Archive of SID

# بررسی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌ها در امتداد یک ردیف توپوگرافی در جنوب‌غرب دریاچه ارومیه

**لعیا علیاری[۱]، شهرام منافی*[۲]**

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۴/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۸/۰۱)

**چکیده**

به‌منظور بررسی اثر توپوگرافی بر ویژگی‌های ریخت‌شناسی، فیزیکی، شیمیایی وکانی‌شناسی خاک‌ها، یک ردیف توپوگرافی متشکل از سه تیپ اراضی (تپه، فلات و دشت دامنه‌ای) در منطقه حیدرآباد در جنوب‌غرب دریاچه ارومیه، در حد فاصل شهرهای ارومیه و محمدیار مورد مطالعه قرار گرفت. بدین منظور با توجه به تغییرات شیب و ارتفاع، در هر تیپ اراضی دو خاکرخ حفر، تشریح و رده‌بندی شدند و از افق‌های ژنتیکی نمونه‌برداری انجام گرفت و ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی آن‌ها تعیین شد. براساس نتایج حاصله، عمق خاکرخ، ضخامت سولوم و عمق و ضخامت افق‌های کلسیک، مقادیر رس، کربن آلی، ظرفیت تبادل کاتیونی، هدایت الکتریکی و کربنات کلسیم معادل خاک‌ها با کاهش شیب به سمت انتهای ردیف توپوگرافی افزایش یافت. علاوه براین، در انتهای ردیف توپوگرافی (تیپ‌اراضی دشت دامنه‌ای) انتقال عمودی رس منجر به تشکیل افق‌های آرجیلیک شده است. براساس مطالعات کانی‌شناسی، کانی‌های ایلایت، اسمکتایت، کلرایت، کائولینایت، ورمی‌کولایت و پالی‌گورسکایت کانی‌های رسی غالب در این خاک‌ها می‌باشند. نتایج مطالعات کانی‌شناسی نشان داد که در قسمت‌های بالادست ردیف توپوگرافی (خاکرخ‌های ۱ و ۲، تیپ‌اراضی تپه) کانی‌های ایلایت و کلرایت، کانی‌های رسی غالب می‌باشند. به‌تدریج با کاهش شیب، به مقدار اسمکتایت خاک‌ها افزوده شده و در انتهای ردیف توپوگرافی (خاکرخ‌های ۵ و ۶، تیپ‌اراضی دشت دامنه‌ای)، اسمکتایت به‌صورت کانی غالب درآمده است. در خاکرخ ۴ (تیپ اراضی فلات)، علاوه بر کانی‌های اسمکتایت و ایلایت که کانی‌های غالب این خاکرخ هستند، کانی پالی‌گورسکایت نیز یکی از کانی‌های غالب می‌باشد. تغییرات پستی و بلندی از واحد تپه به سمت واحدهای فلات و دشت دامنه‌ای، با تأثیر در میزان روان‌آب سطحی و مقدار آب نفوذ یافته به درون خاک و انتقال عمودی املاح به اعماق، تشکیل و تکامل خاک‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. در نهایت تفاوت در ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌ها منجر به تمایز آن‌ها در طول ردیف توپوگرافی شده است و باعث گردیده که این خاکرخ‌ها در سه رده انتی‌سول، اینسپتی‌سول و آلفی‌سول قرار گیرند.

**واژه های کلیدی:** افق آرجیلیک، افق کلسیک، اسمکتایت، تحول خاک

علیاری ل.، منافی ش. ۱۳۹۷. بررسی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌ها در امتداد یک ردیف توپوگرافی در جنوب‌غرب دریاچه ارومیه. تحقیقات کاربردی خاک. جلد ۷ شماره ۲. ص: ۱۴۸-۱۶۷.

۱-دانش‌آموخته گروه علوم خاک، دانشگاه ارومیه
۲-عضو هیأت علمی گروه علوم خاک، دانشگاه ارومیه (مکاتبه کننده)
*پست الکترونیک: sh.manafi@urmia.ac.ir


www.SID.ir

Archive of SID

**مقدمه**

خاک نتیجه اثرات عوامل ژنتیکی و محیطی نظیر اقلیم (درجه حرارت و رطوبت)، ماکرو و میکروارگانیسم‌ها و توپوگرافی در طول زمان و بر روی مواد معدنی ناپیوسته قشر سطحی پوسته زمین است. بدین سبب، خاک از لحاظ بسیاری از ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی با موادی که از آن ناشی گردیده است، متفاوت می‌باشد (Mahmodi & Hakimian, 2006). توپوگرافی به همراه مواد مادری، اقلیم، موجودات زنده و زمان، پنج فاکتور اساسی در تئوری تشکیل خاک می‌باشند که در این میان توپوگرافی به‌عنوان یک فاکتور مستقل تشکیل خاک می‌باشد (Mahmodi & Hakimian, 2006).

باتوجه به اینکه توپوگرافی به‌عنوان یکی از عوامل موثر بر تحول خاک شناخته شده است، از این‌رو در بسیاری از مدل‌های خاکسازی لحاظ شده است (Brady & Weil, 1999). طبق تعریف برادی و ویل (Brady & Weil, 1999)، ردیف توپوگرافی[1] به یک ردیف از خاک‌ها اطلاق می‌شود که دارای مواد مادری و سن یکسان و تحت شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی مشابه می‌باشند و تفاوت آنها ناشی از تغییر در شیب و پستی و بلندی می‌باشد. با گذشت زمان و پیشرفت هوادیدگی، خاک‌ها تکامل یافته و ترکیب کانی‌های خاک در جزء رس و همچنین مقدار و نوع رس در قسمت‌های مختلف شیب تغییر می‌کند (Brady & Weil, 1999). بنابراین شناخت ویژگی‌های خاک‌ها در طول یک ردیف توپوگرافی، در اعمال مدیریت‌های مختلف و کاربری‌های زمین اهمیت بسزایی دارد (Shakeri & Owliaei, 2011). پستی و بلندی به‌عنوان عامل مؤثر در تعدیل سایر عوامل خاکسازی، اساساً از طریق روابط وابسته دمایی و رطوبتی و بر اساس تغییرات در ویژگی‌های شیب بر فرآیندهای تشکیل خاک تأثیر می‌گذارد. تغییرات توپوگرافی با تأثیر بر الگوی بارش و دما، میکرواقلیم محلی را تحت تأثیر قرار می‌دهد و تغییرات میکرواقلیم نیز با تأثیر بر میزان هوادیدگی کانی‌های اولیه، بسیاری از ویژگی‌های خاک مانند مقدار رس و نوع کانی‌های رسی متأثر می‌سازد (Thompson & Kolka, 2005; Sedov *et al.*, 2007). ویژگی‌های مورفولوژیکی و فیزیکوشیمیایی خاک در طول یک زمین‌نما مقتضی بر فاکتورهای تشکیل خاک تغییر می‌یابد. اکثر تغییرات از بالاترین تا پست‌ترین نقطه منطقه و متناسب با تفاوت‌هایی در انواع خاک می‌باشد. عامل پستی و بلندی بسته به موقعیت‌های مختلف و وضعیت ارتفاع در توزیع انرژی، پراکندگی آب باران، تغذیه گیاهان و پوشش گیاهی تأثیر می‌گذارد. این تأثیر از راه ایجاد تغییر در فعالیت میکروبی، وضعیت شیب نسبت به نور آفتاب، اختلاط مواد معدنی، عمق آب زیرزمینی، شرایط جریان آب سطحی در ارتباط با ایجاد فرسایش و شرایط تثبیت و حرکت رسوبات بادی به‌وجود می‌آید (Sedov *et al.*, 2007).

مطالعات متعددی اثرات توپوگرافی بر بسیاری از ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها را نشان داده‌اند. بر اساس گزارش‌های موجود، ویژگی‌های فیزیکی خاک مانند توزیع رس با عمق و همچنین مقدار شن (Maniyunda & Gwari, 2014; Shiau *et al.*, 2018; Etedali Dehkordi *et al.*, 2018) و میانگین ظرفیت نگهداشت آب قابل استفاده (Maniyunda & Gwari, 2014) از قسمت بالای شیب به سمت پایین شیب افزایش می‌یابد. علاوه بر این در مطالعات متعددی، همبستگی بین ویژگی‌های قسمت‌های مختلف شیب و اغلب پارامترهای شیمیایی خاک از قبیل pH خاک (Maniyunda & Gwari, 2014; Imadojemo *et al.*, 2017)، کربن آلی خاک (Thompson & Kolka, 2005; Manafi, 2014)، کربنات کلسیم معادل خاک (Manafi, 2014; Etedali Dehkordi *et al.*, 2018) و ظرفیت تبادل کاتیونی خاک (Manafi, 2014; Rezaei *et al.*, 2015; Imadojemo *et al.*, 2017; Shiau *et al.*, 2018) گزارش شده است. همچنین شیائو و همکاران (Shiau *et al.*, 2018) با بررسی رابطه بین ویژگی‌های خاک و موقعیت شیب در جنگل‌های بارانی شمال تایوان به این نتیجه رسیدند که در لایه سطحی خاک (صفر تا پنج سانتی‌متری) میزان کربن آلی، نیتروژن، پتاسیم، آهن و سدیم در قسمت بالای شیب و pH، فسفر، کلسیم و منیزیم در پایین دست شیب بیشتر بود. مانی‌یوندا و گووری (Maniyunda & Gwari, 2014) در بررسی ویژگی‌های خاک‌های بادرفتی در طول یک توپوسکانس در نیجریه نشان دادند که موقعیت زمین‌نما،

1. Toposequence


www.SID.ir

Archive of SID

فرسایش و زهکشی تأثیر معنی‌داری در تغییرات عمق خاک، توزیع اندازه ذرات، ظرفیت نگهداشت آب قابل استفاده، کاتیون‌های بازی قابل تبادل، ظرفیت تبادل کاتیونی و درصد اشباع بازی دارد. این خاک‌ها کاتیون‌های بازی قابل تبادل (Na، Mg و Ca) کم تا متوسط، و درصد اشباع بازی، کربن آلی و در نهایت نیتروژن کل و فسفر قابل استفاده کمی داشتند و کربن آلی با افزایش عمق خاک در طول یک خاکرخ کاهش می‌یافت. همچنین ایمادایه‌مو و همکاران (Imadojemo *et al.*, 2017) در یک ردیف توپوگرافی در نیجریه افزایش میزان رس، کربن آلی، نیتروژن کل و نسبت C:N را با کاهش شیب گزارش کرده و اظهار داشتند که در قسمت‌های پایین‌دست ردیف توپوگرافی، افزایش و غنی‌شدن مواد غذایی رخ داده است. شیائو و همکاران (Shiau *et al.*, 2018) نیز در یک توپوسکانس در جنگلهای تایوان، افزایش شکلهای مختلف فسفر با کاهش شیب به سمت پایین دست ردیف توپوگرافی را گزارش کرده‌اند. ایمادایه‌مو و همکاران (Mohammed *et al.*, 2018) در یک ردیف توپوگرافی در اتیوپی افزایش مقادیر کربن آلی، ازت کل و نسبت کربن به ازت، هدایت الکتریکی، مقدار فسفر قابل جذب، و همچنین افزایش مقادیر آهن، مس، روی و منگنز قابل جذب را قسمت‌های پایه و پنجه شیب در مقایسه با بخش‌های شیب برگشتی و شانه شیب گزارش کردند.

نوع رس نیز بسته به اقلیم و فراهم بودن شرایط شیمیایی مناسب در موقعیت‌های مختلف شیب متفاوت است. خرمالی و نبی‌الهی (Khormali & Nabiollahi, 2009) در بررسی خاک‌های مالی‌سولز تحت تأثیر موقعیت شکل اراضی و عمق سفره آب زیرزمینی بیان نمودند که تفاوت بین مقدار کانی‌ها با یکدیگر به‌دلیل شرایط زهکشی متفاوت خاک‌ها می‌باشد و این تفاوت از اختلاف در پستی و بلندی و عمق آب زیرزمینی ناشی می‌شود. همچنین لی و همکاران (Lee *et al.*, 2003) با مطالعه خاک‌های مالی-سول کالیفرنیا و بررسی موقعیت‌های ژئومورفیک شیب پشتی و پنجه شیب، کلرایت را در تمام افق‌های مورد بررسی نسبتاً ثابت مشاهده کردند. آن‌ها نتیجه گرفتند که کلرایت به ورمیکولایت و سپس به اسمکتایت با بار زیاد تغییر پیدا می‌کند که این وضعیت فقط در افق‌های تحتانی شیب پشتی روی داده است. همچنین کلرایت با از دست دادن ورقه هیدروکسی بین لایه‌ای به کانی منظم بین لایه‌ای کلرایت- ورمی‌کولایت تبدیل می‌شود. آن‌ها اسمکتایت را کانی ثانویه غالب در تمام افق‌ها معرفی کردند و چنین نتیجه گرفتند که اسمکتایت در این خاک-های غنی از سرپانتین دارای دو منشأ است: ۱- تبدیل کلرایت که در موقعیت شیب پشتی یافت شد و ۲- تشکیل مجدد به‌وسیله رسوب عناصر آزاد شده از هوازدگی سرپانتین. مطالعات کانی‌شناسی حسین و همکاران (Hussain *et al.*, 2003) در یک ردیف توپوگرافی در اراضی زراعی برزیل نشان داده است که در قسمت پایین شیب عمدتاً اسمکتایت و در بالای شیب کائولینایت و کانی‌های حد واسط اسمکتایت-کائولینایت وجود دارد. منافی (Manafi, 2010, 2014) با بررسی ترکیبات کانی-شناسی کانی‌های رسی در طول یک ردیف توپوگرافی در منطقه رشکان در جنوب غرب دریاچه ارومیه، اعلام کرد که در قسمت‌های فوقانی کانی‌های ایلایت و کائولینایت غالب بوده و با تغییر تیپ‌های اراضی و کاهش شیب، در انتهای ردیف توپوگرافی، اسمکتایت به‌صورت کانی غالب درآمده است. زهکشی قسمت‌های بالایی و انتقال عناصر به طرف پایین، باعث تشکیل اسمکتایت شده است.

