱/۱۷	۸/۰۱	۲۲۲/۰	۶/۷	۲۲/۸	۱۰/۵۰	۰/۴۱	۵۴/۴۲	۰/۱۹
	B_{t3}	۲۲۰/۰	۱۶۵/۰	۱۸۵/۰	C	۱/۲۵	۸/۰۲	۲۲۰/۰	۶/۲	۲۲/۹	۹/۲۰	۰/۰۸	۵۲/۶۷	۰/۱۷
	R	-	-	-	-	۲/۶۵	-	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۴۲/۶۷	۰/۰۰
پیروکسن آندزیت	A	۲۶۷/۲	۲۳۸/۴	۶۹۴/۶	CL	۱/۴۲	۷/۸۴	۹۵/۰	۱۲/۴	۲۴/۴	۷/۴۰	۰/۶۹	۳۰/۴۴	۰/۱۷
	B_{t1}	۲۲۲/۶	۲۲۷/۰	۲۲۸/۲	C	۱/۲۹	۷/۸۷	۱۲۷/۵	۸/۸	۲۲/۱	۶/۲۰	۰/۳۲	۲۸/۹۱	۰/۱۶
	B_{t2}	۲۲۸/۰	۲۲۸/۹	۲۲۲/۱	C	۱/۲۲	۸/۰۲	۱۵۰/۰	۹/۹	۲۸/۴	۸/۲۰	۰/۰۶	۲۰/۲۹	۰/۱۵
	R	-	-	-	-	۲/۵۸	-	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۳۲/۶۲	۰/۰۰

www.SID.ir

خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین درونی بیشتر تحت اثر هوادیدگی فیزیکی بودند و کمتر تحت تأثیر هوادیدگی شیمیایی قرار گرفتند. شدت هوادیدگی شیمیایی در خاک‌های حاصل از سنگ‌های آذرین بیرونی بیشتر از سنگ‌های آذرین درونی می‌باشد، که بوسیله فاکتورهای توزیع اندازه ذرات و مقدار آهن پدوژنیک تأیید می‌شود.

کاهش جرم مخصوص ظاهری در طول فرآیند هوادیدگی بدون تغییر زیاد و مشخصی در حجم اولیه مواد هوادیده (سنگ مادری) رخ می‌دهد. فرآیند هوادیدگی باعث ایجاد منافذ ثانویه و ساختمان متخلخل به علت تخلیه قابل توجهی از کاتیون های اصلی و سیلیس با افزایش هوادیدگی می‌شود. به دنبال تخلیه عناصر اصلی فازهای آب و هوا جایگزین می شوند و این دو فاز درصد بیشتری را نسبت به مواد مادری در خاک اشغال می‌کنند (۳۱). جرم مخصوص ظاهری نمونه‌های خاک مطالعه شده از ۱/۱۶–۱/۶۰ gcm^{-3} متغیر بوده و مقادیر آن به صورت مشخصی کمتر از جرم مخصوص ماده مادری آن خاک می‌باشد (جدول ۲). بنابراین جرم مخصوص ظاهری نیز می‌تواند به عنوان معیاری از شدت هوادیدگی در خاک باشد (۳۰).

یکنواختی مواد مادری و هوادیدگی درجا

برای فهم بهتر فرآیندهای تشکیل خاک و فاکتورهای مؤثر در تشکیل آن نیاز است که یکنواختی مواد مادری و درجا بودن خارکرخ مشخص شود (۲۱). نسبت‌های بین عناصر غیر متحرک روش مناسبی برای تأیید یکنواختی و یا حضور انقطاع در خاکرخ‌ها می‌باشد (۲۳). با مطالعات صحرایی خاکرخ‌ها هیچ شاهدی دال بر انقطاع سنگی مشاهده نشد و خاکرخ‌های مورد مطالعه روی مواد مادری یکنواختی از نظر زمین شناسی توسعه یافته‌اند. جهت اثبات مشاهدات صحرایی و درجا بودن خاک‌ها از نسبت‌های اکسیدهای غیر متحرک (Y_2O_3/ZrO_2 و ZrO_2/TiO_2) نیز استفاده شد (جدول ۳). شباهت و نزدیکی این مقادیر در افق‌های خاک و سنگ مادری آنها، نتایج مشاهدات صحرایی را تأیید می‌کنند. مقادیر این نسبت‌ها در محدوده باریکی برای هر خاکرخ و هر نسبت اکسیدی متغیر است. برای مثال نسبت‌های Y_2O_3/ZrO_2 و ZrO_2/TiO_2 به ترتیب از ۱۲۲/۲-۱۳۳/۶ و ۱۷/۵-۱۸/۶ برای افق‌های خاکرخ توسعه یافته روی هورنبلند آندزیت تغییر می‌کند. نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی در این مطالعه نشان دهنده یکنواختی مواد مادری و هوادیدگی درجای سنگ‌های مادری می‌باشد. هوادیدگی درجا برای مطالعه شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی یک فاکتور مهم و ضروری است (۲۷). از نسبت‌های عناصر غیر متحرک در مطالعات متعددی جهت ارزیابی یکنواختی و یا عدم یکنواختی خاکرخ‌های خاک استفاده شده است (۵، ۲۱ و ۲۲).

جدول ۳- نسبت اکسیدها غیر متحرک برای خاکرخ‌های مطالعه شده

ماده مادری	افق	$1000(Y_2O_3/ZrO_2)$	$1000\ (ZrO_2/TiO_2)$
آلکالی گرانیت	A	۵۶/۰	۵۸/۵
	B_w	۵۴/۹	۵۶/۵
	B_{k1}	۵۱/۹	۶۱/۵
	B_{k2}	۵۱/۸	۶۱/۶
	R	۵۲/۷	۶۴/۰
گرانودیوریت	A	۱۰۶/۴	۲۹/۷
	B_w	۱۰۲/۲	۳۲/۶
	C	۹۵/۲	۲۹/۱
	R	۹۶/۷	۳۱/۸
منزودیوریت	A	۵۷/۲	۴۷/۴
	B_w	۵۹/۵	۴۸/۵
	R	۵۳/۴	۵۰/۹
سینیت	A	۲۲۰/۵	۱۴/۱
	B_w	۲۲۹/۱	۱۴/۲
	R	۲۳۵/۹	۱۴/۵
پیروکسن دیوریت	A	۱۹۳/۱	۱۳/۸
	B_w	۱۹۳/۳	۱۳/۷
	C	۱۹۳/۵	۱۳/۱
	R	۱۹۸/۷	۱۳/۸
داسیت	A_p	۸۸/۲	۶۶/۹
	B_w	۸۳/۲	۷۳/۶
	B_{k1}	۸۸/۰	۶۴/۵
	B_{k2}	۸۰/۷	۶۳/۴
	R	۸۵/۵	۷۵/۶
هورنبلند آندزیت	A	۱۳۶/۵	۱۷/۶
	B_{k1}	۱۲۲/۲	۱۷/۵
	B_{k2}	۱۳۱/۱	۱۷/۶
	B_{k3}	۱۲۷/۲	۱۸/۶
	R	۱۳۳/۶	۱۸/۶
پیروکسن آندزیت	A	۱۴۸/۳	۲۲/۴
	B_{k1}	۱۵۴/۳	۲۵/۰
	B_{k2}	۱۵۱/۱	۲۴/۰
	R	۱۴۵/۷	۲۳/۶

شاخص‌های هوادیدگی

مقادیر شاخص‌های هوادیدگی با غلظت عناصر اصلی (جدول ۴)و فرمول شاخص (جدول ۵) محاسبه گردید. همان‌گونه که در بخش خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها شرح داده شد، می‌توان از خصوصیات درصد رس، آهن پدوژنیک و جرم مخصوص ظاهری برای بیان شدت هوادیدگی خاک استفاده کرد. درصد رس و آهن پدوژنیک بیشتر و جرم مخصوص ظاهری کمتر نشان از نرخ هوادیدگی و توسعه بیشتر خاک می‌باشد.

