

تأثیر مواد مادری و تحول خاک بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاک‌های جنگلی منطقه فومن - ماسوله

محسن نائل^۱، احمد جلالیان^{۱*}، حسین خادمی^۱، محمود کلباسی^۱، فرزاد ستوهیان^۲ و رایتر شولین^۳

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۸/۵؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۳/۴)

چکیده

عوامل زمین‌شناختی و پدولوژی نقش بسیار مهمی بر توزیع عناصر در خاک‌های بکر دارند. به منظور تعیین نقش این عوامل بر غلظت و توزیع عناصر اصلی در خاک، شش ماده مادری مختلف، شامل فیلیت (Ph)، تونالیت (To)، پریدوتیت (Pe)، دولریت (Do)، شیل (Sh) و سنگ آهک (Li) در منطقه فومن - ماسوله شناسایی و نحوه تشکیل و تکامل خاک‌های درجا در این مواد مادری مطالعه شد. غلظت کل عناصر Si, Al, Ca, Mg, Fe, Mn, K, Na, Ti و P در کلیه افق‌های پدوژنیک و ژئوژنیک تعیین و نقش ترکیب ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی مواد مادری، هم‌چنین تأثیر فرآیندهای خاک‌سازی، بر غلظت کل عناصر مذکور در خاک بررسی شد. حداکثر غلظت Fe_2O_3 و MgO در خاک‌های با منشأ Pe و Do مشاهده شد، این خاک‌ها دارای غلظت‌های پایینی از SiO_2 و Al_2O_3 هستند. این روند با ترکیب ژئوشیمیایی سنگ‌های مادری هم‌آهنگ است. از طرف دیگر، مقدار Fe_{CBD} در این خاک‌ها حداقل بود، این امر بیانگر توسعه کم این خاک‌ها و، به همین دلیل، تأثیر عامل وراثت بر فراوانی آهن است. در مقابل، مقایسه Fe کل و Fe_{CBD} در خاک‌های Li1, Sh2 و To2 نشان داد که تحول نسبی این خاک‌ها بیشتر از سایر خاک‌هاست. شدت تهی شدن Si در خاک‌های Ph1, To2 و Sh2 نسبت به سنگ‌بستر، بیشتر از خاک‌های Pe و Do است؛ این عنصر در خاک‌های آهکی غنی شده است. فراوانی MnO در خاک‌های Pe و Do تحت کنترل مواد مادری بوده، حال آن‌که در خاک‌های شیلی، تأثیر عوامل خاک‌ساز، به ویژه شرایط اکسیداسیون و احیا، بر رفتار این عنصر بیشتر است. اشکال تبادل Na و Ca بیشتر تحت تأثیر خصوصیات خاک بوده و کمتر تحت کنترل نوع ماده مادری می‌باشد. با وجود توزیع مجدد کلیه عناصر اصلی در اثر فرآیندهای خاک‌سازی، نقش عامل وراثت بر غلظت عناصر Si, Al, Mg, Fe, K و Ti بیشتر از عوامل خاک‌ساز است.

واژه‌های کلیدی: عناصر اصلی، ژئوشیمی خاک، پدوژنز، سنگ‌شناسی

۱. به ترتیب دانشجوی دکتری و استادیار خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

۲. استادیار زمین‌شناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان

۳. استاد گروه حفاظت خاک، دانشگاه ETH زوریخ، سوئیس

* مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: jalalian@cc.iut.ac.ir

مقدمه

مطالعه عوامل زمین‌شناختی به فهم عمیق‌تر نحوه تشکیل و تحول خاک‌ها کمک شایانی می‌کند. در واقع، چنانچه بخواهیم با دیدی کلی‌نگر به مطالعه خاک پرداخته و نه تنها سولوم، بلکه افق‌های عمقی‌تر خاک را نیز بررسی نماییم، اهمیت و نقش مطالعه مواد مادری بیشتر می‌شود. از این رو، یکی از اهداف ژئومورفولوژی خاک، شناسایی نوع و منشأ مواد مادری خاک می‌باشد (۲۲). این اطلاعات، به ویژه در مورد خاک‌هایی که روی سطوح پلیستوسین و جوان‌تر قرار دارند از اهمیت بیشتری برخوردار است (۲۳). با گذشت زمان و پیشرفت خاک‌سازی، تغییراتی در خاک ایجاد شده، به طوری که ویژگی‌های خاک کمتر تحت کنترل مواد مادری بوده و بیشتر توسط اقلیم و توپوگرافی معین می‌شود. در این شرایط، معمولاً مورفولوژی خاک‌های هم‌جواری که روی مواد مادری مختلف تشکیل شده‌اند به سمت همانندشدن پیش می‌رود. با این وجود، ویژگی‌های متفاوت مواد مادری با سرعت یکسانی دگرگون نمی‌شوند. رنگ، لایه‌بندی و واکنش مواد مادری تحت تأثیر فرآیندهای خاک‌سازی با سرعت بالایی تغییر می‌یابد. در مقابل، برخی دیگر از ویژگی‌های مواد مادری بسیار پایدار بوده و تأثیر خود را در زمان‌های طولانی بر خاک اعمال می‌کنند. مواد مادری رسی و شنی به ترتیب خاک‌های رسی و شنی ایجاد می‌نمایند. با این حال، مواد مادری شنی که مقادیر زیادی کانی‌های حساس به هوادهی دارند، خاک‌های با بافت لوم تولید می‌کنند. به علاوه، نوع مواد مادری به واسطه تأثیری که بر بافت و سطح ویژه دارد، شدت فرآیندهای خاک‌سازی را کنترل می‌کند. به طور کلی، پیشرفت خاک‌سازی در مواد شنی به علت نفوذ بهتر آب و هوا، سرعت بیشتری داشته و ضخامت خاک در این مواد عمیق‌تر است (۲۲). در این خصوص، مطالعه ردیف‌های سنگی (Lithosequence) اطلاعات با ارزشی را در زمینه نقش مواد مادری بر ویژگی‌های خاک در اختیار قرار می‌دهد (۷، ۹، ۱۴ و ۲۵).

مقدار و توزیع عناصر اصلی در محیط‌های خاکی طبیعی

عمدتاً تابع دو عامل است: یکی ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌هایی که مواد مادری خاک را تشکیل می‌دهند و دیگری فرآیندهای ژئوشیمیایی و پدوشیمیایی که روی این مواد مادری، در خلال عمل هوادهی و تشکیل خاک، صورت می‌پذیرند. به دیگر سخن، شرایط ژئوپدولوژیک حاکم بر محیط خاک، عامل اصلی موثر بر توزیع و مقدار عناصر در خاک‌های بکر هستند. نقشه‌برداری ژئوشیمیایی تعدادی از کشورهای اروپایی نشان داد که عامل اصلی در فراوانی و تغییرپذیری بالای برخی عناصر (Al, Fe, Mg, P, Ti, Ba, Sc, Sr و V) در اراضی کشاورزی مناطق شمالی، مربوط به زمین‌شناسی منطقه و وجود خاک‌های نسبتاً جوان با شدت هوادهی کم است (۲۱). در مقابل، غلظت برخی از عناصر اصلی و کمیاب در افق‌های آلی خاک‌های جنگلی نروژ، مستقل از مقدار زمینه سنگ‌شناسی (Lithological background) و فعالیت‌های انسانی بوده و بیشتر تحت کنترل هوادهی، جذب (یا دفع) عناصر توسط گیاه و سرعت تجزیه مواد آلی می‌باشد (۲۰). کاسپاری و همکاران نشان دادند که در خاک‌های با منشأ دگرگونی، و با کاهش شدت دگرگونی در سنگ بستر، از غلظت Si کاسته شده و بر مقدار Al و Fe افزوده می‌شود. در این تحقیق، افق‌های زیرسطحی خاک‌های با منشأ لویکروانیت (Leucogranote)، مقادیر بالایی از Si و K داشتند، حال آن که مقدار Fe, Mg و Ti در این خاک‌ها بسیار پایین بود. در مقابل، خاک‌های با منشأ میگماتیک و غنی از کانی هورنبلند، مقادیر پایینی از Si و K و غلظت‌های بالایی از Fe, Mg, Ca و Mn داشتند (۱۰).

در مورد نقش مواد مادری بر خصوصیات ژئوشیمیایی خاک‌ها مانند توزیع و رفتار عناصر اصلی و کمیاب تحقیقات انگشت شماری در کشور انجام شده است (۳)، از این رو تحقیقی با اهداف: ۱- بررسی رابطه خاک و مواد مادری از نظر جنبه‌های مورفولوژی خاک، خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و ژئوشیمی عناصر اصلی و ۲- مقایسه نحوه پیدایش و تکامل خاک‌های تشکیل شده روی مواد مادری مختلف در اراضی

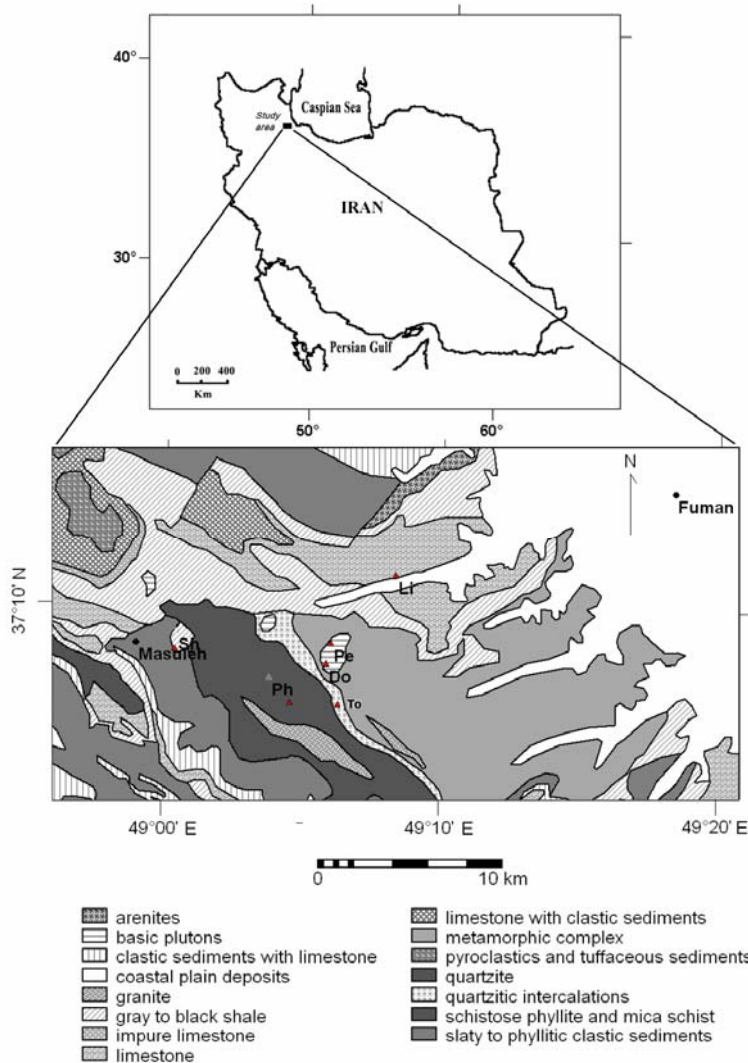
جنگلی منطقه فومن - ماسوله انجام شد.