با توجه به مطالب بالا، بررسی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌ها در طول یک ردیف توپوگرافی ی‌تواند در ارائه راهبردهایی به‌منظور مدیریت و استفاده بهینه از خاک‌ها برای کاربردهای مختلف مانند کشاورزی و مدیریت اراضی به‌کار گرفته شود. لذا مطالعه حاضر در راستای شناخت تأثیر توپوگرافی بر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی و تحول خاک‌ها در منطقه حیدر آباد در جنوب غرب دریاچه ارومیه که دارای تغییرات وسیع شیب می‌باشند، انجام گرفت و انتظار می‌رود نتایج حاصل از این پژوهش برای مدیریت بهینه و مدیریت پایدار این خاک‌ها مورد استفاده قرار گیرد.

## مواد و روش‌ها

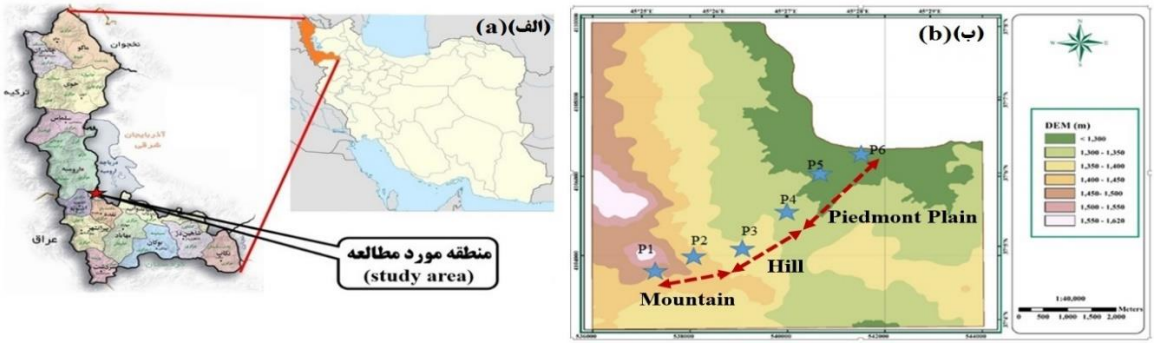
### تشریح موقعیت منطقه و مطالعات صحرایی

این مطالعه در طول یک ردیف توپوگرافی در استان آذربایجان‌غربی واقع در منطقه حیدرآباد، در قسمت جنوب غربی دریاچه ارومیه انجام گرفته است. در شکل ۱ الف، موقعیت منطقه مورد مطالعه و همچنین خاکرخ‌های حفر شده نشان داده شده است. با توجه به اطلاعات هواشناسی ایستگاه ارومیه و برنامه رایانه‌ای نیوهال، رژیم-های رطوبتی و حرارتی این منطقه به‌ترتیب زریک خشک


www.SID.ir

Archive of SID

(Dry Xeric) و مزیک (Mesic) می‌باشند. طبق اطلاعات ایستگاه هواشناسی ارومیه، میانگین دمای سالیانه منطقه در یک دوره آماری ۳۰ ساله (۱۹۸۵-۲۰۱۵)، ۱۲/۳ درجه سلسیوس و میانگین بارندگی سالیانه آن در همین دوره، ۳۰۸ میلی‌متر می‌باشد. مطابق با نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نقده، مواد مادری منطقه مورد مطالعه، تناوبی از مارن خاکستری و قرمز کم‌رنگ، کنگلومرا، آهک ماسه-ای و آهک می‌باشد (Naghizadeh, 2004). به‌منظور بررسی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌های منطقه مورد مطالعه، شش خاکرخ با مواد مادری یکسان حفر گردیدند، به‌نحوی که تغییرات شیب و ارتفاع در این منطقه را منعکس نمایند. بدین ترتیب خاکرخ‌های ۱ و ۲ در تیپ اراضی تپه، خاکرخ‌های ۳ و ۴ در تیپ اراضی فلات و خاکرخ‌های ۵ و ۶ در تیپ اراضی دشت دامنه‌ای واقع شده‌اند. در شکل ۱- ب، نقشه تغییرات ارتفاعی منطقه ارائه شده است که موقعیت خاکرخ‌ها در طول ردیف توپوگرافی مورد نظر را نشان می‌دهد.




**شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه و خاکرخهای حفر شده. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و استان آذربایجان‌غربی، ب- مدل ارتفاعی- رقومی منطقه و موقعیت خاکرخهای حفر شده در طول ردیف پستی و بلندی**

Figure 1. The location of studied area and excavated profiles. a) the position of studied area in Iran and West Azerbaijan, b) the digital elevation model of studied area and position of soil profiles along toposequence

همان‌طور که ملاحضه می‌شود، از خاکرخ ۱ الی ۶، از مقدار شیب و ارتفاع منطقه کاسته شده و خاکرخ ۶ در انتهای ردیف توپوگرافی در پست‌ترین و مسطح‌ترین نقطه ردیف توپوگرافی در مجاورت دریاچه واقع شده است. خاکرخ‌های مورد نظر، پس از حفر، طبق روش‌های استاندارد (Soil Survery Staff, 2012) تشریح و نمونه‌برداری شدند و ویژگی‌های مورفولوژیکی آن‌ها از جمله رنگ، ساختمان، پایداری خاکدانه‌ها و ضخامت افق‌ها در کارت‌های تشریح ثبت شد. نمونه‌برداری از همه افق‌های ژنتیکی انجام پذیرفت و نمونه‌های خاک برای انجام تجزیه‌های فیزیکو-شیمیایی و کانی‌شناسی به آزمایشگاه منتقل گردید.

**تجزیه‌های فیزیکوشیمیایی خاک و کانی‌شناسی رس**

نمونه‌های خاک پس از هوا خشک شدن در آزمایشگاه، از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها بر اساس روش‌های استاندارد (USDA-NRCS, 2004) تعیین گردید و خاک‌ها بر اساس آخرین کلید سیستم جامع طبقه‌بندی خاک (Soil Survey Staff, 2014) طبقه‌بندی شدند. آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی شامل واکنش خاک در عصاره گل اشباع با استفاده از دستگاه pHمتر، قابلیت هدایت الکتریکی خاک در عصاره اشباع با استفاده از دستگاه هدایت‌سنج الکتریکی، بافت خاک به روش هیدرومتر، کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون برگشتی، ظرفیت تبادل کاتیونی به روش جانشینی کاتیون‌ها با استات سدیم، کربن آلی به روش اکسیداسیون تر با بیکرومات پتاسیم در مجاورت اسید سولفوریک غلیظ و تیتراسیون بی‌کرومات پتاسیم باقی مانده با فرو آمونیوم سولفات و گچ به روش استون، بر اساس استانداردهای ارائه شده، بر روی نمونه‌ها انجام گرفت (USDA-NRCS, 2004). با توجه به اینکه نسبت رس ریز به رس کل یکی از شاخص‌های فیزیکی تشخیص تکامل خاک می‌باشد (Soil Survey Staff, 2014)، به همین دلیل این نسبت نیز به‌منظور بررسی دقیق‌تر درجه تحول خاک از نظر کمی، در تعدادی از خاک‌های منطقه مورد مطالعه تعیین گردید. برای جداسازی ذرات رس خاک جهت مطالعات کانی‌شناسی، از روش کونز و دیکسون (Kunze & Dixon, 1996) استفاده شد. بدین منظور، پس از خالص-سازی رس، تیمارهای رس اشباع با منیزیم، منیزیم+


www.SID.ir

Archive of SID

گلیسرول، پتاسیم و پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سلسیوس اعمال شد و اسلایدهای مربوط به هر تیمار تهیه گردید و نمونه‌ها به‌وسیله دستگاه تفرق اشعه ایکس (SHIMADZUXRD 6000) با توقف زمانی ۰/۴ ثانیه و در زوایای $\Theta 2$ بین ۳۰-۲ درجه و با کاتد مسی با منبع اشعه Cukα در ولتاژ ۳۰ کیلو ولت و شدت جریان ۳۰ میلی‌آمپر مورد مطالعه قرار گرفتند.

## نتایج و بحث

### ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی

خلاصه‌ای از ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکی، شیمیایی و رده‌بندی خاکرخ‌های مطالعاتی در جدول ۱ ارائه شده است. تغییرات ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکی و شیمیایی و خاک‌ها در طول توپوسکانس مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشد:

**عمق خاک و ضخامت سولوم:** با توجه به نتایج حاصل (جدول۱)، کمترین میزان ضخامت خاک مربوط به خاکرخ ۱ با عمق ۱۲۳ سانتی‌متر و بیشترین ضخامت خاک نیز مربوط به خاکرخ ۶ با عمق ۲۳۳ سانتی‌متر بود. در این میان خاکرخهای ۲، ۳، ۴ و ۵ نیز به‌ترتیب دارای عمق‌های ۱۳۵، ۱۷۱، ۱۸۷و ۱۹۲ سانتی‌متر بود. ضخامت سولوم خاک نیز در پروفیل‌های ۱ تا ۶ به ترتیب برابر ۳۰، ۴۹، ۱۵۸، ۱۷۰، ۱۸۵ و۲۱۰ سانتی‌متر می‌باشد. با توجه به نتایج مطالعات صحرایی می‌توان اظهار داشت که ضخامت خاک از قسمت‌های مرتفع و شیب‌دار منطقه مورد مطالعه، به سمت مناطق کم ارتفاع و پست در حال افزایش می‌باشد. خاکرخ‌هایی که در قسمت بالادست شیب قرار دارند، نسبت به خاکرخ‌هایی که در بخش‌های پست واقع شده‌اند، ضخامت کمتر و سولوم نازک‌تری دارند. با توجه به اینکه در این منطقه فاکتورهای خاکسازی مواد مادری، اقلیم و پوشش گیاهی تقریباً یکسان می‌باشند، لذا می‌توان اظهار داشت که یکی از دلایل اصلی تغییرات عمق خاک و ضخامت سولوم در این منطقه، شیب اراضی می‌باشد. خاکرخ‌های ۱ و ۲ هر دو در تیپ اراضی تپه واقع شده‌اند که در این قسمت از سیمای اراضی به‌دلیل شیب زیاد نسبت به سایر قسمت‌های منطقه مورد مطالعه، کمترین نفوذ آب و بیشترین فرسایش و در نتیجه کمترین تکامل خاک سولوم اتفاق می‌افتد. در این قسمت از سیمای اراضی، به‌دلیل شیب زیاد، نفوذ عمقی آب باران کم بوده و بر عکس میزان آبدوی و فرسایش ذرات ریز نسبت به سایر قسمت‌های این ردیف توپوگرافی بیشتر است که باعث جابه‌جایی و حرکت خزشی خاک به سمت پایین شده و درنتیجه افزایش ضخامت خاک را در شیب‌های بالادست به تعویق می‌اندازد. در این خاکرخ‌ها به‌دلیل نفوذ کم آب در خاک، انتقال کلوئیدها به اعماق خاک صورت نگرفته که در نتیجه مانع از تشکیل افق‌های مشخصه شده است. بنابراین ضخامت خاک و سولوم در این قسمت از شیب، کم می‌باشد. خاکرخ‌های ۳ و ۴ در قسمت تیپ اراضی فلات قرار گرفته‌اند. در این خاکرخ‌ها میزان شیب نسبت به خاکرخ‌های ۱ و۲ کمتر شده و در نتیجه مقدار فرسایش خاک کاهش یافته و مقدار بیشتری از آب حاصل از بارندگی به خاک نفوذ می‌یابد. در این قسمت از توپوگرافی منطقه، آبدوی نسبت به شیب‌های بالادست کمتر می‌شود، بنابراین در این قسمت از ردیف پستی و بلندی، به‌دلیل نفوذ عمقی بیشتر آب بارندگی در مقایسه با قسمت‌های بالادست ردیف پستی و بلندی (خاکرخ‌های ۱ و ۲)، میزان هوازدگی و تحول خاک تا اعماق بیشتری رخ داده است. همچنین خاک‌های واقع در این قسمت شیب، دارای فرسایش کمتر و در نتیجه ضخامت بیشتر و سولوم ضخیم‌تری نسبت به خاک‌هایی هستند که در شیب‌های بالادست قرار گرفته‌اند. علاوه بر این، می‌توان گفت که خاک‌هایی که در قسمت میانی شیب قرار گرفته اند، نسبت به خاک‌های واقع در بالادست شیب، دارای پایداری بیشتری نیز هستند. افزایش ضخامت و تشکیل افق مشخصه B در خاکرخ‌های ۳ و ۴، نشان‌دهنده افزایش نفوذ آب در خاک و شروع تجمع مواد در طول خاکرخ می‌باشد که با افزایش نفوذ آب، شستشوی املاح نیز افزایش یافته و در اعماق پایین‌تر، تجمع کربنات‌های کلسیم و تشکیل افق‌های کلسیک را باعث شده است. خاکرخ‌های ۵ و ۶ که در تیپ اراضی دشت دامنه‌ای و انتهای شیب قرار گرفته‌اند و ضخامت بیشتر و سولوم ضخیم‌تری را دارا هستند. در این قسمت از سیمای اراضی، شیب زمین تا حد زیادی کاهش یافته و تقریباً به‌صورت مسطح درآمده است (جدول۱). در مطالعات مانی‌یوندا و گووری (Maniyunda & Gwari, 2014) نیز افزایش ضخامت خاک و سولوم با کاهش شیب از اراضی مرتفع و شیبدار به سمت اراضی پست و مسطح گزارش شده است.