Archive of SID

www.SID.ir

جدول ٤- مقدار عناصر اصلی و کمیاب اندازه‌گیری شده نمونه‌های خاک و سنگ مطالعه شده

ماده مادری / افق	SiO_2	Al_2O_3	CaO*	MgO	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	LOI	Zr	V	Y
	%												ppm	
آلکالی گرانیت														
A	۵۹/۱۶	۱۳/۸۴	۳/۲۷	۲/۶۸	۶/۷۸	۳/۷۰	۳/۲۰	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۸۴	۷/۰۱	۳۶۲/۵۰	۱۳۰/۹۰	۲۱/۶۰
B_w	۵۹/۰۲	۱۴/۱۰	۳/۲۱	۲/۵۷	۶/۶۹	۳/۸۲	۳/۳۷	۰/۱۱	۰/۲۰	۰/۸۶	۶/۷۳	۳۶۱/۲۰	۱۴۴/۸۰	۲۱/۱۰
B_{k1}	۵۸/۸۷	۱۳/۵۷	۳/۶۴	۲/۲۹	۵/۹۷	۳/۸۶	۳/۴۴	۰/۱۰	۰/۱۹	۰/۷۹	۷/۳۶	۳۵۸/۶۰	۱۳۶/۷۰	۱۹/۸۰
B_{k2}	۵۹/۰۳	۱۳/۴۸	۳/۶۳	۲/۴۳	۵/۸۰	۳/۹۰	۳/۳۵	۰/۱۰	۰/۱۷	۰/۷۶	۷/۹۵	۳۴۸/۵۰	۱۲۸/۴۰	۱۹/۲۰
R	۶۲/۲۸	۱۳/۶۱	۴/۳۶	۲/۵۱	۵/۶۳	۴/۰۶	۵/۲۲	۰/۱۱	۰/۳۶	۰/۷۲	۱/۹۹	۳۳۹/۰۰	۱۲۲/۸۰	۱۹/۰۰
گرانودیوریت														
A	۶۴/۲۲	۱۳/۶۵	۲/۷۷	۲/۰۳	۴/۷۹	۳/۴۴	۳/۴۳	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۶۰	۵/۳۸	۱۳۲/۶۰	۸۸/۰۰	۱۵/۰۰
B_w	۶۴/۰۳	۱۴/۳۷	۲/۵۲	۲/۰۲	۴/۷۲	۳/۴۰	۳/۳۸	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۶۲	۵/۶۱	۱۴۹/۱۰	۸۶/۵۰	۱۶/۲۰
C	۶۴/۸۵	۱۴/۵۷	۲/۹۲	۲/۱۱	۴/۰۸	۳/۱۲	۳/۲۷	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۶۴	۴/۹۹	۱۳۷/۳۰	۷۷/۱۰	۱۳/۹۰
R	۶۵/۵۴	۱۴/۹۲	۳/۵۳	۱/۷۵	۲/۹۸	۳/۸۹	۴/۷۵	۰/۰۵	۰/۱۵	۰/۵۰	۰/۸۵	۱۱۷/۷۰	۵۸/۴۰	۱۲/۱۰
منزودیوریت														
A	۵۶/۶۷	۱۴/۲۹	۲/۹۱	۲/۸۳	۶/۳۹	۳/۷۰	۳/۴۷	۰/۱۳	۰/۲۴	۱/۰۲	۸/۰۵	۳۵۸/۳۰	۱۳۹/۰۰	۲۱/۸
B_w	۵۶/۳۲	۱۴/۳۷	۲/۴۷	۲/۶۲	۶/۲۳	۴/۰۰	۳/۹۸	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۹۹	۷/۸۷	۳۵۵/۶۰	۱۳۴/۰۰	۲۲/۵
R	۶۰/۸۴	۱۴/۸۷	۴/۳۵	۲/۴۵	۴/۸۵	۴/۰۷	۴/۶۸	۰/۱۰	۰/۳۴	۰/۹۲	۱/۸۹	۳۴۷/۰۰	۱۲۳/۰۰	۱۹/۷
سینیت														
A	۴۹/۳۱	۱۶/۸۳	۶/۰۸	۴/۰۳	۱۲/۴۰	۳/۰۳	۳/۱۷	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۹۵	۵/۰۴	۹۸/۹۰	۳۵۷/۰۰	۲۳/۲۰
B_w	۵۱/۲۰	۱۶/۷۹	۵/۰۷	۳/۹۱	۱۱/۳۰	۲/۹۸	۲/۹۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۹۴	۵/۱۲	۹۸/۵۰	۳۳۰/۰۰	۲۴/۰۰
R	۵۲/۱۱	۱۶/۹۴	۸/۸۸	۳/۷۶	۹/۷۸	۳/۴۰	۳/۸۰	۰/۱۶	۰/۳۲	۰/۸۱	۰/۶۷	۸۶/۹۰	۲۹۵/۰۰	۲۱/۸۰
پیروکسن دیوریت														
A	۴۸/۹۵	۱۶/۲۵	۶/۲۹	۴/۰۱	۱۰/۲۶	۲/۹۱	۲/۹۷	۰/۱۷	۰/۱۶	۱/۱۰	۷/۴۱	۱۱۲/۰۰	۳۴۶/۰۰	۲۳/۰۰
B_w	۴۹/۰۶	۱۶/۱۶	۶/۵۱	۳/۹۷	۱۱/۱۷	۲/۹۷	۲/۷۷	۰/۱۷	۰/۱۵	۱/۱۷	۷/۲۹	۱۱۸/۷۰	۳۵۴/۰۰	۲۴/۴۰
C	۴۸/۴۲	۱۶/۳۴	۶/۴۳	۴/۱۲	۱۰/۷۸	۲/۹۵	۳/۰۱	۰/۱۶	۰/۱۶	۱/۰۷	۶/۷۰	۱۰۳/۵۰	۳۴۳/۰۰	۲۱/۳۰
R	۴۹/۳۱	۱۶/۷۳	۱۰/۷۱	۳/۹۴	۹/۷	۳/۴۷	۳/۶۶	۰/۱۸	۰/۳۶	۰/۹۵	۰/۷۸	۹۷/۰۰	۳۲۰/۰۰	۲۰/۵۰
داسیت														
A	۵۹/۸۹	۱۷/۲۷	۱/۴۹	۱/۵۴	۴/۲۵	۴/۹۳	۴/۰۵	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۶۸	۵/۸۰	۳۳۶/۹۰	۷۸/۳۰	۳۱/۶۲
B_w	۶۰/۰۵	۱۷/۴۶	۱/۱۲	۱/۳۸	۴/۲۸	۴/۹۵	۳/۶۵	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۶۷	۶/۴۰	۳۶۵/۰۰	۸۲/۰۰	۳۲/۳۰
B_{k1}	۵۷/۵۵	۱۶/۹۴	۱/۶۸	۱/۴۷	۴/۱۶	۴/۱۱	۳/۳۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۷۱	۱۰/۵۶	۳۳۹/۰۰	۸۴/۲۰	۳۱/۷۳
B_{k2}	۵۶/۳۵	۱۷/۰۷	۱/۸۳	۱/۵۴	۴/۱۸	۳/۷۱	۳/۳۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۷۵	۱۱/۴۵	۳۵۳/۰۰	۸۸/۳۰	۳۰/۳۰
R	۶۲/۳۴	۱۸/۲۷	۲/۰۵	۱/۰۵	۲/۶۰	۶/۱۴	۵/۶۲	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۵۵	۱/۲۸	۳۰۷/۸۰	۵۵/۰۰	۲۸/۰۰
هورنبلند آندزیت														
A	۵۰/۹۹	۱۵/۸۹	۲/۲۸	۱/۸۲	۷/۰۲	۲/۰۷	۲/۹۲	۰/۱۲	۰/۱۸	۱/۰۴	۱۶/۳۹	۱۳۵/۷۰	۱۱۰/۴۰	۱۹/۷۰
B_{k1}	۴۵/۴۴	۱۵/۶۶	۱/۲۰	۱/۸۱	۸/۲۱	۲/۳۶	۲/۶۳	۰/۱۴	۰/۱۳	۱/۱۹	۲۱/۶۲	۱۵۴/۱۰	۱۱۹/۲۰	۲۰/۰۳
B_{k2}	۴۶/۶۶	۱۵/۵۲	۱/۰۷	۱/۸۴	۷/۷۸	۲/۱۸	۲/۸۷	۰/۱۵	۰/۱۶	۱/۱۷	۲۰/۶۳	۱۵۲/۳۰	۱۱۷/۳۰	۲۱/۲۴
B_{k3}	۴۷/۴۴	۱۵/۸۳	۰/۷۸	۱/۸۱	۷/۵۳	۲/۱۳	۲/۷۴	۰/۱۲	۰/۱۶	۱/۰۷	۲۱/۰۹	۱۴۷/۴۰	۱۲۲/۰۰	۱۹/۹۵
R	۶۰/۶۷	۱۶/۶۵	۶/۲۶	۱/۵۵	۶/۱۰	۲/۰۴	۴/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۸۵	۱/۲۱	۱۱۶/۸۰	۹۸/۵۰	۱۶/۶۰
پیروکسن آندزیت														
A	۵۴/۰۹	۱۶/۸۷	۱/۲۲	۲/۶۹	۶/۰۷	۳/۱۲	۲/۷۵	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۹۳	۱۲/۲۰	۱۵۴/۰۰	۱۴۲/۳۰	۲۴/۲۹
B_{k1}	۵۱/۲۱	۱۶/۷۱	۱/۹۶	۲/۷۸	۵/۵۶	۲/۹۴	۲/۵۶	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۸۹	۱۵/۵۳	۱۵۵/۳۰	۱۳۳/۷۰	۲۵/۴۸
B_{k2}	۵۲/۹۰	۱۶/۲۳	۱/۴۲	۲/۹۲	۵/۷۷	۳/۰۷	۲/۵۸	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۹۰	۱۴/۹۰	۱۶۰/۶۰	۱۴۰/۸۰	۲۵/۸۵
R	۵۹/۷۴	۱۷/۰۲	۵/۴۳	۲/۳۷	۴/۸۱	۳/۹۸	۴/۳۱	۰/۰۷	۰/۲۷	۰/۷۴	۱/۲۵	۱۳۰/۰۰	۱۱۰/۷۰	۲۰/۱۵

