

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

مریم یوسفی فرد<sup>۱</sup> - شمس اله ایوبی<sup>۲\*</sup> - احمد جلالیان<sup>۳</sup>

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۸/۹

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۲/۸

### چکیده

این مطالعه جهت بررسی شاخص‌های هواپدگی شیمیایی متفاوت و همچنین ارزیابی شدت هواپدگی خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین بیرونی (هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت و داسیت) و درونی (آلکالی گرانیت، گرانودیوریت، منزودیوریت، سنیبت و پیروکسن دیوریت) در شمال غرب ایران انجام گردید. خاک‌ها 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 V، Zr، Y با دستگاه ICP-MS تعیین شد. ضرایب همبستگی بالا و معنی‌داری بین شاخص‌های هواپدگی شیمیایی Ba، B/A، B/R، CIA، CIW، PIA، PWI، WR با خصوصیات خاک (درصد رس، آهن پدوژنیک و جرم مخصوص ظاهری) مشاهده گردید. از بین شاخص‌های هواپدگی شیمیایی متفاوت، شاخص‌هایی که نسبتی از گروهی از اکسیدهای متحرک به یک یا چند اکسید نامتحرک می‌باشند، جهت برآورد شدت هواپدگی خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین در این منطقه نیمه خشک مناسب می‌باشند. متحنی‌های مثلی MFW و A-CN-K بیانگر تکامل و شدت هواپدگی بیشتر خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین بیرونی (هورنبلند آندزیت) پیروکسن آندزیت < داسیت) در مقایسه با سنگ‌های آذرین درونی (با شدت هواپدگی تقریباً مشابه و در مرحله ابتدایی هواپدگی) می‌باشند. از بین هشت شاخص هواپدگی شیمیایی که دارای ضرایب همبستگی بالا با خصوصیات خاک بودند دو شاخص Ba و CIA شدت هواپدگی را مانند متحنی MFW پیش بینی کردند. به نظر می‌رسد که این دو شاخص بعد از شاخص W (یا متحنی MFW) مناسبترین شاخص‌های هواپدگی شیمیایی برای ارزیابی شدت هواپدگی 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.

واژه‌های کلیدی: هواپدگی شیمیایی، شاخص‌های هواپدگی، شدت هواپدگی، سنگ‌های آذرین

### مقدمه

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 هواپدگی 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 هواپدگی است (۳۳).

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

فرآیند هواپدگی 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 هواپدگی 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

۱- استادیار گروه مهندسی کشاورزی، دانشگاه پیام نور

۲ و ۳- دانشیار و استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

(Email: ayoubi@cc.iut.ac.ir

\*) نویسنده مسئول:

در مقابل درجه هوازدگی 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 هوازدگی برای نشان دادن تغییرات هوازدگی گزارش شدند. مطالعات ذکر شده نشان دادند که بیشتر شاخص‌های شیمیایی توانایی نشان دادن پیچیدگی‌های خاک‌های هوازیده را ندارند و لازم است شاخص یا شاخص‌های هوازدگی مناسب برای هر منطقه مورد بررسی قرار گیرند.

هوازدگی شیمیایی کانی‌های اولیه باعث هدررفت عناصر متحرک (Ca, Mg, K و Na) و تجمع کانی‌های رسی ثانویه متفاوت مانند گروه کائولن، ورمی کولایت، اسمکتایت و ... می‌شود (۳۲). به عنوان مثال بلوم و استیلینگز (۳) رسوب کانی‌های کائولینایت و کانی‌های ثانویه دیگر را طی هوازدگی 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 هوازدگی 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 سترات-بیکربنات-دیتیونات (Fe<sub>d</sub>)) رسوب می‌یابد. نسبت بین اکسید آهن با کریستالیت خوب ((قابل عصاره گیری با اگزالات آمونیوم (Fe<sub>d</sub>-Fe<sub>o</sub>) و مقدار آهن کل (Fe<sub>t</sub>) به عنوان یک اندازه گیری نسبی از شدت هوازدگی در مطالعات استفاده شده است (۲، ۷ و ۳۳).

شاخص‌های هوازدگی شیمیایی زیادی برای ارزیابی رفتار ژئوشیمیایی خاک‌های هوازیده ارائه شده است و لازم است جهت کاربرد بهتر و مناسب‌تر این شاخص‌های هوازدگی، 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 هوازدگی و شاخص‌های هوازدگی در مورد خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین در مناطق خشک و نیمه خشک انجام شده است. بنابراین، این مطالعه جهت بررسی شاخص‌های هوازدگی متفاوت با استفاده از درصد رس، آهن پدوژنیک و جرم مخصوص ظاهری و همچنین برآورد شدت هوازدگی روی چند سنگ آذرین متفاوت در منطقه نیمه خشک شمال غرب ایران انجام گردید.

## مواد و روش‌ها

### توصیف منطقه مطالعاتی

نوار آتشفشانی اهر-سباران در قسمت شرقی نوار آتشفشانی البرز

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

شاخص‌های هوازدگی 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 هوازدگی کنترل می‌شود. انتظار می‌رود که با افزایش شدت هوازدگی، اکسیدهای اصلی Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، TiO<sub>2</sub> و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> که به عنوان اکسیدهای غیرمتحرک هستند در خاک مانده و اکسیدهای CaO، MgO، K<sub>2</sub>O، Na<sub>2</sub>O و SiO<sub>2</sub> که متحرک هستند کاهش یافته و مقدار آب ساختاری (Loss on Ignition) افزایش یابد (۸).