www.SID.ir

Archive of SID

**جدول ۱ – خلاصه ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و رده‌بندی خاک‌های مورد مطالعه**

Table 1. Summry of morphological, physicochemical properties and classification of studied soils

| Soil profile | Horizon | Depth (cm) | Particle size distribution (%) Clay | Silt | Sand | Structure* | Color (moist) | pH | EC ($dSm^{-1}$) | OC (%) | CEC ($cmol_+kg^{-1}$) | CCE (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| P1: Loamy-skeletal, mixed, superactive, calcareous, mesic Typic Xerorthents | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Ap | 0-30 | 25 | 45 | 30 | 1, m, gr; m, bk | 10YR4/4 | 7.8 | 0.22 | 0.43 | 19.3 | 21 |
| | CA | 30-58 | 33 | 35 | 32 | 2,m,sbk;ma | 10YR5/6 | 7.5 | 0.25 | 0.21 | 20.9 | 32 |
| | C | 58-90 | 30 | 25 | 45 | ma | 10YR6/6 | 7.2 | 0.84 | 0.11 | 17.4 | 36.5 |
| | Cr | 90-123 | 15 | 28 | 57 | ma | 2.5Y5/6 | 7.7 | 0.63 | 0.12 | 13.0 | 35.5 |
| P2: Fine-loamy, mixed, active, calcareous, mesic Typic Xerorthents | | | | | | | | | | | | |
| 2 | Ap | 0-28 | 29 | 46 | 25 | 2,f,m,gr; 1,2, c,sbk | 10YR4/4 | 7.5 | 0.33 | 0.59 | 21.9 | 33 |
| | AC | 28-49 | 35 | 38 | 27 | 1,msbk,ma | 10YR4/4 | 7.7 | 0.37 | 0.48 | 22.6 | 38 |
| | C1 | 49-113 | 33 | 32 | 35 | ma | 10YR6/6 | 8.1 | 0.69 | 0.23 | 18.9 | 42.5 |
| | C2 | 113- 135 | 24 | 33 | 43 | ma | 10YR6/4 | 8.0 | 1.05 | 0.11 | 16.1 | 47 |
| P3: Fine, mixed,active, mesic Typic Calcixerepts | | | | | | | | | | | | |
| 3 | Ap | 0-33 | 34 | 48 | 18 | 2,m,gr;1,2,m,sbk | 10YR5/4 | 7.4 | 0.53 | 0.74 | 24.1 | 37 |
| | Bw | 33-58 | 42 | 39 | 19 | 2m abk | 10YR5/6 | 7.5 | 1.4 | 0.52 | 25.5 | 47 |
| | Bk1 | 58-86 | 48 | 35 | 17 | 2,m,c abk | 10YR6/4 | 7.3 | 2.52 | 0.33 | 25.7 | 47 |
| | Bk2 | 86-112 | 41 | 34 | 25 | 2,3 c abk | 10YR5/6 | 7.5 | 1.22 | 0.15 | 23.6 | 47.5 |
| | Bk3 | 112-158 | 44 | 31 | 25 | 2,3, m, c abk | 10YR5/6 | 7.6 | 1.9 | 0.05 | 21.5 | 48 |
| | C | 158-174 | 21 | 30 | 29 | ma | - | 7.4 | 2.3 | 0.01 | 16.7 | 49.5 |
| P:4 Fine, mixed,active, mesic Typic Calcixerepts | | | | | | | | | | | | |
| 4 | Ap | 0-27 | 39 | 49 | 12 | 2mgr; 2,f,c, sbk | 10YR5/4 | 7.3 | 0.54 | 0.77 | 25.3 | 31.5 |
| | Bw | 27-43 | 48 | 30 | 22 | 2,3c, abk | 10YR5/6 | 7.5 | 1.14 | 0.53 | 24.0 | 48 |
| | Bk | 43-61 | 40 | 38 | 22 | 2,3,c,vc,abk | 10YR5/6 | 7.3 | 1.91 | 0.38 | 22.7 | 48 |
| | Bky1 | 61-75 | 35 | 35 | 30 | 2, m abk | 10YR4/4 | 7.5 | 2.14 | 0.12 | 21.8 | 36.5 |
| | Bky2 | 75-92 | 33 | 48 | 20 | 2,3 c abk | 10YR4/4 | 7.6 | 2.8 | 0.12 | 18.8 | 34.5 |
| | Bky3 | 92-123 | 35 | 43 | 22 | 2,3 c abk | 10YR4/4 | 7.5 | 3.25 | 0.15 | 19.3 | 37 |
| | Bky4 | 123-159 | 33 | 35 | 32 | 3, vc abk | 10YR5/6 | 7.6 | 4.46 | 0.08 | 20.9 | 35.5 |
| | Bky5 | 159- 170 | 43 | 20 | 17 | 3c,vc abk | 10YR6/6 | 7.2 | 5.1 | 0.11 | 20.5 | 37 |
| | Cy | 170-187 | 32 | 22 | 26 | ma | - | 7.3 | 5.6 | 0.01 | 14.2 | 42 |


www.SID.ir

Archive of SID

**ادامه جدول ۱ – خلاصه ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و رده‌بندی خاک‌های مورد مطالعه**

Continue table 1. Summry of morphological, physicochemical properties and classification of studied soils

| Soil profile | Horizon | Depth (cm) | Particle size distribution (%) Clay | Silt | Sand | Structure* | Color (moist) | pH | EC ($dSm^{-1}$) | OC (%) | CEC ($cmol_{+}kg^{-1}$) | CCE (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | P5: Fine, mixed,active, mesic Calcic Haploxeralfs | | | | | | | | | | | |
| 5 | Ap | 0-28 | 37 | 58 | 5 | 1,2, f,m,gr; 2,m, sbk | 10YR4/4 | 7.8 | 0.59 | 1.19 | 26.9 | 35 |
| | Bw | 28-42 | 44 | 46 | 10 | 2m abk | 10YR4/4 | 7.2 | 0.91 | 0.85 | 28.6 | 37.5 |
| | Btk1 | 42-61 | 58 | 40 | 5 | 2m,c abk | 10YR4/4 | 7.3 | 1.36 | 0.51 | 26.2 | 41.5 |
| | Btk2 | 61-82 | 55 | 43 | 2 | 2,3 c, abk | 10YR4/4 | 7.4 | 2.52 | 0.37 | 30.6 | 42.5 |
| | Btk3 | 82-119 | 55 | 38 | 7 | 2, 3 c, vc, abk | 10YR4/4 | 7.5 | 3.07 | 0.17 | 32.3 | 48.5 |
| | Btk4 | 119-185 | 58 | 40 | 2 | 3, vc, abk | 10YR4/4 | 7.6 | 3.83 | 0.15 | 29.7 | 51.5 |
| | C | 185-192 | 37 | 42 | 21 | ma | 10YR5/6 | 7.7 | 4.12 | 0.07 | 18.6 | 53 |
| | P6: Fine, mixed,active, mesic Calcic Haploxeralfs | | | | | | | | | | | |
| 6 | Ap | 0-35 | 40 | 50 | 10 | 2 m gr, 2 m sbk | 10YR5/6 | 7.6 | 1.39 | 1.39 | 29.1 | 33 |
| | Bw | 35-54 | 45 | 47 | 8 | 1, 2, m, c, abk | 10YR5/6 | 7.7 | 1.36 | 1.07 | 30.6 | 35 |
| | Btk1 | 54-70 | 55 | 38 | 7 | 2 c,vc abk | 10YR4/4 | 7.6 | 1.87 | 0.67 | 33.4 | 40.5 |
| | Btk2 | 70-90 | 58 | 33 | 10 | 3 c abk | 10YR5/6 | 7.8 | 2.38 | 0.46 | 32.2 | 44 |
| | Btk3 | 90-110 | 57 | 33 | 10 | 3 c abk | 10YR5/4 | 7.9 | 4.17 | 0.22 | 33.2 | 45 |
| | Btk4 | 110-130 | 61 | 30 | 9 | 3 c,vc abk | 10YR4/4 | 7.4 | 5.58 | 0.17 | 35.7 | 47.5 |
| | Btk5 | 130-210 | 68 | 22 | 10 | 2,3 vc abk | 10YR4/6 | 7.2 | 4.24 | 0.09 | 35.7 | 52.5 |
| | C | 210-233 | 38 | 43 | 20 | ma | 10YR5/6 | 7.9 | 4.6 | 0.05 | 21.3 | 57 |

CCE: درصد کربنات کلسیم معادل (calcium carbonate equivalent) ; EC: قابلیت هدایت الکتریکی(electrical conductivity) ; pH: واکنش خاک(soil reaction) ; CEC: ظرفیت تبادل کاتیونی(cation exchange capacity) ; OC: درصد کربن آلی(organic carbon) .

ساختمان*(structure):

a) 1: ضعیف(weak) ; 2: نسبتاً قوی(modrate) ; 3: قوی(strong)

b) vf: خیلی ریز(very fine) ; f: ریز(fine) ; m: متوسط(medium) ; c: درشت(coarse) ; vc: خیلی درشت(very coarse).

c) ma: توده‌ای(massive) ; sg: تک‌دانه‌ای(single grain) ; abk: مکعبی گوشه‌دار(angular blocky) ; sbk: مکعبی لبه مدور(subangular blocky) ; gr: دانه‌ای(granular).


