مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک
جلد هفدهم، شماره دوم، ۱۳۸۹
www.gau.ac.ir/journals

تحول کانی‌های رسی تحت تأثیر توپوگرافی و سطح آب زیرزمینی در خاک‌های شور و سدیمی نوار شمالی حوزه آبخیز اترک

*فرهاد خرمالی[۱] و حسین تازیکه[۲]

[۱]دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان،
[۲]دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد گروه خاکشناسی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

تاریخ دریافت: ۸۷/۱۰/۲۲ ؛ تاریخ پذیرش: ۸۸/۱۰/۹

چکیده

در این پژوهش به‌منظور بررسی تشکیل و پراکنش کانی‌های رسی در خاک‌های شور وسدیمی تحت تاثیر آب زیرزمینی و توپوگرافی در نوار شمالی حوزه آبخیز اترک، ۷ پروفیل خاک در ۳ فیزیوگرافی شامل پلاتو و تپه‌های لسی، دشت‌های رسوبی و اراضی پست در شمال‌شرقی استان گلستان مطالعه گردیدند. خاک‌های تشکیل شده به‌دلیل تأثیر عوامل شوری در راسته Aridisols و زیر راسته Salids طبقه‌بندی می‌شوند. به‌دلیل اقلیم خشک و کم بودن آبشویی مؤثر و هوادیدگی کم، توزیع کانی‌های رسی در این خاک‌ها به‌شدت تحت تأثیر ترکیب مواد مادری یعنی رسوبات لسی است. ایلیت، کلریت، کائولینیت و اسمکتیت به‌ترتیب ترکیب کانی‌شناسی مواد مادری لسی را نشان می‌دهند. بر همین اساس ایلیت کانی غالب خاک‌ها را تشکیل می‌دهد و هیچ‌گونه تحول و هوادیدگی در آن مشاهده نمی‌شود. کائولینیت و کلریت نیز موروثی بوده و مقدار آنها در افق‌های سطحی و زیر سطحی در همه پروفیل‌ها تقریباً ثابت است. اسمکتیت نیز با منشا ارثی در همه پروفیل‌ها موجود بوده اما در اراضی پست با کاهش عمق آب زیرزمینی و شرایط قلیایی امکان تبلور آن به‌صورت نوتشکیلی از محلول خاک نیز فراهم می‌شود و بنابراین این خاک‌ها بیشترین مقدار اسمکتیت را در مقایسه با سایر لندفرم‌ها دارند. همچنین مطالعه‌ها نشان می‌دهد که با توجه به نبود کانی پالیگورسکیت در مواد مادری

* مسئول مکاتبه: khormali@yahoo.com

این خاک‌ها، پالیگورسکیت شناسایی شده در اراضی مرتفع پلاتو منشاء نوتشکیلی دارد. وجود شوری و قلیاییت زیاد همراه با پایداری زمین‌نما در این اراضی شرایط لازم جهت تخریب اسمکتیت و تشکیل پالیگورسکیت با ترکیب مشابه ولی با ساختار متفاوت را فراهم می‌کند.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی رس، خاک‌های شور و سدیمی، اسمکتیت، پالیگورسکیت

مقدمه

کانی‌های رسی از فراوان‌ترین کانی‌های موجود در خاک بوده و شامل آلومینوسیلیکات‌ها، آلوفان‌ها و اکسیدهایی چون آهن و آلومینیم می‌باشند. کانی‌های رسی موجود در خاک تأثیر شگرفی بر تمامی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک دارند. از این نظر شناخت ویژگی‌های آنها و نیز شیوه تشکیل و تبدیل این کانی‌ها به یکدیگر جهت درک بهتر از تشکیل و تکوین خاک امری لازم و ضروری به‌نظر می‌رسد. رس‌های موجود در خاک بر انقباض و انبساط، تهویه، شکل‌پذیری، قابلیت نفوذ آب و ریشه گیاه، تبادلات کاتیونی، تثبیت پتاسیم و آمونیوم و... تأثیر به‌سزایی دارند (نتلتون و براشر، ۱۹۸۳).

کانی‌های رسی تحت عوامل هوادیدگی فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی در خاک تشکیل می‌شوند. بر این اساس کانی‌های رسی را به ۳ گروه می‌توان تقسیم کرد: ۱- کانی‌های رسی موروثی: این گروه از کانی‌ها به‌طور مستقیم به‌صورت دست نخورده و بدون هیچ‌گونه تغییر ساختاری از مواد مادری به خاک اضافه می‌گردند. برای مثال کلریت در مناطق خشک و نیمه‌خشک منشاء ارثی دارد (بارنهیسل و برچ، ۱۹۸۹). همچنین کائولینیت کلریت و ایلیت مشاهده شده در خاک‌های استان گلستان منشأ ارثی دارند (پاشایی، ۱۹۹۹؛ امینی‌جهرمی، ۲۰۰٤؛ عجمی، ۲۰۰۷؛ قرقره‌چی، ۲۰۰۷). ۲- کانی‌های رسی تغییر یافته: این گروه با شرایط محیطی خود در تعادل نبوده و در اثر هوادیدگی ملایم و دگرگونی به کانی‌های دیگر تبدیل می‌شوند. به‌طور مثال اسمکتیت در نواحی مرطوب‌تر شمال‌غرب استان فارس از تغییر شکل میکا به‌وجود آمده است (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳) و ۳- کانی‌های رسی نوتشکیل: این گروه از کانی‌ها در اثر سنتز مواد تخریب شده از کانی‌های اولیه مختلف تشکیل می‌گردد. به‌عنوان مثال اسمکتیت در خاک‌های دارای زه‌کشی ضعیف که دارای غلظت بالای منیزیم هستند می‌تواند به‌صورت نوتشکیلی از محلول خاک تبلور یابد.

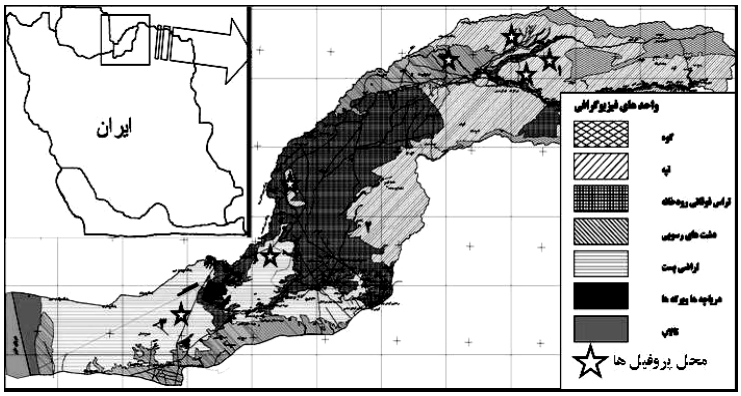
هوادیدگی و تغییر و تبدیل کانی‌های رسی در مناطق خشک و نیمه‌خشک نسبت به مناطق مرطوب محدود بوده از این‌رو بعضی از این کانی‌ها به‌دلیل مقاومت اندک آنها در برابر هوادیدگی به تنهایی در این نواحی یافت می‌شوند که از جمله آنها می‌توان به کانی‌های فیبری سپیولیت و پالی‌گورسکیت اشاره کرد. پالی‌گورسکیت در شرایط مرطوب بیش از ۳۰۰ میلی‌متر بارندگی سالیانه (پاکوت و میلوت، ۱۹۷۲) و یا نسبت بارندگی به تبخیر و تعرق سالیانه (P/ET)[1] بیش از ۰/٤ (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳) ناپایدار بوده و به اسمکتیت تبدیل می‌شود. برعکس این فرایند در خاک‌های بسیار شور و سدیمی پالیگورسکیت می‌تواند از تخریب اسمکتیت و یا از طریق نو تشکیلی از محلول خاک به‌وجود آید (ابطحی، ۱۹۷۷؛ سینگر و نوریش، ۱۹۷٤).