جهت بررسی کارایی شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی متفاوت در منطقه مورد مطالعه از ضریب همبستگی شاخص‌ها با خصوصیات خاک استفاده گردید (جدول ۵). مقادیر آهن پدوژنیک و رس برای سنگ مادری هوادیده نشده معادل صفر فرض شد.

همانطور که نتایج جدول ۵ نشان می‌دهد بیشترین ضریب همبستگی بین شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی Ba، B/A، B/R،

Archive of SID

www.SID.ir

CIA، CIW، PIA، PWI و WR در سطح احتمال ۱ درصد مشاهده گردید. همچنین دو خصوصیت رس و آهن پدوژنیک همبستگی‌های بالاتری در مقایسه با جرم مخصوص ظاهری با شاخص‌های هوادیدگی نشان دادند. بیشترین مقدار ضریب همبستگی بین درصد رس ($p<۰/۰۱$ و $r=۰/۹۰۲$)، آهن پدوژنیک ($p<۰/۰۱$ و $r=۰/۸۸۴$) و جرم مخصوص ظاهری ($p<۰/۰۱$ و $r=۰/۷۲۹$) با شاخص هوادیدگی WR مشاهده گردید (جدول ۵). دو عنصر Ca و Na به عنوان عناصر متحرک در فرمول شاخص‌های هوادیدگی با ضریب همبستگی بالا با خصوصیات خاک حضور دارند. در مواردی که یکی از این دو عنصر در فرمول شاخص (مانند شاخص‌های ba_1, ba_2 و ba_3) به عنوان عنصر متحرک حضور ندارد، مقادیر همبستگی به صورت مشخصی کاهش یافته است.

کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و K–فلدسپار کانی‌های غالب (۸۰–۷۰ درصد) در پوسته بالایی زمین هستند (۲۵). با توجه به اهمیت دو عنصر Ca و Na در فرمول شیمیایی شاخص‌هایی که همبستگی بالا با خصوصیات خاک داشته‌اند، می‌توان هوادیدگی ذرات پلاژیوکلاز را مهمترین فرآیند در خاک‌های مطالعه شده در منطقه دانست. تخلیه این دو عنصر عمدتاً به علت هوادیدگی ذرات پلاژیوکلاز می‌باشد. بر اساس سری هوادیدگی بوون در طول هوادیدگی ابتدا پلاژیوکلازها و سپس K–فلدسپارها هوادیده شده و از سیستم حذف می‌شوند (۱۵). با توجه به مقادیر بالای همبستگی بین خصوصیات خاک و شاخص‌های WR, CIW و عدم حضور پتاسیم در ساختار فرمول این شاخص‌ها و همچنین شاخص PIA که عنصر پتاسیم در فرمول کسر گردیده و فقط بر اساس هوادیدگی ذرات پلاژیوکلاز می‌باشد، می‌توان به این نتیجه دست یافت که طی هوادیدگی خاک‌های مطالعه شده هوادیدگی کانی‌های پلاژیوکلاز مهمترین فرآیندی است که رخ داده و ذرات K–فلدسپار کمتر تحت تأثیر هوادیدگی شیمیایی قرار گرفته‌اند.

دو عنصر پتاسیم و منیزیم نیز طی هوادیدگی کانی‌های اولیه آزاد می‌گردند. ولی به علت رفتار پیچیده این دو عنصر و ذخیره شدن آنها در ترکیب کانی‌های رسی ثانویه (۸)، حضور یا عدم حضور این دو عنصر در ترکیب فرمول شاخص اثر مشخصی روی مقادیر ضریب همبستگی نداشته است. به عنوان مثال در فرمول شاخص هوادیدگی CIW دو عنصر K و Mg حضور ندارند، ولی همبستگی بالا و معنی-داری بین این شاخص و خصوصیات خاک مشاهده شد. همچنین دو شاخص هوادیدگی Ba و B/A دارای فرمولی مشابه می‌باشند و فقط در ساختار فرمول شیمیایی B/A عنصر منیزیم به عنوان یک عنصر متحرک استفاده شده است. این در حالی است که مقادیر ضریب همبستگی در مورد شاخص B/A کمتر از Ba است. احتمالاً عنصر منیزیم در خاک‌های مورد مطالعه به عنوان یک عنصر متحرک عمل نکرده و در ساختار کانی‌های ثانویه بکار رفته و از خاکرخ خارج نمی‌شود. قابل ذکر است که کانی رسی ثانویه غالب در بخش رس خاک‌های مطالعه شده اسمکتایت می‌باشد (۳۶) که خود دلیلی بر ذخیره این عنصر در خاک می‌باشد.