www.SID.ir

Archive of SID

**بافت خاک**

با توجه به نتایج جدول ۱، مشاهده می‌شود که مقدار رس خاک‌ها از قسمت بالا دست شیب به سمت انتهای شیب در حال افزایش است. کمترین مقدار آن با ۱۵ درصد مربوط به افق Cr خاکرخ یک و بیشترین مقدار نیز با ۶۸ درصد مربوط به افق Btk5 خاکرخ شش می‌باشد. در خاکرخهای واقع در واحد اراضی تپه (خاکرخ‌های ۱ و ۲)، به‌دلیل بالا بودن میزان شیب و ارتفاع، مقدار رس کمتر بوده و به‌تدریج در خاکرخهای واقع در شیب‌های اراضی فلات و دشت دامنه‌ای، به مقدار رس خاک‌ها افزوده شده است. در این مطالعه در خاکرخ‌های ۱ و ۲ که هر دو در تیپ اراضی تپه واقع گردیده‌اند، مقدار رس نسبت به خاکرخ‌های واقع در شیب‌های پایین‌تر کمتر می‌باشد و همچنین در این خاکرخها پوسته‌های رسی مشاهده نمی‌شود. بنابراین می‌توان اظهار داشت که افزایش رس در طول خاکرخها طی فرآیند فرسایش انتخابی ذرات از سطح به عمق خاک اتفاق افتاده است. در واقع طی فرآیند آبشویی و شستشو، ذرات ریز از سطح خاک شسته شده و به قسمت‌های پایین‌تر منتقل شده و موجب افزایش میزان رس در اعماق خاکرخ‌های ۱ و ۲ گردیده است. در خاکرخهای ۳ و ۴ که در تیپ اراضی فلات واقع شده‌اند، افزایش بارندگی مؤثر و آبشویی با کاهش میزان شیب نسبت به خاکرخ‌های ۱ و ۲، منجر به انتقال رس‌ها به قسمت‌های پایین‌تر خاکرخها ۳ و ۴ گردیده است. همچنین می‌توان گفت که در اثر کاهش شیب، نفوذ آب به خاک افزایش یافته و در نتیجه آن، شرایط را برای هوازدگی مواد مادری فراهم می‌شود و در نهایت سبب تشکیل درجای رس می‌گردد. البته کاهش مقدار رس در اعماق ۶۱ تا ۱۸۷ سانتی‌متری از خاکرخ ۴ به دلیل وجود مقادیر بالای کربنات کلسیم معادل و همچنین مقدار زیاد گچ می‌باشد که این دو مانع از افزایش میزان رس در در این عمق از خاکرخ ۴ گردیده است. خاکرخ‌های ۵ و ۶ که در تیپ اراضی دشت دامنه‌ای قرار گرفته‌اند، بیشترین مقدار رس را در طول ردیف توپوگرافی دارند، که دلیل این موضوع را می‌توان چنین تفسیر نمود که با کاهش شیب به مقدار ۲ درصد و تقریباً مسطح شدن منطقه، بارندگی مؤثر افزایش یافته و مقدار بیشتری از بارندگی در زمین نفوذ می‌یابد و طی فرآیند آبشویی و انتقال رس‌ها به بخش‌های پایین خاکرخ‌های ۵ و ۶، منجر به تشکیل درجای رس می‌گردد. از طرف دیگر در این خاکرخها به‌دلیل وجود پوسته‌های رسی و حضور افق‌های آرجیلیک (با توجه به نتایج مطالعات صحرایی)، می‌توان حرکت عمودی و انتقال عمودی رس‌ها را در طول خاکرخها را یکی دیگر عوامل افزایش رس در طول خاکرخها دانست. همانگونه که قبلاً نیز ذکر شد با توجه به مواد مادری آهکی- مارنی منطقه که ذاتاً دارای رس بالایی می‌باشند، هوادیدگی مواد مادری نیز می‌تواند موجب افزایش مقدار رس خاک‌ها گردد. به‌طور کلی می‌توان گفت که در طول توپوسکانس منطقه مورد مطالعه رس دو نوع حرکت داشته است: یکی حرکت عمودی و انتقال به پایین (Lessivage) و دیگری جابه‌جایی در سراشیبی توپوگرافی می‌باشد. در واقع در جابه‌جایی رس در طول سراشیبی در اثر فرسایش خاک، ذرات ریز رس از قله شیب حمل شده و به سمت انتهای شیب حرکت کرده و در آنجا تجمع می‌یابند و در نتیجه باعث افزایش مقدار رس در پای شیب و کاهش مقدار آن در قسمت‌های بالادست شیب می‌گردد. با توجه به اینکه خاکرخهای ۵ و ۶ شرایط لازم برای افق آرجیلیک از قبیل ضخامت، افزایش رس در یک فاصله عمودی مشخص و مشاهده پوسته‌های رسی در مطالعات صحرایی را دارا بودند، لیکن برای اطمینان بیشتر از حضور افق آرجیلیک در این خاک‌ها، از نسبت رس ریز به رس کل در خاکرخها و افق‌های مورد نظر نیز استفاده گردید که نتایج آن در جدول ۲ ارائه شده است. بر اساس گزارش کارکنان مساحی خاک امریکا (Soil Survey Staff, 2014)، نسبت رس ریز به رس کل در افقهای آرجیلیک نسبت به افق‌های فوقانی بیشتر است. مطالعه نسبت‌های رس ریز به رس کل (جدول۲)، افق‌های خاکرخهای ۵ و ۶، نشان‌دهنده وجود افق‌های آرجیلیک در این خاکرخها می‌باشد که طی فرآیند لسیویج[1] ایجاد گردیده‌اند، ولی با توجه به اقلیم منطقه و همچنین مقادیر بالای کربنات کلسیم معادل (جدول ۱)، در شرایط کنونی حرکت عمودی رس‌ها غیرممکن می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت که افق‌های آرجیلیک موجود، مربوط به دوران‌های قبلی می‌باشند که منطقه، اقلیم مرطوب‌تری داشته است. درصد

1. Lessivage

www.SID.ir

Archive of SID

شن خاک از شانه شیب به سمت پایین شیب رو به کاهش می‌باشد که دلیل آن می‌تواند مربوط به فرآیند شستشو و حرکت ذرات ریز رس به سمت پایین شیب و به جا ماندن ذرات درشت خاک (ذرات شن) در موقعیت‌های بالای شیب باشد. مقدار شن برای خاکرخهای ۱ تا ۴ با افزایش عمق افزایش یافته است. دلیل این امر کاهش تأثیر عوامل خاکسازی با افزایش عمق خاک است. ولی در خاکرخهای ۵ تا ۶ که در قسمت‌های انتهای شیب قرار دارند، تغییرات چندانی به چشم نمی‌خورد. بیشترین مقدار شن مربوط به افق Cr خاکرخ یک (با مقدار ۵۷ درصد) می‌باشد. در نهایت با در نظر گرفتن مقادیر رس، شن و سیلت خاک-های مورد مطالعه، می‌توان گفت خاک‌های منطقه به‌طور کلی دارای بافت سنگین تا متوسط می‌باشند و بافت‌های clay loam، clay، silty clay loam و silty clay جزء بافت‌های غالب منطقه هستند. نتایج مطالعات تامپسون و کوکلا (Thompson & Kolka, 2005) در حوضه آبخیز کلمسون فورک در جنوب شرقی کنتاکی، سیدوف و همکاران (Sedov *et al.*, 2007) در مکزیک، منافی (Manafi, 2014) در منطقه رشکان ارومیه و ایمادایه‌مو و همکاران (Imadojemo *et al.*, 2017) در نیجریه نیز حاکی ار آن است که در شیب‌های پایین‌دست با کاهش ارتفاع، میزان شن کاهش یافته و میزان رس نیز با یک روند منظم افزایش می‌یابد که افزایش در نسبت رس می-تواند به‌عنوان شاخصی در شناخت درجه هوازدگی مورد استفاده قرار بگیرد.

**جدول ۲- نسبت رس ریز به رس کل در خاکرخهای ۵ و ۶**

Table 2. The ratio of fine clay to total clay in soil profiles 5 and 6

| Soil profil | Horizon | fc/Tc | | Horizon | fc/Tc |
|---|---|---|---|---|---|
| 5 | Ap | 0.31 | Soil profile 6 | Ap | 0.36 |
| | Bw | 0.35 | | Bw | 0.47 |
| | Btk1 | 0.47 | | Btk1 | 0.49 |
| | Btk2 | 0.51 | | Btk2 | 0.66 |
| | Btk3 | 0.53 | | Btk3 | 0.69 |
| | Btk4 | 0.57 | | Btk4 | 0.67 |
| | C | 0.17 | | Btk5 | 0.71 |
| | | | | C | 0.45 |

**کربن آلی خاک**

طبق نتایج جدول ۲، مشاهده می‌شود که خاک‌های منطقه مورد مطالعه به‌طور کلی از کربن آلی پایینی برخوردار می‌باشند. تمامی خاکرخ‌ها کاربری کشاورزی داشته و عمدتاً هرساله تحت عملیات شخم و کشت قرار می‌گیرند و با توجه به اینکه عملیات شخم، کربن آلی را در معرض مناطق درون خاکدانه‌ای و برون خاکدانه‌ای قرار می‌دهد، باعث افزایش سرعت اکسیداسیون کربن می‌شود. بنابراین یکی از علل پایین بودن کربن آلی در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به این امر نسبت داد. کمترین مقدار کربن آلی در این خاک‌ها در افق‌های C مشاهده شد (جدول ۲). بیشترین مقدار کربن آلی نیز مربوط به افق Ap خاکرخ ۶ می‌باشد. بیشترین مقدار تجمع کربن آلی در افق‌های سطحی هر خاکرخ اتفاق افتاده است و در تمامی خاکرخ‌ها با افزایش عمق، درصد آن به صورت منظم کاهش پیدا می‌کند. علت این امر را می‌توان به بالا بودن بقایای گیاهی و هچنین فعال بودن میکروارگانیسم-ها در قسمت‌های سطحی خاک نسبت داد. زیرا با افزایش عمق، از مقدار بقایای گیاهی، لاشبرگ‌ها و فعالیت میکروارگانیسم‌ها کاسته شده و ماده آلی کمتری تولید می‌شود. نتایج مشابهی توسط منافی (Manafi, 2014)، فرزام‌نیا و همکاران (Farzamnia *et al.*, 2015) و نریمانی و منافی (Narimani & Manafi, 2015) گزارش شده است. نتایج (جدول ۱) نشان داد که تجمع مواد آلی عمدتاً در انتهای توپوسکانس (به ترتیب خاکرخهای ۵ و ۶) که شرایط مرطوب‌تری نسبت به قسمت میانی و بالادست شیب دارد، رخ داده است. بنابراین حفظ رطوبت خاک و کاهش دمای خاک در قسمت انتهای شیب باعث تجمع


www.SID.ir

Archive of SID

کربن آلی خاک در این منطقه شده است. باتوجه به داده-های جدول ۱، مشاهده می‌شود که کمترین مقدار کربن آلی در بالادست شیب بوده و با حرکت به سمت پایین-دست شیب، این مقدار افزایش پیدا می‌کند. این امر می-تواند در نتیجه یک انتقال و رسوب گذاری مواد آلی از شیب‌های بالادست به سمت شیب‌های پایین‌دست، توسط عامل فرسایش و آب اتفاق بیافتد (Brady & Weil, 1999). تفاوت در مقدار کربن آلی در بخش‌های مختلف شیب، حاکی از تأثیر بارز توپوگرافی بر روی این ویژگی-خاک بوده است. تامپسون و کوکلا (Thompson & Kolka, 2005) در حوضه آبخیز کلمسون فورک در جنوب شرقی کنتاکی نشان دادند که بیشترین مقدار کربن آلی خاک ، مربوط به شیب‌های شمال شرقی و جنوب شرقی است که به میانگین دمای سالانه کم خاک و رطوبت قابل دسترس بیشتر خاک در این مناطق نسبت دادند. همچنین در این منطقه در تمام موارد در اراضی با پستی و بلندی کم، خاک‌ها در موقعیت‌های مقعر، مقدار کربن آلی خاک بیش‌تری نسبت به موقعیت‌های محدب نشان دادند و همچنین در تمام موارد، با افزایش درجه شیب مقدار کربن آلی خاک کاهش نشان داد. این مسأله احتمالاً به خروج سریع‌تر آب از این خاک‌ها نسبت داده می‌شود (Thompson & Kolka, 2005). از طرفی، سو و همکاران (Su *et al.*, 2004) با بررسی رابطه بین ویژگی‌های خاک، کربن آلی خاک و موقعیت شیب در جنوب تایوان، به این نتیجه رسیدند که با افزایش ارتفاع، مقدار کربن آلی افزایش می‌یابد. آنان همچنین نشان دادند که مقدار کربن آلی در موقعیت قله شیب بیشتر و بعد از آن در پا و پشت شیب بیشتر می‌باشد. بسیاری از مطالعاتی که برای بررسی همبستگی کربن آلی خاک و موقعیت‌های توپوگرافی انجام شده، عموماً میزان بالای کربن آلی را در موقعیت-های پا و پنجه شیب گزارش کرده‌اند (Thompson & Kolka, 2005; Manafi, 2014; Imadojemo *et al.*, 2017; Mohammed *et al.*, 2018).

**ظرفیت تبادل کاتیونی خاک**

با توجه به نتایج جدول ۱، کمترین مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی در بین خاک‌های منطقه مورد مطالعه مربوط به افق Cr خاکرخ ۱ (با مقدار ۱۳ سانتی‌مول بر کیلوگرم) و بیشترین مقدار نیز مربوط به افق Btk4 خاکرخ ۶ (با مقدار ۳۵/۷ سانتی‌مول بر کیلوگرم) می‌باشد. در مجموع خاک-های منطقه مورد مطالعه دارای ظرفیت تبادل کاتیونی کم تا متوسط می‌باشند. علاوه بر اینکه در طول توپوسکانس و از قسمت بالادست تا پای شیب میزان CEC تغییراتی را نشان داده است، در داخل خاکرخ‌ها نیز از افق‌های سطحی به سمت افق‌های زیرسطحی مقادیر متفاوتی را نشان می‌دهد. این تغییرات در طول ردیف توپوگرافی روند افزایشی و در داخل خاکرخ‌ها از سطح به عمق روند کاهشی داشته است (جدول ۱). در خاکرخ ۱ و ۲ که در تیپ اراضی تپه قرار دارند، میانگین ظرفیت تبادل کاتیونی به ترتیب ۱۹/۳ و ۲۲/۲ سانتی‌مول بر کیلوگرم می‌باشد. در خاکرخ ۳ و ۴ که در تیپ اراضی فلات واقع شده‌اند نیز میانگین وزنی مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی به ترتیب ۲۳/۷۶ و ۲۱/۶۷ سانتی‌مول بر کیلوگرم می‌باشد و برای خاکرخ ۵ و ۶ نیز که در تیپ اراضی دشت دامنه‌ای قرار گرفته‌اند، به‌ترتیب مقادیر ۲۸/۵ و ۳۳/۴ سانتی‌مول بر کیلوگرم به‌دست آمده است. خاکرخ ۴ در شیب کمتری نسبت به خاکرخ ۳ واقع شده است و انتظار می‌رفت که مقادیر ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌های این خاکرخ بیشتر از مقادیر مربوطه در خاکرخ ۳ باشد که برعکس این موضوع مشاهده شد. علت این امر را می‌توان به حضور گچ در خاکرخ ۴ نسبت داد. همان‌طور که در جدول ۳ نشان داده شده است، افق‌های مشخصه زیر سطحی خاکرخ ۴ محتوی مقادیر نسبتاً زیادی گچ می‌باشند و با توجه به اینکه حضور گچ منجر به کاهش ظرفیت تبادل کاتیونی خاک می‌شود، می‌توان نتیجه گرفت که مقادیر کم CEC در افق‌های مختلف خاکرخ ۴ ناشی از حضور گچ در این خاک‌ها می‌باشد و همین امر سبب شده است که روند تغییرات CEC در این قسمت از توپوسکانس با سایر قسمت‌های آن متفاوت باشد. پژوهشگران مختلفی از جمله عزیزی و همکاران (Azizi *et al.*, 2011) و پاشایی و منافی (Pashaei & Manafi, 2017) به نقش گچ در کاهش ظرفیت تبادل کاتیونی اشاره کرده‌اند. مواد آلی، بافت خاک، مقدار رس و نوع کانی‌های رسی از پارامترهای بسیار مهم و تأثیرگذار در مقدار CEC خاک می‌باشند (Narimani & Manafi, 2015; Mohammed *et al.*, 2018). با توجه به روند تغییرات رس و کربن آلی در خاک‌های منطقه مورد مطالعه، به نظر می‌رسد که ظرفیت تبادل کاتیونی این خاک‌ها بیشتر تحت تأثیر مقدار رس