مسأله شورشدگی اراضی از مشکلات عمده استان گلستان می‌باشد. استان گلستان به‌خصوص در نواحی شمالی دارای سطح وسیعی از خاک‌های شور و سدیمی است که به‌دلیل نزدیک بودن سفره آب زیرزمینی و بالا بودن تبخیر و تعرق ایجاد شده‌اند. اطلاعات در مورد نحوه پیدایش آنها و خصوصیات آنها در ارتباط با مدیریت و بهره‌برداری صحیح از آنها از اهمیت فراوانی برخوردار است. حوزه شمالی اترک بخش مهمی از اراضی شور و سدیمی استان را تشکیل می‌دهد و با توجه به این نکته که در رابطه با ویژگی‌های کانی‌شناسی خاک‌های شور این منطقه مطالعه چندانی صورت نگرفته است و با در نظر گرفتن نقش ویژه کانی‌های رسی در بروز خصوصیات این خاک‌ها، هدف اصلی این پژوهش کانی‌شناسی خاک‌های شور و سدیک تکامل یافته در فیزیوگرافی‌های غالب این منطقه و بررسی عوامل کنترل‌کننده توزیع و منشاء کانی‌های رسی در این خاک‌ها می‌باشد.

مواد و روش‌ها

ویژگی‌های منطقه مورد مطالعه: محدوده مطالعاتی واقع در نوار شمالی حوزه آبخیز اترک می‌باشد حد شمالی آن را به مرز ایران و ترکمنستان، حد جنوبی آن به رود اترک، حد شرقی آن ارتفاعات جنوب‌شرق مراوه‌تپه و حد غربی آن به دریای خزر منتهی می‌شود (شکل ۱). براساس تقسیمات اقلیمی دومارتن منطقه مورد مطالعه در ناحیه خشک قرار می‌گیرد. بارندگی این ناحیه بین ۱۸۰ تا ۲۰۰ میلی‌متر متغیر است. در فصل گرم (تابستان) با وجود اندک بارش پراکنده، تبخیر و تعرق بر میزان بارش فزونی دارد به‌طوری‌که در حاشیه مرز ترکمنستان تبخیر و تعرق سایانه حتی به بیش از ۲۵۰۰ میلی‌متر نیز می‌رسد که این امر باعث تجمع املاح در لایه‌های مختلف خاک می‌گردد.

1. Precipitation Evapotranspiration Ratio



شکل ۱- موقعیت منطقه، واحدهای فیزیوگرافی و پروفیل‌های مورد مطالعه در آن.

از نظر فیزیوگرافی به‌طور کلی تپه‌ها، فلات‌های قدیمی لسی، دشت آبرفتی رودخانه‌ای و اراضی پست در منطقه وجود دارند. با توجه به اقلیم منطقه پوشش گیاهی از تنوع خاصی برخوردار است که به‌طور کلی نباتات بومی غالب منطقه خانواده گرامینه، گیاهان چمنی، خارشتر، علف شور، سالیکورنیا تشکیل می‌دهد. از نباتات زراعی می‌توان به غلات (گندم و جو) و برنج‌کاری اشاره نمود. در جدول ۱ برخی از ویژگی‌های کلی مناطق حفر پروفیل آمده است. از لحاظ رژیم‌های رطوبتی و حرارتی خاک رژیم رطوبتی آریدیک و حرارتی ترمیک در ناحیه مطالعاتی حاکم است.

روش نمونه‌برداری: در انجام مطالعه این منطقه از سری تصاویر ماهواره‌ای $LANDSAT^{7}$ سنجنده ETM^{+} استفاده شد و با تفسیر چشمی براساس ترکیب رنگی حاصله از سه باند ETM^{2} به رنگ آبی و ETM^{4} به رنگ سبز و ETM^{7} به رنگ قرمز، تیپ‌ها و واحدهای مختلف فیزیوگرافی بر روی آنها مشخص گردید و با تفسیر تصاویر، واحدهای فتومرفولوژی جدا شده و نقشه‌های تهیه شده تفسیری با بازدید میدانی انطباق داده شد و ضمن کنترل محدوده آنها نسبت به حفر و مطالعه پروفیل خاک در هر واحد اراضی اقدام گردیده و حدود ۲۱ پروفیل در کل حوزه اترک حفر گردید. و سرانجام با توجه به هدف مطالعه یک کاتنا در جهت شرق به غرب انتخاب و در نهایت ۷ پروفیل جهت مطالعه بیشتر انتخاب شدند (شکل ۱).

آنالیزهای فیزیکی و شیمیایی: آنالیزهای فیزیکی و شیمیایی مهم شامل تعیین بافت خاک به روش هیدرومتری (بایکاس، ۱۹۶۲)، اسیدیته خاک در گل اشباع و همچنین اندازه‌گیری کاتیون‌های Ca^{+2}، Mg^{+2}، در عصاره اشباع به روش تیتراسیون با اتیلن دی‌آمین ترا استیک اسید و Na^{+} با فلیم فتومتر انجام شدند. آنالیزهای تعیین آهک به روش تیتراسیون معکوس و ماده آلی به روش اکسیداسیون تر (نلسون و سامرز، ۱۹۸۲) صورت گرفت. قابلیت هدایت الکتریکی عصاره اشباع با استفاده از دستگاه

هدایت‌سنج الکتریکی اندازه‌گیری شدند (آزمایشگاه شوری وزارت کشاورزی آمریکا، ۱۹۵٤). ظرفیت تبادل کاتیونی ذرات خاک نیز به روش باور یعنی با اشباع خاک از کاتیون سدیم به‌وسیله استات سدیم نرمال و سپس جانشینی آمونیوم به جای سدیم بر روی کلوئیدها و اندازه‌گیری سدیم موجود در محلول با دستگاه فلیم فتومتر تعیین گردید (باور و هاچا، ۱۹٦٦).

