

بررسی برخی خصوصیات خاک ناشی از تغییر موقعیت و جهت شیب لندفرم کوه با مواد مادری متفاوت در ماسوله

هیمن گل محمد¹، حسن رمضانپور^{2*}، سالار رضاپور³

تاریخ دریافت: 92/08/14 تاریخ پذیرش: 94/12/10

¹ دانشجوی سابق کارشناسی ارشد علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان

² دانشیار گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان

³ دانشیار گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه

* مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: hasramezanpour@yahoo.com

چکیده

ویژگی‌های شیب (جهت و موقعیت) و مواد مادری از مهمترین عوامل تأثیرگذار بر خواص خاک هستند. هدف از این تحقیق بررسی تأثیر جهت و موقعیت شیب بر برخی خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌های تشکیل شده در جهت‌های رو به شمال و جنوب و موقعیت‌های برگردان و قسمت مسطح بالای شیب در منطقه جنگلی ماسوله بر روی دو نوع از سنگ-های انتخابی پریدوتیت و پگماتیت می‌باشد. بر این اساس، تعداد 6 پروفیل خاک شاهد در موقعیت‌ها و جهت‌های مختلف، حفر و تشریح گردید و سپس نمونه‌برداری از دو عمق 0-15 و 15-30 سانتی‌متر در سه تکرار به فاصله 10-20 متر در اطراف پروفیل‌ها انجام گرفت. خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک از قبیل بافت، pH، کربن آلی، ظرفیت تبادل کاتیونی، کاتیون‌های تبادلی، آهن بی‌شکل و آزاد اندازه‌گیری شد. نتایج نشان داد که خاک تشکیل شده بر روی مواد مادری مختلف از نظر pH، بافت خاک، کاتیون‌های تبادلی، ظرفیت تبادل کاتیونی، در سطح احتمال 0/01 باهم اختلاف دارند و بیش‌ترین تغییرات عمقی در فاز تبادلی مربوط به خاک‌های پگماتیت می‌باشد. موقعیت برگردان رو به شمال پریدوتیت در مقایسه با مواد مادری پگماتیت و سایر موقعیت‌ها، به‌طور معنی‌داری باعث افزایش مقدار رس، اکسیدهای آهن پدوژنیک، ظرفیت تبادل کاتیونی و کاتیون‌های کلسیم و منیزیم تبادلی در این دامنه از شیب شده است. به‌طور کلی بسیاری از خصوصیات فیزیکوشیمیایی در عمق‌های مختلف در موقعیت و جهت زمین‌نما دارای اختلاف معنی‌دار در سطح احتمال 0/01 بودند. به‌علاوه توپوگرافی و شرایط آب و هوایی در منطقه با تأثیر بر برخی خصوصیات فیزیکوشیمیایی، سبب اختلاف خاک‌های تشکیل شده بر روی سنگ پریدوتیت و پگماتیت در سطح رده و گروه بزرگ باهم شده است. نتایج کلی، نشان دهنده تأثیر مواد مادری و توپوگرافی بر بسیاری از خصوصیات خاک می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: توپوگرافی، خاک جنگلی، خصوصیات فیزیکوشیمیایی، عمق خاک، مواد مادری

Study on Some Soil Properties as Affected by Different Slope Position and Aspect in Mountainous Landform with Different Parent Materials in Masouleh

H Golmohammad¹, H Ramezanpour^{2*}, S Rezapour³

Received: 05 November 2013 Accepted: 29 February 2016

¹ M.Sc. Graduate of Soil Science Department, Faculty of Agriculture, University of Guilan, Iran

² Assoc. Prof. of Soil Science Department, Faculty of Agriculture, University of Guilan, Iran

³ Assoc. Prof. of Soil Science Department, Faculty of Agriculture, Urmia University, Iran

*Corresponding Author, Email: hasramezanpour@yahoo.com

Abstract

Slope characteristics (aspect and position) and parent material are effective factors on soil properties. This research was conducted to study the soil physico-chemical properties formed on north and south faces as well as back slope and summit positions which developed on two selected parent rocks such as peridotite and pegmatite in Masouleh area. Thus, 6 representative soil profiles in different positions and aspects were dug and described and then, the soil samples were taken from the two depths of 0-15 and 15-30 cm in 3 replicates from distances of 10-20 meters around the soil profiles. Physico-chemical properties such as soil texture, pH, organic carbon, exchangeable cations, cation exchange capacity (CEC), amorphous and free iron oxides were measured. The results showed that the soils formed on the different parent materials had significant differences ($p < 0.01$) in terms of pH, soil texture, exchangeable cations, and CEC and the highest variations with depth related to the exchangeable phase, belonged to the pegmatite soils. On the north face of back slope position in the peridotite parent material in comparison with the pegmatite and other positions, the amounts of clay content, pedogenic iron oxides, CEC and exchangeable Ca and Mg increased significantly. Furthermore, topography and weather condition in the study area caused to change the soils developed on peridotite and pegmatite in the level of order and great group category due to changing the physico-chemical properties of soils. Totally the results, revealed the effect of parent materials and topography on soil properties.

Keywords: Forest soil, Parent material, Physico-chemical properties, Soil depth, Topography

مقدمه

تأثیر دارد. ساختمان فیزیکی، شیمیایی و مینرالوژیکی مواد مادری، بر روی سرعت تخریب و نوع خاک تولید شده مؤثر است، به طوری که از سنگ‌های سخت و دیر تخریب، در بیشتر موارد خاک‌های فقیر از مواد غذایی و کم عمق‌تر و از سنگ‌های آهکی، مارنی و رسوبات رسی، خاک‌های حاصل‌خیز تشکیل می‌یابند (برادی و ویل 2004). گوگ‌بولاک و اوزکان (2008) با بررسی ویژگی‌های خاک‌ها با مواد مادری متفاوت در ترکیه نشان دادند که به جز درصد اشباع و چگالی ذرات خاک، سایر ویژگی‌ها، بسته به نوع مواد مادری به طور قابل توجهی تغییر می‌کنند. در سنگ‌های اسیدی غنی از سدیم و منیزیم و در اقلیم‌هایی که رطوبت خیلی بالا نیست، این کاتیون‌ها از خاک‌رخ شسته نشده و کانی اسمکتایت

عوامل پنج‌گانه خاک‌سازی، کنترل‌کننده نحوه تشکیل خاک و به تبع آن، کنترل‌کننده خصوصیات و ویژگی‌های خاک هستند (بیول و همکاران 2003). تنوع و فراوانی که در طبیعت سنگ‌ها وجود دارد سبب می‌شود که خاک‌های حاصله از آن‌ها نیز خصوصیات مختلفی داشته باشند (رمضانپور 1391). بیرکلند (1999) گزارش نمود که مواد مادری به درجات متفاوت بر بسیاری از خواص خاک اثر می‌گذارد و تأثیر آن در مناطق مرطوب‌تر و با گذشت زمان ممکن است پوشیده شود. آکیپرو و همکاران (2002) گزارش کردند که مواد مادری بر روی مقدار رس‌ها، ظرفیت تبادل کاتیونی، اشباع بازی و اسیدیته خاک‌های مطالعه شده

سمت رو به شمال است آب و هوایی سردتر و مرطوب-تر از شیب‌های رو به جنوب دارد (فانینگ 1989). بروباکر و همکاران (1993) با تحقیقات خود بر روی خصوصیات از خاک که در ارتباط با موقعیت زمین‌ما بود نشان دادند که در موقعیت‌های مختلف میزان شن، سیلت، pH، کربنات کلسیم، کلسیم و منیزیم تبادلی عمدتاً به سمت پایین شیب به‌طور معنی‌داری کاهش می‌یابند. یانگ و هامر (2000) در تحقیقات خود با مقایسه خاک شیب پشتی نسبت به قسمت مسطح و شانه شیب به این نتیجه رسیدند که افق سطحی نازک‌تر و کربن آلی، اسیدیته، درصد اشباع بازی، کمتر می‌باشد و میزان رس بیشتر در افق آرچلیک در شیب پشتی نسبت به شانه شیب و قسمت مسطح وجود دارد. رضایی و جیلکس (2005) به حاصل‌خیزی بیشتر خاک‌های شیب رو به شمال نسبت به شیب رو به جنوب اشاره کردند و دلیل آن را انباشت بیشتر کربن و نیتروژن در شیب شمالی به علت درجه حرارت پایین‌تر و تبخیر کمتر رطوبت خاک در این جهت شیب دانستند و بیان کردند که کربن آلی با شدت زهکشی خاک‌هایی که سطح آب زیرزمینی بالا است، همبستگی مثبت و با ارتفاع و درجه شیب این خاک‌ها هم‌بستگی منفی دارد.