www.SID.ir

Archive of SID

می‌باشد. زیرا با وجود اینکه در طول خاکرخ‌های موجود بیشترین کربن آلی مربوط به افق‌های سطحی می‌باشد، با این حال برخی از افق‌های زیرین دارای ظرفیت تبادل کاتیونی بیشتری نسبت به افق‌های سطحی هستند. بنابراین تغییر در مقدار رس را می‌توان باعث تغییر در مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی این خاکرخ‌ها دانست. البته در برخی از موارد که مقدار رس برابر بوده، در این حالت نیز تأثیر مقدار ماده آلی و نوع رس بیشتر می‌باشد. از عوامل دیگری که بر روی ظرفیت تبادل کاتیونی خاک اثرگذار می‌باشد، می‌توان به میزان رطوبت خاک اشاره کرد. می‌توان چنین اظهار کرد که با افزایش رطوبت خاک، بر مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی خاک افزوده می‌شود. دلیل این افزایش، تأثیر رطوبت بر میزان مواد آلی، افزایش رس و تشکیل کانی‌های رسی با ظرفیت تبادل کاتیونی بالا در شرایط رطوبتی بالا ذکر شده است که احتمالاً این امر نیز دلیلی دیگر بر بالاتر بودن میزان ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌ها در خاکرخهای واقع در دشت دامنه‌ای نسبت به قسمت‌های خشک‌تر ردیف توپوگرافی دانست. با علم بر این مطلب که نوع رس تاثیر زیادی بر ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌ها دارد (Narimani & Manafi, 2015; Imadojemo *et al.*, 2017; Mohammed *et al.*, 2018; Shiau *et al.*, 2018)، بررسی نتایج کانی‌شناسی بخش رس نشان داد که کانی‌های غالب در خاکرخهای واقع در تیپ اراضی تپه (خاکرخ‌های ۱ و ۲)، عمدتا از نوع ایلایتی بوده است که CEC کمتری دارند. در حالیکه خاکرخهای واقع در تیپ اراضی فلات (خاکرخ‌های ۳ و ۴) و دشت دامنه‌ای (خاکرخهای ۵ و ۶ ) عمدتا از نوع اسمکتایتی بوده که بیشترین CEC را دارند. بنابراین بخشی از ظرفیت تبادل کاتیونی بالای این خاک‌ها را می‌توان به حضور کانی‌های اسمکتایتی نسبت داد. یافته‌های منافی (Manafi, 2014)، فرزام‌نیا و همکاران (Farzamnia *et al.*, 2015) و نریمانی و منافی (Narimani & Manafi, 2015) نیز با این نتایج مطابقت دارد. در مجموع می‌توان نتیجه گرفت که نوع و مقدار رس و همچنین میزان ماده آلی و گچ در خاک‌های مورد مطالعه، از عوامل مهم و تأثیرگذار بر میزان ظرفیت تبادل کاتیونی این خاک‌ها می‌باشند. با توجه به این امر که در این ردیف توپوگرافی میزان و نوع رس و همچنین ماده آلی خاک‌ها در قسمت‌های مختلف ردیف توپوگرافی متفاوت بوده و با تغییر شیب، تغییر یافته است، تغییرات این عوامل بر میزان ظرفیت تبادل کاتیونی نیز مؤثر بوده است. پژوهشهای انجام گرفته بر روی یک ردیف توپوگرافی در اتیوپی توسط محمد و همکاران (Mohammed *et al.*, 2018) و در نیجریه توسط ایمادیه-مو و همکاران (Imadojemo *et al.*, 2017) نشان داد که ظرفیت تبادل کاتیونی از شانه شیب به سمت انتهای شیب رو به افزایش بود، که علت این امر را به افزایش میزان رس و کربن آلی از شانه شیب به سمت انتهای شیب نسبت داده‌اند.

**مقدار گچ**

مطالعات انجام گرفته بر روی خاک‌های منطقه مورد مطالعه نشان داد که خاکرخ ۴ واقع در تیپ اراضی فلات، در اعماق ۶۱ تا ۱۸۷ سانتی‌متری دارای مقادیر بالای گچ می‌باشد که منجر به تشکیل افق‌های Bky1، Bky2، Bky3، Bky4، Bky5 و Cy گردیده است. در این خاکرخ، با افزایش عمق میزان گچ خاک نیز افزایش می‌یابد. همان‌طور که در جدول ۳ نشان داده شده است، در افق Bky1 میزان گچ ۱۰/۹۳ درصد اندازه‌گیری شده است، ولی در افق Bky2 مقدار آن دو برابر شده و به ۲۱/۹۷ درصد رسیده است و در افق Bky5 بیشترین مقدار را با ۲۸/۷۴ درصد نشان می‌دهد. نهایتاً در افق Cy مقدار گچ اندازه‌گیری شده ۱۶/۷۱ درصد می‌باشد. به‌طور کلی چهار منشأ عمده برای حضور گچ در خاک وجود دارد. منبع اصلی برای تشکیل گچ در خاک کلسیم و سولفات می‌باشد. تشکیل گچ در خاک‌ها به فاکتورهای زیادی مانند اختلاف بارش و تبخیر سالانه، وجود منابع گچ در مواد مادری، تخلخل خاک و نوسانات تراز آب زیرزمینی وابسته است (Buck & Van Hoesen, 2002). طبق گزارش باک و وان‌هاوزن (Buck & Van Hoesen, 2002) و پاشایی و منافی (Pashaei & Manafi, 2017)، در منشأ خاکساز، گچ می‌تواند در نتیجه فراهم بودن شرایط محیطی مانند تبخیر از دریاچه‌ها، تبلور کانی‌های تبخیری مخصوصا گچ در اثر تبخیر آب سواحل دریاچه‌ها صورت گرفته باشد. از طرفی گچ یکی از کانی‌های شایع مشاهده شده در خاک‌های نواحی خشک و نیمه‌خشک با بارش کم می‌باشد. اگرچه گچ در دامنه وسیعی از رژیم‌های حرارتی یافت می‌شود، اما فقط تحت رژیم‌های رطوبتی اریدیک،


www.SID.ir

Archive of SID

یوستیک و زریک مشاهده شده است. در واقع مقدار گچ بیشتر به رژیم رطوبتی وابسته است.

با اندازه‌گیری میزان سولفات در افق‌های گچی خاکرخ ۴ مشاهده شد که میزان سولفات نیز در این افق‌ها بالا بوده که می‌توان گفت با کاهش شیب و افزایش سطح آب زیرزمینی به همراه سولفات و کلسیم بالا، شرایط لازم جهت تشکیل افق‌های گچی زیر سطحی فراهم گردیده است (جدول ۳). در افق‌های گچی خاک‌های مورد مطالعه، اشکال توده‌های شکری، عدسی شکل، پندانت-های گچی، بلورهای گوشه‌دارو همچنین بلورهای درهم تنیده مشاهده شد. تجمع گچ در این افق‌ها به‌طوری بود که اغلب منافذ توسط گچ پر و مسدود شده بودند. بنابراین پرشدگی بخشی از حفرات توسط کریستال‌های گوشه‌دار گچ نشان‌دهنده حضور گچ خاکساختی می‌باشد. حضور پندانت‌های گچی در این افق‌ها دلالت بر حرکت رو به پایین آب حاوی املاح سولفات و کلسیم دارد. از این رو می‌توان گفت که در این خاک‌ها گچ در افق‌های سطحی انحلال یافته و همراه با آب نفوذی به اعماق منتقل گردیده است و نهایتا به اشکال مختلفی از جمله گچ عدسی شکل، بلورهای درشت درهم تنیده گچ و پندانت‌های گچی رسوب کرده است. این نتیجه‌گیری با گزارش‌های دولتز و کوهن (Dultz & Kühn, 2005) و پاشایی و منافی (Pashaei & Manafi, 2017) نیز مطابقت دارد. نظرات متفاوتی در مورد شرایط تشکیل اشکال مختلف گچ ارائه شده است. یکی از پارامترهای مؤثر بر تجمع گچ در افق‌ها شرایط آب و هوایی است (Buck & Van Hoesen, 2002). این پژوهشگران بیان داشتند که اثر عامل عمق نیز بر روی محتوی گچ در خاک‌ها بسته به شرایط اقلیمی رایج در منطقه می‌باشد. همچنین دولتز و کوهن (Dultz & Kühn, 2005) نیز اظهار داشتند که در اقلیم‌های خشک که فرآیند روبه بالای آب به‌دلیل تبخیر بالا بیشتر است، تجمع گچ به‌طور عمده در افق‌های سطحی صورت می-گیرد. ولی در شرایط اقلیمی نیمه‌خشک و مرطوب که حرکت آب رو به پایین است، تجمعات گچ در افق‌های زیر سطحی بیش‌تر اتفاق می‌افتد. بسیاری از پژوهشگران از جمله باک و وان هاوزن (Buck & Van Hoesen, 2002) به نقش مواد مادری و بافت خاک در تأثیرگذاری بر روی شکل‌های تجمعی گچ اشاره نمودند. آن‌ها اعلام کردند که در مواد مادری درشت بافت تجمع گچ بصورت پندانت بوده و در خاک‌های ریز بافت ذرات عدسی شکل گچ مشاهده می‌شود.

**جدول ۳- مقادیر گچ و سولفات خاکرخ ۴**

Table 3. The values of gypsum and sulphate in soil profile 4

| Soil profile | Horizon | Sulphate (meq $l^{-1}$) | Gypsum (%) |
|---|---|---|---|
| P4 | Ap | 7.4 | 1.84 |
| | Bw | 11.3 | 2.1 |
| | Bk | 15.6 | 3.72 |
| | Bky1 | 62.6 | 10.93 |
| | Bky2 | 64.9 | 21.97 |
| | Bky3 | 58.1 | 27.49 |
| | Bky4 | 87.6 | 23.22 |
| | Bky5 | 93.3 | 28.74 |
| | Cy | 39.6 | 16.71 |

نکته قابل ذکر دیگر در رابطه با رده‌بندی این خاکرخ حاوی گچ (خاک گچی) می‌باشد که علیرغم حضور افق-های جیپسیک و مقادیر نسبتاً بالای گچ در این افق‌ها، سیستم طبقه‌بندی آمریکایی (ST) قادر نبوده است که حضور گچ در این خاکرخ را حتی در سطح فامیل نیز منعکس نماید. بررسی سیستم رده‌بندی امریکایی و آخرین کلید آن (Soil Survey Staff. 1999, 2014)، حاکی از آن است که حضور گچ در خاک‌های رده اینسپتی‌سول تنها در زیرگروه‌های Gypsic Calciustepts، Gypsic Haplustepts و Gypsic Haploxerepts منعکس شده است و در سایر موارد علرغم حضور احتمالی گچ، ذکری از آن تا سطح زیر گروه‌های اینسپتی‌سول‌ها به میان نمی‌آید. لذا به نظر می‌رسد با توجه به اهمیت گچ در رفتار و مدیریت این قبیل خاک‌ها و جهت شمول آن در رده‌بندی آن‌ها، زیر گروه جدیدی با عنوان Gypsic Calcixerepts با تعاریف و معیارهای


www.SID.ir

Archive of SID

استاندارد برای زیر گروه Calcixerepts ایجاد شود. در سطح فامیل نیز حضور گچ جهت تعیین کلاس فامیل خاک در کلاس‌های جایگزین کلاس توزیع اندازه ذرات، کلاس مواد انتقالی یا تخریب شده توسط انسان و کلاس کانی‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Soil Survey Staff. 1999, 2014)، ولی با توجه به شرایط خاکرخ مورد مطالعه اخیر و میزان گچ در افق‌های حاوی گچ در این خاکرخ (جدول‌های ۱، ۲ و ۴)، بخش کنترل فامیل این خاکرخ دارای کلاس توزیع اندازه ذرات بوده و کلاس جایگزین برای آن استفاده نمی‌شود. همچنین این خاکرخ حاوی مواد انتقالی یا تخریب شده توسط انسان نبوده و کلاس مربوطه را نخواهد داشت و مقدار گچ بخش کنترل آن جهت کلاس کانی‌شناسی فامیل کفایت نمی‌کند و در نتیجه در سطح فامیل نیز سیستم طبقه‌بندی آمریکایی قادر با انعکاس حضور گچ در این خاکرخ نمی‌باشد. در صورتیکه در سیستم طبقه‌بندی جهانی (WRB, 2015)، این خاکرخ در رده Gypsisols قرار خواهد گرفت.

