



دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی اراک

مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک

جلد شانزدهم، شماره دوم، ۱۳۸۸

www.gau.ac.ir/journals

## کانی‌شناسی رس؛ شاهدهی برای تخریب اراضی شیب‌دار لسی

محمد عجمی<sup>۱</sup> و \*فرهاد خرمالی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان،

<sup>۲</sup>دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

تاریخ دریافت: ۸۷/۲/۷؛ تاریخ پذیرش: ۸۸/۱/۲۵

### چکیده

به منظور مطالعه رفتار کانی‌های رسی خاک در ارتباط با تغییر کاربری و تخریب اراضی، زمین‌های شیب‌دار حوزه آبخیز آق‌سو در شرق استان گلستان انتخاب گردید. کانی‌های غالب مواد مادری لسی را ایلیت و کلریت تشکیل می‌دهند. فراوانی کانی‌های رسی اصلی در خاک جنگلی و ناحیه جنگل‌تراشی شده زراعی مجاور آن به ترتیب به این صورت می‌باشد: ایلیت < اسمکتیت < کائولینیت < کلریت < ورمی‌کولیت و ایلیت < کلریت < کائولینیت < اسمکتیت. منشاء ایلیت، کلریت و کائولینیت خاک‌ها اغلب مادری است. جنگل‌تراشی و فرسایش خاک موجب شده تا به دلیل رخنمون شدن مواد مادری مقدار کانی‌های یاد شده در کاربری زراعی افزایش یابد. منشاء اسمکتیت در خاک‌های منطقه ارثی و نیز تبدیلی است. در نواحی با رطوبت قابل استفاده بیشتر که شرایط آبشویی جهت آزاد شدن  $K^+$  از ساختار ایلیت و کلریت مهیاست، این کانی‌ها می‌توانند به اسمکتیت تغییر یابند. پوشش طبیعی جنگل با فراهم آوردن رطوبت بیشتر موجب شده درصد اسمکتیت در کاربری جنگل به طور نسبی بیشتر از خاک زیر کشت مجاورش باشد. هدر رفت خاک، عدم استقرار پوشش گیاهی دائمی، آبشویی ضعیف‌تر و رطوبت کمتر خاک از دلایل عمده ناچیز بودن مقدار اسمکتیت در خاک‌های ناحیه جنگل‌تراشی شده به حساب می‌آید. ورمی‌کولیت در خاک‌های اسیدی ضعیف که شاخص

\* مسئول مکاتبه: khormali@yahoo.com

اگر و کلیماتولوژی،  $P/ET$  (نسبت بارندگی متوسط سالانه به تبخیر و تعرق متوسط سالانه گیاه مرجع) منطقه از ۰/۴ بزرگتر باشد، شکل گرفته و پایدار می‌ماند. اجرای طولانی مدت کشت و کار در ناحیه جنگل تراشی شده و فرسایش شدید خاک سطحی موجب شده تا مواد آهکی زیرین در سرتاسر نیم‌رخ خاک توزیع شده و به دلیل pH بالای خاک ورمی‌کولیت ناپایدار شود. افزایش میزان کانی‌هایی نظیر ایلیت، کلریت و کائولینیت، کاهش مقدار اسمکتیت و همچنین حضور نداشتن ورمی‌کولیت در اراضی تخریب شده منطقه که زمانی تحت شرایط اکوسیستم جنگلی بوده و دارای کانی‌شناسی مشابهی با خاک جنگل بوده است نشان می‌دهد که خاک سطحی به دنبال جنگل تراشی دچار تلفات شده و لند اسکپ ناپایدار گردیده است. به طور کلی کانی‌های رسی و تحول آنها در کنار پارامترهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی می‌تواند شاهد مناسبی برای تخریب اراضی به حساب آید.