هوازگی شیمیایی سنگ‌های سیلیکاتی نقش مهمی در ارائه عناصر غذایی به اکوسیستم، کنترل خصوصیات شیمی رودخانه و اقیانوس دارد و در طول زمان زمین‌شناسی سبب تنظیم دی‌اکسید کربن در اتمسفر می‌شود. محصولات هوازگی خاک برای پایداری اکوسیستم و جامعه انسانی حیاتی می‌باشد (کامپ و همکاران 2000). علی‌رغم وجود پتانسیل زیاد برای تولید محصولات کشاورزی و داشتن جنگل‌های بسیار وسیع در استان گیلان، مطالعات خاک‌شناسی به‌ویژه در خاک‌های این مناطق جنگلی بسیار کم صورت گرفته است (ترابی و کریمیان اقبال 1381). هدف از این تحقیق بررسی خصوصیات خاک‌های تشکیل شده بر روی مواد مادری مختلف در موقعیت‌های مختلف شیب در منطقه جنگلی ماسوله بوده است تا روند هوازگی و تغییرات خصوصیات خاک‌های تشکیل شده تعیین شود. وقتی خاک از مواد مادری دارای کانی قابل هوادیده

تشکیل می‌گردد. سنگ‌های فوق‌بازی مانند پریدوتیت¹ که غنی از آهن و منیزیم بوده و مقادیر کمی آلومینیوم، پتاسیم، کلسیم و سدیم دارند، به خاک‌های سیلتی و رسی تبدیل می‌شوند (رابنهورست و فوس 1981). پریدوتیت‌ها حاوی 40-100% الیون به‌همراه کانی‌های اصلی دیگری نظیر کلینوپیروکسن و اورتوپیرکسن می‌باشد (همام 1388). خاک‌های تشکیل شده از این سنگ‌ها غنی از منیزیم، آهن، نیکل و کروم بوده و از نظر کلسیم، آلومینیوم، پتاسیم و سدیم فقیر هستند (بولمر و لاوکولیچ 1994). پگماتیت‌ها² یا بعضی رگه‌های هیدروترمال از نفوذ و تزریق مواد مذاب و توده ماگمایی در سطوح ضعیف سنگ‌های احاطه‌کننده ماگما ایجاد می‌شود که جزء سنگ‌های آذرین اسیدی و بسیار مقاوم هستند و اساساً از کوارتز و فلدسپارهای قلیایی تشکیل شده و معمولاً مقداری مسکوویت و بیوتیت همراه دارند و بنابراین از نظر ترکیب به گرانیت شباهت داشته و تفاوت اصلی در بافت آن‌ها است (سرابی 1373).

توپوگرافی یکی از عوامل منطقه‌ای است که در قالب ارتفاع، شیب (موقعیت، جهت و درصد) و زهکشی طبیعی، خصوصیات خاک را تحت تأثیر قرار می‌دهد (جی‌یانگ و تان 2004). جنی (1983)، پستی و بلندی را یکی از فاکتورهای مهم در انتشار اجزا خاک می‌داند و شیب را نیز به‌عنوان یکی از مؤلفه‌های مهم پستی و بلندی بیان می‌کند که مهم‌ترین تأثیر آن بر روی سرعت واکنش‌های شیمیایی است. از آنجایی که پروسه‌های هوازگی کانی‌ها، فرسایش خاک، آبشویی، تجمع رس، فرآیندهای اکسید و احیا در موقعیت‌های متفاوت شیب به‌صورت یکسان عمل نمی‌کنند، در نتیجه خصوصیات از خاک که تحت کنترل فرآیندهای فوق هستند در موقعیت‌های مختلف شیب، یکسان نیستند (مکنب 1993). در نیمکره شمالی دمای خاک در شیب‌های رو به جنوب به‌طور متوسط 2 تا 5 درجه فارنهایت از شیب‌های رو به شمال گرم‌تر است و در این نیمکره، شیبی که به-

1. Peridotite

2. Pegmatite

مربع، در سه تکرار، نمونه مرکب از عمق 0-15 و 0-30-15 سانتی متر تهیه و نمونه‌ها را پس از انتقال به آزمایشگاه، خشک نموده و از الک 2 میلی‌متر عبور داده شدند. خصوصیات فیزیکوشیمیایی شامل واکنش خاک در نسبت 1:1 خاک به آب، بافت خاک به روش هیدرومتر، ظرفیت تبادل کاتیونی به روش استات آمونیوم در $pH = 8/2$ ، پتاسیم، سدیم، کلسیم و منیزیم تبدیلی با روش استات آمونیوم (1N) و کربن آلی به روش والکل- بلک اندازه‌گیری شدند (اسپارکس و همکاران 1996). همچنین آهن بی‌شکل غیربلوری با استفاده از اگزالات آمونیوم (مک‌کیگو و دی 1966) و آهن آزاد (بلوری + غیر بلوری) به روش سیترات-بی-کربنات-دی‌تیونات (مهر و جکسون 1960) تعیین شدند. نتایج حاصل بر اساس تجزیه واریانس و مقایسه میانگین‌ها به روش آزمون دانکن در سطح احتمال 0/01 و 0/05 درصد، برای بررسی اثر مواد مادری، جهت و موقعیت شیب و عمق خاک بر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک با استفاده از نرم افزار SAS مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

جدول 1- رده‌بندی خاک‌های مورد مطالعه بر اساس

سیستم طبقه‌بندی آمریکایی.

مواد مادری	موقعیت شیب	رده‌بندی
	بالای شیب	Entic Hapludolls
پریدوتیت	برگردان رو به شمال	Typic Hapludolls
	برگردان رو به جنوب	Dystric Eutrudepts
	بالای شیب	Typic Dystrudepts
پگماتیت	برگردان رو به شمال	Lithic Udorthents
	برگردان رو به جنوب	Lithic Udorthents

نتایج و بحث

رده‌بندی خاک‌های مورد مطالعه

نتایج حاصل از رده‌بندی (آزادینا 1391) خاک‌رخ-های ایجاد شده در دو ماده مادری پریدوتیت و پگماتیت در جدول 1 نشان داده شده است. در خاک‌های تشکیل شده بر پریدوتیت، تأثیر توپوگرافی و شرایط اقلیمی منطقه باعث شده که خاک‌ها در جهت رو به شمال و بالای شیب در رده مالی‌سول قرار بگیرند و در

زیاد (پریدوتیت) تشکیل می‌شود، جهت جنوبی شیب دارای بیشتر تلفات خاک بوده (عدم تشکیل مالی سول)، لذا مدیریت حفظ خاک با روش‌های مختلف را بیشتر تاکید می‌نماید و نوعی هشدار می‌دهد که خطر جاری شدن هرز آب و ایجاد سیل را باید در دامنه جنوبی جدی گرفت. بنابراین اگر بتوان بر اساس موقعیت زمین-نما، خصوصیات خاک و نوع مدیریت صحیح آن را تعیین کرد، نیل به حفظ محیط زیست امکان‌پذیرتر می‌باشد.