**کربنات کلسیم معادل خاک**

با توجه به نتایج جدول ۲، در خاک‌های مورد مطالعه، کمترین مقدار کربنات کلسیم معادل خاک‌ها ۲۱ درصد می‌باشد که در افق سطحی (Ap) خاکرخ ۱ و بیشترین مقدار آن نیز ۵۷ درصد در افق C خاکرخ ۶ اندازه‌گیری شده است. تغییرات کربنات کلسیم در هر یک از خاکرخ ها، همراه با افزایش عمق، روند افزایشی را نشان می‌دهد. یکی از دلایل افزایش مقدار کربنات کلسیم معادل با افزایش عمق در طول خاکرخ‌های خاک را می‌توان به مواد مادری نسبت داد. با توجه به اینکه مواد مادری خاک‌های مورد مطالعه محتوی ترکیبات آهکی هستند (Naghizadeh, 2004)، با افزایش عمق و نزدیک شدن به مواد مادری، افزایش مقدار کربنات کلسیم معادل با عمق در این خاک‌ها دور از انتظار نیست. به‌طور کلی با در نظر گرفتن مقادیر به‌دست آمده برای کربنات کلسیم معادل در تمامی خاکرخ حفر شده در منطقه مورد مطالعه، می‌توان اظهار داشت که این خاک‌ها جز خاک‌های آهکی می‌باشند. در تیپ‌های مختلف اراضی، می‌توان خاک‌های منطقه مورد مطالعه را از نظر وجود تجمعات کربنات کلسیم و عمق تجمع آن به دو دسته تقسیم کرد: الف) خاک‌های فاقد افق کلسیک و ب) خاک‌هایی که دارای افق کلسیک می‌باشند. خاک‌های واقع در تیپ اراضی تپه که شامل خاکرخ‌های ۱ و ۲ هستند، فاقد افق کلسیک می‌باشند. پژوهشگران بسیاری چون سیدوف و همکاران (Sedov *et al.*, 2007) و منافی (Manafi, 2014) اظهار داشته‌اند که توزیع و تجمع کربنات کلسیم در خاکرخ خاک، تحت تأثیر شدت و میزان نفوذ آب متفاوت است. در اراضی شیبدار مقدار نفوذ آب در خاک نسبت به اراضی مسطح کم و ناچیز است. بنابراین، همانگونه که انتظار می‌رود، مقدار انحلال و آبشویی و متعاقبا رسوب و تجمع املاح و کربنات کلسیم در خاکرخ‌های ۱ و۲ کمتر از خاکرخهای واقع در تیپ اراضی فلات و دشت دامنه‌ای می‌باشد، که این امر مانع از تشکیل افق‌های تجمعی کلسیک در این خاکرخها شده است. با حرکت به سمت خاکرخهای واقع در اراضی فلات و دشت دامنه‌ای، شیب زمین کاهش پیدا کرده در نتیجه از میزان فرسایش و آبدوی خاک کاسته شده و نفوذ آب به خاک بیشتر می‌شود. بنابراین رطوبت بیشتر باعث انحلال و جابه‌جایی کربنات‌ها از افق‌های بالایی و تشکیل اولین افق کلسیک در ۵۸ سانتی‌متری خاکرخ ۳ شده است. در خاکرخ‌های ۳ و ۴ کربنات کلسیم آبشویی شده منجر به تجمع کربنات کلسیم در شکل‌های توده‌ای نرم و تجمعات سخت شده و در نتیجه تشکیل افق کلسیک شده است. در خاکرخهای ۵ و ۶ که در تیپ اراضی دشت دامنه‌ای قرار گرفته‌اند، به علت شیب بسیار کم (در مقایسه با خاکرخ‌های ۱ الی ۴)، میزان آبشویی کربنات کلسیم به اندازه‌ای بوده است که انتقال کربنات کلسیم معادل تا عمق ۲۱۰ سانتی‌متری (خاکرخ ۶) ادامه داشته و منجر به تشکیل افق‌های کلسیک در این عمق گردیده است.

مقدار کربنات کلسیم معادل علاوه بر اینکه در تیپ‌های اراضی مختلف مقادیر متفاوتی را نشان می‌دهد، بین خاکرخ‌ها نیز از نظر مقدار کربنات کلسیم معادل اختلاف وجود دارد. به‌طوری که در خاکرخ ۱ مقدار کربنات کلسیم معادل کمتر از خاکرخ ۲ می‌باشد با وجود اینکه در یک تیپ اراضی واقع شده‌اند. خاکرخ ۳ نیز نسبت به خاکرخ ۴ که هر دو در تیپ اراضی فلات قرار گرفته‌اند، میزان کربنات کلسیم معادل کمتری را نشان می‌دهد. این روند برای خاکرخهای ۵ و ۶ نیز که در تیپ اراضی دشت‌دامنه‌ای قرار گرفته‌اند نیز به همین شکل می‌باشد. طبق گزارش سیدوف و همکاران (Sedov *et al.*, 2007) و منافی (Manafi, 2014) رسوب کربنات کلسیم معادل در خاک


www.SID.ir

Archive of SID

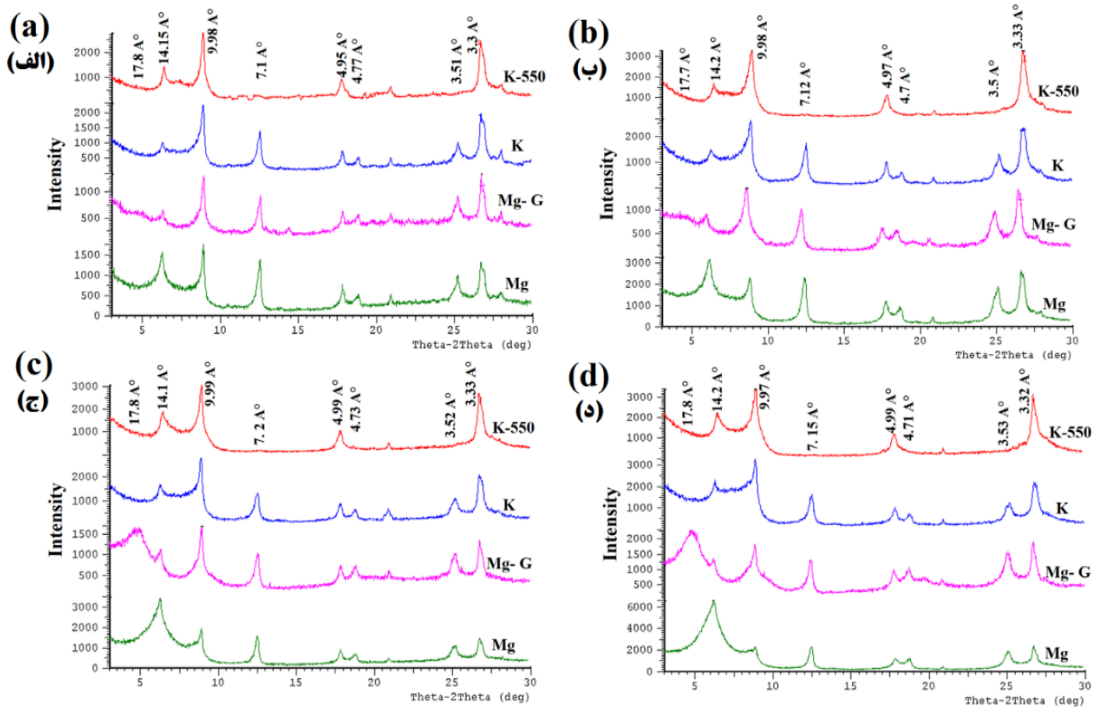
تحت تأثیر عواملی مانند تغییر در حرکت آب در خاک، تولید دی اکسید کربن توسط ریشه و میکروارگانیسم‌ها، انتشار دی اکسید کربن در اتمسفر و غلظت کلسیم در محلول خاک انجام می‌گیرد. با توجه به اینکه خاک‌های منطقه مورد مطالعه برروی مواد مادری یکسان واقع شده‌اند و همچنین تمامی شرایط برای خاک‌ها از نظر آب و هوا، پوشش گیاهی و اقلیم یکسان می‌باشد و تنها تفاوت آنها در میزان شیب و ارتفاع است، می‌توان اظهار داشت که تفاوت میزان کربنات کلسیم معادل در بخش‌های مختلف ردیف توپوگرافی، به‌طور عمده ناشی از موقعیت شیب و شکل زمین بوده است. بنابراین می‌توانیم توپوگرافی را به‌عنوان عامل اصلی تغییرات میزان کربنات کلسیم معادل خاک‌ها در منطقه مورد مطالعه در نظر گرفت.

**کانی‌شناسی رس و تغییرات کانی‌های رسی در طول ردیف توپوگرافی**

در شکل ۲ دیاگرام‌های پراش اشعه X تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه ارائه شده است. مطالعات کانی‌شناسی انجام گرفته بر روی برخی از خاک‌های منتخب منطقه (شکل ۲، جدول ۵) نشان می‌دهد که، کانی‌های غالب منطقه شامل ایلایت، کلرایت، اسمکتایت، کائولینایت، ورمی‌کولایت و پالی‌گورسکایت می‌باشند. نتایج بررسی کانی‌شناسی رس خاک‌ها در بخش‌های مختلف ردیف توپوگرافی نشان می‌دهد که نوع و فراوانی نسبی کانی‌های رسی در قسمت‌های مختلف توپوگرافی و شیب‌های مختلف، متفاوت می‌باشد. مقایسه مقادیر نیمه‌کمی کانیهای رسی موجود در خاکرخ‌های واقع در قسمت‌های مختلف ردیف توپوگرافی (جدول ۵) نشان داد که مقدار کانی‌های ایلایتی در قسمت‌های مرتفع و شیبدار این ردیف توپوگرافی (خاکرخ‌های ۱ و ۲) بیشترین مقدار بوده و به‌تدریج به سمت شیب‌های کمتر (به تدریج خاکرخ‌های ۳ تا ۶) از مقدار ایلایت خاک‌ها کاسته می‌شود و در خاکرخ ۶ مقدار آن به حداقل می‌رسد (در مقایسه با سایر خاکرخ‌ها). در خاکرخ ۱ که در شیب‌دارترین نقطه منطقه واقع شده است، به‌دلیل شیب زیاد، مقدار بارندگی مؤثر کم بوده و درنتیجه هوادیدگی ایلایت و تبدیل آن به سایر کانی‌ها بسیار کم می‌باشد. از طرفی در این خاکرخ نزدیکی به مواد مادری به سطح خاک نیز سبب افزایش مقدار ایلایت در این قسمت از توپوسکانس شده است. به‌تدریج با کاهش شیب در خاکرخ‌های ۲ تا ۶، میزان بارندگی مؤثر افزایش یافته که سبب هوادیدگی کانی‌های ایلایتی و تبدیل آنها به سایر کانی‌ها از جمله اسمکتایت شده است. به همین دلیل، به‌تدریج از میزان کانی‌های ایلایتی در این خاکرخ‌ها (خاکرخ‌های ۲ تا ۶) کاسته و به مقدار اسمکتایت افزوده می‌شود. از طرفی، در خاکرخ‌های واقع در نقاط مرتفع و شیب‌دار (خاکرخ‌های ۱ تا ۴)، بخشی از اسمکتایت ریزدانه تولید شده در اثر هوادیدگی ایلایت، دراثر فرسایش و روان‌آب به خاکرخ‌های واقع در اراضی کم شیب و مسطح انتقال می‌یابد که همین امر نیز به کاهش فراوانی نسبی اسمکتایت و متعاقبا افزایش فراوانی نسبی ایلایت در اراضی مرتفع و شیب‌دار گردیده است. بدین‌ترتیب می‌توان اظهار داشت که توپوگرافی و شیب از طریق تأثیر بر میزان بارندگی مؤثر و هوادیدگی کانی‌ها در قسمت‌های مختلف توپوسکانس و همچنین تأثیر رژیم فرسایش و روان‌آب در قسمت‌های مختلف ردیف توپوگرافی ، توزیع و فراوانی نسبی ایلایت در قسمت‌های مختلف توپوسکانس را متأثر ساخته و منجر به حضور مقادیر بیشتر این کانی در قسمت‌های مرتفع و شیب‌دار (خاکرخ‌های ۱ و ۲) و مقادیر کمتر آن در نواحی کم ارتفاع و کم شیب (خاکرخ‌های ۵ و ۶) گردیده است.