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی یک نوار باریک به طول ۱۵ کیلومتر در منطقه فومن-ماسوله می‌باشد که بین طول‌های جغرافیایی "۲۵' ۵۸" و "۳۶° ۳۳' ۱۰" و عرض‌های جغرافیایی "۲۰' ۹" ۴۹° و "۳۰' ۱۲" ۴۹° واقع شده است (شکل ۱). ارتفاع منطقه از سطح دریا بین ۲۰۰ تا ۱۱۰۰ متر می‌باشد. میانگین بارش و دمای سالانه منطقه به ترتیب ۱۲۰۰ میلی‌متر و ۱۲ درجه سانتی‌گراد است. پوشش گیاهی منطقه از نوع پوشش جنگلی خزان‌کننده بوده و عمدتاً شامل گونه‌های *Carpinus betulus*, *Fagus orientalis*, *Zelkova carpinifolia*, *Alnus subcordata*, *Acer insigne* و *Mespilus germanica* می‌باشد. رژیم رطوبتی و حرارتی خاک در منطقه به ترتیب یودیک و مزیک تعیین شده است. از نظر زمین‌شناسی، منطقه مطالعاتی به مجموعه دگرگونی گشت ماسوله تعلق داشته و شامل دو بخش تحتانی و فوقانی می‌باشد: بخش تحتانی، مجموعه‌ای از انواع میکاشیست‌ها و گنایس‌های دانه‌درشت بیوتیت‌دار است. بخش فوقانی شامل سنگ‌های شیستی کم‌دگرگون‌شده‌ای است که نسبت به بخش زیرین دانه‌ریزتر بوده و شامل مجموعه‌ای از فیلیت و شیست‌های سریست و کلریت‌دار بوده که در بخش‌هایی از قسمت زیرین، با کوارتزیت دگرگونی همراه است. به‌علاوه، بخش فوقانی با رگه‌هایی از سنگ آهک دولومیتی بلورین، با رنگ خاکستری تیره همراه می‌باشد. این مجموعه، در برخی از مناطق، به وسیله توده‌های نفوذی اسیدی (گرانیت دانه متوسط - پگماتیت‌های دانه درشت) و دولریت و سنگ‌های بازی (مانند گابرو و دایک‌های دولریتی) با سن‌های مختلف قطع می‌شود. مجموعه دگرگونی گشت به وسیله رسوبات مزوزوئیک و پالئوزوئیک پوشیده شده است که از بالا به پایین عبارت‌اند از: رسوبات شمشک، کوارتزیت، اسلیت‌ها و سنگ‌های فیلیتی پالئوزوئیک فوقانی، آرنایت قرمز رنگ و آهک‌های صورتی رنگ کنودنت‌دار سیلورین (۲).

شش نوع ماده مادری مختلف شامل پریدوتیت (Pe)، دولریت (Do)، فیلیت (Ph)، شیل (Sh)، تونالیت (To) و سنگ آهک (Li) انتخاب شد. در هر یک از این مواد مادری، نیمرخ‌هایی که نماینده خاک‌های درجا بوده و فاقد انقطاع سنگی بودند مورد مطالعه قرارگرفت (برای دولریت دو نیمرخ و برای سایر مواد مادری سه نیمرخ) و از افق‌های خاک و سنگ بستر آنها نمونه برداری شد. تجزیه‌های فیزیکی و شیمیایی معمول شامل توزیع اندازه ذرات (۱۳)، درصد کربن آلی (۶)، ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC) (۱۱)، غلظت کاتیون‌های بازی تبدالی و درصد اشباع بازی (BS) (۱۲)، واکنش خاک (pH) در سوسپانسیون ۱:۱ آب به خاک و سوسپانسیون ۲:۱ کلرید کلسیم (M ۰/۰۱) به خاک (۲۴) و درصد کربنات کلسیم معادل (۵) برای افق‌های خاک به عمل آمد. مقدار کل عناصر اصلی شامل Si, Al, Ca, Mg, Fe, Mn, K, Na, Ti و P در افق‌های خاک و سنگ بستر اندازه‌گیری شد. به این منظور مقدار ۴ گرم خاک و یا سنگ آسیاب شده ($100\mu\text{m}$) با ۰/۹ گرم موم (Hoescht wax) کاملاً مخلوط و تحت فشار ۱۵ تن به قرص‌هایی با قطر ۳۲ میلی‌متر تبدیل شد و با استفاده از دستگاه XRF (Spectro X-LAB 2000) غلظت کل عناصر اندازه‌گیری شد. به علاوه، مقدار رطوبت از دست‌رفته در دمای 1000°C (Loss on ignition) برای نمونه‌های سنگ و خاک تعیین گردید (۱۹). غلظت اکسیدهای آهن آزاد (Fe_{CBD}) در برخی از خاک‌های منتخب اندازه‌گیری شد (۱۷). هم‌چنین از نمونه‌های سنگ، مقاطع نازک تهیه شد تا ترکیب کانی‌شناسی مواد مادری به کمک میکروسکوپ پلاریزان و به روش نیمه کمی تعیین شود (۱).

به منظور تعیین شدت تأثیر نوع مواد مادری بر غلظت عناصر اصلی، از تحلیل چند متغیره خوشه‌ای (Cluster analysis) برای گروه‌بندی خاک‌ها استفاده شد. بدین ترتیب که ابتدا نمونه‌های مربوط به افق‌های خاک‌ساز (افق‌های A و B) بر اساس شباهت در مقدار عناصر Si, Al, Fe, Ti, Mg و K گروه‌بندی شدند. سپس، نمونه‌های مربوط به افق‌های مواد



شکل ۱. سنگ‌شناسی منطقه مطالعاتی و موقعیت مواد مادری منتخب (مواد مادری پزیدوتیت، دولریت، تونالیت، فیلیت، شیل و سنگ‌آهک به ترتیب با علائم Pe, Do, To, Ph, Sh, Li مشخص شده‌اند).

تونالیت و سنگ‌آهک در راسته‌های آلفی سولز (Hapludalfs)، اینسپتی سولز (Eutrudepts) و مالی سولز (Argiudolls) و Calciudolls) طبقه‌بندی می‌شوند. علت تشکیل خاک‌های متفاوت روی مواد مادری مشابه، واقع بودن خاک‌های مختلف در موقعیت‌های مختلف شیب می‌باشد. به عنوان نمونه، دو خاک متکامل To2 و To3 در موقعیت شیب پستی واقع شده‌اند که در مقایسه با خاک To1 که روی شانه شیب قرار دارد، از پایداری بیشتری برخوردار هستند. در موقعیت شانه

مادری (C و CB) در تحلیل خوشه‌ای وارد شد تا بتوان تأثیر فاکتور وراثت را در فراوانی عناصر کمیاب تعیین نمود.

نتایج و بحث

ویژگی‌های عمومی خاک‌ها

برخی از ویژگی‌های مواد مادری و خاک‌های حاصله در جداول ۱ و ۲ خلاصه شده‌اند. در برخی از مواد مادری خاک‌های بسیار متفاوتی تشکیل شده‌اند به طوری که خاک‌های تحول یافته از

جدول ۱. ویژگی‌های مواد مادری و خاک‌های مورد مطالعه

ماده مادری	کانی‌شناسی سنگ بستر (%)	خاک‌رخ	افق‌های مشخصه	گروه بزرگ خاک	لندفرم و درصد شیب
فیلیت	کوارتز (۷۸)؛ کلریت (۲۰)؛ موسکویت و اکسیدهای آهن (۲)	Ph1	اکریک؛	Typic Hapludalfs	کوه ۳۰-۴۰
		Ph2	اکریک؛ آرچیلیک	Typic Hapludalfs	
		Ph3	اکریک؛ کمبیک	Dystric Eutrudepts	
تونالیت	پلاژیوکلزهای سدیم (۷۰)؛ کوارتز (۲۰)؛ اسفن (۷)؛ بیوتیت و کلریت (۳)	To1	اکریک؛ کمبیک	Typic Eutrudepts	کوه ۲۰-۳۰
		To2	مالیک؛ کمبیک؛ آرچیلیک	Typic Argiudolls	
		To3	اکریک؛ آرچیلیک	Typic Hapludalfs	
پریدوتیت	پیروکسن (۸۰)؛ اولیوین (۱۸)؛ بیوتیت (۲)	Pe1	اکریک؛ کمبیک	Dystric Eutrudepts	کوه ۳۰-۴۰
		Pe2	اکریک؛ کمبیک	Dystric Eutrudepts	
		Pe3	اکریک؛ کمبیک	Dystric Eutrudepts	
دولریت	پلاژیوکلزهای کلسیم (۶۵)؛ پیروکسن و اوزیت (۱۸)؛ بیوتیت (۱۰)؛ اولیوین و مگنتیت (۷)	Do1	اکریک؛ کمبیک	Dystric Eutrudepts	کوه ۳۰-۴۰
		Do2	اکریک؛ کمبیک	Dystric Eutrudepts	
شیل	میکا؛ کانی‌های منبسط شونده؛ کوارتز (غیر کمی)	Sh1	اکریک؛ کمبیک	Dystric Eutrudepts	کوه ۲۰-۲۵
		Sh2	اکریک؛ کمبیک	Dystric Eutrudepts	
		Sh3	اکریک؛ کمبیک	Dystric Eutrudepts	
سنگ‌آهک	کلسیت (۹۵)؛ کوارتز و پیریت (۵)	Li1	اکریک؛ کمبیک؛ آرچیلیک	Typic Hapludalfs	تپه ۲۰-۲۵
		Li2	اکریک؛ کمبیک	Typic Eutrudepts	
		Li3	مالیک؛ کلسیک؛ آرچیلیک	Typic Calcudolls	

دولریت و شیل در حد خاک‌های جوان اینسپتی‌سولز (Eutrudepts) است.