ضرایب همبستگی بین خصوصیات خاک و شاخص‌های هوادیدگی Si/Al، Si/Ses، Si/Fe، Si/R، RPI، STI، WI-1 و WI-2 معنی دار نمی‌باشد (جدول ۵). در فرمول شیمیایی این شاخص‌ها عنصر Si به عنوان یک عنصر متحرک در نظر گرفته شده است. سیلیسیم در خاک‌هایی که به شدت تحت اثر هوادیدگی شیمیایی قرار نگرفته‌اند و یا به عبارتی در مراحل ابتدایی و یا متوسط هوادیدگی هستند، بعد از آزاد شدن از کانی‌های اولیه از خاکرخ خاک خارج نمی‌شود و در ساختار کانی‌های رسی ثانویه ذخیره می‌شود. به همین دلیل این شاخص‌های هوادیدگی نتوانسته‌اند روند هوادیدگی خاک‌های مورد مطالعه در این ناحیه نیمه خشک را پیش‌بینی کنند و ضرایب همبستگی خوبی هم با خصوصیات خاک نشان ندادند. همچنین شاخص‌های هوادیدگی a، b، b1، Alkalin Ratio و Leaching Factor که به صورت نسبتی از اکسیدهایی که رفتار ژئوشیمی مشابهی (غیر متحرک/غیر متحرک یا متحرک/متحرک) در طول هوادیدگی دارند، برای پیش بینی شدت هوادیدگی در منطقه مناسب نمی‌باشند.

این نتایج با نتایج حاصل از مطالعه دزگرین آیدین و همکاران (۸) همخوانی دارد. آنها شاخص‌های هوادیدگی متفاوتی را با درجات هوادیدگی تعریف شده بر اساس ترکیب کانی‌شناسی افق‌های هوادیده حاصل از یک سنگ آذرین در منطقه نیمه حاره هنگ کنگ مورد بررسی قرار دادند. نتایج حاصل از این مطالعه نیز نشان دادند که شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی که بر اساس نسبتی از اکسیدهای متحرک به یک یا چند اکسید غیر متحرک می‌باشند، برای بیان شدت هوادیدگی خاکرخ‌های در منطقه مطالعاتی مناسب‌تر هستند.

شدت هوادیدگی بر اساس منحنی‌های A-CN-K و MFW و مقایسه آنها با شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی

مقادیر متوسط شاخص‌های هوادیدگی که ضرایب همبستگی بالایی با خصوصیات خاک نشان دادند، با در نظر گرفتن ضخامت افق‌های خاک برای هر خاکرخ محاسبه و به همراه مقدار شاخص سنگ مادری آن خاکرخ در جدول ۶ نشان داده شده است. شاخص-های هوادیدگی مانند CIA، PIA و CIW بر اساس تخریب یک کانی اولیه ناپایدار می‌باشند. به عنوان مثال شاخص هوادیدگی CIA روند هوادیدگی را بر اساس تجزیه کانی‌های فلدسپار که غالب‌ترین کانی اولیه در سنگ‌های پوسته زمین می‌باشد، پیش بینی می‌کند. در فرمول این شاخص فرض شده است که اکسیدهای Al، Ca، Na و K به صورت مشخص و معنی‌داری فقط در کانی‌های فلدسپار حضور دارند.

Archive of SID

www.SID.ir

جدول ۵- خلاصه‌ای از شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی و ضرایب همبستگی بین این شاخص‌ها و خصوصیات خاکخا برای خاکرخ‌های مطالعه شده

شاخص هوادیدگی	فرمول	pH(pyro-P_y)	(Fe_o-Fe_d/Fe_t)	رس ٪	منبع
Silica/alumina (Si/Al)	SiO_2/Al_2O_3	-/۰۱۸	-/۱۷۱	-/۳۹۵*	Ruxton (۱۹۶۸)
Silica/sesquioxides (Si/Ses)	$SiO_2/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$	-/۰۱۶	-/۱۶۸	-/۳۶۶*	Birkeland (۱۹۹۹)
Silica/Iron (Si/Fe)	SiO_2/Fe_2O_3	-/۰۳۱	۰/۰۰۲	-/۳۱۰	Birkeland (۱۹۹۹)
Silica/R_2O_3 (Si/R)	$SiO_2/(Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2)$	-/۰۱۶	-/۱۷۵	-/۳۹۴*	Birkeland (۱۹۹۹)
Reiche's Product Index (RPI)	$100(SiO_2/(SiO_2+TiO_2+Fe_2O_3+FeO)+Al_2O_3)$	-/۰۰۷	-/۱۳۶	-/۲۲۲	Reiche (۱۹۳۷)
Silica-Titanium Index (STI)	$100[(SiO_2/TiO_2)/((SiO_2/TiO_2)+(SiO_2/Al_2O_3)+(Al_2O_3/TiO_2))]$	-/۰۴۳	-/۲۲۷	-/۴۶۱**	De Jayawardena and Izawa (۱۹۹۴)
Potassium-Sodium (a)	K_2O/Na_2O	-/۳۳۷*	۰/۳۶۴*	-/۲۷۴	Ruxton (۱۹۶۸)
Alkaline Ratio	$K_2O(K_2O+Na_2O)100$	-/۳۳۴*	۰/۲۹۱	-/۳۷۷*	Hamois and Moore (۱۹۸۸)
Aluminum/Iron (b)	Al_2O_3/Fe_2O_3	-/۰۵۱	۰/۰۷۴	-/۰۷۷	Jenny(۱۹۴۱)
Aluminum/Titanium (bt)	Al_2O_3/TiO_2	-/۱۷۶	-/۲۲۲	-/۳۸۵*	Rocha Filho et al. (۱۹۸۵)
(Potassium-Sodium)/Aluminum (ba)	$(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$	-/۱۶۸	-/۱۹۲**	-/۵۴۱**	Rocha Filho et al. (۱۹۸۵)
(Calcium-Magnesium) / Aluminum (ba)	$(CaO+MgO)/Al_2O_3$	-/۱۸۶**	-/۶۰۳**	-/۵۵۱**	Rocha Filho et al. (۱۹۸۵)
(Potassium-Sodium- Magnesium)/Aluminum (ba)	$(K_2O+Na_2O+MgO)/Al_2O_3$	-/۱۷۸*	-/۵۲۰**	-/۶۴۲**	Rocha Filho et al. (۱۹۸۵)
(Potassium-Sodium-Calcium)/Aluminum (Ba)	$(K_2O+Na_2O+CaO)/Al_2O_3$	-/۱۴۲**	-/۵۴۲**	-/۸۸۲**	Rocha Filho et al. (۱۹۸۵)
Bases/Alumina (BA)	$(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)/Al_2O_3$	-/۱۵۵**	-/۶۶۲**	-/۷۸۵**	Birkeland (۱۹۹۹)
Bases/R_2O_3 (BR)	$(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)/(Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2)$	-/۱۶۸**	-/۵۴۲**	-/۸۷۶**	Birkeland (۱۹۹۹)
Chemical Index of Alteration (CIA)	$100Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)$	-/۶۱۲**	-/۸۱۵**	-/۵۸۵**	Nesbitt and Young (۱۹۸۲)
Chemical Index of Weathering (CIW)	$100Al_2O_3/(Al_2O_3+Na_2O+CaO)$	-/۶۴۸**	-/۸۲۹**	-/۵۲۹**	Harnois (۱۹۸۸)
Plagioclase Index of Alteration (PIA)	$100[(Al_2O_3-K_2O)/(Al_2O_3+CaO-Na_2O-K_2O)]$	-/۶۲۷**	-/۸۴۰**	-/۵۶۳**	Fedo et al. (۱۹۹۵)
Parker's Weathering Index (PWI)	$(100/[(2Na_2O/0.35)+(MgO/0.9)+(2K_2O/0.25)+(CaO/0.7)])$	-/۴۹۹**	-/۴۲۸**	-/۲۹۸**	Parker (۱۹۷۰)
Weathering Ratio (WR)	$(CaO+MgO+Na_2O)/TiO_2$	-/۶۲۹**	-/۵۸۴**	-/۸۰۲**	Chittleborough (۱۹۹۱)
Weathering Index 1 (WI-1)	$(SO_3+CaO)/(Fe_2O_3+TiO_2)$	۰/۰۲۰	-/۱۴۱	-/۳۶۵*	Darmody et al. (۲۰۰۵)
Weathering Index 2 (WI-2)	$(SO_3+CaO)/(Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2)$	۰/۰۹۷	-/۲۰۱	-/۴۹۲**	Darmody et al. (۲۰۰۵)