www.SID.ir

Archive of SID




**شکل ۲- دیفراکتوگرامهای اشعه X تعدادی از خاکهای مورد مطالعه. الف) افق Ap پروفیل ۱، ب) افق C1 پروفیل ۲، و ج) افق Btk4 پروفیل ۵، و د) افق Btk5 پروفیل ۶**

Figure 2. X-ray diffractograms of selected studied soils. a) Ap horizon of profile 1, b) C1 horizon of profile 2, c) Btk4 horizon of profile 5 and d) Btk5 horizon of profile 6

**جدول ۵- تجزیه نیمه‌کمی کانی‌های رسی در بخش رس تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه**

Table 5. Semiquantitative analysis of clay minerals in clay fraction of some of the studied soils

| Soil profile | Horizon | (clay minerals) | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Illite | Smectite | Kaolinite | Chlorite | Vermiculite | Palygorskite |
| 1 | Ap | +++ | ++ | ++ | + | + | -- |
| | CA | ++++ | + | ++ | ++ | + | -- |
| | C | +++++ | + | +++ | ++ | -- | -- |
| 2 | Ap | ++ | +++ | ++ | ++ | + | -- |
| | C1 | ++++ | + | ++ | ++ | - | -- |
| 3 | Ap | ++ | ++ | ++ | + | + | -- |
| | Bk1 | +++ | ++ | ++ | ++ | + | -- |
| | Bk3 | +++ | +++ | ++ | ++ | - | -- |
| | C | ++++ | + | ++ | +++ | -- | -- |
| 4 | Ap | + | +++ | + | + | + | - |
| | Bky2 | ++ | +++ | + | + | + | + |
| | Bky4 | ++ | +++ | ++ | ++ | + | ++ |
| | Bky5 | +++ | ++++ | ++ | ++ | -- | + |
| 5 | Ap | + | +++ | + | + | + | -- |
| | Btk2 | ++ | ++++ | + | + | ++ | -- |
| | Btk4 | ++ | +++++ | ++ | + | + | -- |
| | C | ++++ | + | ++ | ++ | -- | -- |
| 6 | Ap | + | +++ | + | ++ | ++ | -- |
| | Bw | + | ++++ | + | ++ | ++ | -- |
| | Btk2 | ++ | ++++ | + | + | + | -- |
| | Btk4 | ++ | +++++ | + | + | - | -- |
| | Btk5 | ++ | +++++ | + | + | - | -- |
| | C | ++++ | ++ | ++ | ++ | -- | -- |

-- did not detected ; - < 1 % ; + < 10% ; ++ 10 -20 % ; +++ 20-30% ; ++++ 30-40% ; +++++ > 50%


www.SID.ir

Archive of SID

در مطالعات لی و همکاران (Lee *et al.*, 2003)، سیدوف و همکاران (Sedov *et al.*, 2007)، منافی (Manafi, 2010, 2014)، پاشایی و منافی (Pashaei & Manafi, 2017) و اعتدالی دهکردی و همکاران (Etedali Dehkordi *et al.*, 2018) نیز نتایج مشابهی در رابطه با تغییرات ایلایت با تغییرات شیب گزارش شده است. بررسی روند تغییرات کانی‌های رسی در ردیف توپوگرافی مورد مطالعه نشان داد که فراوانی نسبی کانی‌های اسمکتایتی در طول ردیف توپوگرافی متفاوت می‌باشد و مقدار آن از نقاط مرتفع و شیبدار (خاکرخ ۱ در تیپ اراضی تپه در بالادست شیب) به سمت نواحی پست (خاکرخ ۶ در تیپ اراضی دشت دامنه‌ای در انتهای شیب) افزایش می‌یابد (جدول ۵). احتمالاً در قسمت‌های شیبدار ردیف توپوگرافی بخشی از اسمکتایت تولید شده در اثر هوادیدگی و تغییر شکل ایلایت، توسط روان‌آب و فرسایش سطحی به اراضی واقع در شیب‌های کمتر انتقال یافته و منجر به افزایش فراوانی نسبی اسمکتایت در شیب‌های کمتر شده است. از طرفی، به‌تدریج با کاهش شیب از خاکرخهای ۱ تا ۶، میزان بارندگی مؤثر نیز افزایش می‌یابد. لذا با کاهش شیب و به دنبال آن افزایش نفوذ آب به خاک، شرایط جهت هوادیدگی ایلایت و تغییر شکل آن به اسمکتایت (در خاکرخهای ۳ و ۴ و افق‌های سطحی خاکرخهای ۵ و ۶) مهیا می‌شود. این امر نیز افزایش اسمکتایت در قسمت‌های پایین دست شیب را سبب می‌شود. در نهایت در اعماق خاکرخ‌های ۵ و ۶، توپوگرافی نسبتاً مسطح و نزدیک سطح ایستابی آب زیرزمینی، همراه با سایر عوامل به تشکیل اسمکتایت از طریق نوتشکیلی در این قسمت از ردیف توپوگرافی منجر شده است. مجموعه این عوامل سبب شده است که در قسمت انتهایی ردیف توپوگرافی (خاکرخ ۶) بیشترین مقدار اسمکتایت حضور داشته باشد. علاوه بر این، توپوگرافی نسبتاً مسطح و بارندگی مؤثر بیشتر در این قسمت از ردیف توپوگرافی سبب شده است که بخشی از اسمکتایتی که در اثر هوادیدگی و تغییر شکل ایلایت در افق‌های سطحی تولید شده است، همراه آبهای نفوذی به اعماق انتقال یافته (فرآیند Lessivage) و به تشکیل افق آرجیلیک در این خاک‌ها (خاکرخ‌های ۵ و ۶) منجر شده است. در نهایت می‌توان نتیجه‌گیری نمود که حضور و تغییرات فراوانی نسبی اسمکتایت در این خاک‌ها و همچنین سازوکار تشکیل این کانی در ردیف توپوگرافی مورد مطالعه، تحت تأثیر شیب و پستی و بلندی بوده است. به نحوی که در بالادست شیب اسمکتایت با مقدار کم و با منشأ توارث و تغییر شکل حضور دارد. ولی در میانه شیب، اسمکتایت با مقدار متوسط و با منشأ عمدتاً تغییر شکل و تا حدی توارث و در انتهای ردیف توپوگرافی نیز اسمکتایت فراوان و با منشأ نوتشکیلی و تغییر شکل و اندکی موروثی حضور دارد. پژوهشگران بسیاری چون لی و همکاران (Lee et al., 2003)، سیدوف و همکاران (Sedov et al., 2007)، منافی (Manafi, 2010, 2014)، نریمانی و منافی (Narimani & Manafi, 2015)، و پاشایی و منافی (Pashaei & Manafi, 2017) نیز حضور مقادیر کمتر اسمکتایت در نقاط مرتفع و شیدار و افزایش مقدار آن با کاهش شیب و ارتفاع را گزارش نموده و بیشترین مقدار اسمکتایت را در انتهای سیمای اراضی گزارش کرده‌اند. مقایسه مقادیر کانی‌های رسی در قسمت‌های مختلف ردیف توپوگرافی (جدول ۵) نشان داد که علیرغم مقدار کم ورمی‌کولایت در این خاک‌ها، فراوانی نسبی آن در قسمت‌های نسبتا مسطح و کم شیب ردیف توپوگرافی (خاکرخ ۶ در واحد دشت دامنه‌ای و در قسمت انتهایی توپوسکانس) بیشتر بوده و به تدریج با افزایش شیب و ارتفاع (به تدریج خاکرخ ۵ در بالادست دشت دامنه‌ای و خاکرخ‌های ۳ و ۴ در پایین دست و بالادست واحد فلات)، از مقدار این کانی کاسته می‌شود. دلیل این امر را می‌توان به هوادیدگی بیشتر کانی‌های ایلایتی در افق‌های سطحی و یا نزدیک به سطح خاکرخ ۶ نسبت داد. در این قسمت از ردیف توپوگرافی ، به دلیل شیب کم، میزان بارندگی مؤثر بیشتر بوده و در نتیجه به هوادیدگی بیشتر ایلایت و تبدیل آن به سایر کانی‌ها از جمله ورمی-کولایت و اسمکتایت منجر گردیده است. احتمالاً یکی از دلایل ظرفیت تبادل کاتیونی بالای خاک‌ها در این قسمت از ردیف توپوگرافی (جدول ۱) نیز حضور کانی‌هایی با ظرفیت تبادل کاتیونی بالا نظیر ورمی‌کولایت می‌باشد. به تدریج با افزایش شیب در خاکرخهای ۶ تا ۱، میزان بارندگی مؤثر کاهش یافته و در پی آن، هوازدگی کانی-های ایلایتی نیز کاهش می‌یابد و احتمالاً به همین میزان کانی‌های ورمی‌کولایتی نیز با افزایش شیب کاهش یافته است. در نهایت می‌توان نتیجه گرفت که در این منطقه، توپوگرافی و شیب از طریق تأثیر بر میزان بارندگی مؤثر و


www.SID.ir

Archive of SID

هوادیدگی کانی‌ها، حضور ورمی‌کولایت در این خاک‌ها را متأثر ساخته است و منجر به حضور ورمی‌کولایت بیشتر در قسمت‌های کم شیب ردیف توپوگرافی و متعاقباً مقادیر کمتر این کانی در موقعیت‌های شیب‌دار گردیده است.

**رده‌بندی و تحول خاک‌ها**

در منطقه مورد مطالعه با توجه به واحدهای فیزیوگرافی مختلف، وجود تنوع در خاک‌های این واحدها و نیز تفاوت در ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی آنها، با توجه به یکسان بودن سایر عوامل خاکساز، نشان دهنده تأثیر توپوگرافی در تشکیل و تکامل خاک‌های منطقه می‌باشد. مطالعات انجام شده بر روی خاکرخ‌های حفر شده در منطقه نشان داد که خاک‌های تشکیل شده در شیب‌های بالا (واحد فیزیوگرافی تپه، خاکرخ‌های ۱ و۲)، دارای سولوم کم عمق بوده و تکامل خاکرخی کمی دارند. در اراضی شیب‌دار میزان نفوذ آب به درون نیمرخ خاک کمتر بوده، بنابراین میزان آبشویی و جابه‌جایی و در نتیجه تجمع کربنات کلسیم معادل و املاح محلول نیز در عمق خاک محدود بوده و در نتیجه تشکیل افق‌های تجمعی در این قسمت از سیمای اراضی رخ نداده است. لذا این عوامل در کنار هم منجر به تشکیل خاک‌های جوان و فاقد توسعه رده انتی‌سول در خاکرخ‌های ۱ و ۲ گردیده است. در واحد فیزیوگرافی فلات (خاکرخ‌های ۳ و ۴)، شیب منطقه نسبت به واحد فیزیوگرافی تپه کاهش پیدا کرده است. در این قسمت از توپوگرافی به‌دلیل اینکه بارندگی مؤثر افزایش یافته و در نتیجه نفوذ آب باران به خاک افزایش می‌یابد، بنابراین املاح محلول و کربنات‌های کلسم معادل فرصت بیشتری برای نفوذ در خاک پیدا می‌کنند و تا اعماق پایین‌تری حرکت کرده و تجمع می‌یابند و باعث ایجاد افق‌های تجمعی کمبیک، کلسیک و جیپسیک - گردیده و در نتیجه عمق سولوم خاک نیز افزایش یافته است. از این رو می‌توان اظهار داشت که این در خاک‌ها افق‌های B تشکیل شده تکامل و توسعه نسبتاً خوبی از نظر تجمع املاح، کربنات کلسیم و ساختمان پیدا کرده‌اند. در مجموع خاک‌ها در این بخش از توپوگرافی در مراحل اولیه تکامل قرار گرفتند، و نهایتاً در رده اینسپتی‌سول رده‌بندی گردیدند. در واحد فیزیوگرافی دشت دامنه‌ای (خاکرخ‌های ۵ و ۶)، زمین تقریباً به شکل مسطح درآمده و شیب به کمتر از دو درصد رسیده است. در این بخش از توپوگرافی، شرایط لازم برای فرآیندهای خاکسازی فراهم‌تر از سایر قسمت‌ها در طول توپوسکانس می‌باشد. در این خاکرخها شیب کم و در نتیجه بارندگی مؤثر بیشتر و همچنین هوادیدگی بیشتر منجر به جابه‌جایی رس و کربنات کلسیم در طول خاکرخ و تشکیل افق‌های کمبیک، کلسیک و آرجیلیک و نهایتاً به افزایش عمق سولوم خاک منجر گردیده است. وجود افق آرجیلیک خود نشان‌دهنده قدمت و تکامل خاک‌های این خاکرخ‌ها می‌باشد. عوامل ذکر شده، خاک‌های این بخش از توپوگرافی را در رده آلفی‌سول‌ها قرار داده‌اند. بنابراین، می‌توان گفت که عمده‌ترین عامل خاکسازی که سبب ایجاد اختلاف در ویژگی‌های خاک‌های منطقه شده است، عامل پستی و بلندی و توپوگرافی می‌باشد. وجود تنوع توپوگرافی از واحد فیزیوگرافی تپه به سمت واحدهای فیزیوگرافی فلات و دشت دامنه‌ای، با تأثیر در میزان روان‌آب سطحی و مقدار آب نفوذ یافته به درون خاک و انتقال عمودی املاح به اعماق، توسعه و تکوین خاک‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. مجموع این عوامل باعث تمایز خاک‌هایی گردیده است که آنها را می‌توان در سه رده انتی‌سول، اینسپتی‌سول و آلفی‌سول طبقه‌بندی کرد (جدول ۱).