آنالیزهای کانی‌شناسی خاک‌ها: ۲۰ گرم نمونه خاک عبور داده شده از الک ۲ میلی‌متری جهت خالص‌سازی رس توزین شد. جهت از بین رفتن عوامل شیمیایی سیمان‌کننده و جدا شدن ذرات رس از یکدیگر روش کیتریک و هوپ (۱۹٦۳) و جکسون (۱۹۷۵) ملاک عمل قرار گرفت. ابتدا کربنات‌های خاک با استفاده از محلول بافر استات سدیم- اسید استیک (pH=۵) حذف شدند. این واکنش در دمای ۸۰ درجه سانتی‌گراد به‌صورت بن‌ماری انجام شد. در مرحله بعد مواد آلی خاک با افزودن آب اکسیژنه ۳۰ درصد حذف شدند. طی این مرحله دی‌اکسیدمنگنز نیز حذف می‌شود. سپس با استفاده از محلول بی‌کربنات- سیترات- دی‌تیونات‌اکسید آهن ذرات خاک خارج شد. پس از تیمار نمونه‌ها مرحله تفکیک جزء رس به روش ترسیب انجام گردید. طبق این روش نمونه خاک به سیلندرهای ۱ لیتری منتقل، و با آب مقطر به حجم رسید. سوسپانسیون به‌دست آمده به‌طور کامل هم زده شد و پس از گذشت مدت زمان حدود ۸ ساعت و ۳٤ دقیقه جهت جدا کردن ذرات رس مکش سوسپانسیون از عمق ۱۰ سانتی‌متری آن صورت پذیرفت. رس تفکیک شده جداگانه توسط کلرید منیزیم و کلرید پتاسیم اشباع گردید. تعدادی از نمونه‌های اشباع شده با منیزیم، با گلیسرول نیز تیمار شد. برای شناسایی کانی‌های رسی نمونه‌ها از دستگاه اشعه ایکس (XRD[1]) مدل D8 ADVANCE استفاده گردید. نمونه‌های اشباع شده با پتاسیم نیز پس از آنالیز در دماهای ۳۳۰ و ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد تیمار شده و توسط دستگاه اشعه ایکس مورد تجزیه قرار گرفتند. دستگاه پراش اشعه ایکس مدل D8 ADVANCE در زوایای 2θ بین ۲ تا ۳۰ درجه، ولتاژ ٤۰ کیلوولت و جریان ۳۰ میلی‌آمپر تولید می‌کند. جهت مطالعه نیمه کمی کانی‌ها از سطح زیر منحنی پیک‌های رده اول کانی‌های یافته شده در تیمار منیزیم-گلیسرول به‌عنوان شدت پیک‌ها استفاده شد (جونز و همکاران، ۱۹۵٤) و شدت پیک‌های به‌دست آمده به‌عنوان معیاری جهت نشان دادن مقدار تقریبی هر نوع رس به‌کار رفت.

جهت مطالعه میکروسکوپ الکترونی عبوری (TEM[2]) با استفاده از میکروسکوپ الکترونی عبوری مدل LEO 906E، سوسپانسیون ۱ به ۵۰۰ از رس خاک تهیه و یک قطره از آن روی گرید خشک شده و مطالعه شد.

1. X Ray Diffractometry
2. Transmission Electron Microscope

نتایج و بحث

خاک‌های در نظر گرفته شده برای این مطالعه شامل پروفیل‌هایی است که بر روی فیزیوگرافی‌های گوناگون در یک ردیف ارضی قرار گرفته‌اند (شکل ۲). این خاک‌ها از نظر درجه زه‌کشی نیز با هم متفاوتند بنابراین دو عامل پستی و بلندی و زه‌کشی مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده جهت تکامل پروفیلی و مسئول ایجاد محیط پدوشیمیایی متفاوت و به‌دنبال آن موجب اختلاف نحوه تشکیل و هوادیدگی کانی‌های رسی در این خاک‌ها گردیده‌اند. که در ابتدا به بررسی اجمالی پروفیل‌های حفر شده در هر یک از این موقعیت‌ها و سپس مطالعه کانی‌های رسی آنها می پردازیم.

خاک‌های واحد فیزیوگرافی تپه: این خاک‌های شور و قلیا دارای بافت متوسط سیلت لوم بوده که از سطح به عمق به‌میزان شوری و قلیاییت آن افزوده می‌گردد خاک‌های این ناحیه به‌دلیل کم بودن میزان نزولات جوی و به‌دنبال آن پوشش گیاهی فقیر و شیب زیاد و همچنین فرسایش‌پذیری بالای مواد مادری لسی در معرض فرسایش شدید قرار داشته و در پاره‌ای از موارد به سبب توسعه گالی‌های فرسایشی به‌صورت اراضی هزار دره‌ای[1] در آمده‌اند. همین عوامل تکامل پروفیلی خاک‌های این ناحیه را نیز تحت‌تأثیر قرار داده و از این‌رو این خاک‌ها بدون هر گونه افق مشخصه زیر سطحی که شاهدی بر تحولات ژنتیکی باشد بوده و فقط افق A روی C تکامل یافته است.

خاک‌های فلات‌های قدیمی (پلاتو): اگرچه این نواحی نیز مانند اراضی تپه ماهور دارای اقلیم خشک بوده و نزولات جوی در آن اندک است اما به‌دلیل شیب کم و پایداری زمین‌نما نسبت به اراضی تپه ماهور هوادیدگی بیشتری را نشان می‌دهند. این خاک‌ها نیز شور و قلیا بوده و از سطح به عمق به شوری و قلیاییت خاک افزایش و میزان رس خاک کاهش می‌یابد. خاک‌های این نواحی نسبت به سایر فیزیوگرافی‌ها از تکامل بیشتری برخوردار بوده و افق B در این مناطق به‌دلیل شستشو و تجمع املاح محلول (Bz) و گچ (By) تکامل یافته است.

خاک‌های دشت‌های رسوبی: بررسی تکامل خاک روی مواد آبرفتی در دشت‌های رسوبی نشان می‌دهد که به‌دلیل جوان بودن لندفرم فرایند هوادیدگی و آبشویی پیشرفت قابل توجهی ندارد و به همین سبب تکامل افق‌های ژنتیکی آنها به‌صورت ابتدایی بوده و از حد Bw فراتر نمی‌رود. این خاک‌ها به‌دلیل متفاوت بودن منشاء مواد مادری خود دارای درصد رس بیشتر و بافت سنگین‌تری هستند به گونه‌ای که

1. Bad lands

بافت آنها از سیلت لوم از سطح تا سیلتی کلی‌لوم در عمق تغییر می‌کند. هم‌چنین واکنش آنها در محدوده قلیایی کم تا متوسط (۷/۵ تا ۷/۹) بوده و به‌دلیل کم بودن میزان شوری افق سطحی (هدایت الکتریکی حدود ٤ دسی‌زیمنس بر متر) کشت و کار در آنها رواج یافته است. این در حالی است که میزان شوری افق‌های زیر سطحی افزایش چشم‌گیری یافته و حدود ۱۰ برابر افزایش می‌یابد (جدول ۲، پروفیل ۱۵).