مواد و روش‌ها

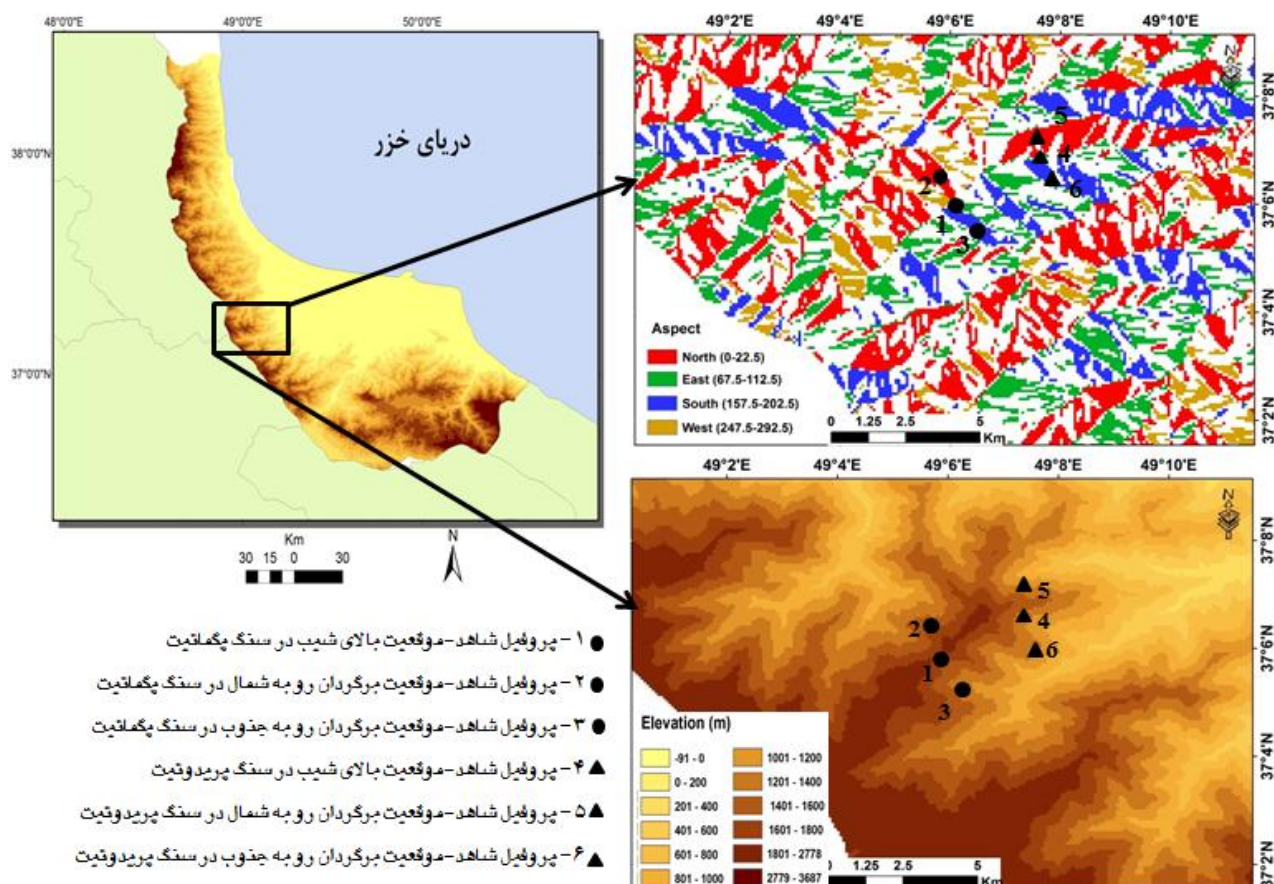
منطقه مطالعاتی به مساحت 27 km^2 مابین طول‌های جغرافیایی $49^\circ 10' 39''$ و $49^\circ 4' 31''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $37^\circ 8' 57''$ و $37^\circ 4' 28''$ شمالی در غرب استان گیلان قرار گرفته است (شکل 1). رژیم حرارتی و رطوبتی خاک‌های منطقه به ترتیب مزیک و یودیک (بنایی 1377) و دارای کاربری جنگل با پوشش درختان افرا، راش، بلوط و ازگیل (دادفر 1378) و زمین-شناسی منطقه عمدتاً شامل سنگ‌های بازی و دگرگونی دوران پرکامبرین و پالئوزوئیک می‌باشد (درویش‌زاده 1380). پس از بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی دو نوع سنگ بستر پریدوتیت فوق‌بازیک و پگماتیت اسیدی (نائل 1388، سرابی 1373) را در واحد فیزیوگرافی لندفرم کوه (با پوشش گیاهی و توپوگرافی مشابه) در نظر گرفته و در دو موقعیت بالای شیب³ (قسمت مسطح) و برگردان شیب⁴ و در دو جهت رو به شمال و جنوب شیب، ابتدا تعدادی پروفیل در هر موقعیت و جهت تا عمق مورد نظر حفر و از اوگر هم بطور محدود استفاده شد. سپس با مقایسه تغییرات خاک، در مجموع 6 پروفیل خاک شاهد انتخاب و نمونه‌برداری از افق‌های ژنتیکی پروفیل شاهد صورت گرفت و به روش جامع طبقه‌بندی خاک، تشریح و رده‌بندی شدند (بی‌نام 2010). با توجه به اینکه هوازگی پدوشیمیایی عمدتاً در سولوم خاک صورت می‌گیرد، به فاصله 10 تا 20 متری از اطراف پروفیل شاهد در پلات‌هایی به مساحت 10 متر

³. Summit

⁴. Back slope

بالای کوه، در گروه بزرگ دیستریودیتز قرار گرفته، ولی در موقعیت برگردان شیب در جهت رو به شمال و جنوب، اختلافی از نظر رده بندی خاک مشاهده نشد و در گروه بزرگ یوداورتنتز قرار گرفتند که بیان کننده فرسایش و عدم هوازگی و تکامل خاک در این موقعیت از لندفرم واحد فیزیوگرافی می باشد.

زیرگروه باهم اختلاف داشته باشند. همچنین مقایسه رده بندی خاکرخی های رو به شمال و جنوب نشان می دهد جهت شیب با تأثیر بر فرآیندهای خاکسازي و تشكيل خاکها، باعث تفاوت در رده بندی خاک شده و خاک های جهت جنوبی در رده اینسپتی سول قرار گیرند. در خاکهای حاصله بر روی سنگ پگماتیت، در موقعیت



شکل ۱- منطقه مطالعاتی ماسوله. موقعیت حفر پروفیل های شاهد در جهت ها و موقعیت های مختلف.

آبشویی رسها به عمقهای پایین می باشد (بیرکلند، 1999، آزادنيا 1391) ولی در جهت رو به جنوب و بالای شیب این روند معنی دار نبوده که می تواند به علت فرآیندهای فرسایشی و فعالیت کمتر فرآیند هوازگی در این سطوح توپوگرافی باشد. (نتایج مربوط به ذرات شن و سیلت در این تحقیق موجود نمی باشد). یامر و همکاران (2006) نیز به هوازگی بیشتر خاک های شیب رو به شمال نسبت به شیب رو به جنوب اشاره کرده اند. بیشترین مقدار رس در خاکهای پگماتیت مربوط به قسمت بالای شیب می باشد ولی به علت مقاوم بودن ماده مادری این اختلاف نسبت به دیگر

ویژگی های فیزیکی

نتایج مربوط به بافت خاک نشان داد که مقدار میانگین رس در خاکهای حاصله از مواد مادری مختلف دارای اختلاف معنی داری می باشند (جدول 2) به گونه ای که میانگین مجموع مقدار رس در خاکهای پریدوتیت بیشتر از خاکهای پگماتیت است که این موضوع احتمالاً می تواند ناشی از مقدار بالاتر کانی های اولیه قابل تخریب درون ماده مادری سنگ پریدوتیتی باشد. همچنین در خاکهای پریدوتیت در موقعیت برگردان رو به شمال اختلاف معنی داری در بین عمقها از نظر مقدار رس مشاهده شد که احتمالاً بیانگر