* منابع مربوط به شاخص های مطالعه شده در منابع شماره ۸، ۲۲ و ۳۰ موجود می باشند.

www.SID.ir

حال اگر سنگ مادری دارای مقادیر زیادی از کانی‌های دیگری مانند آمفیبول (که حاوی این عناصر است) باشد، به کار بردن شاخص CIA خالی از اشکال نمی‌باشد. علاوه بر این مقادیر CIA برای انواع سنگ‌ها متفاوت است (جدول ۶).

به عنوان مثال مقدار CIA برای نمونه‌های سنگ گرانیت و پیروکسن دیوریت به ترتیب ۴۹/۹۶ و ۴۸/۴۰ می‌باشد و حداقل تحولاتی طی هوادیدگی باعث تغییر مقدار این شاخص به ۵۶/۰۴ و ۵۶/۹۵ در خاکرخ حاصل از این دو سنگ گردیده است. این در حالی است که مقدار این شاخص برای سنگ‌های بیرونی هوادیده نشده هورنبلند آندزیت و داسیت به ترتیب ۵۷/۳ و ۵۶/۹ می‌باشد. علاوه بر CIA دیگر شاخص‌های هوادیدگی ذکر شده در جدول ۶ هم دارای مقادیر متفاوت برای سنگ‌ها می‌باشند. بنابراین مقادیر این شاخص‌ها برای سنگ مادری، بر مقدار آن در خاکرخ اثر دارد. به کار بردن این شاخص‌ها و مقایسه کردن خاکرخ‌های حاصل از سنگ‌های مادری متفاوت خالی از اشکال نمی‌باشد. به طور کلی می‌توان گفت مفید بودن شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی به شدت به ژئوشیمی سنگ مادری هوادیده نشده بستگی دارد (۲۸).

همچنین قابل ذکر است که در فرمول شیمیایی این شاخص‌ها تمامی عناصر اصلی در نظر گرفته نشده است. یک شاخص هوادیدگی مناسب باید بتواند رفتار همه عناصر را در تمامی مراحل هوادیدگی، جهت کاهش احتمال نتایج نادرست پیش‌بینی کند. همچنین یک شاخص هوادیدگی مناسب باید قابل کاربرد برای محدوده زیادی از سنگ‌ها باشد. مقدار عددی شاخص نیز باید برای مواد مادری هوادیده نشده تفاوت زیادی نداشته باشد، که بتوان به راحتی و بدون اینکه ترکیب سنگ مادری اثری روی مقدار کمی شاخص داشته باشد، شدت هوادیدگی بین خاکرخ‌های متفاوت را با هم مقایسه کرد (۱۰ و ۳۰).

روش MFW با به کار بردن اغلب اکسیدهای اصلی محاسبه می‌شود و با توجه به شکل ۲ مقادیر W برای تمامی مواد مادری مطالعه شده تقریباً یکسان می‌باشد. منحنی MFW به خوبی نشان می‌دهد که خاکرخ‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین درونی در مراحل ابتدایی هوادیدگی قرار دارند و روند هوادیدگی را می‌توان بدین صورت بیان کرد: هورنبلند آندزیت> پیروکسن آندزیت> داسیت> سنگ‌های آذرین درونی (که کم و بیش در مرحله ابتدایی و شرایط یکسانی از هوادیدگی قرار دارند). این نتیجه با خصوصیات خاک‌ها و مطالعات صحرایی که شدت هوادیدگی به صورت مشخصی در مورد خاکرخ‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین بیرونی بیشتر از آذرین درونی مطابقت دارند.

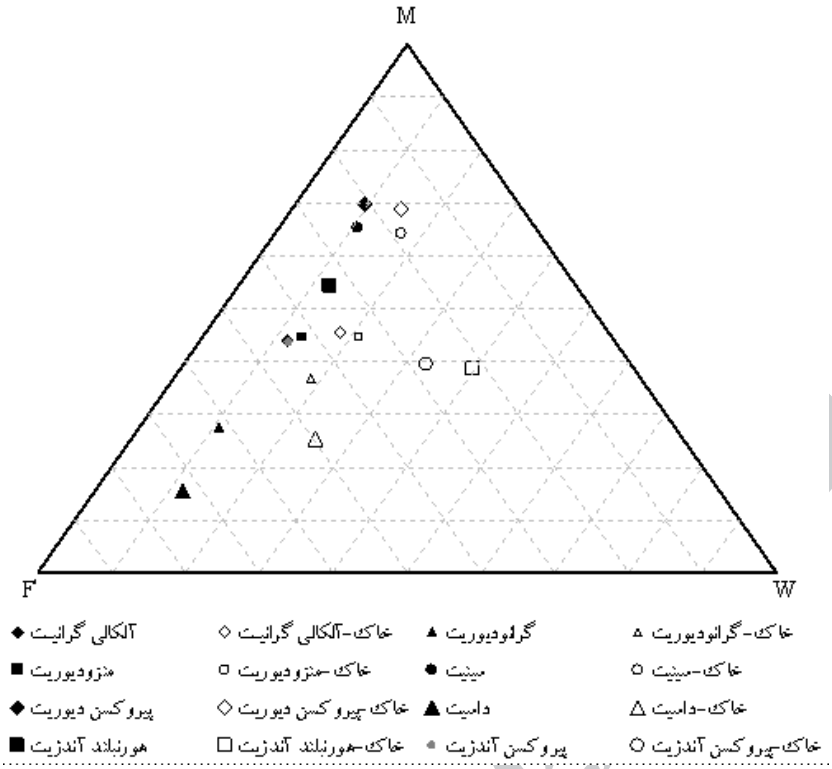
جدول ٦- مقادیر عددی شاخص‌های با ضرایب همبستگی بالا با خصوصیات خاک برای خاکرخ‌های مطالعه شده