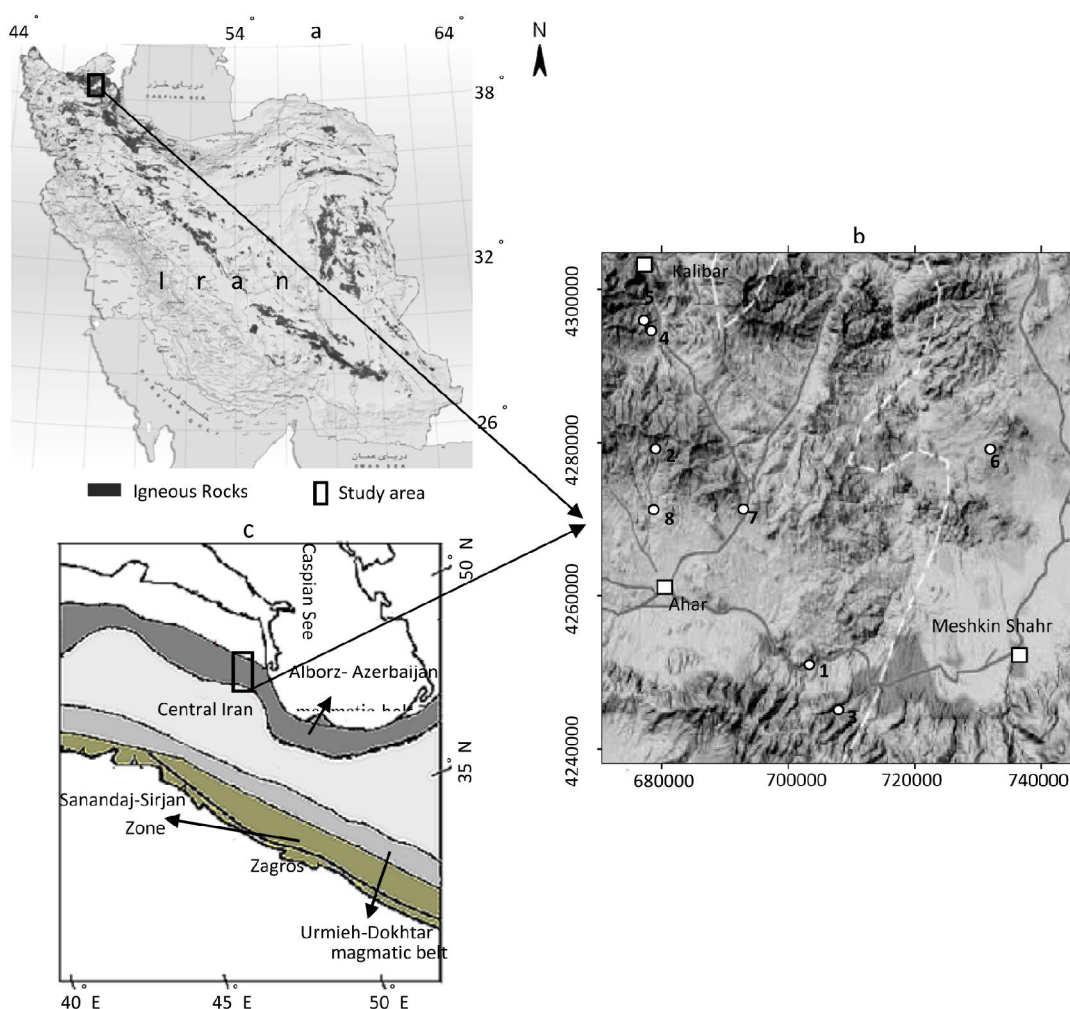
شاخص‌های هوازدگی شیمیایی برای کمی کردن تغییرات شیمی خاک با پیشرفت هوازدگی استفاده می‌شوند. جرم مخصوص ظاهری خاک به عنوان یک شاخص غیر وابسته به هوازدگی می‌تواند تغییرات در شاخص هوازدگی را مشخص نماید. جرم مخصوص ظاهری به صورت سیستماتیک با افزایش شدت هوازدگی کاهش می‌یابد (۱۱ و ۳۰). پرایس و ولبل (۳۰) برخی از شاخص‌های هوازدگی را با کاهش وزن مخصوص ظاهری به عنوان معیاری برای بررسی شدت هوازدگی خاک‌های حاصل روی سنگ‌های مادری اسیدی دگرسان شده مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه شاخص WIP<sup>۱</sup> با بیشترین ضریب همبستگی (۰/۷۱۶) به عنوان بهترین شاخص برای بیان شدت هوازدگی این خاک‌ها 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. دزگون-آیدین و همکاران (۸) با تعیین ویژگی-های پتروگرافی و درجه‌بندی هوازدگی یک خاک‌های هوازیده روی یک سنگ آذرین در شش کلاس، مقادیر عددی بیش از ۳۰ شاخص هوازدگی را مورد بررسی قرار دادند. آنها مقادیر عددی شاخص‌ها را

۱۰°C است. رژیم رطوبتی و حرارتی خاک در منطقه زیریک و مزیک می باشد.

### مطالعات صحرایی و نمونه برداری

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

قرار دارد و بوسیله تکه نازکی از بلوک ایران مرکزی، این نوار آتشفشانی از نوار آتشفشانی ارومیه-دختر جدا می شود (شکل ۱). از نظر زمین شناسی این نوار به دوران ائوسن با یک دوره شدید آتشفشانی مربوط می شود. در این دوره سنگ های با ترکیب اسیدی (Felsic) ایجاد شده و در دوران الیگو - میوسن با ایجاد پلوتن های گرانیتوئیدی ادامه یافته است. سنگ های درونی الیگو-میوسن در منطقه اغلب شامل مونزونیت و گرانودیوریت های با بافت درشت تا متوسط می باشند. به صورت محلی پلوتون های گابرو و دیوریت جوانتر و نفیلین - سینیت تا مونزو-سینیت با ترکیب قلیایی تر نیز در کلیبر و ورزقان در این نوار آتشفشانی مشاهده می شود (۱۷). متوسط بارندگی در منطقه مطالعاتی حدود ۳۵۰ mm میلی متر و درجه حرارت سالیانه



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: مزودیوریت ۴: سینیت ۵: پیروکسن دیوریت ۶: داسیت ۷: هورنبلند آندزیت ۸: پیروکسن آندزیت

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 خاک‌ها دارای عمقی بیشتر از عمق مطالعه شده بود نمونه سنگ مادری از رخنمون‌ها سنگی موجود در محل برداشت گردید.

خلاصه‌ای از ویژگی‌های خاک‌های مطالعه شده در جدول ۱ تشریح شده است. خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت و داسیت تحت عنوان Calcixerepts و بقیه خاک‌ها تحت عنوان Haploxerepts به روش آمریکایی طبقه بندی شدند. یک خاک‌ها به عنوان خاک درجا روی هر سنگ مادری انتخاب و

جدول ۱- مشاهدات صحرایی و طبقه‌بندی خاک‌های مطالعه شده

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

\*- طبقه‌بندی خاک به روش آمریکایی

## مطالعات آزمایشگاهی

نمونه‌های خاک ابتدا هوا خشک شده و سپس 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 سیترا-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, P) با دستگاه ICP-OES مدل Perkin-Elmer Optima 7300DV، و همچنین عناصر کمیاب Y, V, Zr با دستگاه ICP-MS مدل Perkin-Elmer ELAN9000 در نمونه‌های خاک و سنگ در کشور استرالیا اندازه‌گیری شد. مقدار آب ساختاری به وسیله حرارت دادن نمونه‌ها در دمای ۱۰۵۰°C به مدت یک ساعت در کوره محاسبه گردید (۱۹).

## محاسبات

ضرایب همبستگی به روش Spearman و Pearson به ترتیب برای داده‌های نرمال و غیر نرمال با استفاده از نرم افزار آماري SPSS بین خصوصیات خاک با شاخص‌های هوادیدگی شیمیایی محاسبه شد. جهت نمایش روند هوادیدگی منحنی‌های مثلثی A(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)-CN(CaO+Na<sub>2</sub>O)-K(K<sub>2</sub>O) به روش نسبت و یانگ (۲۶) و همچنین MFW<sup>۱</sup> 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.

$$M = \frac{0.395 \ln(\text{SiO}_2) + 0.206 \ln(\text{TiO}_2) + 0.316 \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.160 \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.246 \ln(\text{MgO}) + 0.368 \ln(\text{CaO}) + 0.073 \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.342 \ln(\text{K}_2\text{O}) + 2.266}{1} \quad (1)$$

$$F = \frac{0.191 \ln(\text{SiO}_2) - 0.397 \ln(\text{TiO}_2) + 0.20 \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.375 \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.243 \ln(\text{MgO}) + 0.079 \ln(\text{CaO}) + 0.392 \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.333 \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.892}{2}$$

$$W = \frac{0.203 \ln(\text{SiO}_2) + 0.191 \ln(\text{TiO}_2) + 0.296 \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.215 \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.02 \ln(\text{MgO}) - 0.448 \ln(\text{CaO}) - 0.464 \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.008 \ln(\text{K}_2\text{O}) - 1.374}{3}$$

## نتایج و بحث

### خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها

برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مطالعه شده در جدول شماره ۲ به طور خلاصه ارائه شده است. مقدار ماده آلی خاک‌ها 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 ۲۷/۸-۴۴/۳ cmol+/kg به ترتیب برای خاک‌های با بافت سبک و سنگین می‌باشد. واکنش خاک در تمامی خاک‌های مطالعه شده خنثی تا کمی قلیایی است.