موقعیت‌ها معنی‌دار بوده است. مقدار کربن آلی در خاک پدیدوتیت (جدول 3 و 4)، در بین جهت رو به شمال و رو به جنوب اختلاف معنی‌داری داشتند که بیان‌گر اثر جهت شیب بر مقدار کربن آلی در این نوع خاک‌ها می‌باشد. وجود اختلاف در فرآیندهای هومیفیکاسیون⁵ در جهت‌های شمالی و جنوبی و همکاران (2014) و همچنین افزایش میزان رس در جهت شمالی باعث حفظ رطوبت خاک، کاهش دمای خاک و در نتیجه تجمع مواد آلی در این جهت می‌شود. چوپانیان و همکاران (2012) ماده آلی بیشتر در جهت-های شمالی را گزارش کردند. حیدری و همکاران (2010) وجود رطوبت زیاد و تبخیر و تعرق کم را از علل افزایش مواد آلی در جهت‌های شمالی ذکر کرده‌اند. درحالی‌که در خاک‌های پگماتیتی (جدول 4) اختلاف معنی‌دار کربن آلی بین موقعیت بالای شیب و برگردان رو به شمال و یا جنوب وجود داشت ولی در بین جهت-ها اختلاف معنی‌دار نبوده است. چرخه کربن در خاک تحت تأثیر چرخه بیوشیمیایی مواد کربن‌دار (واتل-کواکوک و همکاران 2001) و درهم‌آمیختگی فیزیکی مواد آلی با مواد معدنی متن خاک⁶ می‌باشد (کراال و همکاران 2003). با توجه به حضور کانی‌های مقاوم به هوازندی شامل موسکویت و فلدسپار پتاسیمی در سنگ پگماتیت و عدم تولید پوشش گیاهی متراکم و علیرغم حضور رطوبت مناسب در جهت رو به شمال، عدم وجود اختلاف آماری معنی‌دار کربن آلی بین این دو جهت قابل توجه هست ولی وجود اختلاف معنی‌دار در مقدار کربن آلی خاک پگماتیت در بالای شیب و جهت رو به شمال یا جنوب (جدول 4) و عدم وجود اختلاف در لایه سطحی موقعیت‌های فوق (جدول 3) نشان‌دهنده تأثیر پایداری سطح ژئومورفیک بر میزان تجزیه مواد آلی در عمق‌های مختلف است. به علاوه لایه‌های سطحی در اراضی شیب‌دار از نظر سطح ژئومورفولوژی دارای پایداری متفاوتی هستند و تغییرات بیشتر را در بر می‌گیرند.

موقعیت‌ها معنی‌دار نبود. همچنین در این لندفرم در هیچ‌کدام از موقعیت‌ها اختلاف معنی‌داری در بین عمق‌ها مشاهده نشد. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده در سنگ پگماتیت، کوارتز و میکا (مسکویت) می‌باشند (آزادنیا 1391) که در برابر هوازندی بسیار مقاوم هستند.

ویژگی‌های شیمیایی

pH در خاک‌های ایجاد شده بر روی سنگ پدیدوتیت نسبتاً بیشتر از خاک‌های پگماتیت بودند که این امر می‌تواند ناشی از اسیدی بودن مواد مادری پگماتیت (سرابی 1373) باشد. در مواد مادری پدیدوتیت با افزایش عمق مقدار واکنش خاک زیاد شده است، به گونه‌ای که اختلاف ایجاد شده در بین عمق (جدول 3) و موقعیت شیب (جدول 4) معنی‌دار می‌باشد. به علت وجود کانی‌های پیروکسن و الیوین فراوان در خاک‌های پدیدوتیت (نائل 1388، آزادنیا 1391) که حاوی مقادیر فراوان منیزیم و کلسیم می‌باشند و نقش ویژه این کانی-ها در ترسیب کربن (از طریق آزادسازی منیزیم و کلسیم و ترکیب با CO₂)، باعث تولید ترکیبات دولومیت و کلسیت در خاک می‌شود (دبیریان و همکاران 2012) که احتمالاً با شستشو به اعماق پایین باعث افزایش pH خاک شده است (رضاپور و همکاران 2014). ولی این روند در خاک‌های پگماتیت برعکس بوده که با افزایش عمق pH به صورت غیرمعنی‌داری کاهش یافته است که می‌تواند مربوط به افزایش کاتیون‌های بازی تبادل‌پذیر است که دلیل تجمع لاشبرگ در عمق اول و هوازندی کمتر این سنگ در عمق دوم مربوط باشد که هابرت و همکاران (2001) و فرهنگی (1384) چنین نتایجی را بر روی خاک‌های گرانیتی گزارش کردند.

مقدار کربن آلی در خاک‌های حاصله از هر دو ماده مادری اختلاف معنی‌داری نشان داد (جدول 2) که می‌تواند مربوط به یکنواخت نبودن و تراکم کمتر پوشش گیاهی و چرای بی‌رویه دام باشد (ساره 2006، یانگ ژانگ و همکاران 2005). همچنین فرآیندهای دخیل در تجزیه مواد آلی و تجزیه میکروبی باعث ایجاد میکروکلیمای جدید شده، که باعث تجمع مواد آلی می‌شود. قسمت اعظم کربن آلی در لایه سطحی خاک مشاهده شد، که این اختلاف بین دو عمق در تمام

⁵. Humification processes

⁶. Soil mineral matrix

جدول 2- جدول تجزیه واریانس میانگین مربعات تکرارهای انجام شده در دو عمق مختلف در جهت‌ها و موقعیت‌های مختلف شیب در مواد مادری متفاوت.

منابع تغییرات	درجه- آزادی	pH (1:1)	کربن آلی	CEC	Ca ²⁺ + Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Fe _o	Fe _d	رس
مواد مادری	1	9/17**	15/21 **	1091/09 **	1164/06 **	21/48 **	0/05 **	43/91 **	1/19 ns	777/38**
موقعیت	2	0/03 ns	1/31 **	60/81 *	20/26 **	4/9 *	0/001 ns	1/96 **	0/64 ns	145/64**
عمق (cm)	1	0/09 ns	25/45 **	373/58 **	22/96 *	18/41 **	0/001 ns	0/73 ns	3/59 *	22/83**
مواد مادری × موقعیت	2	0/35 **	2/62 **	178/80 ***	3/09 ns	22/49 **	0/001 ns	1/50 **	4/68 **	140/63**
مواد مادری × عمق	1	0/86 **	1/03 *	171/04 **	29/07 **	10/76 **	0/0008 ns	0/06 ns	0/46 ns	17/54 *
موقعیت × عمق	2	0/001 ns	0/70 *	20/00 ns	6/01 ns	1/39 ns	0/0009 ns	0/61 ns	0/1 ns	2/71 ns
مواد مادری × موقعیت × عمق	2	0/02 ns	0/12 ns	20/45 ns	7/27 ns	0/3 ns	0/007 ns	0/14 ns	0/11 ns	2/14 ^{ns}
خطا	24	0/04	0/20	18/09	4/23	1/03	0/001	0/28	0/60	2/43
ضریب تغییرات (%)		4/06	16/95	11/98	12/75	20/41	19/82	11/70	11/32	6/75

** اختلاف معنی‌دار در سطح 0/01 ، * اختلاف معنی‌دار در سطح 0/05 ، ns عدم اختلاف معنی‌دار. CEC: ظرفیت تبادل کاتیونی، Ca²⁺ + Mg²⁺: کلسیم + منیزیم تبادلی، K⁺: پتاسیم

تبادلی، Na⁺: سدیم تبادلی، Fe_o: آهن بی‌شکل، Fe_d: آهن آزاد کل.