مقدار شن در کل نمونه‌ها از ۱۳/۳ تا ۹۵/۸٪ در تغییر است. میانگین درصد شن در خاک‌های با منشأ پریدوتیت و دولریت

شیب، فرسایش طبیعی به تشکیل خاک‌های غیر انباشته کمک می‌کند که در آن افق A نسبتاً نازک با گذشت زمان به درون افق B و B به درون افق C فرو می‌رود. در مقابل، توسعه و تکامل کلیه خاک‌های تشکیل شده روی مواد مادری پریدوتیت،

جدول ۲. میانگین برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها در کلیه نیرخ‌های مورد مطالعه (مقایسه بر اساس نوع ماده مادری)*

ماده مادری	تعداد نمونه	Gravel													
		Ex. Na ⁺	Ex. K ⁺	Ex. Mg ⁺	Ex. Ca ⁺	CEC	Ex. Mg/Ex. Ca	pH (1:1)	BS [‡]	CaCO ₃	OM	Clay	Silt	Sand	Gravel
(%)															
فیلیت	۱۳	۰/۱۱ ^b	۳/۱ ^{ab}	۳/۰ ^d	۱۹/۳ ^b	۳۱/۲ ^b	۰/۲ ^d	۷/۳ ^{ab}	۸۰/۵ ^{ab}	۵/۸ ^b	۱/۴ ^a	۲۹/۸ ^a	۴۳/۲ ^{ab}	۲۷/۰ ^c	۳۱/۱ ^{ab}
تونالیت	۱۴	۰/۰۸ ^c	۴/۴ ^a	۳/۱ ^d	۹/۹ ^c	۱۹/۷ ^c	۰/۴ ^c	۷/۱ ^{ab}	۸۱/۵ ^a	۳/۳ ^b	۱/۶ ^a	۲۱/۹ ^{bc}	۴۴/۵ ^a	۳۳/۶ ^{bc}	۳۸/۱ ^a
پریدوتیت	۱۳	۰/۰۶ ^{cd}	۲/۰ ^b	۶/۹ ^a	۸/۸ ^{cd}	۲۴/۹ ^{bc}	۰/۹ ^a	۷/۲ ^{ab}	۷۲/۳ ^b	۰/۹ ^b	۱/۳ ^a	۱۵/۵ ^{cd}	۱۳/۷ ^d	۷۰/۸ ^a	۱۸/۵ ^{cd}
دولریت	۷	۰/۰۵ ^d	۲/۳ ^b	۶/۱ ^{ab}	۵/۸ ^d	۱۹/۲ ^c	۱/۱ ^a	۷/۰ ^b	۷۴/۳ ^{ab}	۱/۱ ^b	۱/۵ ^a	۱۰/۳ ^d	۱۱/۱ ^d	۷۸/۶ ^a	۱۴/۱ ^d
شیل	۱۳	۰/۰۸ ^c	۴/۰ ^a	۴/۷ ^c	۷/۰ ^{cd}	۲۶/۲ ^{bc}	۰/۷ ^b	۶/۰ ^c	۵۹/۷ ^c	۰/۸ ^b	۲/۲ ^a	۲۶/۸ ^{ab}	۳۷/۷ ^{bc}	۳۵/۵ ^{bc}	۲۹/۹ ^{abc}
سنگ‌آهک	۱۶	۰/۱۶ ^a	۱/۸ ^b	۵/۳ ^{bc}	۳۲/۵ ^a	۵۳/۰ ^a	۰/۲ ^d	۷/۵ ^a	۷۶/۶ ^{ab}	۲۰/۴ ^a	۱/۲ ^a	۲۳/۸ ^{ab}	۳۳/۹ ^c	۴۲/۳ ^b	۱۹/۶ ^{bcd}

*: در هر ستون، حروف مشابه بیانگر عدم وجود تفاوت معنی‌دار در سطح ۰/۰۵ است.

‡: کاتیون‌های تبادل

‡‡: درصد اشباع بازی

(جدول ۳).

درصد سیلیس در خاک‌های با منشأ فیلیت، تونالیت و شیل به طور معنی‌داری بیشتر از سایر خاک‌ها بوده، حال آن‌که این مقدار در خاک‌های آهکی حداقل و در سایر خاک‌ها حدواسط می‌باشد. ترکیب ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی سنگ‌بستر فیلیت و تونالیت و تا حد زیادی شیل، گویای درصد بالای سیلیس در این سنگ‌ها می‌باشد (به ترتیب ۶۳/۰۹، ۶۶/۸۶ و ۵۶/۴۹٪). به طور کلی، سنگ‌های دونیت-پریدوتیت دارای ۳۸/۶ تا ۴۲/۹٪ سیلیس بوده و سنگ‌های سری گابرو-بازالت، نسبت به دونیت دارای مقادیر بیشتری سیلیس هستند (۴۹/۳٪) (۸). میانگین سیلیس در کوارتز دیوریت و تونالیت ۶۰/۰٪ (۸) و ۶۶/۲٪ (۱۵) گزارش شده است. مقدار سیلیس در رسوبات رسی که دگرگون نشده‌اند و یا اندکی دگرگون شده‌اند، به طور محسوسی کمتر از شیبست می‌باشد (۵۸/۹٪ در مقابل ۶۵/۶٪). میانگین سیلیس در سنگ‌آهک در مقایسه با سایر سنگ‌های رسوبی، کمترین مقدار است (۷/۳٪). این مقدار در رسوبات رسی که کمتر از ۱۰٪ آهک دارند به ۵۳/۶٪ و چنانچه آهک بیش از ۱۰٪ باشد، به ۲۶/۴٪ افزایش می‌یابد (۸). از این رو، مقدار سیلیس در سنگ‌های آذرین، دگرگونی و شیلی منطقه مطالعاتی در هم‌آهنگی کامل با میانگین جهانی آنها می‌باشد. به علاوه، فراوانی این عنصر در سنگ‌آهک منطقه (۳۲/۹٪)، بیانگر وجود ناخالصی بالا در این سنگ بوده، به این معنی که ترکیب ژئوشیمیایی این سنگ بسیار نزدیک به مارن‌های آهکی است. هم‌چنین، مقدار سیلیس در این سنگ مادری نسبت به سایر سنگ‌ها کمترین است، این واقعیت، با مقدار پایین این عنصر در خاک‌های آهکی در هم‌آهنگی کامل می‌باشد. با این وجود، مقایسه میانگین سیلیس در خاک‌های مورد مطالعه و سنگ‌بستر متناظر آنها نشان دهنده تهی شدن خاک از این عنصر نسبت به مواد مادری می‌باشد. تنها استثنا خاک‌های آهکی هستند، به طوری که تشکیل خاک باعث افزایش سیلیس در مقایسه با سنگ مادری شده است (جدول ۴). این مشاهده با حلالیت بالای کانی‌های کربناته در مقایسه با سیلیسیوم هم‌آهنگی دارد.

حداکثر (به ترتیب ۷۸/۶ و ۷۰/۸٪) و در خاک‌های با منشأ فیلیت حداقل است (۲۷/۰٪). درصد بالای شن و در مقابل، مقدار پایین سنگریزه در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی به ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی سنگ بستر این خاک‌ها مربوط می‌شود. این سنگ‌ها درشت بافت بوده و این امر موجب می‌شود که در مراحل اولیه هوازدگی و تکامل خاک، میزان تولید ذرات در حد شن بسیار بالا باشد. به طور کلی پریدوتیت و، در مرتبه بعد، دولریت، شنی‌ترین خاک‌ها را ایجاد نموده‌اند، حال آن‌که رسی‌ترین خاک‌ها در مواد مادری فیلیت تشکیل شده‌اند (میانگین ۲۹/۸٪).

دامنه تغییرات pH در کل نمونه‌ها از ۵/۳ تا ۸/۳ در نوسان بوده و در خاک‌های آهکی حداکثر (میانگین ۷/۵) و در خاک‌های شیلی حداقل (میانگین ۶/۰) است. سایر خاک‌ها، به استثنای افق‌های حاوی کربنات‌ها، واکنش نزدیک به ۷ دارند. خاک‌های تشکیل شده روی شیل در مرتفع‌ترین بخش حوضه واقع شده‌اند و بدین ترتیب تحت تأثیر محصولات حاصل از شستشو و هوازدگی سازندهای کربناته منطقه نیستند. آبشویی مؤثرتر بیشتر، به دلیل شیب نسبتاً کم و هم‌چنین دریافت نزولات جوی بیشتر، از علل ثانوی توضیح‌دهنده pH پایین این خاک‌ها است.

ژئوشیمی عناصر اصلی در خاک‌ها

ضریب پراکندگی (CV) غلظت کل عناصر اصلی، برای کلیه نمونه‌های خاک و مستقل از نوع ماده مادری، تفاوت‌های فاحشی با یکدیگر دارند: این مقدار برای عناصر Na, Mg, Ca, P, K و Mn خیلی بیشتر از عناصر Al, Fe, Ti و Si است (۴). بخشی از این تفاوت را می‌توان به ماهیت شیمیایی و به تبع آن، قابلیت تحرک بالای عناصر گروه اول در مقایسه با عناصر گروه دوم، و بخش دیگر را به ترکیب ژئوشیمیایی متفاوت مواد مادری نسبت داد. علی‌رغم این واقعیت، مقایسه میانگین غلظت عناصر Fe, Al, Ti و Si پس از طبقه‌بندی نمونه‌های خاک بر اساس نوع ماده مادری، اطلاعات مهمی به دست می‌دهد.