رسوب کربنات کلسیم ثانویه در خاک‌های مناطق خشک و نیمه خشک یک پدیده معمول می‌باشد (۲۰). در خاک‌های 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 سنگین تر از خاک‌های حاصل از سنگ‌های آذرین بیرونی می‌باشد (جدول ۲) و مقدار رس مشاهده شده در خاک‌های 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<sub>d</sub>-Fe<sub>o</sub>)/Fe<sub>t</sub> در جدول شماره ۲ قابل مشاهده می‌باشد. مقادیر بیشتر این نسبت بیانگر مقادیر آهن پدوژنیک بیشتر است که در خاک‌های توسعه یافته روی مواد مادری آذرین بیرونی مشاهده می‌شوند.

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

ماده مادری	افق	سببیت		بافت	b p g cm <sup>-3</sup>	pH	CaCO <sub>3</sub> g kg <sup>-1</sup>	SOM g kg <sup>-1</sup>	CEC cmol <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup>	Fe		(Fe <sub>p</sub> -Fe <sub>o</sub> )/Fe <sub>t</sub>
		رین	شبن							Fe <sub>o</sub> g kg <sup>-1</sup>	Fe <sub>t</sub>	
آکالی گرانیت	A	۱۸۸/۲	۶۱۳/۵	SL	۱/۳۲	۷/۷۶	۱۵/۰	۱۷/۳	۱۸/۷	۶۱۹۰	۳۷/۴۰	-/۱۳
	B <sub>w</sub>	۱۹۸/۵	۱۷۸/۶	SL	۱/۲۵	۷/۷۴	۲۰/۰	۱۶/۶	۱۹/۴	۶۱۲۰	۴۶/۸۲	-/۱۲
	B <sub>k1</sub>	۲۳۲/۲	۱۲۵/۴	SCL	۱/۲۶	۷/۸۹	۳۲/۵	۸/۶	۱۷/۴	۵۱۸۰	۴۱/۷۴	-/۱۳
	B <sub>k2</sub>	۲۱۹/۷	۶۱۰/۵	SCL	۱/۳۴	۷/۸۸	۴۵/۰	۷/۴	۱۹/۴	۴۱۹۰	۳۰/۵۵	-/۱۱
	R	-	-	-	۲/۶۲	-	-	-	-	-	-/۰۰	۳۹/۳۷
گرانودیوریت	A	۱۱۵/۸	۲۴۸/۷	SL	۱/۳۷	۷/۰۷	۵/۰	۲۱/۳	۱۳/۶	۴۱۷۰	۳۳/۵۳	-/۱۱
	B <sub>w</sub>	۱۳۲/۲	۲۳۲/۴	SL	۱/۳۷	۷/۹۸	۱۰/۰	۱۷/۵	۱۷/۴	۴۱۸۰	۳۳/۰۰	-/۱۲
	C	۱۱۵/۰	۲۶۶/۲	SL	۱/۲۶	۷/۸۳	-/۰	۱۱/۴	۱۸/۱	۵۱۸۰	۲۸/۵۳	-/۱۵
	R	-	-	-	۲/۶۶	-	-	-	-	-/۰۰	۲۰/۸۲	-/۰۰
	A	۱۷۰/۰	۶۲۰/۰	SL	۱/۳۲	۷/۶۷	۱۰/۰	۲۵/۹	۱۸/۷	۷۱۹۰	۳۴/۷۱	-/۱۳
سینیت	B <sub>w</sub>	۱۹۳/۰	۶۲۴/۰	SL	۱/۳۳	۷/۴۸	۵/۰	۳۰/۳	۲۱/۶	۷۱۶۰	۴۳/۶۰	-/۱۳
	R	-	-	-	۲/۶۴	-	-	-	-	-/۰۰	۳۳/۹۲	-/۰۰
	A	۱۲۸/۲	۷۵۳/۲	SL	۱/۵۲	۷/۱۶	۳۳/۵	۱۸/۹	۱۲/۴	۸۱۵۰	۸۶/۷۶	-/۰۸
	B <sub>w</sub>	۱۵۵/۹	۷۱۷/۳	SL	۱/۶۰	۷/۱۴	۳۷/۰	۱۲/۷	۱۵/۴	۸۱۸۰	۷۹/۰۵	-/۰۰
	R	-	-	-	۲/۸۴	-	-	-	-	-/۰۰	۶۸/۴۲	-/۰۰
پیروکسن دیوریت	A	۱۹۱/۹	۶۶۶/۳	SL	۱/۳۴	۷/۵۶	۲۵/۰	۳۲/۶	۱۸/۱	۹۱۰۰	۷۱/۸۰	-/۰۰
	B <sub>w</sub>	۲۲۰/۰	۵۹۰/۰	SCL	۱/۳۲	۷/۸۲	۲۵/۰	۳۴/۵	۲۱/۶	۸۱۷۰	۷۸/۱۳	-/۰۹
	C	۱۶۹/۴	۶۵۱/۲	SL	۱/۴۱	۸/۰۲	۳۷/۵	۱۷/۶	۱۷/۴	۷۱۹۰	۷۵/۳۹	-/۰۹
	R	-	-	-	۲/۹۸	-	-	-	-	-/۰۰	۶۷/۸۵	-/۰۰
	A <sub>p</sub>	۱۸۷/۹	۳۲۶/۴	L	۱/۴۲	۷/۲۲	۱۰/۰	۸/۱	۱۷/۴	۵۱۰۰	۳۹/۸۵	-/۱۶
دلست	B <sub>w</sub>	۲۲۵/۷	۲۸۶/۵	L	۱/۳۹	۷/۸۳	۲۷/۵	۶/۰	۱۸/۱	۵۱۰۰	۳۹/۹۳	-/۱۶
	B <sub>k1</sub>	۲۷۶/۶	۳۹۷/۴	CL	۱/۱۶	۸/۰۰	۱۲۰/۰	۶/۷	۲۰/۹	۴۳۰۰	۳۹/۱۲	-/۱۴
	B <sub>k2</sub>	۲۰۰/۰	۳۹۰/۰	CL	۱/۲۴	۷/۸۱	۱۶۵/۰	۴/۳	۱۹/۴	۴۱۵۰	۳۹/۳۷	-/۱۵
	R	-	-	-	۲/۳۹	-	-	-	-	-/۰۰	۱۸/۱۹	-/۰۰
	A	۲۸۰/۰	۳۳۰/۰	CL	۱/۳۳	۷/۸۵	۱۰۵/۰	۳۷/۹	۲۵/۶	۹۱۶۰	۴۹/۱۰	-/۱۸
هوربلند آندزیت	B <sub>k1</sub>	۳۹۵/۰	۳۹۵/۰	CL	۱/۱۹	۷/۸۲	۳۲/۵	۱۶/۶	۳۳/۷	۱۱۱۵۰	۵۷/۴۲	-/۱۹
	B <sub>k2</sub>	۳۸۵/۰	۳۱۵/۰	CL	۱/۳۷	۸/۰۱	۳۳/۰	۶/۷	۳۷/۸	۱۰۱۵۰	۵۴/۴۲	-/۱۹
	B <sub>k3</sub>	۴۲۰/۰	۲۸۵/۰	C	۱/۳۵	۸/۰۲	۲۶۰/۰	۶/۴	۳۳/۹	۹۱۲۰	۵۷/۶۷	-/۱۷
	R	-	-	-	۲/۶۵	-	-	-	-	-/۰۰	۳۲/۶۷	-/۰۰
	A	۲۶۷/۲	۳۹۴/۶	CL	۱/۳۴	۷/۸۴	۹۵/۰	۱۲/۴	۴۴/۳	۷۱۴۰	۴۲/۴۴	-/۱۷
پیروکسن آندزیت	B <sub>k1</sub>	۴۴۴/۶	۳۳۸/۴	C	۱/۳۹	۷/۷۷	۱۷۷/۵	۸/۸	۳۲/۸	۶۱۲۰	۳۸/۹۱	-/۱۶
	B <sub>k2</sub>	۴۲۸/۰	۳۴۳/۸	C	۱/۳۳	۸/۰۳	۱۵۰/۰	۴/۹	۲۸/۴	۶۱۲۰	۴۰/۳۶	-/۱۵
	R	-	-	-	۲/۵۸	-	-	-	-	-/۰۰	۳۳/۶۲	-/۰۰