جدول 3- مقایسه میانگین تکرارها در جهت‌ها، موقعیت‌های شیب و دو عمق مختلف در مواد مادری متفاوت **.

مواد مادری	موقعیت	عمق (cm)	pH (1:1)	کربن آلی (%)	رس	بافت خاک	Fe _o	*Fe _d (g kg ⁻¹)
پریدوتیت	بالای شیب	0-15	6/05 ^c	2/44 ^b	23/10 ^{dc}	SCL	5/66 ^{ab}	6/43 ^c
		15-30	6/35 ^b	1/31 ^d	26/47 ^c	SCL	5/30 ^{abc}	6/94 ^{bc}
		0-15	6/45 ^b	3/62 ^a	33/31 ^b	CL	5/95 ^a	7/87 ^{ab}
	برگردان رو به شمال	15-30	6/59 ^a	1/57 ^c	37/74 ^a	CL	5/48 ^{abc}	8/15 ^a
		0-15	6/39 ^b	2/05 ^{bc}	22/36 ^d	SCL	4/86 ^{bc}	6/22 ^c
		15-30	6/58 ^a	1/14 ^d	23/52 ^{dc}	SCL	4/59 ^c	6/64 ^c
پگماتیت	بالای شیب	0-15	5/82 ^a	4/87 ^a	20/02 ^a	L	3/98 ^a	6/63 ^a
		15-30	5/32 ^{ab}	3/28 ^c	19/49 ^a	L	3/50 ^{ab}	7/22 ^a
		0-15	5/38 ^{ab}	4/47 ^{ab}	17/92 ^{bc}	L	2/79 ^b	5/64 ^a
	برگردان رو به شمال	15-30	5/04 ^b	1/67 ^d	18/73 ^{ab}	L	2/59 ^b	6/78 ^a
		0-15	5/6 ^{ab}	3/87 ^{bc}	17/12 ^c	L	3/03 ^a	6/47 ^a
		15-30	5/19 ^{ab}	1/75 ^d	17/44 ^{bc}	L	2/71 ^b	7/31 ^a

** حروف متفاوت در هر ستون در سطح 0/01 با همدیگر اختلاف دارند. * حروف متفاوت در ستون در سطح 0/05 با همدیگر اختلاف دارند.

ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌های ایجاد شده بر روی دو ماده‌ی مادری در سطح احتمال 0/01 با همدیگر اختلاف داشتند که بیان‌گر تأثیر مواد مادری بر خاک می‌باشد (جدول 2). بیشترین مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی در موقعیت برگردان رو به شمال خاک پریدوتیت بدست آمد (شکل 2). قسمت اعظم کانی‌های رسی در خاک‌های پریدوتیتی از نوع مونت‌موریلونیت و در خاک‌های پگماتیت از نوع میکا و ورمی‌کولیت می‌باشد (گل محمد 1391) که رضانیپور و صمدی (2012) بیان نمودند که کانی رسی اسمکتیت خیلی بیشتر از ماده آلی بر مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی تأثیر می‌گذارد.

در مقایسه دو عمق در خاک‌های پریدوتیت، در موقعیت بالای شیب با افزایش عمق مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی زیاد شده، در حالی که در موقعیت شیب‌های برگردان در جهت‌های رو به شمال و جنوب با افزایش عمق، این مقدار کم شد که بیان‌گر اثرات ماده آلی و رس بر مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌های ایجاد شده بر روی دو ماده‌ی مادری در سطح احتمال 0/01 با همدیگر اختلاف داشتند که بیان‌گر تأثیر مواد مادری بر خاک می‌باشد (جدول 2). بیشترین مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی در موقعیت برگردان رو به شمال خاک پریدوتیت بدست آمد (شکل 2). قسمت اعظم کانی‌های رسی در خاک‌های پریدوتیتی از نوع مونت‌موریلونیت و در خاک‌های پگماتیت از نوع میکا و ورمی‌کولیت می‌باشد (گل محمد 1391) که رضانیپور و صمدی (2012) بیان نمودند که کانی رسی اسمکتیت خیلی بیشتر از ماده آلی بر مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی تأثیر می‌گذارد.

ظرفیت تبادل کاتیونی است که وجود اختلاف معنی‌دار مقدار رس و کربن آلی در جهت‌های مختلف شیب مؤید این مطلب می‌باشد (جدول 4). در خاک‌های پگماتیت اختلاف معنی‌داری بین عمق‌ها مشاهده نشد (شکل 3) و با توجه به عدم حضور کانی‌های رسی مونت‌موریلونیت در خاک‌های پگماتیت (گل محمد 1391)، و نبود اختلاف معنی‌دار از لحاظ مقدار رس در دو عمق مختلف، ظرفیت تبادل کاتیونی بیشتر در افق‌های سطحی را می‌توان به حضور مواد آلی بیشتر نسبت داد. اگلی و همکاران (2010) در تحقیقات خود بیان نمودند که نوع ترکیبات آلی در بسیاری از فرآیندها و واکنش‌های داخل خاک اهمیت دارد. وجود گروه‌های با سهولت تفکیک پروتونی زیاد، مانند کربوکسیل، کینون و OH فنولی موجود در مواد آلی (اوستان 1383) می‌تواند از علل تغییرات ظرفیت تبادل کاتیونی باشد.

ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌های ایجاد شده بر روی دو ماده‌ی مادری در سطح احتمال 0/01 با همدیگر اختلاف داشتند که بیان‌گر تأثیر مواد مادری بر خاک می‌باشد (جدول 2). بیشترین مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی در موقعیت برگردان رو به شمال خاک پریدوتیت بدست آمد (شکل 2). قسمت اعظم کانی‌های رسی در خاک‌های پریدوتیتی از نوع مونت‌موریلونیت و در خاک‌های پگماتیت از نوع میکا و ورمی‌کولیت می‌باشد (گل محمد 1391) که رضانیپور و صمدی (2012) بیان نمودند که کانی رسی اسمکتیت خیلی بیشتر از ماده آلی بر مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی تأثیر می‌گذارد.

در مقایسه دو عمق در خاک‌های پریدوتیت، در موقعیت بالای شیب با افزایش عمق مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی زیاد شده، در حالی که در موقعیت شیب‌های برگردان در جهت‌های رو به شمال و جنوب با افزایش عمق، این مقدار کم شد که بیان‌گر اثرات ماده آلی و رس بر مقدار

جدول 4- مقایسه میانگین تکرارها در جهت‌ها و موقعیت‌های شیب در مواد مادری متفاوت. **

Fe _d	Fe _o	CEC	Na ⁺ *	K ⁺	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ *	رس	کربن آلی *	pH *(1:1)	موقعیت	مواد مادری
(g kg ⁻¹)		Cmol kg ⁻¹				(%)				
6/68 ^b	5/48 ^a	37/84 ^{ab}	0/17 ^a	2/10 ^b	22/52 ^{ab}	24/78 ^b	1/85 ^{ab}	6/20 ^b	بالای شیب	
8/01 ^a	5/71 ^a	43/05 ^a	0/17 ^a	4/63 ^a	23/08 ^a	35/52 ^a	2/72 ^a	6/52 ^a	برگردان رو به شمال	پریدوتیت
6/42 ^b	4/73 ^b	33/9 ^b	0/13 ^a	2/48 ^b	19/84 ^b	22/94 ^b	1/57 ^b	6/48 ^a	برگردان رو به جنوب	
6/92 ^a	3/73 ^a	31/80 ^a	0/23 ^a	5/63 ^a	10/28 ^a	19/75 ^a	4/07 ^a	5/57 ^a	بالای شیب	
6/21 ^a	2/69 ^b	23/15 ^a	0/24 ^a	3/05 ^b	11/46 ^a	18/33 ^b	3/07 ^b	5/21 ^a	برگردان رو به شمال	پگماتیت
6/89 ^a	2/86 ^b	26/82 ^a	0/23 ^a	5/16 ^{ab}	9/6 ^a	17/28 ^c	2/8 ^b	5/39 ^a	برگردان رو به جنوب	