جدول ۳. میانگین اکسیدهای عناصر اصلی در کلیه نيمرخ‌های مورد مطالعه و میانگین Fe_{DCB} در خاک‌رخ‌های منتخب.

Fe_{DCB}^{\dagger}	P_2O_5	MnO	TiO_2	Na_2O	K_2O	MgO	CaO	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	N	ماده مادری
۱/۲۵ ^{bc}	۰/۰۸۱ ^c	۰/۰۷۱ ^d	۰/۷۷۵ ^{ab}	۰/۷۱ ^b	۲/۲۸ ^b	۲/۳ ^b	۳/۵ ^b	۶/۰ ^{cd}	۱۳/۱ ^a	۴۴/۹ ^a	۱۳	فیلیت
۱/۵۳ ^{ab}	۰/۱۷۷ ^a	۰/۰۶۶ ^d	۰/۷۷۱ ^{ab}	۱/۲۸ ^a	۲/۴۳ ^b	۱/۵ ^b	۱/۹ ^b	۵/۴ ^d	۱۳/۸ ^a	۴۶/۴ ^a	۱۴	تونالیت
۰/۹۱ ^{cd}	۰/۱۱۵ ^{bc}	۰/۲۰۰ ^a	۰/۶۷۸ ^b	۰/۲۶ ^c	۰/۶۳ ^c	۶/۴ ^a	۹/۴ ^a	۱۱/۷ ^a	۶/۳ ^c	۳۹/۱ ^b	۱۳	پیریدونیت
۰/۸۱ ^d	۰/۲۰۱ ^a	۰/۱۷۱ ^b	۰/۹۲۱ ^a	۰/۳۸ ^c	۰/۹۷ ^d	۵/۸ ^a	۱۰/۳ ^a	۹/۷ ^b	۷/۲ ^c	۳۸/۸ ^b	۷	دولریت
۱/۸۵ ^a	۰/۱۷۸ ^a	۰/۱۹۳ ^{ab}	۰/۸۸۴ ^a	۰/۳۵ ^c	۳/۱۴ ^a	۱/۴ ^b	۰/۶ ^b	۷/۰ ^c	۱۳/۴ ^a	۴۷/۸ ^a	۱۳	شیل
۱/۵۶ ^{ab}	۰/۱۶۹ ^{ab}	۰/۱۳۹ ^c	۰/۸۵۶ ^a	۰/۳۶ ^c	۱/۲۹ ^c	۲/۲ ^b	۱۰/۳ ^a	۹/۴ ^b	۱۰/۹ ^b	۳۵/۲ ^c	۱۶	سنگ‌آهک

*: در هر ستون، حروف مشابه بیانگر عدم وجود تفاوت معنی دار در سطح ۰/۰۵ است.

†: تعداد نمونه‌ها در هر ماده مادری محدود به تعداد اقل‌ها در خاک‌رخ‌های $PH1$ ، $To2$ ، $Pe1$ ، $Do1$ و $Sh2$ است.

جدول ۴. غلظت اکسیدهای عناصر اصلی در خاک‌رخی‌های منتخب (تعداد نمونه برای سنگ بستر و افق‌های خاک، به ترتیب دو و یک تکرار می‌باشد).

LOI*	P ₂ O ₅	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	عمق (cm)	افق	نیمرخ
(wt.%)													
۲۷/۸	۰/۱۰۷	۰/۰۹۲	۰/۵۴	۲/۳۲	۲/۴۳	۱/۴۸	۰/۷۵۰	۶/۳۵	۱۲/۸	۴۴/۶	۰-۱۲	A	
۲۴/۴	۰/۰۶۶	۰/۰۹۴	۰/۲۹	۲/۴۰	۲/۲۶	۱/۰۵	۰/۸۰۷	۷/۱۷	۱۳/۹	۴۷/۰	-۵۵	Bt	Ph2
۲۶/۶	۰/۰۷۸	۰/۰۶۲	۰/۸۸	۲/۵۲	۲/۳۴	۰/۹۰	۰/۷۷۹	۶/۵۴	۱۴/۲	۴۵/۶	-۷۵	CB	
۱۳/۳	۰/۲۳۲	۰/۰۱۵	۰/۷۲	۲/۶۱	۲/۶۵	۰/۴۷	۰/۸۲۱	۴/۷۱	۱۰/۷	۶۳/۱		R	
۳۲/۴	۰/۲۲۵	۰/۱۱۵	۰/۸۲	۲/۲۶	۱/۴۷	۱/۴۸	۰/۷۸۷	۴/۸۲	۱۱/۴	۴۴/۰	۰-۲۰	A	
۲۴/۵	۰/۱۶۲	۰/۱۱۲	۱/۰۷	۲/۵۶	۱/۷۵	۰/۹۲	۰/۸۷۱	۵/۴۹	۱۳/۳	۴۹/۷	-۴۲	Bw	
۲۴/۸	۰/۱۲۵	۰/۰۶۲	۰/۸۸	۲/۶۷	۱/۸۹	۰/۷۶	۰/۷۶۱	۵/۹۷	۱۴/۴	۴۷/۸	-۶۰	Bt	To2
۲۵/۴	۰/۱۶۵	۰/۰۶۸	۱/۷۷	۲/۲۶	۱/۳۲	۰/۶۶	۰/۷۱۶	۴/۶۵	۱۵/۰	۴۷/۹	-۹۵	BC	
۲۵/۵	۰/۱۸۳	۰/۰۴۳	۱/۷۴	۲/۲۰	۱/۳۷	۰/۷۶	۰/۷۸۳	۵/۳۲	۱۴/۸	۴۷/۸	-۱۱۵	C	
۱۵/۰	۰/۲۵۲	۰/۰۱۱	۴/۰۷	۰/۱۶	۰/۳۳	۰/۹۸	۰/۵۶۹	۱/۰۶	۱۰/۲	۶۶/۹		R	
۲۵/۳	۰/۲۴۶	۰/۱۷۸	۰/۲۶	۰/۸۷	۴/۶۳	۷/۹۸	۰/۹۵۱	۱۰/۶۷	۸/۹	۳۹/۵	۰-۱۵	A	
۲۳/۵	۰/۱۸۲	۰/۱۸۰	۰/۲۶	۰/۹۱	۴/۵۶	۷/۱۸	۰/۹۴۷	۱۱/۲۸	۹/۸	۴۰/۹	-۳۵	Bw1	
۲۲/۴	۰/۱۴۶	۰/۱۸۹	۰/۲۶	۱/۰۳	۳/۹۷	۵/۹۴	۱/۰۲۹	۱۲/۱۰	۱۱/۱	۴۲/۲	-۹۰	Bw2	Pe1
۲۰/۸	۰/۲۲۳	۰/۱۶۴	۰/۲۷	۰/۹۵	۵/۱۸	۸/۲۰	۰/۹۵۶	۱۱/۱۲	۹/۸	۴۲/۶	-۱۳۰	C1	
۲۵/۲	۰/۰۶۰	۰/۱۴۷	۰/۲۷	۰/۰۹	۹/۶۹	۱۴/۷۰	۰/۶۴۱	۸/۲۰	۳/۲	۳۷/۹	-۲۰۰	C2	
۱۳/۲	۰/۰۳۷	۰/۱۶۲	۰/۲۸	۰/۲۹	۱۲/۵۲	۱۷/۵۷	۰/۵۸۲	۸/۹۴	۳/۰	۴۲/۸		R	
۲۵/۲	۰/۱۸۸	۰/۱۷۴	۰/۲۶	۰/۸۶	۶/۰۱	۱۲/۰۶	۰/۶۷۳	۸/۲۱	۶/۰	۴۰/۲	۰-۱۰	A	
۲۴/۱	۰/۱۲۰	۰/۱۷۶	۰/۲۶	۰/۷۲	۶/۳۷	۱۲/۲۱	۰/۶۶۷	۸/۶۱	۵/۹	۴۰/۵	-۴۵	Bw1	Do1
۲۵/۰	۰/۰۷۷	۰/۱۶۸	۰/۲۶	۰/۶۴	۶/۹۵	۱۱/۶۶	۰/۶۵۰	۹/۵۹	۶/۰	۳۹/۶	-۶۰	Bw2	
۲۲/۳	۰/۰۷۸	۰/۱۶۴	۰/۲۷	۰/۵۴	۷/۵۰	۱۱/۸۹	۰/۶۷۰	۱۰/۱۰	۵/۸	۴۰/۲	-۸۵	CB	
۱۳/۱	۰/۴۷۱	۰/۱۸۳	۱/۴۳	۱/۷۴	۳/۹۷	۹/۳۷	۱/۴۷۲	۱۰/۹۶	۱۳/۳	۴۳/۲		R	
۳۰/۸	۰/۲۹۳	۰/۲۲۴	۰/۲۶	۲/۸۰	۱/۳۸	۱/۰۹	۰/۸۴۸	۶/۱۲	۱۱/۲	۲۵/۵	۰-۵	A	
۲۳/۱	۰/۲۳۶	۰/۲۴۰	۰/۳۸	۳/۰۶	۱/۴۳	۰/۵۲	۰/۹۶۴	۶/۶۶	۱۲/۶	۵۰/۶	-۲۵	Bw1	
۲۱/۷	۰/۱۸۲	۰/۲۲۵	۰/۳۶	۳/۲۰	۱/۵۲	۰/۴۱	۰/۹۶۵	۶/۹۹	۱۳/۶	۵۱/۵	-۵۵	Bw2	Sh2
۲۲/۸	۰/۱۴۶	۰/۱۷۱	۰/۳۰	۳/۳۶	۱/۶۹	۰/۵۱	۰/۸۸۶	۷/۴۶	۱۴/۴	۴۸/۵	-۸۷	BC	
۲۴/۰	۰/۱۴۳	۰/۱۷۱	۰/۳۶	۳/۲۷	۱/۷۳	۰/۶۰	۰/۸۵۰	۷/۵۲	۱۴/۴	۴۷/۶	-۱۰۷	CB	
۱۵/۲	۰/۱۲۲	۰/۰۲۳	۰/۲۰	۵/۶۹	۱/۱۹	۰/۲۰	۰/۷۶۴	۳/۶۴	۱۶/۴	۵۶/۵		R	
۲۸/۰	۰/۲۱۸	۰/۱۵۶	۰/۵۹	۱/۶۳	۲/۲۶	۳/۰۶	۰/۹۹۷	۱۰/۲۹	۱۱/۷	۴۰/۱	۰-۱۰	A	
۲۷/۲	۰/۱۰۸	۰/۱۴۱	۰/۶۷	۱/۵۹	۲/۵۲	۲/۲۸	۱/۰۵۸	۱۰/۸۷	۱۲/۴	۴۰/۹	-۲۰	AB	
۲۵/	۰/۲۸۲	۰/۱۸۰	۰/۲۴	۱/۰۷	۳/۰۵	۴/۲۴	۱/۰۰۶	۱۲/۰۶	۱۳/۶	۳۸/۴	-۴۰	Bw	
۲۷/۷	۰/۱۷۷	۰/۱۵۳	۰/۴۵	۱/۳۵	۲/۷۲	۲/۴۲	۱/۰۵۰	۱۱/۹۰	۱۳/۴	۳۸/۹	-۶۵	Bt1	Li1
۲۶/۵	۰/۲۳۹	۰/۱۷۵	۰/۲۶	۱/۰۲	۲/۸۱	۳/۲۸	۱/۰۴۳	۱۳/۰۵	۱۴/۰	۳۷/۶	-۸۵	Bt2	
۲۵/۵	۰/۲۷۴	۰/۱۷۲	۰/۳۸	۱/۰۲	۳/۲۶	۶/۲۲	۰/۹۴۷	۱۱/۹۵	۱۲/۹	۳۷/۱	-۱۰۵	CB	
۳۱/۲	۰/۱۷۸	۰/۱۳۵	۰/۲۴	۰/۸۲	۲/۴۴	۱۸/۳۳	۰/۷۴۳	۸/۵۳	۹/۶	۲۷/۵	-۱۴۵	C	
۲۵/۴	۰/۰۵۳	۰/۰۵۲	۰/۲۶	۰/۹۸	۰/۸۶	۳۲/۹۴	۰/۲۴۷	۲/۰۸	۳/۷	۳۲/۹		R	