**واژه‌های کلیدی:** کانی‌شناسی رس، تخریب اراضی، لس

#### مقدمه

رشد جمعیت دلیل اصلی افزایش نیاز به مواد غذایی است که فشار مضاعفی را روی منابع طبیعی وارد کرده است (فائو، ۱۹۹۶). افزایش سریع جمعیت به‌خصوص در چند دهه اخیر موجب شده تا اراضی بکر و پوشش‌های طبیعی سطح زمین مانند جنگل‌ها و مراتع به زیرکشت محصولات کشاورزی رفته و به تدریج نابود شوند. برای نمونه، قاره آسیای دهه ۱۹۸۰ حدود ۱۱ درصد پوشش جنگلی خود را از دست داده است که بیش از هر نقطه دیگری در دنیا می‌باشد (فائو، ۱۹۷۸). بومن و لیمن (۱۹۹۵) متوسط جهانی تغییر جنگل‌ها به زمین‌های زراعی طی سال‌های ۱۹۹۰ را حدود ۱۲ میلیون هکتار در سال تخمین زده‌اند. اسپانوس و همکاران (۱۹۸۹) معتقدند تغییر کاربری اراضی<sup>۱</sup> می‌تواند خاک را در برابر تخریب حساس کند. هادسون و آلکانتارا آایلا (۲۰۰۶) نیز بیان می‌دارند تغییر کاربری اراضی و پوشش زمین به‌خصوص در کشورهای کمتر توسعه یافته باعث تشدید تخریب اراضی<sup>۲</sup> خواهد شد. امروزه ادامه چنین عملیاتی در کشورهای نظیر کشورمان توانسته است خاک را به شدت مورد فرسایش قرار داده و منجر به تخریب زمین گردد. لعل (۲۰۰۳) تخریب زمین را از یک سو

1- Land Use Change

2- Land Degradation

موجب بیابان‌زایی<sup>۱</sup> و از سوی دیگر باعث کاهش تنوع زیستی، تهدید امنیت غذایی، افزایش خطرات ناشی از اثر گلخانه‌ای و تغییر اقلیم می‌داند.

تحقیقات نشان می‌دهد تغییراتی که پس از جنگل‌تراشی<sup>۲</sup> و اجرای عملیات زراعی اتفاق می‌افتد، می‌تواند موجب کاهش مواد آلی خاک (وگن و همکاران، ۲۰۰۶)، کاهش میزان عناصر قابل استفاده گیاهان (لو و همکاران، ۲۰۰۲)، به‌ویژه تلفات شدید ازت (لیکنز و همکاران، ۱۹۷۰)، کاهش فعالیت میکروبی خاک (کیس و همکاران، ۲۰۰۲) و کاهش میزان تخلخل، نفوذپذیری و ظرفیت نگهداری آب (لو و همکاران، ۲۰۰۲) گردد. مطالعه و بررسی روند تغییر در هر یک از پارامترهای ذکر شده معیاری از تخریب اراضی در منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شود.

کانی‌های رسی نیز یکی از اجزای مهم خاک‌ها می‌باشند که افزون بر پارامترهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی می‌توانند بر اثر تغییر کاربری‌های طبیعی زمین دچار تحولات قابل توجهی شوند.

چهار نظریه منشأ کانی‌های رسی را در نیم‌رخ خاک بیان می‌کند: نظریه اول به ارث رسیدن مستقیم کانی‌ها از مواد مادری است (بیورز و همکاران، ۱۹۵۵). نظریه دوم مشتمل بر ردیف هوادیدگی جکسون (جکسون و همکاران، ۱۹۵۲) می‌باشد. توزیع کانی‌های رسی به‌عنوان تابعی از عمق خاک شاهدهی برای تغییرات میکا به انواع ۲:۱ می‌باشد. حذف پتاسیم از بین لایه‌های میکا در نزدیک به سطح خاک بیشتر است، بنابراین مقدار میکای خاک با حرکت به سمت عمق سولوم افزایش یافته ولی کمیت کانی‌های رسی نوع ۲:۱ با حرکت به طرف سطح خاک زیاد می‌شود (فانینگ و همکاران، ۱۹۸۹). سومین نظریه ریزش گرد و غبار را منشأ دیگری برای کانی‌های رسی خاک می‌داند (اسمیت و همکاران، ۱۹۷۰) و نظریه چهارم براساس نوتشکیلی<sup>۳</sup> کانی‌های رسی پایه‌گذاری شده است (بورچارت، ۱۹۸۹)، مانند تشکیل پدوژنیک اسمکتیت در محلول غنی از سیلیسیم، آلومینیوم و منیزیم.