ماده مادری	آلکالی گرانیت		گرانودیوریت		منزودیوریت		سینیت		پیروکسن دیوریت		داسیت		هورنبلند آندزیت		پیروکسن آندزیت	
شاخص	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ
(R -۰) Ba	۰/۷۹	۱/۰۰	۰/۶۵	۰/۸۲	۰/۷۲	۰/۸۸	۰/۶۷	۰/۹۵	۰/۷۶	۱/۰۷	۰/۵۵	۰/۷۶	۰/۳۸	۰/۷۵	۰/۴۴	۰/۸۱
(R-۰) B/R	۰/۶۴	۰/۸۱	۰/۵۹	۰/۷۶	۰/۶۰	۰/۷۵	۰/۵۲	۰/۷۲	۰/۵۸	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۷۰	۰/۳۲	۰/۵۹	۰/۴۴	۰/۷۱
(R-۰) B/A	۰/۹۶	۱/۱۹	۰/۸۰	۰/۹۳	۰/۹۱	۱/۰۵	۱/۰۴	۱/۱۷	۱/۰۰	۱/۳۰	۰/۶۴	۰/۸۲	۰/۵۰	۰/۸۴	۰/۶۱	۰/۹۵
(R-۱۰۰) CIA	۵۶/۰۴	۴۹/۹۶	۶۰/۵۴	۵۵/۰۷	۵۸/۰۴	۵۳/۱۷	۵۹/۹۷	۵۱/۳۰	۵۶/۹۵	۴۸/۴۰	۶۴/۵۱	۵۶/۹۶	۷۲/۳۷	۵۷/۲۹	۶۹/۵۹	۵۵/۳۶
(R-۱۰۰) CIW	۶۶/۵۲	۵۸/۷۰	۷۰/۱۷	۶۴/۳۰	۶۹/۰۴	۶۲/۲۲	۶۷/۱۳	۵۷/۱۸	۶۳/۵۱	۵۳/۸۰	۷۷/۰۳	۷۰/۴۴	۸۰/۳۳	۶۱/۶۲	۷۹/۹۳	۶۰/۶۳
(R-۱۰۰) PIA	۵۸/۸۱	۴۹/۹۴	۶۴/۵۲	۵۷/۱۱	۶۱/۸۰	۵۴/۴۷	۶۲/۶۸	۵۱/۶۳	۵۸/۷۵	۴۷/۹۹	۷۱/۴۶	۶۱/۲۷	۷۷/۹۱	۵۸/۴۸	۷۶/۴۳	۵۷/۲۳
(R -۰) PWI	۵۷۸۶	۷۱۳۰	۵۱۳۴	۶۵۲۳	۶۰۳۳	۶۸۲۱	۵۲۸۷	۶۵۷۸	۵۳۹۰	۶۸۳۴	۵۸۹۷	۸۵۵۲	۳۶۶۸	۵۰۴۸	۴۴۵۴	۶۶۸۹
(R-۰) WR	۱۱/۶۴	۱۶/۸۹	۱۳/۰۶	۲۰/۰۷	۹/۱۳	۱۲/۴۸	۱۲/۹۲	۲۰/۳۸	۱۲/۰۵	۱۹/۲۷	۹/۳۵	۱۶/۲۱	۵/۲۳	۱۴/۰۲	۷/۷۶	۱۶/۲۸

(۰ یا۱۰۰-R): تغییرات مقادیر شاخص از مقدار عددی سنگ(هوادیده نشده) به سمت عدد صفر یا صد (کاملاً هوادیده)

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۲- منحنی مثلثی MFW برای نمونه‌های سنگ مادری و میانگین خاکرخ‌های مطالعه شده در شمال غرب ایران.
F (Felsic): موادی مادری با ترکیب اسیدی ، M (Mafic): مواد مادری با ترکیب بازی، W (Weathered): نمونه‌های هوادیده شده

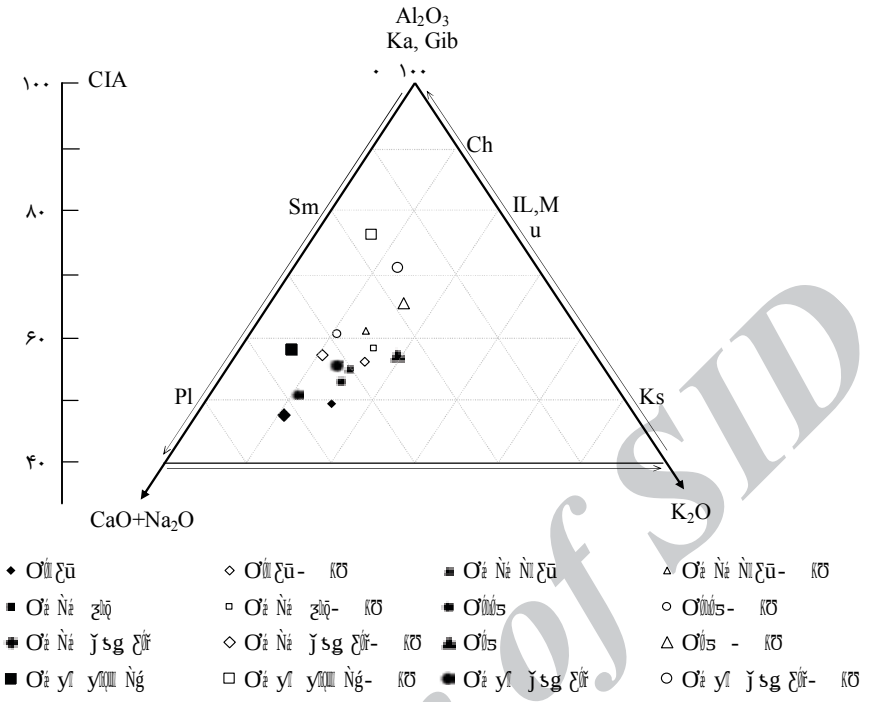
شاخص‌های هوادیدگی Ba، B/A، CIA، CIW و PIA شدت هوادیدگی بیشتر در خاکرخ‌های حاصل از سنگ‌های آذرین بیرونی را نسبت به درونی نشان دادند (جدول ۶). سه شاخص هوادیدگی B/R، PWI و WR تفاوت شدت هوادیدگی بین خاکرخ توسعه یافته روی سنگ داسیت را با برخی از خاکرخ‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین درونی به خوبی نشان ندادند. به عنوان مثال مقدار شاخص B/R برای خاکرخ‌های حاصل از سنگ‌های آذرین درونی از ۰/۵۲ تا ۰/۶۴ متغیر بوده است و این در حالی است که مقدار این شاخص برای خاکرخ توسعه یافته روی داسیت ۰/۵۰ است. از بین پنج شاخص ذکر شده فقط دو شاخص هوادیدگی CIA و Ba روندی مشابه شاخص هوادیدگی MFW نشان می‌دهند و به خوبی توانسته‌اند شدت هوادیدگی را در مورد خاکرخ‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین بیرونی (هورنبلند آندزیت> پیروکسن آندزیت > داسیت) و درونی نشان دهند.

در فرمول شیمیایی شاخص CIW، پتاسیم حضور ندارد و آلومینیوم همراه با K–فلدسپارها را محاسبه نمی‌کند. این مسئله ممکن است مقادیر خیلی زیادی را برای سنگ‌هایی که غنی از K–فلدسپارها هستند ایجاد کند، در حالی که ممکن است این سنگ ها هوادیده شده یا هوادیده نشده باشند (۱۰). در مورد شاخص PIA نیز این شاخص فقط هوادیدگی ذرات پلاژیوکلاز را پیش‌بینی می‌کند (۱۰). با توجه به توضیح فوق این دو شاخص نتوانسته‌اند به درستی تفاوت شدت هوادیدگی را بین خاکرخ‌های توسعه یافته روی سنگ-های آذرین بیرونی (هورنبلند آندزیت و پیروکسن آندزیت) که در مرحله متوسط هوادیدگی می‌باشند، نشان دهند. با توجه به شدت هوادیدگی بیشتر در این خاک‌ها احتمالاً کانی‌های اولیه پتاسیم‌دار نیز تا حدودی تحت تأثیر هوادیدگی قرار گرفته‌اند. با اینکه احتمال ذخیره پتاسیم در کانی‌های رسی ثانویه می‌باشد، به نظر می‌رسد که مقدار تخلیه در مورد این عنصر در این خاکرخ‌ها صورت گرفته است و دو شاخص هوادیدگی CIW و PIA نتوانسته‌اند تفاوت شدت هوادیدگی را در این سه خاکرخ نشان دهند.