* مقدار رطوبت از دست رفته در حرارت ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد (Loss on Ignition).

ترتیب ۱/۸۵، ۱/۵۶ و ۱/۵۳٪) به طور معنی داری بیشتر از خاک‌های فیلیتی، پریدوتیتی و دولریتی است (به ترتیب ۱/۲۵، ۰/۹۱ و ۰/۸۱٪). از آن جایی که Fe_{DCB} نشان‌دهنده مقدار آهن آزاد می‌باشد، تفاوت‌های موجود در خاک‌های مختلف می‌تواند به دو علت باشد: ۱- شدت هوادیدگی و آزادسازی آهن در خاک‌های Sh_2 ، Li_1 و To_2 به نحو بارزی بیشتر از خاک‌های فیلیتی Ph_1 ، Pe_1 و Do_1 است. ۲- مقدار آهن در کانی‌های حساس به هوادیدگی در مواد مادری شیل، سنگ‌آهک و تونالیت بیشتر است. از آن جایی که میزان آهن در این مواد مادری کمتر از فیلیت، پریدوتیت و دولریت می‌باشد، بنابراین تفاوت‌های موجود در مقدار Fe_{DCB} به خاطر متفاوت بودن شدت هوادیدگی در این دو گروه خاک است.

میانگین CaO در خاک‌های پریدوتیتی (۰/۹/۴۱٪)، دولریتی (۰/۱۰/۲۸٪) و آهکی (۰/۱۰/۲۷٪) به طور معنی داری بیشتر از خاک‌های فیلیتی، تونالیتی و شیلی است (جدول ۳). مقایسه فراوانی کلسیم در سنگ‌های مادری نیز چنین تفاوتی‌های را نشان می‌دهد. این مقدار در پریدوتیت و دولریت به ترتیب ۱۷/۵۷ و ۹/۳۷٪ اندازه‌گیری شد. به طور کلی، فراوانی کلسیم از سنگ‌های بازی (۰/۱۰/۰۶٪) به طرف سنگ‌های حدواسط به طور پیوسته کاهش می‌یابد (۰/۵/۵٪ در کوارتزیدوریت و تونالیت)، و در گرانودیوریت و گرانیت کاهش بیشتری پیدا می‌کند (به ترتیب ۳/۴ و ۰/۱/۰۶٪). میانگین جهانی کلسیم در شیل معادل شیب است (۰/۲/۸٪) (۸). هر چند غلظت کل Ca در خاک‌های مورد مطالعه تحت کنترل مواد مادری می‌باشد، با این حال هم‌بستگی معنی داری بین کلسیم کل و تبدالی دیده نشد. حداکثر غلظت Ca تبدالی در خاک‌های آهکی، تونالیتی و فیلیتی دیده شد. موقعیت خاک‌های تونالیتی و فیلیتی در منطقه مطالعاتی به گونه‌ای است که بیشتر از سایر خاک‌ها تحت تأثیر سازندهای کربناتی بوده، از این رو مقدار Ca تبدالی در این خاک‌ها بیشتر می‌باشد.

میانگین MgO در خاک‌های پریدوتیتی (۰/۶/۴۰٪) و دولریتی (۰/۵/۸۴٪) به طور معنی داری بیشتر از سایر خاک‌هاست

میانگین Al_2O_3 نیز در خاک‌های با منشأ فیلیت، تونالیت و شیل حداکثر، در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی حداقل، و در خاک‌های آهکی حدواسط می‌باشد (جدول ۳). این تفاوت در سنگ بستر خاک‌ها نیز مشاهده شد به طوری که مقدار آلومینیم در فیلیت، تونالیت و شیل به ترتیب ۱۰/۷، ۱۰/۲ و ۱۶/۴٪ اندازه‌گیری شد. به طور کلی، غلظت Al_2O_3 از سنگ‌های فوق‌بازی (۴/۵-۴/۰٪ در پریدوتیت) به سمت سنگ‌های بازی با شیب تندی افزایش می‌یابد (۸ و ۱۵). مقدار Al_2O_3 از سنگ‌های بازی به طرف سنگ‌های حدواسط کمی کاهش می‌یابد (۱۷/۲٪ در گابرو، در مقابل ۱۶/۸٪ در دیوریت). این مقدار در شیل (۱۶/۳٪) مشابه گنایس و شیست بوده (۱۵/۹ و ۱۶/۶٪) و در سنگ‌آهک به ۱/۸٪ می‌رسد (۸).

میانگین Fe_2O_3 در خاک‌های تونالیتی (۵/۳۸٪)، فیلیتی (۵/۹۸٪) و شیلی (۷/۰۳٪) به طور معنی داری کمتر از سایر خاک‌هاست (جدول ۳). این مقدار در خاک‌های پریدوتیتی، دولریتی و آهکی به ترتیب ۱۱/۷۱، ۹/۶۶ و ۹/۳۸٪ است. این مقدار در سنگ‌بستر خاک‌های گروه اول (تونالیت، فیلیت و شیل) به ترتیب ۱/۰۶، ۴/۷۱ و ۳/۶۴٪ اندازه‌گیری شد که در مقایسه با سنگ‌های پریدوتیت (۸/۹۴٪) و دولریت (۱۰/۹۶٪) بسیار کمتر است. این یافته‌ها نشان می‌دهند که هر چند آهن در بیشتر خاک‌ها در مقایسه با سنگ بستر غنی شده است (جدول ۴)، با این حال، تفاوت‌های موجود در میزان آهن سنگ‌های بستر، هم‌چنان در خاک‌های تشکیل شده از آنها حفظ شده است. تنها استثنا خاک‌های آهکی هستند، به طوری که مقدار آهن در این خاک‌ها در مقایسه با سنگ‌بستر به طور چشم‌گیری بیشتر است (۹/۳۸٪ در مقابل ۲/۰۸٪). مقایسه مقدار آهن در خاک و سنگ‌بستر نشان می‌دهد که شدت غنی شدن آهن در خاک‌های تونالیتی، شیلی و آهکی بیشتر از دیگر خاک‌هاست (جدول ۴). این نتایج، با نتایج به دست آمده از مقایسه غلظت آهن قابل استخراج با دیتیونات-سیترات-بیکربنات (Fe_{DCB}) خاک‌ها هم‌آهنگی کامل دارد (جدول ۳). غلظت Fe_{DCB} در نیم‌رخ‌های منتخب شیلی، آهکی و تونالیت (به

وجود کلسیم در ساختار کانی‌هایی مانند پلاژیوکلازها بوده که نسبت به اولیون‌ها حساسیت کمتری به هوادهی دارند.

میانگین MnO در خاک‌های پریدوتیتی، شیلی و دولریتی حداکثر (به ترتیب ۰/۲۰، ۰/۱۹۳ و ۰/۱۷۱) و در خاک‌های فیلیتی و تونالیتی حداقل (به ترتیب ۰/۰۷۱ و ۰/۰۶۶) می‌باشد. این مقدار در خاک‌های آهنکی (۰/۱۳۹) حدواسط است (جدول ۳). مقایسه این میانگین‌ها با فراوانی MnO در سنگ‌های بستر متناظر نشان‌دهنده غنی شدن این عنصر در بیشتر خاک‌ها (به استثنای خاک‌های دولریتی)، نسبت به سنگ‌بستر می‌باشد (جدول ۴). با این وجود، شدت غنی شدن در خاک‌های پریدوتیتی که در مواد مادری خود دارای مقادیر بالایی از منگنز هستند (۰/۱۶۲)، بسیار کمتر از خاک‌های دیگر بوده و در خاک‌های شیلی به حداکثر می‌رسد. در مطالعه‌ای تکمیلی، رفتار متفاوت منگنز در خاک‌های مختلف، با اندازه‌گیری این عنصر در فازهای مختلف بررسی شد (۱۸). این نتایج نشان می‌دهد که در نیمرخ‌های Do1 و Pe1، در حدود ۷۵-۷۰٪ منگنز در بخش باقیمانده (فاز مقاوم به هوادهی) متمرکز شده و تنها مقدار کمی از این عنصر در فازهای متحرک توزیع شده است. در مقابل، در نیمرخ Sh2 بیش از ۸۰٪ منگنز در فاز متحرک متمرکز است. در نیمرخ‌های فیلیتی، تونالیتی و آهنکی نیز رفتار مشابهی، با شدت کمتر به چشم می‌خورد. از آن جایی که در خاک‌های شیلی، فیلیتی، تونالیتی و آهنکی، درصد قابل توجهی از منگنز در فاز قابل احیا متمرکز است، می‌توان نتیجه گرفت که غلظت این عنصر در این خاک‌ها تا حد زیادی توسط فرآیندهای خاکساز کنترل می‌گردد. حال آن که، غلظت منگنز در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی، بیشتر تحت تأثیر نوع مواد مادری بوده و کمتر به وسیله فرآیندهای خاک‌ساز متعین می‌شود.