نظر برخی بر این است که کلریت و ایلیت به‌مقدار زیادی از مواد مادری به ارث می‌رسند (ویلسون، ۱۹۹۹). خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) نیز معتقدند فراوانی ایلیت و کلریت در خاک‌ها به‌مقدار زیادی مربوط به حضور آنها در سنگ بستر می‌باشد. کائولینیت یک کانی متداول در خاک‌هاست (اسکولز، ۲۰۰۲). شرایط تشکیل کائولینیت در اقلیم‌های گرم و مرطوب نواحی حاره و نیمه‌حاره فراهم

1- Desertification

2- Deforestation

3- Neofomation

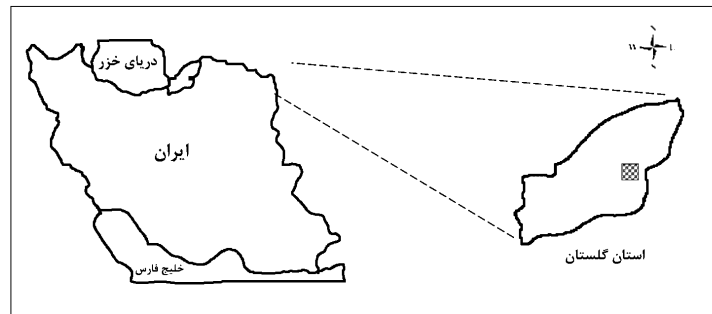
است (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳). سه منبع اصلی اسمکتیت در خاک‌ها عبارتند از: ۱) به ارث رسیدن از مواد مادری (جکسون و شرمن، ۱۹۵۳)، ۲) تغییر شکل<sup>۱</sup> فیلوسیلیکات‌ها به خصوص میکاها و ۳) نوتشکیلی از محلول خاک (رایدسوکوپ و اولری، ۲۰۰۲). خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) اظهار می‌دارند ورمی‌کولیت در pH حدود ۵ تا ۶ و به سبب افزایش فعالیت آلومینیوم می‌تواند در خاک پایدار بماند. نظر بر این است که ورمی‌کولیت در خاک‌ها اغلب از هوادیدگی میکاها و کلریت به دست می‌آید. طی این فرایند کاتیون‌های قابل تبادل هیدراته جایگزین یون پتاسیم خواهند شد (اسکولز، ۲۰۰۲).

استان گلستان با سطحی بالغ بر ۲۲ هزار کیلومتر مربع در شمال ایران از مناطق مهاجرپذیر در کشورمان به حساب می‌آید که جمعیت آن طی سال‌های اخیر به طور چشم‌گیری رو به فزونی گذاشته است. فشار ناشی از افزایش جمعیت هم‌اکنون منجر به عملیات غیراصولی تغییر کاربری، به خصوص جنگل‌تراشی در سطح وسیعی از اراضی استان گردیده به طوری که امروزه فرسایش و تخریب زمین به یکی از مشکلات مهم در این منطقه تبدیل شده است.

طی مطالعات صورت گرفته وجود انواع مختلفی از کانی‌های رسی مانند کائولینیت، کلریت، ایلیت، اسمکتیت و ورمی‌کولیت روی خاک‌های لسی منطقه آشکار شده است. تنوع کانی‌شناسی خاک‌ها در این ناحیه از کشورمان می‌تواند در مطالعات تخریب اراضی بر اثر تغییر کاربری زمین به‌عنوان یک ابزار علمی بسیار سودمند مورد استفاده قرار گیرد. در این تحقیق سعی شده است تا ضمن مطالعه منشاء کانی‌های رسی در خاک‌های لسی و بررسی رفتار آنها بر اثر تغییر کاربری، تغییر و تحول کانی‌شناسی خاک‌ها را به‌عنوان شاهدی برای تخریب اراضی در منطقه مورد استفاده قرار داد.