منحنی A-CN-K روشی گرافیکی برای کمی کردن شاخص هوادیدگی CIA (بازتابی از شرایط هوادیدگی ذرات فلدسپار) می‌باشد (۲۶). این منحنی (شکل ۳) روندی مشابه منحنی MFW نشان می‌دهد، ولی همانگونه که قبلاً نیز ذکر گردید مشکل این روش، مقادیر متفاوت شاخص برای انواع سنگ‌های هوادیده نشده است که به ترکیب شیمیایی آن بستگی دارد.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۳- منحنی مثلثی A (Al_2O_3)-CN ($CaO+Na_2O$)-K(K_2O) برای نمونه‌های سنگ مادری و میانگین خاکرخ‌های مطالعه شده در شمال غرب ایران

به عنوان مثال همان گونه که قبلاً نیز ذکر شد و در شکل ۳ نیز مشاهده می‌شود، خاکرخ‌های توسعه یافته روی سنگ‌های گرانیت و پیروکسن دیوریت نسبت به سنگ مادری خود تفاوت مشخصی نشان می‌دهند، این در حالی است که مقادیری تقریباً مشابه با سنگ هوادیده نشده داسیت و هورنبلند آندزیت نشان می‌دهند.

منحنی A-CN-K روند هوادیدگی را تقریباً موازی محور A-CN نشان می‌دهد. این منحنی حضور مقادیر زیادتر کانی‌های ثانویه رسی را در خاکرخ‌های هورنبلند آندزیت و سپس پیروکسن آندزیت نشان می‌دهد که با درصد رس زیاد در این خاکرخ‌ها مطابقت دارد. همچنین روند هوادیدگی را به سمت تولید کانی اسمکتایت نشان می‌دهد که با نتایج کانی‌شناسی رسی در این خاک ها که اسمکتایت کانی غالب می‌باشد همخوانی دارد (۳۶).

به طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که روش آماری MFW و یا به عبارت دیگر شاخص هوادیدگی آماری W بهترین شاخص جهت بیان روند هوادیدگی خاکرخ‌های حاصل از مواد مادری آذرین در منطقه مطالعاتی می‌باشد. بعد از شاخص W دو شاخص هوادیدگی شیمیایی CIA و Ba جهت بیان روند هوادیدگی در این منطقه خشک و نیمه خشک مناسب می‌باشند.

نتیجه گیری

نتایج حاصل از این مطالعه حاکی از آن است که شاخص‌های هوادیدگی که فرمول شیمیایی آنها بر اساس نسبت گروهی از اکسیدهای متحرک به یک یا چند اکسید نامتحرک می‌باشد (Ba، B/A، B/R، CIA، CIW، PIA، PWI و WR)، همبستگی معنی‌دار و بالایی با خصوصیات خاک (درصد رس، آهن پدوژنیک و جرم مخصوص ظاهری) نشان دادند. به نظر می‌رسد که این شاخص‌ها جهت بیان شدت هوادیدگی در مناطق نیمه خشک قابل اعتماد می‌باشند. ضرایب همبستگی ضعیفی برای شاخص‌هایی که نسبتی از اکسیدهای با رفتار ژئوشیمیایی ساده و مشابه می‌باشند (متحرک به متحرک یا غیر متحرک به غیر متحرک) مشاهده شد. همچنین شاخص‌هایی که از سیلیسیم به عنوان عنصر متحرک در فرمول آنها

Archive of SID

www.SID.ir

استفاده شده است، برای پیش‌بینی شدت هوادیدگی در منطقه مناسب نمی‌باشند. علت آن تخلیه بسیار کم سیلیسیم و ذخیره آن در کانی-های رسی ثانویه در طول هوادیدگی می‌باشد. به علت تفاوت در مقادیر عددی شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی برای سنگ‌های متفاوت و همچنین عدم استفاده از تمامی عناصر اصلی در ترکیب این شاخص‌ها، استفاده از شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی خالی از اشکال نمی‌باشد. شاخص هوادیدگی W (به عبارت دیگر منحنی مثلثی MFW)، شاخصی آماری است که در محاسبه شدت هوادیدگی، اکثر عناصر اصلی را در نظر گرفته است. همچنین مقادیر W برای تمامی سنگ‌های مادری آذرین در این روش تقریباً مشابه می‌باشد. شدت هوادیدگی بر اساس این شاخص در خاکرخ‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین بیرونی (هورنبلند آندزیت> پیروکسن آندزیت> داسیت) بیشتر از آذرین درونی (در مرحله ابتدایی هوادیدگی و با شدت هوادیدگی تقریباً برابر) می‌باشد. این روند هوادیدگی روی منحنی A-CN-K نیز که روشی گرافیکی جهت نشان دادن شدت هوادیدگی بر اساس شاخص هوادیدگی CIA می‌باشد، نیز مشاهده می‌شود. از بین شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی که ضرایب همبستگی خوبی با خصوصیات خاک نشان دادند دو شاخص CIA و Ba قادر به پیش بینی شدت هوادیدگی تقریباً مشابه با منحنی MFW می‌باشند.

منابع

1- Aide M., and Smith-Aide C. 2003. Assessing soil genesis by rare-earth elemental analysis. Soil Sci. Soc. Am. J., 67(5): 1470-1476.

2- Arduino E., Barberis E., Ajmone Marsan F., Zanini E., and Franchini M. 1986. Iron oxides and clay minerals within profiles as indicators of soil age in Northern Italy. Geoderma, 37(1): 45-55.

3- Blum A.E., and Stillings L.L. 1995. Feldspar dissolution kinetics. Rev. Mineral. Geochem., 31(1): 291-351.

4- Bluth G.J.S., and Kump L.R. 1994. Lithologic and climatologic controls of river chemistry. Geochim. Cosmochim. Acta, 58(10): 2341-2359.

5- Brimhall G.H., and Dietrich W.E. 1987. Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51(3): 567-587.

6- Burt R., Wilson M.A., Keck T.J., Dougherty B.D., Strom D.E., and Lindahl J.A. 2003. Trace element speciation in selected smelter-contaminated soils in Anaconda and Deer Lodge Valley, Montana, USA. Adv. Environ. Res. pp. 51-67.

7- Caspari T., Bäumler R., Norbu C., Tshering K., and Baillie I. 2006. Geochemical investigation of soils developed in different lithologies in Bhutan, Eastern Himalayas. Geoderma, 136: 436-458.

8- Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., and Malpas J. 2002. Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. Eng. Geol., 63(1-2): 99-119.

9- Eisenhauer A., Meyer H., Rachold V., Tütken T., Wiegand B., Hansen B.T., Spielhagen R.F., Lindemann F., and Kassens H. 1999. Grain size separation and sediment mixing in Arctic Ocean sediments: evidence from the strontium isotope systematic. Chem. Geol., 158(3-4): 173-188.