میانگین Na₂O در خاک‌های تونالیتی و فیلیتی به طور معنی‌داری بیشتر از سایر خاک‌ها است. خاک‌های پریدوتیتی، دولریتی، شیلی و آهنکی از نظر سدیم کل تفاوت معنی‌داری با یکدیگر نشان نمی‌دهند (جدول ۳). به طور کلی، میانگین Na₂O در سنگ‌های حدواسط و اسیدی بیشتر از دیگر سنگ‌های

(جدول ۳). مقایسه فراوانی منیزیم در سنگ‌های مادری نیز چنین تفاوتی‌های را نشان می‌دهد. این مقدار در سنگ‌های پریدوتیت و دولریت به ترتیب ۱۲/۵۲ و ۳/۹۷٪ اندازه‌گیری شد. باید در نظر داشت که تغییرپذیری منیزیم در سنگ‌های فوق‌بازی بسیار بالاست و در برخی موارد به بیش از صد در صد می‌رسد (در پیروکسنیت و دونیت به ترتیب ۱۹/۲ و ۴۰/۷٪). مقدار منیزیم در سنگ‌های بازی نسبت به سنگ‌های فوق‌بازی بسیار کمتر شده و به یک سوم و حتی کمتر می‌رسد. این مقدار در سنگ‌های کوارتزیدیوریت و تونالیت به ۲/۶٪ رسیده که مشابه فراوانی این عنصر در سنگ‌های رسوبی رسی، شیل و رس نیز می‌باشد. بنابراین، به نظر می‌رسد محتوای منیزیم در سنگ‌های پریدوتیت، دولریت، تونالیت و شیل مورد مطالعه کمتر از میانگین جهانی آنها برآورد شده باشد. میانگین جهانی منیزیم در سنگ‌آهک خالص ۱/۶٪ می‌باشد (۸). این مقادیر با محتوای منیزیم در سنگ‌های مادری معادل در منطقه مطالعاتی و با در نظر گرفتن ناخالصی موجود در سنگ‌آهک، هم‌آهنگی دارد.

بین غلظت کل و غلظت تبادل Mg هم‌بستگی مثبت و معنی‌داری برقرار است ($r=0/47$). مقدار منیزیم تبادل در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی به طور معنی‌داری بیشتر از سایر خاک‌هاست (جدول ۲). به طور کلی، سنگ‌های بازی و فوق‌بازی دارای مقادیر بالایی از سیلیکات‌ها و آلومینوسیلیکات‌های غنی از آهن و منیزیم مانند اولیون و پیروکسن می‌باشند که حساسیت بالایی به هوادهی دارند. به علاوه، نسبت منیزیم به کلسیم در این کانی‌ها بیشتر از سایر کانی‌ها بوده، بنابراین انتظار می‌رود این نسبت در خاک‌های جوانی که از سنگ‌های بازی و فوق‌بازی ایجاد می‌شوند نیز حفظ شود. این نسبت در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی به طور معنی‌داری از دیگر خاک‌ها بیشتر می‌باشد (به ترتیب ۰/۹ و ۱/۱). با این حال باید توجه داشت که این روند تنها در مورد نسبت منیزیم به کلسیم تبادل وجود داشته و نسبت منیزیم به کلسیم کل چنین روندی را نشان نمی‌دهد. این امر به دلیل

می‌دهد.

حداکثر غلظت پتاسیم در خاک‌های شیلی مشاهده می‌شود (با میانگین $3/14\%$). مقدار این عنصر در سنگ‌بستر این خاک‌ها $5/69\%$ اندازه‌گیری شد که بالاتر از میانگین جهانی آن می‌باشد. به طور کلی، توزیع این عنصر در سنگ‌های رسوبی رسی، شیل و رس مشابه بوده و با توزیع این عنصر در گنایس و شیست منطبق می‌باشد ($2/9\%$). میانگین K_2O در سنگ‌آهک و خاک‌های آهکی به ترتیب $0/98$ و $1/29\%$ اندازه‌گیری شد (جدول ۳ و ۴). این در حالی است که مقدار این عنصر در سنگ‌های کربناتی خالص $0/30\%$ گزارش شده است (۸). تفاوت پتاسیم در سنگ‌بستر آهکی با میانگین جهانی را می‌توان به ناخالصی آن نسبت داد. وجود کانی‌های رسی در این سنگ که میزان نسبتاً بالای سیلیسیم و آلومینیم شاهدهی بر آن است، نشان می‌دهد که ترکیب سنگ‌آهک مورد مطالعه نزدیک به مارن آهکی است.

توزیع TiO_2 در خاک‌های مورد مطالعه، بعد از Si، دارای کمترین ضریب پراکندگی است ($CV = 0/23$). علت اصلی این امر، تحرک بسیار کم این عنصر در طی فرآیند خاک‌سازی می‌باشد (۴). با این وجود، میانگین TiO_2 در خاک‌های پریدوتیتی به طور معنی‌داری کمتر از سایر خاک‌ها است (جدول ۳). میانگین جهانی تیتانیوم در پریدوتیت $0/35\%$ گزارش شده است و در دولریت و دیاباز در محدوده $1/67 - 1/33\%$ تغییر می‌کند (۸). این مقدار، در سنگ‌های متناظر منطقه مطالعاتی به ترتیب $0/582$ و $1/472\%$ اندازه‌گیری شد. مقدار تیتانیوم از سنگ‌های حدواسط به طرف سنگ‌های سیلیسی‌تر کاهش می‌یابد، به طوری که این مقدار در گرانیت‌ها در محدوده $0/25 - 0/33\%$ تغییر می‌کند. در کل، سنگ‌های رسوبی و دگرگونی، نسبت به گرانیت دارای تیتانیوم بیشتری هستند (۸). با توجه به مطالب مذکور و با در نظر گرفتن میانگین جهانی بستر ضریب پراکندگی تیتانیوم، مقدار این عنصر در سنگ‌های بستر مورد مطالعه هم‌خوانی بالایی با میانگین جهانی آنها دارد. میانگین P_2O_5 در خاک‌های دولریتی، تونالیتی و شیلی به

آذرین گزارش شده است. هم‌چنین، این مقدار در سنگ‌های دگرگونی گنایس و شیست به ترتیب $3/2$ و $1/9\%$ ، و در رسوبات رسی و رسی-آهکی به ترتیب $1/4$ و $0/8\%$ تعیین شده است. به نظر می‌رسد مقادیر بالای سدیم در خاک‌های تونالیتی و فیلیتی به دلیل فراوانی بالای این عنصر در مواد مادری آنها باشد. وجود درصد بالایی از پلاژیوکلازهای سدیمی در سنگ‌بستر تونالیت این نکته را بیشتر تأیید می‌کند. با این حال، اگر چه برخی خاک‌های با مواد مادری مختلف، تفاوت‌های محسوسی از نظر مقدار کل سدیم با یکدیگر دارند، ولی روند مشابهی برای سدیم تبادل‌ی به چشم نمی‌خورد. بین سدیم کل و سدیم تبادل‌ی نیز هم‌بستگی معنی‌داری برقرار نیست. به طور کلی، عناصر قلیایی غیر خاکی پس از رها شدن از کانی‌های اولیه به راحتی می‌توانند در اثر فرآیند شستشو از نیم‌رخ خاک خارج شوند، با این حال وضعیت نهایی این عناصر توسط ویژگی‌های ذاتی خاک مانند مقدار و نوع رس و ظرفیت تبادل کاتیونی کنترل می‌شود. هم‌بستگی مثبت و قوی بین سدیم تبادل‌ی و CEC این نتایج را بیشتر تأیید می‌کند ($r = 0/72$). از این رو غلظت سدیم کل در خاک‌های مورد مطالعه بیشتر تحت کنترل نوع مواد مادری بوده، حال آن که غلظت سدیم تبادل‌ی بیشتر توسط ویژگی‌های خاک (CEC) کنترل می‌شود.

میانگین K_2O در خاک‌های با منشأ آذرینی پریدوتیت، دولریت و تونالیت، به طور فزاینده افزایش معنی‌داری نشان می‌دهد ($0/63$ ، $0/97$ و $2/43\%$) (جدول ۳). این روند، با روند تغییرات پتاسیم در سنگ‌های آذرین هم‌آهنگی کامل دارد. تحرک زیاد پتاسیم باعث می‌شود که این کاتیون مرتباً در ماگما و محلول‌ها تغلیظ شده و در لایه گرانیتی که شرایط نقلی مناسبی برای پتاسیم دارد متمرکز شود. فراوانی پتاسیم در خاک‌های تونالیتی و فیلیتی تفاوت معنی‌داری با یکدیگر ندارند (به ترتیب $2/43$ و $2/28\%$) (جدول ۳). منابع نشان می‌دهند که میانگین پتاسیم در سنگ‌های دگرگونی گنایس و شیست مشابه گرانودیوریت بوده و برابر $2/9\%$ می‌باشد (۸). این امر، تشابه خاک‌های تونالیتی و فیلیتی را از نظر فراوانی پتاسیم کل توضیح

مقابل (۰/۴۷۱٪). به طور کلی میانگین جهانی P_2O_5 در پریدوتیت‌ها (۰/۰۵٪) در مقایسه با سنگ‌های گابرو (میانگین ۰/۴۴٪) بسیار کمتر می‌باشد. چنین تفاوتی در میانگین TiO_2 این سنگ‌ها نیز مشاهده می‌شود (۰/۸۱٪ در مقابل ۰/۲۸۶٪) (۱۵).