جدول ۳- نسبت اکسیدها غیر متحرک برای خاک‌های مطالعه شده

ماده مادری	افق	1000(Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /ZrO <sub>2</sub> )	1000 (ZrO <sub>2</sub> /TiO <sub>2</sub> )
آلکالی گرانیت	A	۵۶/۰	۵۸/۵
	B <sub>w</sub>	۵۴/۹	۵۶/۵
	B <sub>k1</sub>	۵۱/۹	۶۱/۵
	B <sub>k2</sub>	۵۱/۸	۶۱/۶
	R	۵۲/۷	۶۴/۰
گرانودیوریت	A	۱۰۶/۴	۲۹/۷
	B <sub>w</sub>	۱۰۲/۲	۳۲/۶
	C	۹۵/۲	۳۹/۱
	R	۹۶/۷	۳۱/۸
منزودیوریت	A	۵۷/۲	۴۷/۴
	B <sub>w</sub>	۵۹/۵	۴۸/۵
	R	۵۳/۴	۵۰/۹
سینیت	A	۳۲-۰/۵	۱۴/۱
	B <sub>w</sub>	۳۲۹/۱	۱۴/۲
	R	۳۳۵/۹	۱۴/۵
	A	۱۹۳/۱	۱۳/۸
پیروکسن دیوریت	B <sub>w</sub>	۱۹۳/۳	۱۳/۷
	C	۱۹۳/۵	۱۳/۱
	R	۱۹۸/۷	۱۳/۸
	A <sub>p</sub>	۸۸/۲	۶۶/۹
	B <sub>w</sub>	۸۳/۲	۷۳/۶
داسیت	B <sub>k1</sub>	۸۸/۰	۶۴/۵
	B <sub>k2</sub>	۸۰/۷	۶۳/۴
	R	۸۵/۵	۷۵/۶
	A	۱۳۶/۵	۱۷/۶
	B <sub>k1</sub>	۱۲۲/۲	۱۷/۵
	B <sub>k2</sub>	۱۳۱/۱	۱۷/۶
هورنبلند آندزیت	B <sub>k3</sub>	۱۲۷/۲	۱۸/۶
	R	۱۳۳/۶	۱۸/۶
	A	۱۴۸/۳	۲۲/۴
	B <sub>k1</sub>	۱۵۴/۳	۲۵/۰
	B <sub>k2</sub>	۱۵۱/۱	۲۴/۰
	R	۱۴۵/۷	۲۳/۶

### شاخص‌های هواپدیدی

مقادیر شاخص‌های هواپدیدی 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 هواپدیدی خاک استفاده کرد. درصد رس و آهن پدوژنیک بیشتر و جرم مخصوص ظاهری کمتر نشان از نرخ هواپدیدی و توسعه بیشتر خاک می‌باشد.

خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین درونی بیشتر تحت اثر هواپدیدی فیزیکی بودند و کمتر تحت تأثیر هواپدیدی شیمیایی قرار گرفتند. شدت هواپدیدی 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 هواپدیدی بدون تغییر زیاد و مشخصی در حجم اولیه مواد هواپدیده (سنگ مادری) رخ می‌دهد. فرآیند هواپدیدی باعث ایجاد منافذ ثانویه و ساختمان متخلخل به علت تخلیه قابل توجهی از کاتیون‌های اصلی و سیلیس با افزایش هواپدیدی می‌شود. به دنبال تخلیه عناصر اصلی فازهای آب و هوا جایگزین می‌شوند و این دو فاز درصد بیشتری را نسبت به مواد مادری در خاک اشغال می‌کنند (۳۱). جرم مخصوص ظاهری نمونه‌های خاک مطالعه شده از  $1/16-1/60 \text{ g cm}^{-3}$  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 هواپدیدی در خاک باشد (۳۰).

### یکنواختی مواد مادری و هواپدیدی درجا

برای فهم بهتر فرآیندهای تشکیل خاک و فاکتورهای مؤثر در تشکیل آن نیاز است که یکنواختی مواد مادری و درجا بودن خاک‌رخ مشخص شود (۲۱). نسبت‌های بین عناصر غیر متحرک روش مناسبی برای تأیید یکنواختی و یا حضور انقطاع در خاک‌ها می‌باشد (۲۳). با مطالعات صحرایی خاک‌ها هیچ شاهدهی دال بر انقطاع سنگی مشاهده نشد و خاک‌های 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 ( $ZrO_2/TiO_2$  و  $Y_2O_3/ZrO_2$ ) 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  $ZrO_2/TiO_2$  و  $Y_2O_3/ZrO_2$  به ترتیب از  $133/6-122/2$  و  $18/6-17/5$  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 هواپدیدی درجای سنگ‌های مادری می‌باشد. هواپدیدی درجا برای مطالعه شاخص‌های هواپدیدی شیمیایی یک فاکتور مهم و ضروری است (۲۷). از نسبت‌های عناصر غیر متحرک در مطالعات متعددی جهت ارزیابی یکنواختی و یا عدم یکنواختی خاک‌های خاک استفاده شده است (۵، ۲۱ و ۲۲).