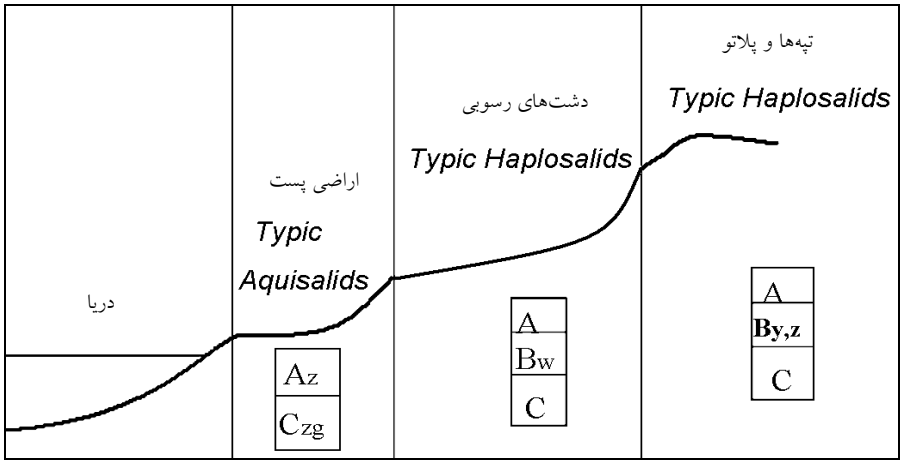
خاک‌های اراضی پست: در انتهای این توالی پستی و بلندی، نزدیک بودن سطح آب زیرزمینی شور و قلیا به سطح خاک (حدود ۰/۵ متر) و ضعیف بودن درجه زه‌کشی بیش از پیش تکامل خاک‌های این ناحیه را تحت‌تأثیر قرار داده است. به‌دلیل تأثیر آب زیر زمینی شور و قلیا این خاک‌ها دارای بیشترین شوری و قلیاییت و نیز غلظت املاح محلول (کلسیم، سدیم و منیزیم) در بین خاک‌های ناحیه مطالعاتی هستند (جدول ۲، پروفیل‌های ۲۰ و ۲۱). به‌دلیل حاکم بودن شرایط احیاء، رنگ این خاک‌ها اغلب به‌صورت 2.5Y بوده و حرکت املاح تحت‌تأثیر پدیده موئینگی از اعماق به سطح خاک صورت گرفته است به‌طوری‌که تجمع املاح در سطح خاک به وضوح قابل مشاهده است (تشکیل افق Az). به‌دلیل شرایط اشباع و خیسی دائمی این خاک‌ها و نبودن شرایط تر و خشک شدن متوالی، تکامل ساختمانی و تشکیل افق B به تعویق افتاده و تنها افق Az روی Czg تشکیل شده است.

جدول ۱- برخی مشخصات کلی مناطق حفر پروفیل.

ارتفاع از سطح دریا (متر)	سطح آب زیرزمینی (سانتی‌متر)	زه‌کشی	شیب (درصد)	پوشش گیاهی، کاربری	فیزیوگرافی	پروفیل
-	>۲۰۰	خوب	۳	تحت کشت گندم	پلاتوی لسی	۱۲
۹۷	>۲۰۰	خوب	<۲	مرتع	پلاتوی لسی	۱۸
٦۱	>۲۰۰	نسبتاً خوب	۸	مرتع، آتریپلکس	پلاتوی لسی	۱۹
۹۷	>۲۰۰	خوب	۸	مرتع	تپه	۱٦
۱۱	>۲۰۰	نسبتاً خوب	۰	تحت کشت گندم	دشت رسوبی	۱۵
۱۰	۵۰	نامطلوب	۰	مرتع سالیکورنیا	اراضی پست	۲۰
۱۵	۱۰۰	نامطلوب	۰	مرتع سالیکورنیا تاماریکس	اراضی پست	۲۱

جدول ۲- برخی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی پروفیل‌های مورد مطالعه.

پروفیل، افق	عمق (cm)	شن	سیلت (٪)	رس	کلاس بافت	OC (٪)	CCE (٪)	EC dSm^{-1}	pH گل‌اشباع	ESP (٪)	گچ	CEC $Cmolkg^{-1}$	Ca^{+2}	Mg^{+2} (meL^{-1})
۲۱	Low land, Fine, mixed (calcareous), semiactive, thermic, Typic Aquisalids													
۳۰۲	۱۹۰	۱۰/۳	۰/٤	۳۵	٦/۹	۸۳/۳	۱۹/۵	۰/٦۳	sil	۱۲	۷۲	۱٦	۰–۲۰	Az
۲۳٤	۱۷۲	۱۵/۸	۰/۷	٤۰	۷/۱	۸۲/۷	۲۰/۵	۰/۵۷	sic	٤٤	۵۲	٤	۲۰–۷۰	Czg
۲۰	Low land, Fine-silty, mixed (calcareous), active, thermic,Typic Aquisalids													
۳۵/۵	۵٦	۱۳/۵	۰	۳۵/۵	۷/٦	۳۵/۷	۱۸	۰/۵۱	sic-sicl	٤۰	۵٤	٦	۰–۳۰	Az
٤۳	۱۳٤	۱۵/۳	۲/۵	٤۳	۷/۲	۸۲/۲	۱۵	۰/٤۸	sil	۱٦	۸۰	٤	۳۰–٦۰	Czg1
٤٤	۱٤۲	۱٤/۳	۱	٤٤	۷/۲	۸۹/۷	۱۷	۰/۵۳	sicl	۲۸	٦۸	٤	٦۰–۹۰	Czg2
۱۵	Alluvial plain, Fine, mixed (calcareous), semiactive, thermic, Typic Haplosalids													
٦	۱۳/۲	–	۰	۷/۵	۷/۹	٤	۱۹/۵	۰/۹۱	sicl	۳۸	۵۸	٤	۰–۳۰	A
۸۲	۱۱۰	۱۵/۸	۰/٤	۳۰/۵	۷/٤	٤٤/۵	۲۰	۰/۳٤	sicl	۳٦	۵٦	۸	۳۰–٦۰	AB
۸۰	۸۲	۱۸/۵	۱	۳۰	۷/۵	۳٦/۵	۱۷	۰/۳٤	sic-sicl	٤۰	۵٦	٤	٦۰–۹۰	Bw
۱٦	Hills, Coarse-loamy,mixed (calcareous),active, thermic, Typic Haplosalids													
۵	۲۳	۸	۰/۲	۸	۷/٦	۵/۱	۱۷	۰/۳۸	sil	۱٦	۵۸	۲٦	۰–۲۷	A
٦٤	٦٤	٦/۵	۲/٤	٤٤	۷/۸	٤٦	۱۸/۵	۰/۱۷	sil	۱۱	۵۵	۳٤	۲۷–۵۲	C1
۵۰	٤٦	٦/۵	۲/۲	۳۷/۵	۸	۳٤/۱	۱۸/۸	۰/۱۷	sil	۱۲	۵٤	۳٤	۵۲–۱۰۰	C2
۱۲	Plateau, Fine-loamy, mixed (calcareous), semiactive, thermic, Typic Haplosalids													
۲	۲۱	۸	۰	۲۰/۵	۷/۷	۷/۷	۱۵/۵	۰/۳۸	sil	۲۰	۵۸	۲۲	۰–۲۰	Ap
۲۸	٤٦	۷/۵	۱/٦	۳۳	۷/۸	۲٤/۱	۱٦/۵	۰/۲٦	sil	۱۸	٦۲	۲۰	۲۰–٦۰	By
۸۸	۵۲	٦/۷	۱/۲	۳۷	۷/۸	۳۷/۵	۱٤/۵	۰/۱۱	sil	۱٤	٦۰	۲٦	٦۰–۱۰۰	Cz
۱۸	Plateau, Fine-silty, mixed (calcareous), active, thermic,Typic Haplosalids													
۳۲	۳۲	۱۰	۰	۳۹	۷/٦	۳۰	۱۹/۵	۰/۱۹	sicl	۲۸	٦۲	۱۰	۰–۱۵	A
۷۸	٦٦	۱۰/۵	۰/٦	٤۱/۵	۷/٦	٤۵/۸	۱۹	۰/۳۹	sil	۲٦	٦۸	٦	۱۵–۷۰	Bw
۸۲	۵٤	۷/۳	۱	۳۵	۷/۷	۳۵/۲	۱٦	۰/۲۸	sil	۱۲	۷٤	۱٤	۷۰–۱۰۰	C
۱۹	Plateau, Fine-loamy, mixed (calcareous), semiactive, thermic, Typic Haplosalids													
۵۰	۱۱٤	۱۱/۳	۰	٤۰	۷/۳	۵۱/۳	۱۹	۰/۹	sil	۲۲	٦۲	۱٦	۰–۳۰	A
٦۰	۷٤	۱۱/٦	۰	۳۹	۷/۵	٤٤/۳	۲۰	۰/۵٤	sicl	۳۲	۵٦	۱۲	۳۰–۵۵	Bz1
۵۲	۳۰	۱۲/۵	۰	٤۰	۷/۸	۳۳/٦	۱۹	۰/٤۵	sicl	۳٦	۵٤	۱۰	۵۵–۹۰	Bz2