تحلیل خوشه‌ای و نقش وراثت در غلظت عناصر اصلی

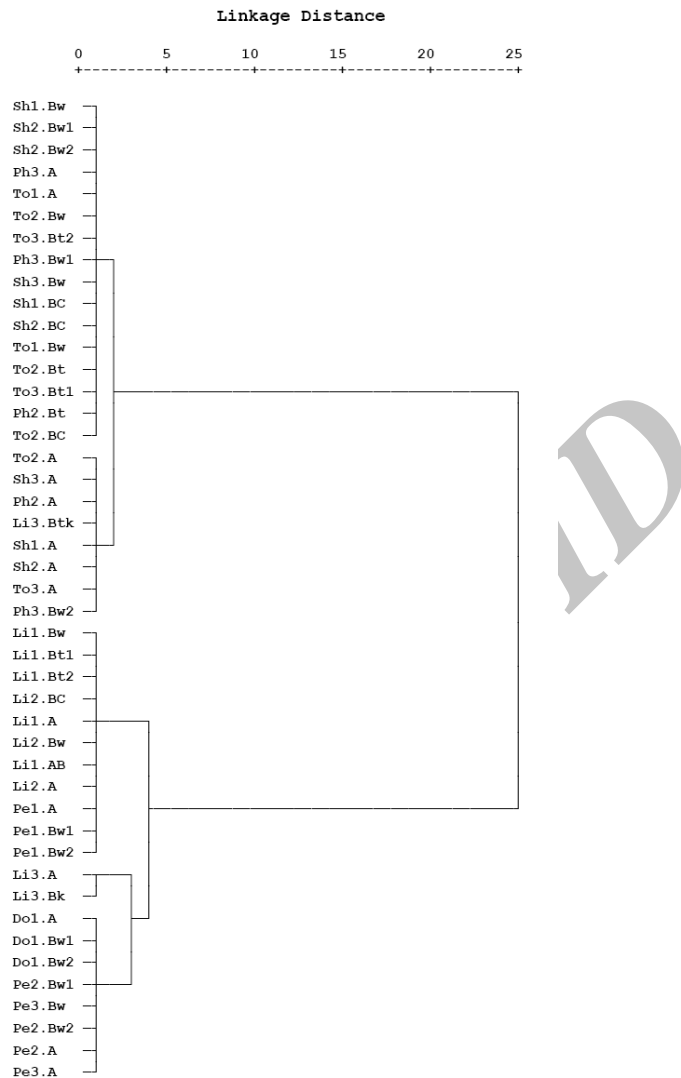
نتایج تحلیل خوشه‌ای به منظور گروه‌بندی افق‌های خاک‌ساز (A و B) و مجموعه افق‌های خاک‌ساز و مواد مادری (A, B, C و K) بر اساس شباهت در مقدار عناصر Si, Al, Fe, Ti, Mg و C، به ترتیب در شکل‌های ۲ و ۳ ارائه شده است. نمودار درختی ۲، افق‌های خاک‌ساز را در بالاترین سطح در دو گروه اصلی طبقه‌بندی می‌کند: گروهی که شامل خاک‌های پریدوتیتی، دولریتی و آهکی بوده، و گروه دیگر که خاک‌های فیلیتی، تونالیتی و شیلی را در خود جای می‌دهد. پس از وارد کردن نمونه‌های مربوط به مواد مادری، تغییر عمده‌ای در گروه‌بندی مذکور حاصل نشده است. محل قرارگیری افق‌های C و CB در نزدیکی و یا در داخل خوشه‌های مربوط به افق‌های خاک‌ساز است که از نظر نوع ماده مادری با آنها مشابهت دارد. این امر بیانگر آن است که محتوای عناصر اصلی مذکور در افق‌های خاک‌ساز تا حد بسیار زیادی تحت کنترل عامل وراثت می‌باشد. تنها استثنا مربوط به افق Btk در خاکرخ Li_3 است. این افق، نسبت به سایر افق‌های آهکی در خوشه متفاوتی گروه‌بندی شده است. این امر می‌تواند به دلیل غنی شدن نسبتاً بالای عناصر در این افق نسبت به افق‌های دیگر باشد.

نتیجه‌گیری

نتایج به دست آمده از این تحقیق از قرار زیر است:

۱- غلظت کل Mg، Mg، تبادلی و نسبت Mg تبادلی به Ca تبادلی در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی بیشتر از سایر خاک‌هاست. مقادیر بالای کانی‌های حساس به هوازدگی (اولیون و پیروکسن) و مقاومت نسبی بیشتر پلازیوکلازهای

طور معنی‌داری بیشتر از سایر خاک‌هاست (به ترتیب، ۰/۲۰۱، ۰/۱۷۷ و ۰/۱۷۸٪) (جدول ۳). میانه P_2O_5 برای خاک‌های دنیا ۰/۱۸۳٪ گزارش شده است (۱۶). از طرف دیگر روند تغییرات عمودی این عنصر در خاک فعال (سولوم)، غالباً کاهش یافته، به طوری که میانگین فسفر در افق‌های A بیشتر از افق‌های B می‌باشد (۰/۲۰۰٪ در مقابل ۰/۱۳۹٪). این امر به خاطر نقش پوشش گیاهی در چرخش فسفر در خاک بوده و هم‌بستگی مثبت و معنی‌دار بین مواد آلی خاک و فسفر این رابطه را بیشتر تأیید می‌کند ($r = 0.40$). با این وجود، چنانچه مقادیر فسفر در افق‌های C نیز در نظر گرفته شوند، تغییرات این عنصر با عمق، در برخی از خاکرخ‌ها افزایشی می‌گردد. به عنوان نمونه در خاک Do2، مقدار فسفر در افق C و نیز در سنگ بستر بیشتر از افق‌های سطحی است (نتایج ارائه نشده). مارکوس و همکاران در مطالعه خاک‌های بسیار هوادیده برزیل (اکسی‌سولز و اولتی‌سولز) بیشترین مقدار فسفر را در خاک‌های با مواد مادری بازالتی اندازه‌گیری نمودند. به علاوه، این خاک‌ها دارای بیشترین مقادیر Fe و Ti بوده و هم‌بستگی بالایی بین P و Fe دیده شد. این یافته‌ها به فراوانی بالای این عناصر در مواد مادری بازالتی نسبت داده شد (۱۶). لازم به ذکر است که در منطقه مطالعاتی تحقیق حاضر، میانگین Ti نیز در خاک‌های دولریتی (۰/۹۲۱٪) بیشتر از سایر خاک‌ها بوده (جدول ۳)، هر چند این تفاوت در برخی از موارد معنی‌دار نمی‌باشد. به علاوه، هم‌بستگی مثبت و بالایی در سطح آماری ۱٪ بین P و Ti برقرار می‌باشد (۰/۶۶ $r =$). مطالب ذکر شده نشان می‌دهد که فرآیند تجمع مواد آلی و نیز ویژگی‌های ژئوشیمیایی مواد مادری نقش مؤثری در تعیین مقدار و تغییرپذیری فسفر در منطقه مطالعاتی دارند. به طوری که می‌توان گفت میانگین این عنصر در خاک‌های مختلف و نیز تغییرات عمقی آن در طول نیمرخ خاک توسط نوع ماده مادری و مقدار مواد آلی خاک متعین می‌گردد. مقادیر پایین فسفر در خاک‌های با مواد مادری پریدوتیت (۰/۱۱۵٪) در مقایسه با خاک‌های دولریتی (۰/۲۰۱٪) در هم‌آهنگی کامل با مقدار این عنصر در سنگ‌های مادری آنها می‌باشد (به ترتیب، ۰/۰۳۷ در



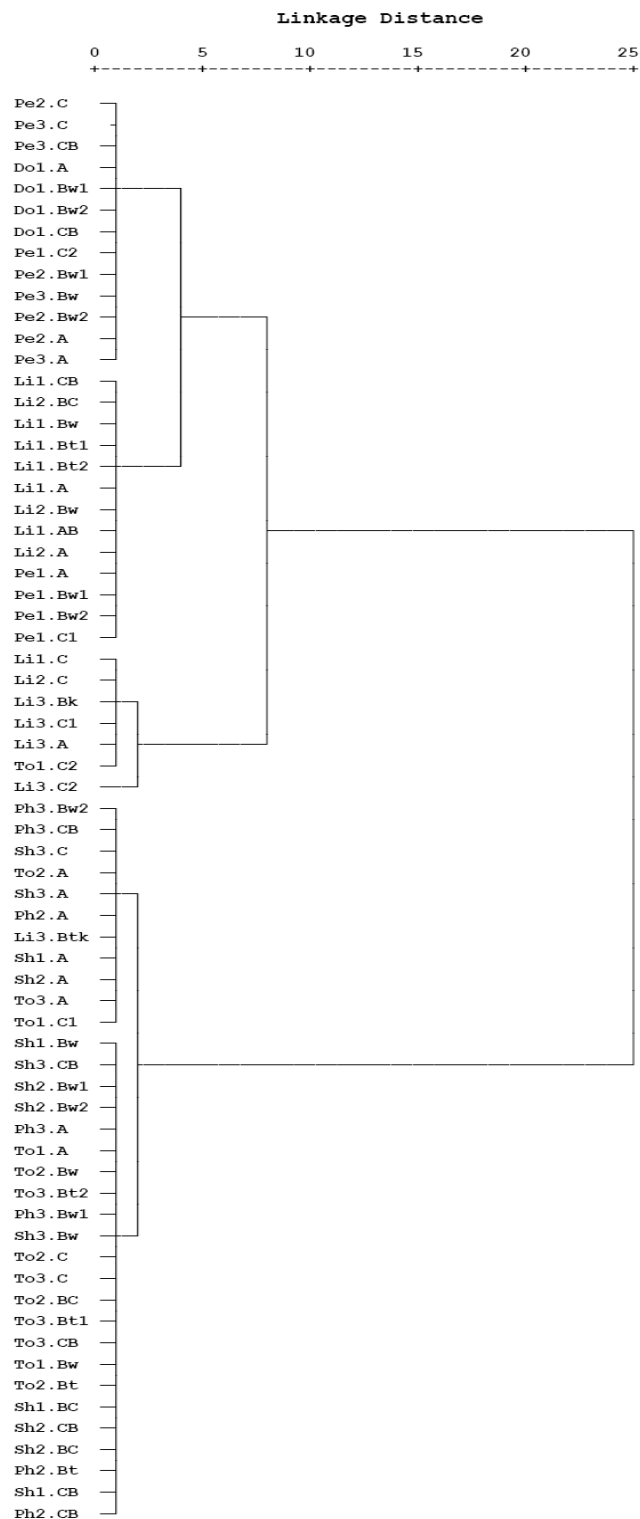
شکل ۲. نمودار درختی تجزیه تحلیل خوشه‌ای مربوط به عناصر Si، Al، Fe، Ti، Mg و K برای افق‌های خاک‌ساز (افق‌های A و B).