جدول ۴- مقدار عناصر اصلی و کمیاب اندازه‌گیری شده نمونه‌های خاک و سنگ مطالعه شده

ماده مادری	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO*	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	LOI	Zr	V	Y
افق	%													
آلکالی گرانیت														
A	۵۹/۱۶	۱۳/۸۴	۳/۲۷	۲/۶۸	۶/۷۸	۳/۷۰	۳/۲۰	-/۱۱	-/۲۱	-/۸۴	۷/۰۱	۳۶۲/۵۰	۱۳۰/۹۰	۲۱/۶۰
B <sub>w</sub>	۵۹/۰۲	۱۴/۱۰	۳/۲۱	۲/۵۷	۶/۶۹	۳/۸۲	۳/۳۷	-/۱۱	-/۲۰	-/۸۶	۶/۷۳	۳۶۱/۲۰	۱۴۴/۸۰	۲۱/۱۰
B <sub>k1</sub>	۵۸/۸۷	۱۳/۵۷	۳/۶۴	۲/۲۹	۵/۹۷	۳/۸۶	۳/۴۴	-/۱۰	-/۱۹	-/۷۹	۷/۳۶	۳۵۸/۶۰	۱۳۶/۷۰	۱۹/۸۰
B <sub>k2</sub>	۵۹/۰۲	۱۳/۴۸	۳/۶۳	۲/۴۳	۵/۸۰	۳/۹۰	۳/۳۵	-/۱۰	-/۱۷	-/۷۶	۷/۹۵	۳۴۸/۵۰	۱۲۸/۴۰	۱۹/۲۰
R	۶۲/۲۸	۱۳/۶۱	۴/۳۶	۲/۵۱	۵/۶۳	۴/۰۶	۵/۲۲	-/۱۱	-/۳۶	-/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	-/۰۸	-/۱۶	-/۶۰	۵/۳۸	۱۳۲/۶۰	۸۸/۰۰	۱۵/۰۰
B <sub>w</sub>	۶۴/۰۲	۱۴/۳۷	۲/۵۲	۲/۰۲	۴/۷۳	۳/۴۰	۳/۳۸	-/۰۸	-/۱۴	-/۶۲	۵/۶۱	۱۴۹/۱۰	۸۶/۵۰	۱۶/۲۰
C	۶۴/۸۵	۱۴/۵۷	۲/۹۲	۲/۱۱	۴/۰۸	۳/۱۲	۳/۲۷	-/۰۷	-/۱۲	-/۶۴	۴/۹۹	۱۳۷/۳۰	۷۷/۱۰	۱۳/۹۰
R	۶۵/۵۴	۱۴/۹۲	۳/۵۳	۱/۷۵	۲/۹۸	۳/۸۹	۴/۷۵	-/۰۵	-/۱۵	-/۵۰	-/۸۵	۱۱۷/۷۰	۵۸/۴۰	۱۲/۱۰
منزودیوریت														
A	۵۶/۶۷	۱۴/۲۹	۲/۹۱	۲/۸۳	۶/۳۹	۳/۷۰	۳/۴۷	-/۱۳	-/۲۴	۱/۰۲	۸/۰۵	۳۵۸/۳۰	۱۳۹/۰۰	۲۱/۸
B <sub>w</sub>	۵۶/۳۲	۱۴/۳۷	۲/۴۷	۲/۶۲	۶/۳۳	۴/۰۰	۳/۹۸	-/۱۳	-/۲۳	-/۹۹	۷/۸۷	۳۵۵/۶۰	۱۳۴/۰۰	۲۲/۵
R	۶۰/۸۴	۱۴/۸۷	۴/۳۵	۲/۴۵	۴/۸۵	۴/۰۷	۴/۶۸	-/۱۰	-/۳۴	-/۹۲	۱/۹۹	۳۴۷/۰۰	۱۲۳/۰۰	۱۹/۷
سینیت														
A	۴۹/۳۱	۱۶/۸۳	۶/۰۸	۴/۰۳	۱۲/۴۰	۳/۰۳	۳/۱۷	-/۱۷	-/۲۱	-/۹۵	۵/۰۴	۹۸/۹۰	۳۵۷/۰۰	۲۳/۲۰
B <sub>w</sub>	۵۱/۲۰	۱۶/۷۹	۵/۰۷	۳/۹۱	۱۱/۳۰	۲/۹۸	۲/۹۷	-/۱۷	-/۱۷	-/۹۴	۵/۱۲	۹۸/۵۰	۲۳۰/۰۰	۲۴/۰۰
R	۵۲/۱۱	۱۶/۹۴	۸/۸۸	۳/۷۶	۹/۷۸	۳/۴۰	۳/۸۰	-/۱۶	-/۳۲	-/۸۱	-/۶۷	۸۶/۹۰	۲۹۵/۰۰	۲۱/۸۰
پیروکسن دیوریت														
A	۴۸/۹۵	۱۶/۲۵	۶/۲۹	۴/۰۱	۱۰/۲۶	۲/۹۱	۲/۹۷	-/۱۷	-/۱۶	۱/۱۰	۷/۴۱	۱۱۲/۰۰	۳۴۶/۰۰	۲۳/۰۰
B <sub>w</sub>	۴۹/۰۶	۱۶/۱۶	۶/۵۱	۳/۹۷	۱۱/۱۷	۲/۹۷	۲/۷۷	-/۱۷	-/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	-/۱۶	-/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	-/۱۸	-/۳۶	-/۹۵	-/۷۸	۹۷/۰۰	۳۲۰/۰۰	۲۰/۵۰
داسیت														
A	۵۹/۸۹	۱۷/۲۷	۱/۴۹	۱/۵۴	۴/۲۵	۴/۹۳	۴/۰۵	-/۱۳	-/۱۰	-/۶۸	۵/۸۰	۳۳۶/۹۰	۷۸/۳۰	۳۱/۶۲
B <sub>w</sub>	۶۰/۰۵	۱۷/۴۶	۱/۱۲	۱/۳۸	۴/۲۸	۴/۹۵	۳/۶۵	-/۱۳	-/۱۰	-/۶۷	۶/۴۰	۳۶۵/۰۰	۸۲/۰۰	۳۲/۳۰
B <sub>k1</sub>	۵۷/۵۵	۱۶/۹۴	۱/۶۸	۱/۴۷	۴/۱۶	۴/۱۱	۳/۳۲	-/۱۲	-/۱۲	-/۷۱	۱۰/۵۶	۳۳۹/۰۰	۸۴/۲۰	۳۱/۷۳
B <sub>k2</sub>	۵۶/۳۵	۱۷/۰۷	۱/۸۳	۱/۵۴	۴/۱۸	۳/۷۱	۳/۳۲	-/۱۱	-/۱۱	-/۷۵	۱۱/۴۵	۳۵۳/۰۰	۸۸/۳۰	۳۰/۳۰
R	۶۲/۳۴	۱۸/۲۷	۲/۰۵	۱/۰۵	۲/۶۰	۶/۱۴	۵/۶۲	-/۱۴	-/۲۱	-/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	-/۱۲	-/۱۸	۱/۰۴	۱۶/۳۹	۱۳۵/۷۰	۱۱۰/۴۰	۱۹/۷۰
B <sub>k1</sub>	۴۵/۴۴	۱۵/۶۶	۱/۲۰	۱/۸۱	۸/۲۱	۲/۳۶	۲/۶۳	-/۱۴	-/۱۳	۱/۱۹	۲۱/۶۲	۱۵۴/۱۰	۱۱۹/۲۰	۲۰/۰۳
B <sub>k2</sub>	۴۶/۶۶	۱۵/۵۲	۱/۰۷	۱/۸۴	۷/۷۸	۲/۱۸	۲/۸۷	-/۱۵	-/۱۶	۱/۱۷	۲۰/۶۳	۱۵۲/۳۰	۱۱۷/۳۰	۲۱/۲۴
B <sub>k3</sub>	۴۷/۴۴	۱۵/۸۳	-/۷۸	۱/۸۱	۷/۵۳	۲/۱۳	۲/۷۴	-/۱۲	-/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	-/۱۰	-/۱۵	-/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	-/۱۳	-/۲۳	-/۹۳	۱۲/۲۰	۱۵۴/۰۰	۱۴۲/۳۰	۲۴/۲۹
B <sub>k1</sub>	۵۱/۲۱	۱۶/۷۱	۱/۹۶	۲/۷۸	۵/۵۶	۲/۹۴	۲/۵۶	-/۱۱	-/۱۷	-/۸۹	۱۵/۵۳	۱۵۵/۳۰	۱۳۳/۷۰	۲۵/۴۸
B <sub>k2</sub>	۵۲/۹۰	۱۶/۳۳	۱/۴۲	۲/۹۲	۵/۷۷	۳/۰۷	۲/۵۸	-/۱۲	-/۱۹	-/۹۰	۱۴/۹۰	۱۶۰/۶۰	۱۴۰/۸۰	۲۵/۸۵
R	۵۹/۷۴	۱۷/۰۲	۵/۴۳	۲/۳۷	۴/۸۱	۳/۹۸	۴/۳۱	-/۰۷	-/۲۷	-/۷۴	۱/۲۵	۱۳۰/۰۰	۱۱۰/۷۰	۲۰/۱۵