شکل ۲- طرح شماتیک از موقعیت فیزیوگرافی‌های منتخب در منطقه مطالعاتی و چگونگی افق‌بندی خاک‌های تکامل یافته در آنها.

کانی‌های رسی: بررسی کانی‌های رسی مواد مادری این خاک‌ها نشان می‌دهد که ایلیت، کلریت، کائولینیت و مقدار کمی اسمکتیت اجزای اصلی کانی‌های رسی آن را تشکیل می‌دهد. بنابراین علت اصلی وجود این کانی‌ها در سولوم این خاک‌ها منشا توارثی است. پاشایی (۱۹۹۹)، امینی‌جهرمی (۲۰۰٤)، عجمی (۲۰۰۷) و قرقره‌چی (۲۰۰۷) نیز طی مطالعه کانی‌شناسی خاک‌های لسی استان گلستان به نتایج مشابهی دست یافته‌اند. به‌دلیل اقلیم خشک و نبود شرایط هوادیدگی مناسب ترکیب کانی‌های رسی این خاک‌ها به‌شدت تحت‌تأثیر کانی‌های رسی مواد مادری آن است (جدول ۳).

ایلیت کانی غالب تمام خاک‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد همانند بسیاری از لس‌ها، ایلیت بیشترین فراوانی را در ترکیب کانی‌های رسی مواد مادری خاک‌های منطقه دارد. وجود مقادیر قابل توجهی از ایلیت حکایت از جوانی و مراحل اولیه تکامل خاک‌های منطقه دارد. خروج K^+ از فضای بین لایه‌ای ایلیت پیش زمینه هوادیدگی و تبدیل آن به کانی‌هایی نظیر اسمکتیت و ورمی‌کولیت است. وجود شرایط آبشویی برای کاهش غلظت K^+ در محیط برای این امر ضروری است که نبودن این شرایط در این خاک‌ها موجب شده است که ایلیت موجود تغییر و تحول و هوادیدگی چندانی نداشته باشد.

کلریت نیز وضعیتی مانند ایلیت دارد. بارنهیسل و برچ (۱۹۸۹) عقیده دارند که امکان هوادیدگی کلریت در مناطق خشک و نیمه‌خشک وجود ندارد زیرا برای هوادیدگی آن آبشویی شدید، pH کمتر

از ٦، حرارت زیاد و در نتیجه خروج هیدروکسیدهای بین لایه‌ای لازم است بنابراین به‌دلیل عدم امکان هوادیدگی این کانی در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک قسمت اعظم کلریت در این خاک‌ها موروثی است. مشابه بودن مقادیر این کانی در مواد مادری و سولوم خاک‌های منطقه خشک مورد مطالعه نیز این یافته‌ها را تایید می‌کند (جدول ۳).

کائولینیت نیز از کانی‌های رسی متداول مناطق حاره‌ای و شبه حاره‌ای است و به‌طورکلی حضور آن در خاک‌های مناطق خشک منشا ارثی دارد. رسوب کائولینیت از محلول خاک در شرایط اسیدی و غلظت متوسط سیلسیم و پایین کاتیون‌های بازی صورت می‌گیرد. همچنین کائولینیت از هوادیدگی فلدسپات‌ها و میکاها در شرایط فعالیت پایین یون K^+ و فعالیت زیاد یون H^+ نیز به‌وجود می‌آید. این شرایط در مناطق مرطوب حاره‌ای و نیمه‌حاره‌ای وجود دارد. بنابراین با توجه به نبود شرایط لازم برای تشکیل این کانی در خاک‌های خشک و نیمه‌خشک منطقه مورد مطالعه می‌توان نتیجه‌گیری کرد که این کانی کاملاً از مواد مادری لسی این ناحیه به ارث رسیده است.

خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) وجود کانی‌های کلریت، ایلیت و کائولینیت را در خاک‌های مناطق خشک گزارش کرده و منشاء ارثی را عامل اصلی وجود آن‌ها در خاک می‌دانند. یکی از ویژگی‌های قابل ملاحظه در بین خاک‌های مورد مطالعه تفاوت در مقدار اسمکتیت در این خاک‌ها است. همان‌طور که قبلاً ذکر شد مواد مادری این خاک‌ها دارای مقدار کمی اسمکتیت می‌باشد و بنابراین یکی از دلایل وجود آن در این خاک‌ها ارثی بودن آن است. با توجه به ثابت بودن میزان تقریبی آن در افق‌های سطحی و زیرسطحی در پروفیل‌های واقع در فیزیوگرافی‌های پلاتو، تپه‌های لسی و دشت‌های رسوبی می‌توان نتیجه‌گیری کرد که به جز منشا ارثی، منشا دیگری برای اسمکتیت در این پروفیل‌ها قابل تصور نیست (جدول ۳).