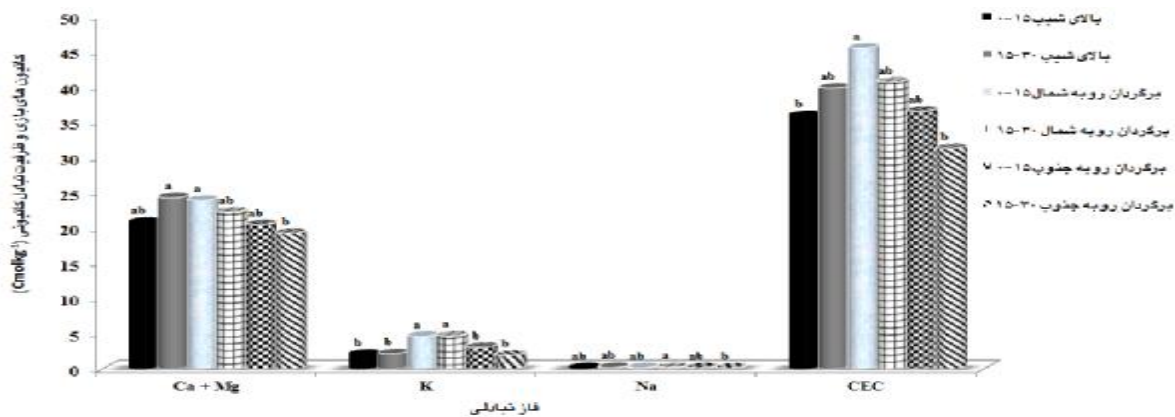
** حروف متفاوت در هر ستون در سطح 0/01 با همدیگر اختلاف دارند. * حروف متفاوت در هر ستون در سطح 0/05 با همدیگر اختلاف دارند.

مقدار پتاسیم تبادلی در موقعیت‌های مختلف نشان داد که این عنصر در فاز تبادلی تحت تأثیر نوع مواد مادری می‌باشد (جدول 2). میکای موجود در سنگ پریدوتیت از نوع بیوتیت (نائل 1388) و در سنگ پگماتیت از نوع مسکویت می‌باشد (آزادنیا 1391). نتایج نشان داد که در خاک‌های پریدوتیت، اختلاف معنی‌دار مربوط به موقعیت برگردان رو به شمال با دیگر موقعیت‌ها بوده (شکل 2) و بیش‌ترین مقدار این کاتیون در برگردان شمالی مشاهده شد (جدول 4) که بیان‌گر وجود پلاژیوکلازهای غنی از پتاسیم و هوازگی بیشتر این کانی‌ها در این موقعیت برگردان شمالی می‌باشد (اوزیتکین و همکاران 2012، آزادنیا 1391) که روند مشابهی با ظرفیت تبادل کاتیونی در این نوع خاک‌ها دارد. همچنین نوع ترکیبات آلی موجود در خاک نیز بر میزان آزادسازی عناصر تأثیرگذار هستند و در جهت‌های رو به شمال به علت رطوبت فراوان و دمای کمتر، مواد آلی بیشتر، و ترکیبات فنلی و اگزالیک⁷ بیشتری وجود دارد که باعث آزادسازی عناصر از کانی‌ها می‌شوند. (اگلی و همکاران 2010، اسپوزیتو 2008). در خاک‌های پگماتیت (شکل 3) مقدار پتاسیم تبادلی در عمق‌های اول بیشتر از عمق دوم بوده این اختلاف‌ها از لحاظ آماری در موقعیت برگردان رو به جنوب و بالای شیب معنی‌دار بود. بخشی از آزادسازی نسبی پتاسیم در مواد مادری پگماتیته به هوازگی بخش معدنی از جمله میکا در خاک سطحی (حسامی 1385) و بخشی نیز به آزاد شدن از فاز آلی که به مقدار بیشتر در افق سطحی وجود داشت مربوط می‌شود. وجود اختلاف معنی‌دار پتاسیم تبادلی در برگردان رو به شمال با دیگر موقعیت‌ها در افق سطحی هر دو سنگ مادر، بیان‌کننده تأثیر جهت توپوگرافی و رطوبت بیشتر در این موقعیت بر پتاسیم تبادلی و آبشویی بیشتر این کاتیون می‌باشد.

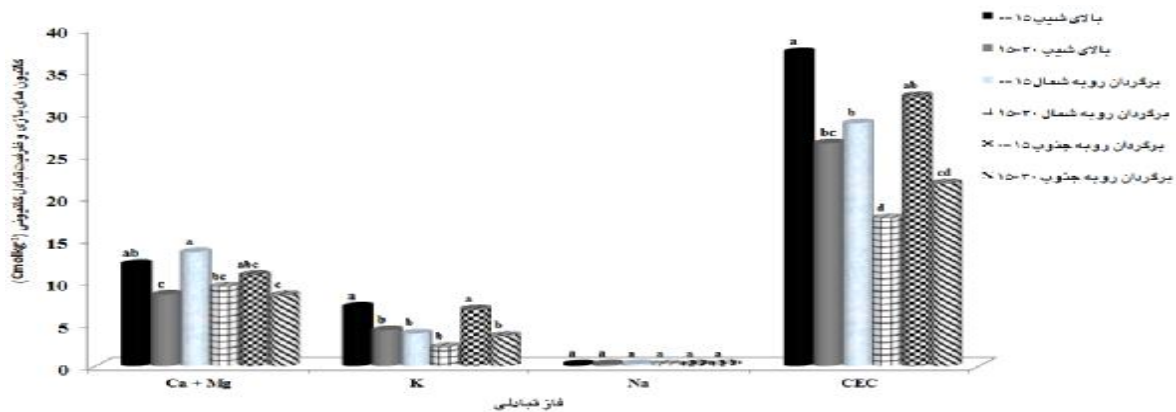
مقدار کلسیم و منیزیم تبادلی نیز تحت تأثیر مواد مادری قرار گرفتند، به گونه‌ای که از لحاظ آماری اختلاف معنی‌داری بین سنگ‌ها از نظر این کاتیون‌ها مشاهده شد (جدول 2). در خاک‌های پریدوتیت در مقایسه دو عمق مطالعاتی (شکل 2)، در قسمت بالای شیب با افزایش عمق مقدار این کاتیون‌ها روند افزایشی غیرمعنی‌داری نشان دادند ولی در موقعیت برگردان رو به شمال و جنوب با افزایش عمق مقدار کلسیم و منیزیم کاهش یافت که با تغییرات ظرفیت تبادل کاتیونی هم‌سو می‌باشد. با توجه به شرایط پایدار قسمت مسطح بالای شیب و نفوذ عمقی مستقیم آب در این موقعیت نسبت به برگردان شیب، این روند قابل توجیه می‌باشد. همچنین به نظر می‌رسد به علت وجود کانی‌های کلسیم و منیزیم-دار و تأثیر فرآیندهای فرسایش دهنده در انتقال مواد بالادست و تجمع در این نقطه شیب، در افزایش مقدار تبادلی کلسیم و منیزیم در این عمق دخیل باشد. وجود مواد آلی فراوان در عمق‌های اول نیز می‌تواند در حفظ و نگهداری کاتیون‌ها موثر باشد. همچنین اختلاف مربوط به برگردان رو به جنوب و رو به شمال معنی‌دار می‌باشد که بیان‌گر تأثیر توپوگرافی بر روی این خاک می‌باشد.