## نتیجه‌گیری کلی

در منطقه حیدرآباد در جنوب غرب دریاچه ارومیه، رابطه بین ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌ها با پستی و بلندی بررسی شد و بر اساس نتایج حاصل، عمق خاک و ضخامت سولوم، عمق و ضخامت افق‌های کلسیک، کربن آلی، میزان قابلیت هدایت الکتریکی و کربنات کلسیم معادل خاک‌ها در بالادست توپوسکانس کمترین مقدار بوده و با کاهش شیب در انتهای ردیف توپوگرافی به بیشترین مقدار رسیده‌اند. نتایج نشان داد که مقدار رس خاک‌ها در طول خاکرخها با افزایش عمق افزایش یافته و همچنین مقدار رس در طول ردیف توپوگرافی نیز از قسمت بالادست شیب به سمت انتهای شیب در حال افزایش است. با توجه به روند تغییرات مقدار رس و کربن آلی خاک در طول ردیف توپوگرافی ، ظرفیت تبادل کاتیونی خاک نیز از روند تغییرات رس و کربن آلی تبعیت کرده است. در خاکرخ ۴ تجمعات گچی به‌صورت توده‌های شکری، بلورهای عدسی شکل، پندانتهای گچی، بلورهای گوشه‌دار و همچنین بلورهای در هم تنیده گچ مشاهده شد که منجر به تشکیل


www.SID.ir

Archive of SID

افق جیپسیک در این خاکرخ شده است. علاوه بر ویژگی-های فیزیکوشیمیایی و مورفولوژیکی، رده‌بندی خاک‌ها نیز تحت تأثیر توپوگرافی قرار گرفته است. در تیپ اراضی تپه، خاک‌ها در رده انتی‌سول، در تیپ اراضی فلات در رده اینسپتی‌سول و در تیپ اراضی دشت دامنه‌ای در رده آلفی‌سول رده‌بندی شده‌اند. بر اساس معیارهایی از قبیل عمق سولوم، حضور یا عدم حضور افق‌های مشخصه و ضخامت و عمق توسعه افقهای مشخصه، میزان تحول خکرخ‌های واقع در قسمت‌های مختلف توپوگرافی تعیین گردید. بر این اساس، خاکرخهای واقع در بالادست ردیف توپوگرافی کمترین میزان تحول را دارا هستند و با کاهش شیب به سمت انتهای ردیف توپوگرافی، درجه تحول خاک‌ها نیز افزایش می‌یابد و تحول یافته‌ترین خاک‌ها در انتهای ردیف توپوگرافی در خاکرخ ۶ با افق‌های آرجیلیک شناسایی شدند. همچنین نتایج کانی‌شناسی نشان داد که در قسمت‌های بالادست ردیف توپوگرافی، کانی‌های ایلایت و کلرایت، کانی‌های رسی غالب می‌باشند. به تدریج با کاهش شیب به مقدار اسمکتایت خاک‌ها افزوده شده و در انتهای ردیف توپوگرافی اسمکتایت به‌صورت کانی غالب در آمده است. در خاکرخ ۴ علاوه بر کانی‌های اسمکتایت و ایلایت که کانی‌های غالب این خاکرخ هستند، مقداری کانی پالی‌گورسکایت نیز حضور دارد که با توجه به حضور مقادیر زیاد گچ در این خاکرخ، حضور کانی پالی‌گورسکایت درو از انتظار نیست.

**References**


Azizi P., Mahmoodi Sh., Torabi H., Masihabadi M. H., and Homaee M. 2011. Morphologycal, physic-Chemical and clay mineralogy investigation on gypsiferous soils in Southern of Tehran, Iran. *Middle-East Journal of Scientific Research*, 7 (2): 153-161.

Brady N.C., and Weil, R.R. 1999. The nature and properties of soils. 12th Ed. PrenticeHall, 881p.

Buck B. J., and Van Hoesen J.G. 2002. Snowball morphology and SEM analysis of pedogenic gypsum, southern New Mexico. *Journal of Arid Environments*, 51: 469-487.

Dultz S., and Kühn P. 2005. Occurrence, formation and micromorphology of gypsum in soils from the central German Chernozem region. *Geoderma*, 129: 230-250.

Etedali Dehkordi S., Abtahi A., Salehi M.H., Givi J., Farpoor M.H., and Baghernejad M. 2018. Studying of the formation and development of soils in a toposequence in Chelgerd region, Chaharmahal-va-Bakhtiari province. *Journal of Soil Management and Sustainable Production*, 7(4): 45-64. (In Persian).

Farzamnia P., Manafi Sh., and Momtaz H.R. 2015. Formation and evolution of soils formed on quaternary sediments in a part of Urmia plain. *Journal of soil Management and Sustainable Production*, 5 (2): 93-111. (In Persian)

Hussain M. S., Amadi T.H., and Sulaiman M.S. 2003. Characteristics of soil of a toposequnce in northeastern Iraq. Geoderma, 33: 63-82.

Imadojemo P.E., Osujieke D.N., and Obasi S.N. 2017. Evaluation of Fadama soils along a toposequence proximal to river Donga in wukari area of northeast Nigeria. *International journal of agriculture and rural development*, 20(2): 3150-3158.

Shiau Y.J., Pai Ch.W., Tsai J., Liu W.Ch., Yam R.S.W. Chang I.Sh.Ch., Tang S.L., and Chiu Ch.Y. 2018. Characterization of Phosphorus in a Toposequence of Subtropical Perhumid Forest Soils Facing a Subalpine Lake. *Forests*, 9(294): 1-14.

IUSS Working Group WRB. 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, Update 2015. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. World Soil Resources Reports No. 106, Rome, FAO. 192p.

Khormali F. and Nabiollahi K. 2009. Degradation of mollisols in western Iran as affected by land use change. *Journal of Agricultural Science and Technology*, 11: 363-374.

Khresat S.A., and Qudah E.A. 2006. Formation and properties of aridic soils of Azraq Basin in northeastern Jordan. *Journal of arid environments*, 64: 116-136.

Kunze G.W., and Dixon J.B. 1996. Pretreatment for mineralogical analysis. In: Klute, A. (Eds). Methods of soil analysis. Part 1. SSSA. Madison WI. USA. Lindsay, W. L., and W. A. pp: 91-100.

Lee B.D., Sears S.K., Graham R.C., Amrhein C., and Vali H. 2003. Secondary mineral genesis from chlorite and serpentine in an ultramafic soil toposequence. *Soil Science Society of American Journal*, 67: 1309-1317.



www.SID.ir

Archive of SID

Mahmodi Sh., and Hakimian M. 2006. Fundmentals of soil science. 3rd (Ed). Tehran University publication, 706p. (In Persian)

Manafi Sh. 2010. Mineralogical evidence of climate change in some semiarid Soils of Southern Urmia, Iran. *Soil Science Agrochemistry and Ecology*, 4: 17-24.

Manafi Sh. 2014. Genesis and evolution of soil and carbonate translocation in Rashakan region, Urmia: The effect of toposequence. Final report of research project, 157p. (In Persian)

Maniyunda L.M., and Gwari M.G. 2014. Soil development on a toposequence on loessial deposit in Northern Guinea, Savana, Nigeria. *ARPN Journal of Agricultural and Biological Science,* 9(3):110-116.

Mohammed S., Kibret K., and Mohammed M. 2018. Characterization and classification of soils along toposequence of Gobeya Sub-Watershed, South Wello Zone, Ethiopia. *Asian Journal of Soil Science and Plant Nutrition*, 2(4): 1-17.

Naghizadeh R. 2004. 1:100000 geological map of Naghadeh. Geological survey and mineral exploration organization of Iran.

Narimani Z., and Manafi Sh. 2015. The study of physico-chemical and mineralogical properties and classification of some saline- sodic soils in the east of Urmia plain. *Journal of Soil Management and Sustainable Production*, 7(4): 45-64. (In Persian)

Pashaei L., and Manafi Sh. 2017. Study of physico-chemical and mineralogical properties of gypsiferous soils in the north of Urmia. *Journal of applied soil research*, 4(2): 72-90. (In Persian)

Rezaei H. Jafarzadeh A., Alijanpour A., Shahbazi F., and Valizadeh K. 2015. Effect of slope position on soil properties and types along an elevation gradient of arasbaran forest, Iran. *International Journal on Advanced Science Engineering formation Technologhy*, 5(6): 449-456.

Sedov S., Solleiro-Rebolledo E., Fedick S., Gama-castro J., Palacios-mayorga S., and Vallejo Gómez E. 2007. Soil genesis in relation to landscape evolution and ancient sustainable land use in the northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. *Atti della Società toscana di scienze naturali, residente in Pisa.Serie A*, 112: 115-126.

Shakeri S., and Owliaei H. R. 2011. The effect of topography on soil formation in Izadkhast region Fars. Proceedings of 12th Iranian soil science Congress, Tabriz, Iran. pp 64-68.

Soil Survery Staff. 2012. Field Book for Describing and Sampling Soils. National Soil Survey Center. Natural Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture. 315p.

Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy, A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys, 2nd Edition. USDA - NRCS. Washington. D.C. 870p.

Soil Survey Staff. 2014. Keys to Soil Taxonomy, 12th Edition. USDA - NRCS. Washington. D.C.

Su W., Yi Min N., XiaoJie H., and Xicagang Z. 2004. Study on spatial variability of soil nutrients in Beima town of Shandong Province by using kriging method. *Journal of Anhui Agricultural University*, 31(1): 76-81.

Thompson J.A., and Kolka R.K. 2005. Soil Carbon storage estimation in a forested watershed using quantitative soil- landscape modeling. *Soil Science Society of American Journal*, 69, 1086-1093.

USDA-NRCS. 2004. Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey invrstigations. Report No, 42. 693p.


www.SID.ir

Archive of SID

# Investigating the Physicochemical and Mineralogical Properties of Soils Along a Toposequence in South West of Urmia Lake, Iran

**Laya Aliyari[1], Shahram Manafi[2*]**

(Received: July 2017 Accepted: October 2018)

## Abstract

In order to study the effects of topography on morphological, physicochemical and mineralogical properties of soils, a toposequence composed of three land types (hills, plateau and piedmont plain) in Heydarabad region in the south west of Urmia Lake between Urmia and Mohammadyar cities was investigated. Considering the variations in slope and elevation, type two soil profiles were dug, described and classified in each land and soil samples were taken from genetic horizons and their physicochemical and mineralogical properties were determined using standard methods. According to the results, the depth of soil, solum thickness, the depth and thickness of calcic horizons, the values of clay content, organic carbon, cation exchange capacity, electrical conductivity and calcium carbonate equivalent of soils were increased with decreasing in the slope and elevation of region to the downward of toposequence. Additionally, in the lower part of toposequence (piedmont plain land type), vertical translocation of clay has been lead to the formation of argillic horizons. According to clay mineralogical investigations, illite, smectite, chlorite, kaolinite, vermiculite and palygorskite were the major clay minerals in these soils. Clay mineralogical investigations revealed that in the higher parts of toposequence (soil profiles 1 and 2, hills land type) illite and chlorite were the common clay minerals. Gradually, with decrease in slope, the content of smectite in soils were increased and reached to the highest value and become the dominant clay mineral in the lower part of toposequence (soil profiles 5 and 6, piedmont plain land type). In soil profile 4 (plateau land type), in addition with smectite and illite, palygorskite is present as one of common clay minerals. Variations of topography from hills to plateau and piedmont plain have been effected the value of runoff, the amount of penetrating water and vertical translocation of salts and so affected the development and evolution of soils. Finally, differences in physicochemical and mineralogical properties of soils have been lead to the differentiation of soils along toposequence and their classification in three orders Entisoils, Inceptisols and Alfisols.

**Keywords:** Argillic horizon, Calcic horizon, Smectite, Soil evaluation

Aliyari L. and Manafi, Sh. 2019. Investigation of physicochemical and mineralogical properties of soils along a toposequence in south West of Urmia lake, Iran. *Applied Soil Research*, 7(2): 148-167.

1. MSc Graduated, Department of Soil Science, Urmia University
2. Assistant Prof., Department of Soil Science, Urmia University
* Corresponding Author Email: sh.manafi@urmia.ac.ir


www.SID.ir