بررسی ترکیب کانی‌های رسی خاک‌های تکامل یافته در فیزیوگرافی اراضی پست نشان می‌دهد که در مقایسه با سایر خاک‌های مطالعه شده دارای درصد زیادتری اسمکتیت هستند هر چند قسمتی از اسمکتیت موجود در این خاک‌ها نیز از مواد مادری به ارث رسیده است اما افزایش درصد اسمکتیت در این خاک‌ها می‌تواند به‌دلیل زه‌کشی متفاوت این خاک‌ها باشد که از تفاوت در توپوگرافی و عمق سطح آب زیرزمینی ناشی شده است. شرایطی که تشکیل و پایداری اسمکتیت در خاک را سبب می‌شوند عبارتند از: اکتیویته بالای سیلسیم و منیزیم، pH قلیایی و زه‌کشی ضعیف. در این شرایط اسمکتیت می‌تواند از محلول خاک در هر نوع ماده مادری که قادر به تأمین اجزای تشکیل‌دهنده آن

باشد رسوب کند. در همین راستا مونت موریلونیت در خاک‌های با مواد مادری غیراسیدی که قادر به تأمین منیزیم فراوان باشد تشکیل می‌شود که نشان می‌دهد غلظت منیزیم نقش اساسی در تشکیل و حفظ اسمکتیت در خاک‌ها دارد (بورچاردت، ۱۹۸۹).

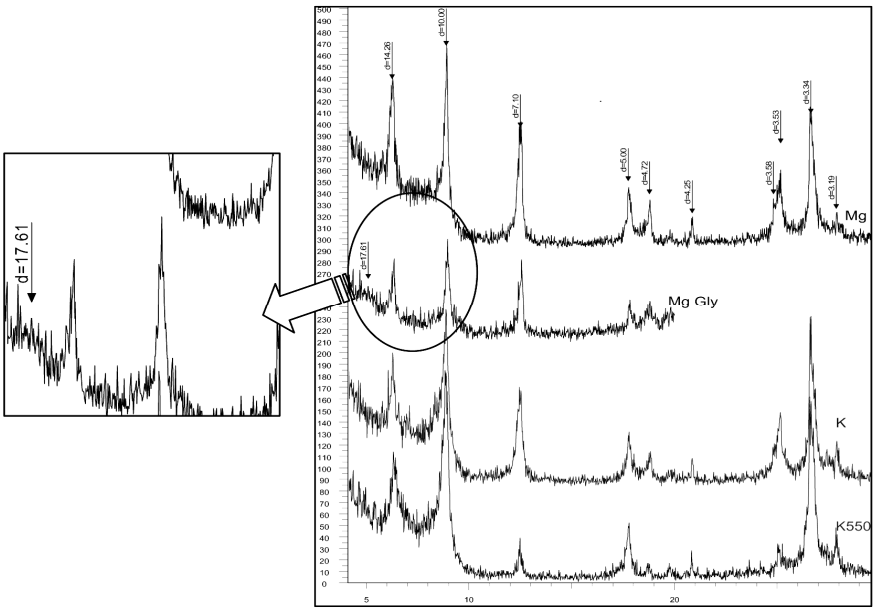
بنابراین وجود شرایط بهینه برای تشکیل اسمکتیت از محلول خاک در پروفیل‌های تکامل یافته در اراضی پست (شرایط گلی، سطح آب زیرزمینی بالا، pH قلیایی و غلظت بالای منیزیم) موجب شده است تا اسمکتیت به‌صورت نوتشکیلی از محلول خاک تبلور یابد که افزایش مقدار آن نسبت به پروفیل‌های سایر فیزیوگرافی‌ها با مقایسه پراش نگاشت‌های آنان کاملاً مشخص است (شکل ۳). برخلاف سایر فیزیوگرافی‌ها که رطوبت لازم در آنها موجود نیست، رطوبت لازم در خاک‌های اراضی پست برای هوادیدگی و تغییر شکل میکا به اسمکتیت کافی به‌نظر می‌رسد اما وجود زه‌کشی نامناسب و سطح آب زیرزمینی بالا و نبود محیط شستشو برای خروج محصولات هوادیدگی مانند K^+ احتمال تشکیل اسمکتیت را از این طریق ناممکن می‌سازد.

جدول ۳- تخمین نیمه کمی از مقدار کانی‌های رسی در افق‌های مختلف خاک‌های مورد مطالعه.

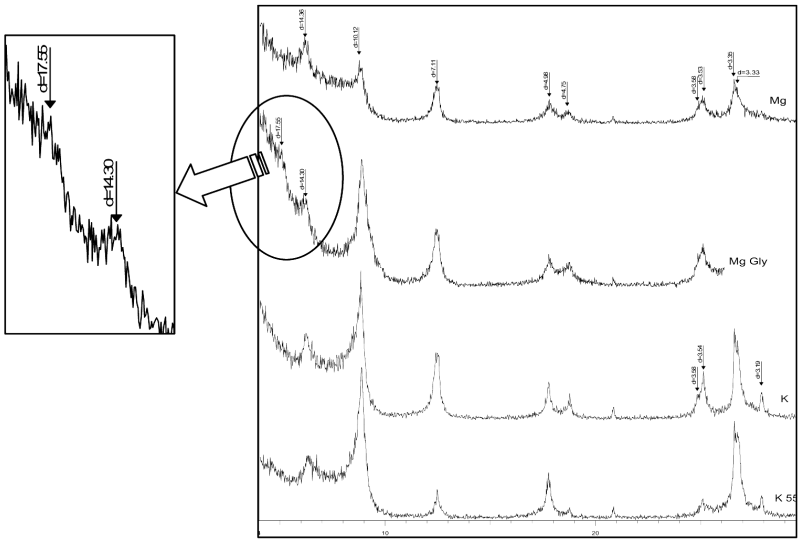
پروفیل ، افق	پالیگورسکیت	اسمکتیت	کائولینیت	کلریت	ایلیت
۱۲ Ap	-	+	+	+ +	+ + + +
By	+	+	+	+ +	+ + + +
Cz	-	+	+	+ +	+ + + +
۱۸ A	+	+	+	+ +	+ + + +
Bw	-	+	+	+ +	+ + + +
C	-	+	+	+ +	+ + + +
۱۹ A	+	+	+	+ +	+ + + +
Bz1	+	+	+	+ +	+ + + +
۱۵ A	-	+ +	+	+ +	+ + + +
Bw	-	+ +	+	+ +	+ + + +
۱۶ A	-	+	+	+ +	+ + + +
C2	-	+	+	+ +	+ + + +
۲۰ Az	-	+ + +	+	+ +	+ + + +
Czg2	-	+ + +	+	+ +	+ + + +
۲۱ Az	-	+ + +	+	+ +	+ + + +
Czg	-	+ + +	+	+ +	+ + + +