در بین عمق‌های مختلف در خاک‌های پگماتیت (شکل 3) از نظر مقدار این کاتیون‌ها در دو عمق مختلف، اختلاف معنی‌داری در موقعیت بالای شیب و جهت رو به شمال مشاهده شد که در مقایسه عمق دوم نسبت به عمق سطحی از مقدار این کاتیون‌ها کاسته شده که می‌تواند در نتیجه هوازگی بیشتر افق‌های سطحی باشد (محمدی و همکاران 1380). کانی منیزیم‌دار بیوتیت، در خاک‌های پگماتیت به مقدار اندک موجود بود (آزادنیا 1391) و با توجه به مقدار ماده آلی بیشتر در عمق سطحی و وجود رطوبت بالا در جهت رو به شمال، می‌تواند باعث هوازگی بیشتر بیوتیت و در نتیجه افزایش مقدار منیزیم تبادلی در افق سطحی باشد.

7. Phenolic and oxalic compounds



شکل 2- بررسی ظرفیت تبادل کاتیونی و کاتیون‌های تبدالی در موقعیت‌ها و عمق‌های مختلف (cm) در خاک‌های پریدوتیت. * حروف متفاوت در هریک از سطوح بیان‌کننده اختلاف معنی‌دار در سطح 0/01 می‌باشد.



شکل 3- بررسی ظرفیت تبادل کاتیونی و کاتیون‌های تبدالی در موقعیت‌ها و عمق‌های مختلف (cm) در خاک‌های پگماتیت. * حروف متفاوت در هریک از سطوح بیان‌کننده اختلاف معنی‌دار در سطح 0/01 می‌باشد.

(جدول 4) می‌باشد. در خاک‌های پریدوتیتی مقدار آهن بی‌شکل در موقعیت برگردان رو به شمال و بالای شیب به‌طور معنی‌داری بیشتر از مقدار میانگین در قسمت برگردان رو به جنوب بوده است ولی اختلاف بین دو عمق مختلف در همه موقعیت‌ها غیرمعنی‌دار بوده است. وجود هوازدگی بیشتر در جهت رو به شمال باعث شده که مقدار آهن بی‌شکل در خاک بیشتر باشد. وجود ماده آلی زیاد از تبلور دوباره آهن ممانعت می‌کند (رضاپور و همکاران 2010). در خاک‌های پگماتیت (جدول 2) نیز وجود کربن آلی زیاد در سطح خاک مانع از تبلور زیاد آهن بی‌شکل در خاک شده است. مقدار آهن بی‌شکل به‌طور کلی در این خاک‌ها کم بوده که در پروفیل‌های

سدیم تبدالی در خاک‌های پریدوتیت در سطوح مختلف جهت‌های شیب و عمق دارای اختلاف معنی‌داری نبوده است. سدیم کاتیونی بسیار متحرک در خاک می‌باشد، ولی وجود کانی‌اسمکتیت در این خاک‌ها می‌تواند از آبشویی و انتقال آن جلوگیری کرده باشد (تیشو و همکاران 2004). همچنین در خاک‌های پگماتیت، به نظر می‌رسد وجود کانی‌سدیم‌دار آل بیت (آزادنیا 1391) و هوازدگی بیشتر در عمق‌های 0-15 سانتی‌متر و آبشویی زیاد این عنصر به عمق‌های پایین باعث شده که اختلاف معنی‌داری در بین عمق و جهت‌ها و موقعیت‌ها مشاهده نشود.

بررسی روند آهن بی‌شکل (Fe_0) نشان داد که مقدار این ترکیب، متأثر از مواد مادری (جدول 2) و جهت شیب

بیش از آهن بی‌شکل (Fe_0) بود که نشان می‌دهد بخشی از آهن آزاد کل، آهن بلوری است و بقیه آن به آهن آمورف و آلی مربوط است.

نتیجه‌گیری کلی

تنوع فرآیندهای خاک‌سازی و به تبع آن تغییرات فیزیکوشیمیایی خاک، در خاک‌رخ‌های با مواد مادری پریدوتیت، بیش‌تر از خاک‌های پگماتیتی می‌باشد. به نظر می‌رسد مقاومت نسبی سطوح پگماتیت، به هوازگی، عامل اصلی یکنواختی خاک‌های تشکیل شده بر روی این مواد مادری می‌باشد. بررسی موقعیت‌های مختلف شیب در سنگ‌های مادری متفاوت نشان داد که سنگ مادر پریدوتیت در مقایسه با پگماتیت به دلیل سهولت در آزادسازی عناصر با توجه به کانی‌های قابل تخریب بیشتر و تأثیر آن بر رشد و تراکم بیشتر پوشش گیاهی از طریق تولید رس و حفظ رطوبت بیشتر در موقعیت برگردان رو به شمال موجب تغییر بیشتر در برخی خواص فیزیکوشیمیایی خاک شده و می‌توان استدلال نمود که دو فاکتور مواد مادری و توپوگرافی از عوامل تأثیرگذار بر روی خاک‌های منطقه می‌باشند.

ناشی از سنگ بستر اسیدی توسط جو و همکاران (1974) هم تایید شده است.

آهن آزاد کل (Fe_d) در مواد مادری گوناگون اختلاف معنی‌داری را نشان نداد (جدول 2) و تقریباً در همه خاک‌ها با افزایش عمق مقدار آهن، افزایش یافته است. در خاک‌هایی که مقدار کانی‌های میکا زیاد باشد، تحت فرآیند هوازگی میزان آهن آزاد کل بالا خواهد بود. همچنین وجود کانی کلریت و متفاوت بودن شرایط هوازگی در این خاک‌ها، این تغییرات افزایشی را تقویت می‌بخشد (گل محمد 1391، رضاپور و همکاران 2010). عمق 30-15 در خاک‌های پریدوتیت بیش‌ترین مقدار آهن آزاد کل را دارا بود که با مقدار رس نیز که در این عمق بیش‌ترین مقدار را داراست، هماهنگ می‌باشد. در این موقعیت، افزایش آهن آزاد کل با عمق می‌تواند ناشی از انتقال از لایه‌های سطحی به بخش‌های پایینی همراه با حرکت رس و یا هوازگی درجا در لایه‌های پایین باشد (رضاپور و همکاران 2010). محققانی مانند اگنسولا و همکاران (1989) و اورتیز (2002) نشان دادند که بلوری‌شدن اکسید آهن با افزایش رس تسریع می‌شود. در تمام مشاهدات مقدار آهن آزاد کل (Fe_d)

منابع مورد استفاده

- آزادنیا ب، 1391. تأثیر جهت و موقعیت شیب بر برخی خصوصیات فیزیکی و میکرومورفولوژی خاک تشکیل شده بر روی دو نوع سنگ مادری مختلف در ناحیه ماسوله. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه گیلان.
- اوستان ش، 1383. شیمی خاک (ترجمه). انتشارات دانشگاه تبریز.
- بنایی مح، 1377. نقشه رژیم رطوبتی و حرارتی خاک‌های ایران. موسسه تحقیقات خاک و آب ایران. تهران.
- ترابی گل‌سفیدی ح و کریمیان اقبال م، 1381. بررسی تکامل خاک در یک ردیف زمانی بر روی پادگانه‌های حاشیه رودخانه سفیدرود در گیلان مرکزی. مجله علوم خاک و آب، جلد 16، شماره 1، صفحه‌های 95 تا 111.
- حسامی ر، 1385. مطالعه آبشویی، انتقال مواد و تکامل خاک در برخی خاک‌های جنگلی ناحیه لاهیجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه گیلان.
- رمضانپور ح، 1391. خاک‌شناسی عمومی. انتشارات حق شناس. رشت.
- دادفر ع، 1378. طرح بهره‌وری و مدیریت پارک جنگلی ماسوله - فومن. جلد 1، اداره کل منابع طبیعی استان گیلان. رشت.
- درویش‌زاده ع، 1380. زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، تهران.
- سرابی ف، 1373. سنگ‌شناسی آذرین. انتشارات دانشگاه تهران.