سنگ مادری هواپدیده نشده معادل صفر فرض شد. همانطور که نتایج جدول ۵ نشان می‌دهد بیشترین ضریب همبستگی بین شاخص‌های هواپدیدی شیمیایی B/R, B/A, Ba

جهت بررسی کارایی شاخص‌های هواپدیدی شیمیایی متفاوت در منطقه مورد مطالعه از ضریب همبستگی شاخص‌ها با خصوصیات خاک استفاده گردید (جدول ۵). مقادیر آهن پدوژنیک و رس برای



خاک‌های مطالعه شده اسمکتایت می‌باشد (۳۶) که خود دلیلی بر ذخیره این عنصر در خاک می‌باشد.

ضرایب همبستگی بین خصوصیات خاک و شاخص‌های هواپدیدی WI-1, STI, RPI, Si/R, Si/Fe, Si/Ses, Si/Al 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 هواپدیدی شیمیایی قرار نگرفته‌اند و یا به عبارتی در مراحل ابتدایی و یا متوسط هواپدیدی هستند، بعد از آزاد شدن از کانی‌های اولیه از خاک خارج نمی‌شود و در ساختار کانی‌های رسی ثانویه ذخیره می‌شود. به همین دلیل این شاخص‌های هواپدیدی نتوانسته‌اند روند هواپدیدی خاک‌های مورد مطالعه در این ناحیه نیمه خشک را پیش‌بینی کنند و ضرایب همبستگی خوبی هم با خصوصیات خاک نشان ندادند. همچنین شاخص‌های هواپدیدی a, b, b1, Alkaline Ratio و Leaching Factor که به صورت نسبتی از اکسیدهایی که رفتار ژئوشیمی مشابهی (غیر متحرک/غیر متحرک یا متحرک/متحرک) در طول هواپدیدی دارند، برای پیش‌بینی شدت هواپدیدی در منطقه مناسب نمی‌باشند.

این نتایج با نتایج حاصل از مطالعه دزگرین آیدین و همکاران (۸) همخوانی دارد. آنها شاخص‌های هواپدیدی متفاوتی را با درجات هواپدیدی تعریف شده بر اساس ترکیب کانی‌شناسی افق‌های هواپدیده 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 هواپدیدی شیمیایی که بر اساس نسبتی از اکسیدهای متحرک به یک یا چند اکسید غیر متحرک می‌باشند، برای بیان شدت هواپدیدی خاک‌های در منطقه مطالعاتی مناسب‌تر هستند.

#### شدت هواپدیدی بر اساس منحنی‌های A-CN-K و MFW و

##### مقایسه آنها با شاخص‌های هواپدیدی شیمیایی

مقادیر متوسط شاخص‌های هواپدیدی که ضرایب همبستگی بالایی با خصوصیات خاک نشان دادند، با در نظر گرفتن ضخامت افق‌های خاک برای هر خاک‌محاسبه و به همراه مقدار شاخص سنگ مادری آن خاک‌ها در جدول ۶ نشان داده شده است. شاخص‌های هواپدیدی مانند CIA, PIA و CIW بر اساس تخریب یک کانی اولیه ناپایدار می‌باشند. به عنوان مثال شاخص هواپدیدی CIA روند هواپدیدی را بر اساس تجزیه کانی‌های فلدسپار که غالب‌ترین کانی اولیه در سنگ‌های پوسته زمین می‌باشد، پیش‌بینی 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.

CIA, CIW, PIA, WI 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 هواپدیدی نشان دادند. بیشترین مقدار ضریب همبستگی بین درصد رس ( $p < 0.01$  و  $r = 0.902$ )، آهن پدوژنیک ( $p < 0.01$  و  $r = 0.884$ ) و جرم مخصوص ظاهری ( $p < 0.01$  و  $r = 0.729$ ) با شاخص هواپدیدی WR مشاهده گردید (جدول ۵). دو عنصر Ca و Na به عنوان عناصر متحرک در فرمول شاخص‌های هواپدیدی 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 هواپدیدی ذرات پلاژیوکلاز را مهمترین فرآیند در خاک‌های مطالعه شده در منطقه دانست. تخلیه این دو عنصر عمدتاً به علت هواپدیدی ذرات پلاژیوکلاز می‌باشد. بر اساس سری هواپدیدی بوون در طول هواپدیدی ابتدا پلاژیوکلازها و سپس K-فلدسپارها هواپدیده 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 هواپدیدی ذرات پلاژیوکلاز می‌باشد، می‌توان به این نتیجه دست یافت که طی هواپدیدی خاک‌های مطالعه شده هواپدیدی کانی‌های پلاژیوکلاز مهمترین فرآیندی است که رخ داده و ذرات K-فلدسپار کمتر تحت تأثیر هواپدیدی شیمیایی قرار گرفته‌اند. دو عنصر پتاسیم و منیزیم نیز طی هواپدیدی 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 هواپدیدی CIW دو عنصر K و Mg حضور ندارند، ولی همبستگی بالا و معنی‌داری بین این شاخص و خصوصیات خاک مشاهده شد. همچنین دو شاخص هواپدیدی 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 خاک‌ها خارج نمی‌شود. قابل ذکر است که کانی رسی ثانویه غالب در بخش رس