+ + : ۱۰ -۲۰%　　+ : <۱۰%

+ + + + : > ۵۰%　　+ + + : ۳۰-۵۰%



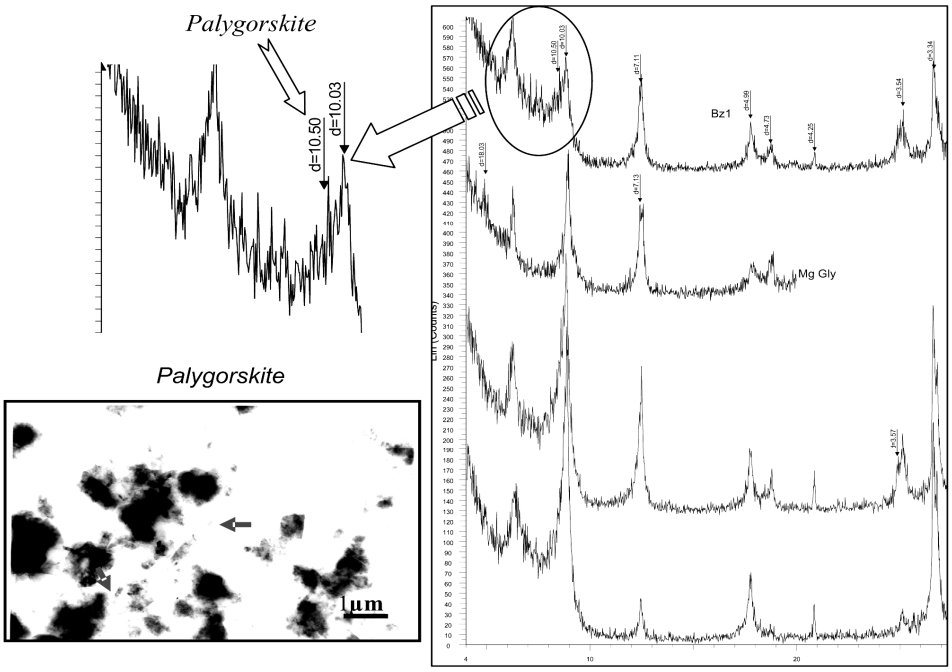
(الف)



(ب)

شکل۳- الف) پرتونگار اشعه ایکس بخش رس افق سطحی پروفیل ۱۹، اراضی مرتفع، ب) پرتونگار اشعه ایکس بخش رس افق زیر سطحی پروفیل ۲۰، اراضی پست به تفاوت مقدار اسمکتیت (شدت پیک ۱۸-۱۷ آنگستروم) در دو پروفیل توجه کنید.

بررسی دقیق‌تر ترکیب کانی‌های رسی خاک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که پروفیل‌های تکامل یافته بر روی اراضی لندفرم فلات کم و بیش دارای مقدار قابل توجهی پالیگورسکیت، و پروفیل‌های سایر موقعیت‌ها فاقد آن هستند. تصاویر به‌دست آمده از میکروسکوپ الکترونی TEM نیز این یافته‌ها را تایید می‌کند (شکل ٤). پالیگورسکیت از کانی‌های فیبری‌شکل می‌باشد که وجود آن در خاک شرایط ویژه‌ای را می‌طلبد این شرایط عبارتند از: ۱) منشأ توارثی یا ژئوژنیک: مانند خاک‌هایی که منشأ مواد مادری آنها از محیط‌های رسوبی است که شرایط برای تشکیل این کانی در آنها فراهم بوده است. ۲) منشا پدوژنیک یا تشکیل آن در خاک: این کانی می‌تواند در صورت فراهمی شرایط مساعد مانند زه‌کشی مطلوب، غلظت بالای سیلسیم و منیزیم، غلظت کم آلومینیم و محیط قلیایی در خاک تشکیل شود (سینگر و نوریش، ۱۹۷٤). هم‌چنین گزارش‌هایی مبنی بر تغییر و تبدیل اسمکتیت به پالیگورسکیت در شرایط شور و قلیایی فوق‌العاده نیز داده شده است (ابطحی، ۱۹۷۷).



شکل ٤- پرتونگار اشعه ایکس بخش رس افق Bz1 پروفیل ۱۹ (الف) به همراه تصویر میکروسکوپ الکترونی آن (ب) وجود کانی پالیگورسکیت هم در بررسی پرتو نگار آن (وجود پیک ۱۰/۵ آنگستروم) و هم در تصویر میکروسکوپ الکترونی (TEM) آن مشخص است.

ترکیب کانی‌های رسی مواد مادری این خاک‌ها نشان می‌دهد که این رسوبات بدون پالیگورسکیت هستند پس منشأ ارثی آن از طریق ماده مادری ناممکن است بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که این کانی به‌صورت پدوژنیک در این خاک‌ها تشکیل شده است.

اگر شرایط شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه را بررسی کنیم در می‌یابیم که نزدیک‌ترین شرایط برای تشکیل پالیگورسکیت در این خاک‌ها در پروفیل‌های تکامل یافته در اراضی پایدار پلاتو حکم‌فرماست. وجود محیط شور و قلیا و نیز وجود غلظت بالای منیزیم در این خاک‌ها شرایط بهینه را برای تشکیل و پایداری پالیگورسکیت فراهم می‌کند. در این شرایط پالیگورسکیت می‌تواند از طریق تغییر شکل اسمکتیت به آن و نیز به‌وسیله نوتشکیلی از محلول خاک تبلور یابد. به‌نظر می‌رسد تشکیل پالیگورسکیت از این طریق در خاک‌های قدیمی‌تر نسبت به انواع جوان‌تر آن بیشتر قابل توجه می‌باشد (سینگر، ۱۹۸۹). ابطحی (۱۹۷۷) در مطالعه منشأ این کانی در خاک‌های شور و قلیا در منطقه مرودشت در استان فارس اظهار می‌دارد تشکیل پالیگورسکیت (از طریق تخریب اسمکتیت تحت شرایط شور و قلیای زیاد) بیشتر در خاک‌های قدیمی‌تر تراس‌های پایینی نسبت به خاک‌های تکامل یافته در دشت‌های سیلابی رخ داده است.

در مقایسه خاک‌های تشکیل یافته در دشت‌های رسوبی و تپه‌ها (پروفیل‌های ۱۶ و ۱۵) با پلاتوها (پروفیل‌های ۱۲و ۱۸ و ۱۹)، به‌دلیل جوان بودن این لندفرم‌ها فرایند تشکیل پالیگورسکیت در آنها پیشرفت چندانی نکرده و دلیل شناسایی نشدن این کانی در پراش نگاشت‌های آنها نیز همین است. اگرچه خاک‌های تشکیل شده در اراضی پست نیز دارای شوری و قلاییت فوق‌العاده هستند اما وجود شرایط گلی و زه‌کشی نامطلوب مانع تشکیل پالیگورسکیت بوده و محیط را برای تشکیل و پایداری اسمکتیت فراهم می‌کند.