۳- غلظت کل K تا حد زیادی از ترکیب ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی مواد مادری پیروی می‌کند، به طوری که در خاک‌های شیلی حداکثر و در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی حداقل است. همین روند در مورد K تبدلی نیز مشاهده می‌شود.

۴- تبعیت غلظت کل Na با مقدار این عنصر در مواد مادری، در خاک‌های تونالیتی و فیلیتی بسیار بارز است. در مقابل، غلظت Na تبدلی به هیچ روی تحت کنترل ترکیب ژئوشیمیایی مواد مادری نبوده و منحصراً توسط خصوصیات ذاتی خاک، به

کلسیم از یک طرف، و درجه تحول کم این خاک‌ها از طرف دیگر، باعث شده است تا وضعیت Mg در این خاک‌ها، تابع ترکیب ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی مواد مادری باشد. هم‌بستگی مثبت و بالایی بین Mg کل و Mg تبدلی برقرار است.

۲- غلظت کل Ca از ترکیب ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی مواد مادری تبعیت می‌کند و در خاک‌های آهکی، پریدوتیتی و دولریتی بیشترین است. در مقابل، غلظت Ca تبدلی بیشتر تحت تأثیر کانی‌های کربناتی می‌باشد. بین Ca کل و Ca تبدلی هم‌بستگی معنی‌داری دیده نشد.



شکل ۳. نمودار درختی تجزیه تحلیل خوشه‌ای مربوط به عناصر Si، Al، Fe، Ti، Mg و K برای کلیه افق‌ها

ویژه ظرفیت تبادل کاتیونی، کنترل می شود.

آهن در خاک‌های آهکی به دلیل شدت بیشتر فرآیندهای خاک‌سازی بوده و کمتر تحت تأثیر ترکیب ژئوشیمیایی مواد مادری است.

۵- در بین عناصر اصلی، تغییرپذیری غلظت عناصر Mg, Ca, K, Na, P و Mn بیشتر از عناصر Si, Al, Fe و Ti می باشد. این امر به خاطر تحرک بیشتر عناصر گروه اول، نسبت به عناصر گروه دوم، و هم چنین به خاطر تنوع مواد مادری و خاک‌ها در منطقه مطالعاتی است.

۸- بیشترین غلظت Mn مربوط به خاک‌های پریدوتیتی، دولریتی و شیلی می باشد. شدت غنی شدن این عنصر نسبت به سنگ بستر، در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی بسیار کم، و در خاک‌های شیلی بسیار شدید می باشد. غلظت بالای Mn در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی به منشأ توارثی آنها نسبت داده شد، حال آنکه عامل اصلی تجمع این عنصر در خاک‌های شیلی، فرآیندهای خاک‌سازی به ویژه اکسیداسیون و احیا می باشد.

۶- وجود مقادیر بالای Si و Al در خاک‌های فیلیتی، تونالیتی و شیلی به منشأ توارثی آنها نسبت داده شد. با این وجود، Si در اکثر خاک‌ها تمایل به خروج از سولوم خاک را دارد. تنها استثنا در این مورد خاک‌های آهکی هستند.

۹- محتوای عناصر Si, Al, Fe, Ti, Mg و K در افق‌های خاک‌ساز تا حد بسیار زیادی تحت کنترل عامل وراثت بوده و از ترکیب ژئوشیمیایی مواد مادری تبعیت می کند.

۷- غلظت بالای Fe در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی تابع مقدار این عنصر در مواد مادری متناظر است. غلظت این عنصر در خاک‌های آهکی نیز بالا بوده، با این حال وجود مقادیر زیادی از اکسیدهای آهن آزاد در این خاک‌ها بیانگر شدت هوازدگی بالاتر این خاک‌ها می باشد. به بیان دیگر، غنی شدن

منابع مورد استفاده

۱. آدابی، م. ح. و م. ح. کریم پور. ۱۳۸۴. نام‌گذاری و طبقه‌بندی جامع سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
۲. درویش زاده، ع. ۱۳۸۰. زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، تهران.
۳. گودرزی، ر. ۱۳۸۷. توزیع عمقی برخی فلزات سنگین در لندفرم‌های مهم منطقه اصفهان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد خاک‌شناسی، دانشگاه صنعتی اصفهان.
۴. نائل، م. ۱۳۸۸. تأثیر مواد مادری و نحوه تشکیل و تحول خاک‌ها بر توزیع برخی عناصر اصلی و کمیاب در خاک‌های جنگلی منطقه فومن-ماسوله. پایان‌نامه دکترای خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.
5. Allison, L. E. and C. D. Moodie. 1965. Carbonate. PP. 1387-1388. In: C. A. Black, D. D. Evans, L. E. Ensminger, J. L. White, F. E. Clark (Eds.), Methods of Soil Analysis, Part 2, Chemical and Microbiological Properties. Amer. Soc. Agron., Madison, WI.
6. Allison, L. E. 1965. Organic carbon. PP. 1372-1376. In: C. A. Black, D. D. Evans, L. E. Ensminger, J. L. White, F. E. Clark (Eds.), Methods of Soil Analysis, Part 2, Chemical and Microbiological Properties. Amer. Soc. Agron., Madison, WI.
7. Baillie I. C., P. M. Evangelista and N. B. Inciong. 2000. Differentiation of upland soils on the Palawan ophiolitic complex, Philippines. Catena 39: 283-299.
8. Beus, A. A. 1976. Geochemistry of the Lithosphere. Translation from Russian by V. Agranat. MIR Pub. Moscow.
9. Buol, S. W., R. J. Southard, R. C. Graham and P. A. McDaniel. 2003. Soil Genesis and Classification. 5th ed., Iowa State Press., USA.
10. Caspari T., R. Bäumler, C. Norbu and I. Baillie. 2006. Geochemical investigation of soils developed in different lithologies in Bhutan, Eastern Himalayas. Geoderma 136: 436-458.
11. Chapman, H. D. 1965. Cation-exchange Capacity. PP. 899-900. In: C. A. Black, D. D. Evans, L. E. Ensminger, J.

- L. White and F. E. Clark (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 2, Chemical and Microbiological Properties*. Amer. Soc. Agron., Madison, WI.
12. Chapman, H. D. 1965. Total exchangeable basis. PP. 902-904. *In*: C. A. Black, D. D. Evans, L. E. Ensminger, J. L. White and F. E. Clark (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 2, Chemical and Microbiological Properties*. Amer. Soc. Agron., Madison, WI.
13. Gee, G. W. and J. W. Baudé. 1986. Particle-size analysis. PP. 399-404. *In*: A. Klute (Ed.), *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*, Amer. Soc. Agron., Madison, WI.
14. Graham, R. C. and S. W. Boul. 1990. Soil-geomorphic relations on the Blue Ridge Front: II. Soil characteristics and pedogenesis. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 54: 1367-1377.
15. Jackson, K. C. 1970. *Textbook of Lithology*. McGraw-Hill Book Co., USA.
16. Marques, J., D. G. Schulze, N. Curi and A. Mertzman. 2004. Major element geochemistry and geomorphic relationships in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma* 119: 179-195.
17. Mehra, O. P. and M. L. Jackson. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. PP. 317-327. *In*: A. Swineford (Ed.), *Clays and Clay Minerals, Proc. 7th Natl. Conf.*, Washington, D.C., Pergamon Press, New York.
18. Nael, M., H. Khademi, A. Jalalian, R. Schulin, M. Kalbasi and F. Sotohan. 2009. Effect of geo-pedological conditions on the distribution and chemical speciation of selected trace elements in forest soils of Western Alborz, Iran. *Geoderma* 152: 157-170.
19. Pansu, M. and J. Gautheyrou. 2006. *Handbook of Soil Analysis: Mineralogical, Organic and Inorganic Methods*. Springer Pub., USA.
20. Reimann, C., A. Arnoldussen, P. Englmaier, P. Filzmoser, T. E. Finne, R. G. Garrett, F. Koller and O. Nordgulen. 2007. Element concentrations and variations along a 120-km transect in southern Norway – Anthropogenic vs. geogenic vs. biogenic element sources and cycles. *Appl. Geochem.* 22: 851–871.
21. Reimann, C., U. Siewers, T. Tarvainen, L. Bityukova, J. Eriksson, A. Gilucis, V. Gregorauskiene, V. Lukashev, N. N. Matinian and A. Pasieczna. 2000. Baltic soil survey: total concentrations of major and selected trace elements in arable soils from 10 countries around the Baltic Sea. *Sci. Total Environ.* 257: 155-170.
22. Schaetzl, R. and S. Anderson. 2005. *Soils, Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press., UK.
23. Schaetzl, R. J., F. Krist and P. Rindfleisch. 2000. Postglacial landscape evolution of northeastern lower Michigan, interpreted from soils and sediments. *Ann. Ass. Amer. Geog.* 90: 443-466.
24. USDA and NRCS. 1996. *Soil Survey Laboratory Methods Manual*. Soil Survey Inv. Rep. No. 42, ver. 3.0 USDA, Washington, DC.
25. Wilding, L. P., N. E. Smeck and G. F. Hall, 1983. *Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and Interactions*. Elsevier Pub. Co. New York.