- فرهنگی ن، 1384. تأثیر مواد مادری روی برخی خصوصیات فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌های گیلان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه گیلان.
- گل محمد ه، 1391. تأثیر جهت و موقعیت شیب بر برخی خصوصیات شیمیایی و مینرالوژی خاک تشکیل شده بر روی دو نوع سنگ مادری مختلف در ناحیه ماسوله. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه گیلان.
- محمدی م، محمودی ش و ناصری م، 1380. بررسی تأثیر پستی و بلندی و اقلیم بر توزیع کانی‌های رسی در نیم‌رخ خاک و طول ترانسکت در منطقه خشک تا نیمه‌مرطوب گرگان. چکیده مقالات هفتمین کنگره علوم خاک ایران، دانشگاه شهر کرد، شهر کرد.
- نائل م، 1388. بررسی رابطه نحوه تشکیل و تحول خاک‌ها بر رفتار و توزیع برخی عناصر اصلی و کمیاب در محیط خاک در منطقه فومن - ماسوله. رساله دکتری، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.
- همام م، 1388. سنگ شناسی آذرین. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- Akihiro I, Kazahito M and Seiichi O, 2002. Chemical properties and classification of Japanese brown forest soils derived from various parent materials. Symposium No 40: 468. Proceedings of 17th World Congress of Soil Science. 14-21 August, Bangkok, Thailand.
- Anonymous, 2010. Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 11th ed. Govt. Print. Office, Washington D.C.
- Birkeland PW, 1999. Soils and Geomorphology. Oxford University Press, New York. 430 p.
- Brady NC and Weil RR, 2001. Elements of the nature and properties of soils. Prentice Hall. Upper Saddle River. New Jersey. 960 p.
- Brubaker S, Jones A, Lewis D and Frank K, 1993. Soil properties associated with landscape position. Soil Science Society of America Journal 57: 235-239.
- Bulmer CE and Lavkulich LM, 1994. Pedogenic and geochemical processes of ultramafic soils along a climatic gradient in southwestern British Columbia. Canadian Journal of Soil Science 74: 165-177.
- Buol S, Southard R, Graham R and McDaniel P, 2003. Soil Genesis and Classification. 5th. Iowa State Press, Ames. 494 p.
- Choupanian A, Gheytoori M and Mahdavi M, 2012. Effect of physiographic factors on soil carbon sequestration in Kermanshah Iran. International Journal of Forest, Soil and Erosion (IJFSE) 2:159-162.
- Dabirian R, Beiranvand MS and Aghahoseini S, 2012. Mineral carbonation in peridotite rock for CO₂ sequestration and a method of leakage reduction of CO₂ in the rock. Nafta 63: 44-48.
- Egli M, Sartori G, Mirabella A and Giaccai D, 2010. The effects of exposure and climate on the weathering of late Pleistocene and Holocene Alpine soils. Geomorphology 114: 466-482.
- Fanning DS, 1989. Soil Morphology, Genesis and Classification. John Wiley and Sons, New York. 369 p.
- Gokbulak F and Ozcan M, 2008. Hydro-physical properties of soils developed from different parent materials. Geoderma 145: 376-380.
- Heidari A, Athar F, Manochehr G, Gilkes R and Prakongkep N, 2010. Carbon sequestration under different physiographic and climatic conditions in north Karaj river basin. Pp 9-11. Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science: Soil solutions for a changing world, 1-6 August, Brisbane, Australia. International Union of Soil Sciences (IUSS), c/o Institut für Bodenforschung, Universität für Bodenkultur.
- Hubbert KR, Graham RC and Anderson MA, 2001. Soil and weathered bedrock: Components of Jeffrey Pine plantation substrate. Soil Science Society of American Journal 65: 1255-1262.
- Jenny H, 1983. Factors of Soil Formation. Mc Graw Hill, New York. 281 p.
- Jiang P and Thelen KD, 2004. Effect of soil and topographic properties on crop yield in a north-central corn-soybean cropping system. Journal Agronomy 96: 252-258.
- Juo A, Moormann F and Maduakor H, 1974. Forms and pedogenetic distribution of extractable iron and aluminum in selected soils of Nigeria. Geoderma 11: 167-179.
- Krull ES, Baldock JA and Skjemstad JO, 2003. Importance of mechanisms and processes of the stabilisation of soil organic matter for modelling carbon turnover. Functional Plant Biology 30: 207-222.
- Kump LR, Brantley SL and Arthur MA, 2000. Chemical weathering, atmospheric CO₂ and climate. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 28: 611-667.
- McKeague JA and Day JH, 1966. Dithionate and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. Canadian Journal of Soil Science 46: 13-23.
- McNab WH, 1993. A topographic index to quantify the effect of mesoscale landform on site productivity. Canadian Journal of Forest Research 23: 1100-1107.
- Mehra OP and Jackson ML, 1960. Iron oxides removed from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals 7: 317-327.
- Ogunsola OA, Omueti AJA, Olade O and Udo EJ, 1989. Free oxid status and distribution in soils overlying limestone areas in limestone areas in Nigeria. Soil Science 147: 245-251.
- Ortiz I, Simon M, Dorronsoro C, Martin F and Garci A, 2002. Soil evolution over the Quaternary period in a Mediterranean climate. Catena 48: 131-148.
- Ozaytekin HH, Mutlu HH and Dedeoglu M, 2012. Soil Formation on a Calcic Chronosequence of Ancient Lake Konya in Central Anatolia, Turkey. Journal of African Earth Science 76: 66-74.
- Rabenhorst M and Foss J, 1981. Soil and geologic mapping over mafic and ultramafic parent materials in Maryland. Soil Science Society of America Journal 45: 1156-1160.

- Rezaei S and Gilkes RJ, 2005. The effects of landscape attributes and plant community on soil chemical properties in rangelands. *Geoderma* 125: 167-176.
- Rezapour S, Jafarzadeh A, Samadi A and Oustan S, 2010. Distribution of iron oxides forms on a transect of calcareous soils, north-west of Iran. *Archives of Agronomy and Soil Science* 56 (2): 165-182.
- Rezapour S and Samadi A, 2012. Assessment of inceptisols soil quality following long-term cropping in a calcareous environment. *Environmental Monitoring and Assessment* 184: 1311-1323.
- Rezapour S, Golmohammad H and Ramezanpour H, 2014. Impact of parent rock and topography aspect on the distribution of soil trace metals in natural ecosystems. *International Journal of Environmental Science and Technology* 11 (7): 2075-2086.
- Sarah P, 2006. Soil organic matter and land degradation in semi-arid area, Israel. *Catena* 67 (1): 50-55.
- Sparks DL, Page AL, Helmke PA, Leoppert RH, Soltanpour PN, Tabatabai MA, Johnston CT, Sumner ME. 1996. *Methods of Soil Analysis*. Soil Science Society of America book series. USA.
- Sposito G, 2008. *The chemistry of soils*. Oxford University Press, USA. 329 p.
- Tsui CC, Chen ZS and Hsieh CF, 2004. Relationships between soil properties and slope position in a lowland rain forest of southern Taiwan. *Geoderma* 123: 131-142.
- Wattel-Koekkoek EJW, van Genuchten PPL, Buurman P and VanLagen B, 2001. Amount and composition of clay-associated soil organic matter in a range of kaolinitic and smectitic soils. *Geoderma* 99: 27-49.
- Yimer F, LediS N and Abdelkadir A, 2006. Soil property variations in relation to topographic aspect and vegetation community in the south-eastern highlands of Ethiopia. *Forest Ecology and Management* 232: 90-99.
- Young F and Hammer R, 2000. Soil-landform relationships on a loess-mantled upland landscape in Missouri. *Soil Science Society of America Journal* 64: 1443-1454.
- Yong-Zhong S, Yu-Lin L, Jian-Yuan C and Wen-Zhi Z, 2005. Influences of continuous grazing and livestock exclusion on soil properties in a degraded sandy grassland, Inner Mongolia, northern China. *Catena* 59 (3): 267-278.