نتیجه‌گیری

به‌طور خلاصه می‌توان به این نتیجه رسید که به‌علت خشک بودن منطقه و حداقل بودن مقدار هوادیدگی، توزیع بسیاری از کانی‌های رسی در خاک‌های مورد مطالعه به‌شدت تحت‌تأثیر ترکیب کانی‌های رسی مواد مادری این خاک‌ها بوده و هیچ‌گونه هوادیدگی و تحول در کانی‌هایی مانند ایلیت و کلریت مشاهده نمی‌شود. هم‌چنین درجه زه‌کشی و عمق آب زیرزمینی تنها عوامل کنترل‌کننده میزان نسبی کانی اسمکتیت در این خاک‌ها بوده به‌طوری‌که از شرق به غرب با کاهش ارتفاع و کم شدن

عمق آب زیرزمینی شرایط نوتشکیلی این کانی از محلول خاک فراهم شده و به‌مقدار این کانی در خاک افزوده می‌شود. همچنین پالیگورسکیت‌های شناسایی شده در اراضی پلاتو نیز منشأ پدوژنیک داشته که با توجه به شوری زیاد این خاک‌ها و پایداری این لندفرم‌ها شرایط لازم برای تخریب اسمکتیت و تشکیل پالیگورسکیت از اجزای تشکیل‌دهنده آن به‌خوبی فراهم است.

سپاسگزاری

این مقاله قسمتی از طرح تحقیقاتی مصوب در شورای پژوهشی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان مورخ ۸٤/٤/۲۷ و مورد حمایت مالی دانشگاه بوده و بدین‌وسیله از پشتیبانی شورای محترم پژوهشی دانشگاه سپاسگزاری می‌نمائیم.

منابع

1.Abtahi, A. 1977. Effect of saline and alkaline ground water on soil genesis in semiarid regions of southern Iran. Soil Sci. Am. J. 41: 583-588.
2.Ajami, M. 2007. Soil quality attributes, micropedology and clay mineralogy as affected by land use change and geomorphic position on some loess-derived soils in eastern Golestan Province, Agh-Su watershed. M.Sc. Thesis, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, 191p. (In Persian)
3.Amini Jahromi, H. 2004. Soil physico-chemical and mineralogical properties as affected by different geomorphic positions, on loess parent material in two different climatic regions of Golestan Province. M.Sc. Thesis, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, 98p. (In persian)
4.Barnhisel, R.I., and Bertsch, P.M. 1989. Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite. P 729-788, In: Dixon, J.B., Weed, S.B. (eds.), Minerals in Soil Environments. Second edition edn. Soil Science Society of America, SSSA Book Series, Vol. 1 Madison, WI, USA.
5.Borchardt, G. 1989. Smectites. P 675-728, In: Dixon, J.B., Weed, S.B. (eds.), Minerals in Soil Environments. Second edition edn. Soil Science Society of America Book Series, Vol. 1, Madison, WI, USA.
6.Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soils. Agron. J. 54: 464-465.
7.Bower, C.A., and Hatchea, J.T. 1966. Simultaneous determination of surface area and cation exchange capacity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 30: 525-527.
8.Gherghereh-chi, S. 2007. Micromorphology and genesis of the soils formed on a climo-toposequence, north-south western Golestan Province. M.Sc. Thesis, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, 165p. (In Persian)

9.Jackson, M.L. 1975. Soil Chemical Analysis. Advanced Course. University of Wisconsin, College of Agriculture, Department of Soils, Madison, Wisconsin, USA. 345p.
10.Johns, W.D., Grim, R.E., and Bradley, W.F. 1954. Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. J. Sediment Petrol. 24: 242-251.
11.Kittrick, J.A., and Hope, E.W. 1963. A procedure for particle size separation of soils for X-ray diffraction analysis. Soil Sci. 96: 312-325.
12.Khormali, F., and Abtahi, A. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semiarid soils of Fars Province, Southern Iran. Clay Miner., 38: 511-527.
13.Nelson, D.W., and Sommers, L.E. 1982. Methods of soil analysis. Agronomy Mon. 9: 539-579.
14.Nettleton, W.D., and Brasher, B.R. 1983. Correlation of clay minerals and properties of soils in the western United States. Soil Sci. Soc. Am. J., 47: 1032-1036.
15.Paquet, H. and Millot, G. 1972. Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products and soils of Mediterranean climates. P 199-202 in: Proceedings of the International Clay Conference, Madrid, Spain.
16.Pashaei, A. 1999. Quantitative and qualitative study of clay minerals in loess deposits of Gorgan area. P 68-69, 6th Iranian Congress of Soil Science. Univ. of Mashhad Ferdowsi.
17.Singer, A., and Norrish, K. 1974. Pedogenic palygorskite occurrences in Australia. Am. Miner., 59: 508-517.
18.Singer, A. 1989. Palygorskite and sepiolite group minerals. P 829-872 In: Dixon, J.B., S.B. Weed, (eds.), Minerals in Soil Environments. 2nd edn. Soil Science Society of America Book Series, Vol.1, Madison, WI, USA.
19.United States Salinity Laboratory Staff. 1954. Saline and Alkali soil. Agriculture Handbook No: 60. USDA. 160p

Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources

J. of Water and Soil Conservation, Vol. 17(2), 2010
www.gau.ac.ir/journals

Evolution of clay minerals in saline-sodic soils as influenced by topography and ground water table in northern Atrak watershed

***F. Khormali[1] and H. Tazikeh[2]**

[1]Associate Prof., Dept. of Soil Science, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, [2]Former M.Sc. Student, Dept. of Soil Science, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources

Abstract

Seven representative profiles, derived from loess materials, with different physiographic units and saline ground water table, were studied to determine the evolution of clay minerals in salt affected soils in northern Atrak watershed in Golestan Province. Soils were classified as Aridisols with Salids suborders. Due to arid climate with little leaching and weathering, soil clay minerals were mainly affected by parent material mineralogy. Mineralogical analysis showed that illite, chlorite, kaolinite and little amount of smectite were dominant clay minerals of parent materials. XRD analyses showed that the soils are somehow similar in the type but different in the abundance of clay minerals which is mainly due to drainage conditions. Chlorite, illite, smectite and kaolinite were detected on the X-ray diffractograms. Illite was found as the dominant clay mineral in all the soils. Illite, chlorite and kaolinite were found in C horizons and are mainly of inherited origin. Smectite increases in the soils with poor drainage conditions mainly due to the soil solution rich in basic cations which is suitable for its neoformation from soil solution. X-ray and TEM examinations revealed the occurrence of palygorskite in clay fraction of soils formed on plateaus. Absence of palygorskite in loess deposits elucidates its inheritance origin possibility. Favorable conditions such as sever salinity and alkalinity and old landform should have contributed in transformation of smectite and neoformation of palygorskite from soil solution.

Keywords: Clay mineralogy, Saline and sodic soils, Smectite, Palygorskite

* Corresponding Author; Email: khormali@yahoo.com