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

شاخص هوادیدگی	فرمول	ph(gcm <sup>-3</sup> )	(Fe <sub>o</sub> , Fe <sub>2</sub> )/Fe <sub>t</sub>	% رس	منبع #
Silica/alumina (Si/Al)	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-/۰.۱۹	-/۱.۷۱	-/۳.۵*	Ruxton (۱۹۶۸)
Silica/sesquioxides (Si/Ses)	SiO <sub>2</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	-/۰.۱۶	-/۱.۶۸	-/۳.۶*	Birkeland (۱۹۹۹)
Silica/Iron (Si/Fe)	SiO <sub>2</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-/۰.۳۱	/۰.۰۲	-/۳.۱*	Birkeland (۱۹۹۹)
Silica/R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Si/R)	SiO <sub>2</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub> )	-/۰.۰۶	-/۱.۷۵	-/۳.۳*	Birkeland (۱۹۹۹)
Retche's Product Index (RPI)	100SiO <sub>2</sub> /(SiO <sub>2</sub> +TiO <sub>2</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO+Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	-/۰.۰۷	-/۱.۳۶	-/۳.۲**	Retche (۱۹۳۳)
Silica-Titanium Index (STI)	100 [(SiO <sub>2</sub> /TiO <sub>2</sub> )/((SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )+(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub> )]	-/۰.۶۳	-/۱.۳۷	-/۴.۱*	De Jayawardena and Izawa (۱۹۹۴)
Potassium/Sodium (a)	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	-/۰.۶۷	/۳.۶*	/۳.۲*	Ruxton (۱۹۶۸)
Alkaline Ratio	K <sub>2</sub> O/(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O)100	-/۳.۳*	/۳.۱	-/۳.۷*	Harnois and Moore (۱۹۸۸)
Aluminum/Iron (b)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-/۰.۵۱	/۰.۷۴	-/۰.۹۷	Jenny (۱۹۳۱)
Aluminum/Titanium (b1)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	-/۳.۶	-/۳.۴	-/۳.۵*	Rocha Filho et al. (۱۹۸۵)
(Potassium-Sodium)/Aluminum (ba1)	(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-/۵.۹	-/۴.۹*	-/۶.۱**	Rocha Filho et al. (۱۹۸۵)
(Calcium-Magnesium) / Aluminum (ba2)	(CaO+MgO)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-/۴.۶	-/۶.۰*	-/۵.۵**	Rocha Filho et al. (۱۹۸۵)
(Potassium-Sodium- Magnesium)/Aluminum (ba3)	(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O+MgO)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-/۳.۸	-/۵.۷*	-/۶.۳**	Rocha Filho et al. (۱۹۸۵)
(Potassium-Sodium-Calcium)/Aluminum (Ba)	(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O+CaO)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-/۶.۳	-/۸.۳*	-/۸.۷**	Rocha Filho et al. (۱۹۸۵)
Bases/Alumina (B/A)	(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O+CaO+MgO)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-/۵.۵	-/۷.۶*	-/۷.۸**	Birkeland (۱۹۹۹)
Bases/R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (B/R)	(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O+CaO+MgO)/(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub> )	-/۵.۶	-/۸.۶*	-/۸.۶**	Birkeland (۱۹۹۹)
Chemical Index of Alteration (CIA)	100Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	-/۶.۱*	/۱.۵**	-/۸.۵**	Nesbitt and Young (۱۹۸۴)
Chemical Index of Weathering (CIW)	100Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +CaO+Na <sub>2</sub> O+CaO)	-/۶.۲*	/۸.۳**	-/۸.۹**	Harnois (۱۹۸۸)
Plagioclase Index of Alteration (PIA)	100 [(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -K <sub>2</sub> O)/(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +CaO+Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O)]	-/۶.۲*	/۸.۳**	-/۸.۳**	Fedo et al. (۱۹۹۵)
Parker's Weathering Index (PWI)	(100)/[(2Na <sub>2</sub> O/0.35)+(MgO/0.9)+(2K <sub>2</sub> O/0.25)-(CaO/0.7)]	-/۴.۹	-/۷.۸	-/۶.۸	Parker (۱۹۷۰)
Weathering Ratio (WR)	(CaO+MgO+Na <sub>2</sub> O)/TiO <sub>2</sub>	-/۳.۹	-/۸.۴*	-/۹.۰*	Chittleborough (۱۹۹۱)
Weathering Index 1 (WI-1)	(SiO <sub>2</sub> +CaO)/(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub> )	-/۰.۴۰	-/۱.۴	-/۳.۵*	Darmody et al. (۲۰۰۵)
Weathering Index 2 (WI-2)	(SiO <sub>2</sub> +CaO)/(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub> )	-/۰.۹۷	-/۳.۱	-/۴.۲**	Darmody et al. (۲۰۰۵)

# منبع مربوط به شاخص های مطالعه شده در منابع شماره ۸، ۲۴ و ۳۰ موجود می باشد.

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.

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).

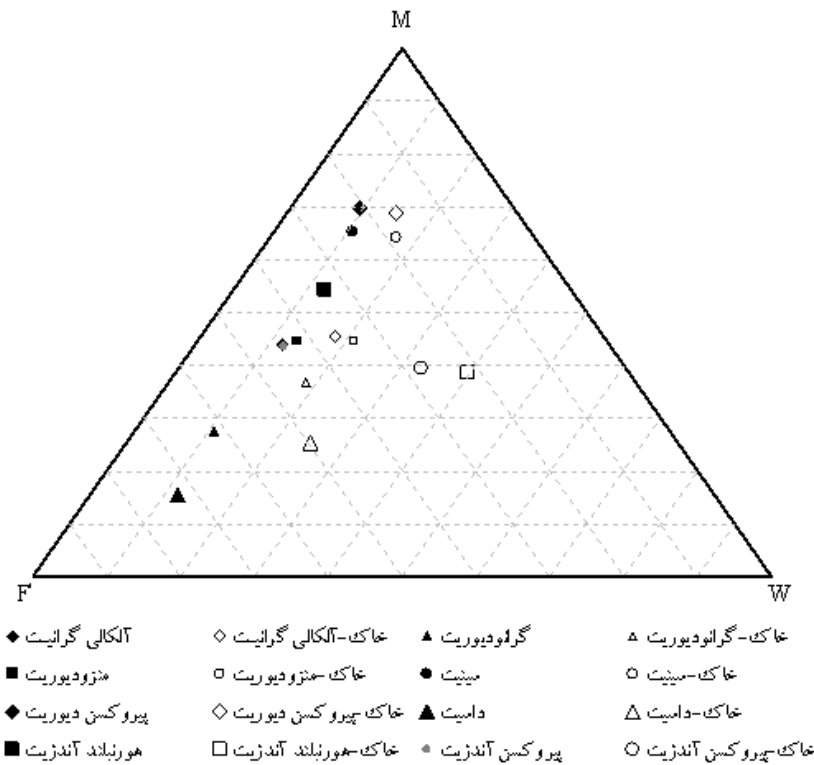
به عنوان مثال مقدار CIA برای نمونه‌های سنگ گرانیت و پیروکسن دیوریت به ترتیب ۴۹/۹۶ و ۴۸/۴۰ می‌باشد و حداقل تحولاتی طی هوادیدگی باعث تغییر مقدار این شاخص به ۵۶/۰۴ و ۵۶/۹۵ در خاک‌رخ حاصل از این دو سنگ گردیده است. این در حالی است که مقدار این شاخص برای سنگ‌های بیرونی هوادیده نشده هورنبلند آندزیت و داسیت 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

جدول ۶- مقادیر عددی شاخص‌های با ضرایب همبستگی بالا با خصوصیات خاک برای خاک‌رخ‌های مطالعه شده

ماده مادری شاخص	الکالی گرانیت		گرانودیوریت		منزودیوریت		سینیت		پیروکسن دیوریت		داسیت		هورنبلند آندزیت		پیروکسن آندزیت	
	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک	سنگ	خاک
(R--) 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--) 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--) 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--) 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 یا ۱۰۰-R): تغییرات مقادیر شاخص از مقدار عددی سنگ (هوادیده نشده) به سمت عدد صفر یا صد (کاملاً هوادیده)



شکل ۲- منحنی مثلثی MFW برای نمونه‌های سنگ مادری و میانگین خاک‌های مطالعه شده در شمال غرب ایران.