10- Fedo C.M., Nesbitt H.W., and Young G.M. 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology 23: 921-924.

11- Guan P. Ng C.W.W., Sun M., and Tang W. 2001. Weathering indices for rhyolitic tuff and granite in Hong Kong. Eng. Geol., 59(1-2): 147-159.

12- Hamdan J., and Burnham C.P. 1996. The contribution of nutrients from parent material in three deeply weathered soils of Peninsular Malaysia. Geoderma, 74(3-4): 219-233.

13- Hossner L.R. 1996. Dissolution for Total Element Analysis . In. Sparks, D.L. (Ed.) Methods of soil analysis, part 3. ASA. SSSA. Madison, WI, USA. pp. 49-64.

14- Hessler A.M., and Lowe D.R. 2006. Weathering and sediment generation in the Archean: An integrated study of the evolution of siliciclastic sedimentary rocks of the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. Precambrian Res. 151. pp. 185-210.

15- http://en.wikipedia.org/wiki/Bowen's_reaction_series.

16- Islam M.R., Stuart R., Risto A., and Vesa P. 2002. Mineralogical changes during intense chemical weathering of sedimentary rocks in Bangladesh. J. Asian Earth Sci., 20(8): 889-901.

17- Jamali H., Dilek Y., Daliran F., Yaghubpur A., and Mehrabi B. 2010. Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. Int. Geol. Rev., 52: 608–630.

18- James W.C., Mack G.H., and Suttner L.J. 1981. Relative alteration of microcline and sodic plagioclase in semi-arid and humid climates. J. Sed. Res., 51. 151-164.

19- Kautz C.Q., and Martin C.E. 2007. Chemical and physical weathering in New Zealand's Southern Alps monitored by bedload sediment major element composition. Appl.Geochem., 22(8): 1715-1735.

Archive of SID

www.SID.ir

20- Khormali F, Abtahi A, and Stoops G. 2006. Micromorphology of calcitic features in highly calcareous soils of Fars Province, Southern Iran. Geoderma, 132. 31-46.
21- Lee Y.I., Lim H.S., and Yoon H.I. 2004. Geochemistry of soils of King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica: Implications for pedogenesis in cold polar regions. Geochim. Cosmochim. Acta., 68(21): 4319-4333.
22- Marsan F.A., Bain D.C., and Duthie D.M.L. 1988. Parent material uniformity and degree of weathering in a soil chronosequence, northwestern Italy. Catena, 15(6): 507-517.
23- Muhs D.R., and Benedict J.B. 2006. Eolian additions to Late Quaternary alpine soils, Indian Peaks Wilderness Area, Colorado Front Range. Arctic Antarctic and Alpine Research, 38: 120-130.
24- Munroe J.S., Farrugia G., and Ryan P.C. 2007. Parent material and chemical weathering in alpine soils on Mt. Mansfield, Vermont, USA. Catena, 70: 39-48.
25- Nesbitt H.W., and Markovics G. 1997. Weathering of granodioritic crust, long term storage of elements in weathering profils, and petrogenesis of siliciclastic sediments. Geochem. Cosmochim. Acta, 61: 1653-1670.
26- Nesbitt H.W., and Young G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. Geochim.Cosmochim. Acta, 48(7): 1523-1534.
27- Oh N.H., and Richter D.D. 2005. Elemental translocation and loss from three highly weathered soil-bedrock profiles in the southeastern United States. Geoderma, 126(1-2): 5-25.
28- Ohta, T., and Arai H. 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. Chemical Geology, 240: 280–297. 67.
29- Ortiz M., Simo´n C., Dorronsoro F., Martı´N., and Garcı´a I. 2002. Soil evolution over the Quaternary period in a Mediterranean climate (SE Spain). Catena, 48: 131–148.
30- Price J.R., and Velbel M.A. 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. Chem. Geol., 202(3-4): 397-416.
31- Rahardjo H., Aung K.K., Leong E.C., and Rezaur R.B. 2004. Characteristics of residual soils in Singapore as formed by weathering. Eng. Geol., 73: 157-169.
32- Schroeder P.A., Melear N.D., West L.T., and Hamilton D.A. 2000. Meta-gabbro weathering in the Georgia Piedmont, USA: implications for global silicate weathering rates. Chem.Geol., 163: 235-245.
33- 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.
34- Tijani M.N., Okunlola O.A., and Abimbola A.F. 2006. Lithogenic concentrations of trace metals in soils and saprolites over crystalline basement rocks: A case study from SW Nigeria. Journal of African Earth Sciences, 46(5): 427-438.
35- Tripathi J.K., and Rajamani V. 1999. Geochemistry of the loessic sediments on Delhi ridge, eastern Thar desert, Rajasthan: implications for exogenic processes. Chem. Geol., 155(3-4): 265-278.
36- Yousefifard M., Ayoubi S., Poch R.M., Jalalian A., and Khademi H. 2013. Formation of pedogenic calcite and soil development on igneous rocks in the semiarid region of northwestern Iran . Geoderma (under reveiw).
37- White A., and Blum A. 1995. effects of climate on chemical weathering in watershed. Geochem. Cosmochim. Acta, 59: 1729-1747.

Archive of SID

www.SID.ir

Journal of Water and Soil
Vol. 27, No.2, May-Jun 2013, p. 266-281

نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۲۷، شماره ۲، خرداد – تیر ۱۳۹۲، ص. ۲۸۱-۲۶۶

Weathering Inrensity and Investigation of Weathring Indices in som Soils Developed on Igneous Rocks in West-north of Iran

M. Yousefifard[1]- S. Ayoubi[2*]- A. Jalalian[3]
Received:31-10-2012
Accepted:28-04-2013

Abstract

This study was conducted to assess different chemical weathering indices and to evaluate the weathering rates of soils developed on volcanic (hornbelende andesite, pyroxene andesite and dacite) and plutonic (alkali granite, granodiorite, monzodiorite, syenite and pyroxene diorite) igneous rocks in the northwestern Iran. Representative soil profiles were described and soil samples were collected and analyzed for selected chemical and physical properties. Total concentrations of major elements and trace element (Zr, V, Ti and Y) were determined with ICP-OES and ICP-MS, respectively. Significant correlation coefficients were obtained between soil properties (clay percent, pedogenic iron and bulk density) and Ba, B/A, B/R, CIA, CIW, PIA, PWI and the WR chemical weathering indices. These indices are based on the ratio of a group of mobile oxides to one or more immobile oxides and are suitable for explaining the weathering rate of the soils developed on igneous rocks in this semiarid region. A-CN-K and MFW ternary plots showed that the soils developed on volcanic rocks (hornbelende andesite> pyroxene andesite> dacite) were more weathered than those on the plutonic parent rocks (alkali granite, granodiorite, monzodiorite, syenite, pyroxene diorite). Ba and CIA weathering indices predicted weathering trend such as MFW ternary plot, and it seems these two weathering indices are the most suitable weathering indices after W index (or MFW ternary plot) in this semiarid region. Ca, Na and K elements are presented in chemical weathering formulas of these two indices. These elements are in the feldspar minerals structures which are the most mineral in the earth crust.

Keywords: Chemical weathering, Weathering indices, Weathering rate, Igneous rocks

Archive of SID

1- Assistant Professor, Depatment of Agriculture Sciences, Payam Noor University
2,3- Assocaite Professor and Professor, Department of Soil Science, College of Agriculture, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran
(*-Corresponding Author Email: ayoubi@cc.iut.ac.ir)

www.SID.ir