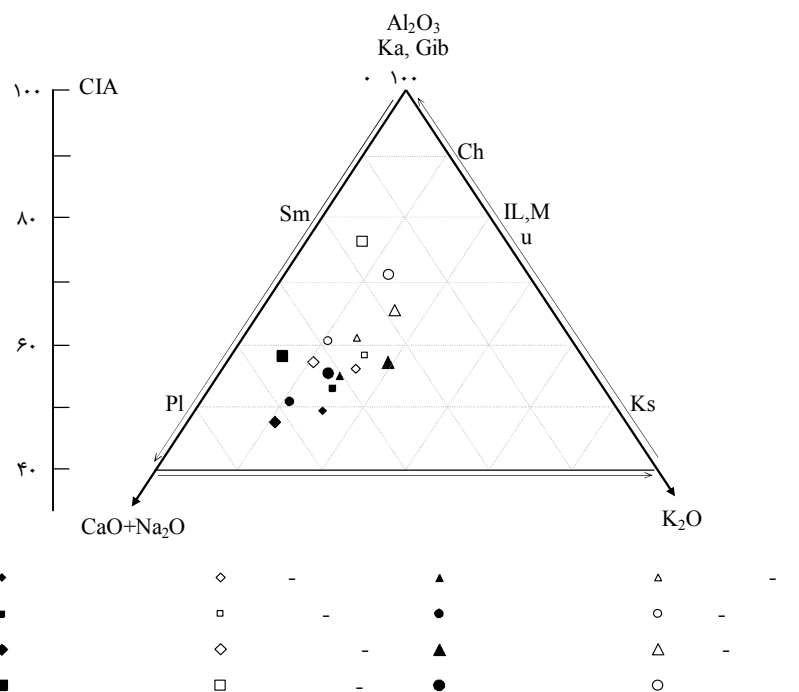
F (Felsic): مواد مادری با ترکیب اسیدی، M (Mafic): مواد مادری با ترکیب بازی، W (Weathered): نمونه‌های هواپدیده شده

هواپدیده شده یا هواپدیده نشده باشند (۱۰). در مورد شاخص PIA نیز این شاخص فقط هواپدگی ذرات پلاژیوکلاز را پیش‌بینی می‌کند (۱۰). با توجه به توضیح فوق این دو شاخص نتوانسته‌اند به درستی تفاوت شدت هواپدگی را بین خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین بیرونی (هورنبلند آندزیت و پیروکسن آندزیت) که در مرحله متوسط هواپدگی می‌باشند، نشان دهند. با توجه به شدت هواپدگی بیشتر در این خاک‌ها احتمالاً کانی‌های اولیه پتاسیم‌دار نیز تا حدودی تحت تأثیر هواپدگی قرار گرفته‌اند. با اینکه احتمال ذخیره پتاسیم در کانی‌های رسی ثانویه می‌باشد، به نظر می‌رسد که مقدار تخلیه در مورد این عنصر در این خاک‌ها صورت گرفته است و دو شاخص هواپدگی CIW و PIA نتوانسته‌اند تفاوت شدت هواپدگی را در این سه خاک نشان دهند.

منحنی A-CN-K روشی گرافیکی برای کمی کردن شاخص هواپدگی CIA (بازتابی از شرایط هواپدگی 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 هواپدیده شده است که به ترکیب شیمیایی آن بستگی دارد.

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



شکل ۳- منحنی مثلثی A (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)-CN (CaO+Na<sub>2</sub>O)-K(K<sub>2</sub>O) برای نمونه‌های سنگ مادری و میانگین خاک‌های مطالعه شده در شمال غرب ایران

CIA و Ba جهت بیان روند هوازدگی در این منطقه خشک و نیمه خشک مناسب می‌باشند.

### نتیجه گیری

نتایج حاصل از این مطالعه حاکی از آن است که شاخص‌های هوازدگی که فرمول شیمیایی آنها بر اساس نسبت گروهی از اکسیدهای متحرک به یک یا چند اکسید نامتحرک می‌باشد (Ba), (WR و PWI, PIA, CIW, CIA, B/R, B/A), 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 هوازدگی 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

به عنوان مثال همان گونه که قبلاً نیز ذکر شد و در شکل ۳ نیز مشاهده می‌شود، خاک‌های 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 هوازیده نشده داسیت و هورنبلند آندزیت نشان می‌دهند.

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

به طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که روش آماری MFW و یا به عبارت دیگر شاخص هوازدگی آماری W بهترین شاخص جهت بیان روند هوازدگی خاک‌های حاصل از مواد مادری آذرین در منطقه مطالعاتی می‌باشد. بعد از شاخص W دو شاخص هوازدگی شیمیایی

هوازدگی بر اساس این شاخص در خاک‌های توسعه یافته روی سنگ‌های آذرین بیرونی (هورنبلند آندزیت) پیروکسن آندزیت < داسیت) بیشتر از آذرین درونی (در مرحله ابتدایی هوازدگی و با شدت هوازدگی تقریباً برابر) می‌باشد. این روند هوازدگی روی منحنی A-CN-K نیز که روشی گرافیکی جهت نشان دادن شدت هوازدگی بر اساس شاخص هوازدگی CIA می‌باشد، نیز مشاهده می‌شود. از بین شاخص‌های هوازدگی شیمیایی که ضرایب همبستگی خوبی با خصوصیات خاک نشان دادند دو شاخص CIA و Ba قادر به پیش بینی شدت هوازدگی تقریباً مشابه با منحنی MFW می‌باشند.

استفاده شده است، برای پیش‌بینی شدت هوازدگی در منطقه مناسب نمی‌باشند. علت آن تخلیه بسیار کم سیلیسیم و ذخیره آن در کانی-های رسی ثانویه در طول هوازدگی می‌باشد. به علت تفاوت در مقادیر عددی شاخص‌های هوازدگی شیمیایی برای سنگ‌های متفاوت و همچنین عدم استفاده از تمامی عناصر اصلی در ترکیب این شاخص‌ها، استفاده از شاخص‌های هوازدگی شیمیایی خالی از اشکال نمی‌باشد. شاخص هوازدگی W (به عبارت دیگر منحنی مثلثی MFW)، شاخصی آماری است که در محاسبه شدت هوازدگی، اکثر عناصر اصلی را در نظر گرفته است. همچنین مقادیر W برای تمامی سنگ‌های مادری آذرین در این روش تقریباً مشابه می‌باشد. شدت

## 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 Bumham 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](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.

- 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 profiles, 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., Simó'n C., Dorronsoro F., Martí N., and Garcí'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 review).
- 37- White A., and Blum A. 1995. effects of climate on chemical weathering in watershed. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 59: 1729-1747.



## Weathering Intensity and Investigation of Weathering Indices in some Soils Developed on Igneous Rocks in West-north of Iran

M. Yousefifard<sup>1</sup> - S. Ayoubi<sup>2\*</sup> - A. Jalalian<sup>3</sup>

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 (hornblende 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 (hornblende 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 mineral structures which are the most mineral in the earth crust.

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

---

1- Assistant Professor, Department of Agriculture Sciences, Payam Noor University

2,3- Associate Professor and Professor, Department of Soil Science, College of Agriculture, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

(\*-Corresponding Author Email: ayoubi@cc.iut.ac.ir)