### مواد و روش‌ها

**تشریح منطقه مطالعاتی:** منطقه مورد مطالعه، حوزه آبخیز آق‌سو، با مساحت ۱۲۵۰۰ هکتار در محدوده طول شرقی ۲۷° ۲۷' تا ۴۲° ۴۲' و عرض شمالی ۳۷° ۲۲' ۰۲" تا ۳۷° ۲۹' ۴۵" در بالادست شهر کلالة در شرق استان گلستان واقع شده است (شکل ۱). در این تحقیق اراضی شیب‌دار رو به شمال حوزه با درجه شیب حدود ۳۰ درصد مورد بررسی قرار گرفت.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه.

مواد مادری خاکها و زمین شناسی منطقه: مواد مادری خاکهای منطقه را لس تشکیل داده است. پاشایی (۱۹۹۷) فرورفتگی های دریای مازندران و بخش هایی از جنوب شرق اروپا و روسیه را خاستگاه رسوبات لسی منطقه گرگان و دشت دانسته و اظهار می دارد بادهای سرد و خشک شمالی و شمال غربی مواد را از مناطق یاد شده منتقل نموده و در دامنه های غربی رشته کوه های کپه داغ و دامنه های شمالی شرقی البرز رسوب داده اند.

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین شناسی جزئی از زون کپه داغ می باشد. در واقع حوزه آبخیز آق سو محل تلاقی زون کپه داغ با زون البرز می باشد که مرز تلاقی دو زون را می توان محور ارتباطی تنگراه در نظر گرفت.

اقلیم: حوزه آبخیز آق سو با آب و هوایی معتدل، دارای زمستان هایی ملایم و تابستان هایی گرم بوده و درجه حرارت سالیانه آن به طور متوسط ۱۵/۹ درجه سانتی گراد می باشد. به طور کلی محدوده مورد مطالعه دارای آب و هوای نیمه مرطوب با بارندگی بین ۵۷۱ الی ۶۹۳ میلی متر در سال (میانگین ۶۳۵ میلی متر)، معادل ۷۹/۳۵۶ میلیون متر مکعب می باشد. میانگین سالیانه تبخیر و تعرق پتانسیل حوزه معادل ۹۰۷/۳ میلی متر برآورد شده است. رژیم رطوبتی خاک منطقه زیرک<sup>۱</sup> و رژیم حرارتی آن ترمیک<sup>۲</sup> می باشد. شاخص اگروکلیماتولوژی<sup>۳</sup> یعنی نسبت بارندگی متوسط سالیانه به تبخیر و تعرق متوسط سالیانه گیاه مرجع (P/ET) برای منطقه برابر ۰/۷ محاسبه گردید. خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳)

1- Xeric

2- Thermic

3- Agroclimatological Index

این شاخص را نه تنها یک معیار کشاورزی و بیولوژیکی مهم برای رشد گیاه در نواحی خشک و نیمه‌خشک می‌دانند بلکه آن را شاخصی قابل اطمینان در حیطه مسائل مربوط به تشکیل و تکامل خاک و تغییر و تحول کانی‌ها معرفی کرده‌اند.

**پوشش گیاهی و کاربری اراضی:** به‌طور عمده جنگل درختان ممرز (*Carpinus betulus*) پوشش طبیعی منطقه را تشکیل داده است. سطح قابل توجهی از این پوشش طبیعی، توسط ساکنین بومی منطقه و در راستای تولید محصولات کشاورزی به‌تدریج از بین رفته است. ناحیه مطالعاتی در این تحقیق حدود ۵۰ سال پیش مورد جنگل‌تراشی و تخریب قرار گرفته و اراضی شیب‌دار تحت کشت انواعی از محصولات زراعی به‌خصوص گندم (*Triticum aestivum*) دیم واقع شده‌اند.

**عملیات صحرائی و نمونه‌برداری خاک:** ۵ موقعیت شیب شامل قله شیب، شانه شیب، شیب پستی، پای شیب و پنجه شیب در دو کاربری جنگل و زراعی برای حفر نیم‌رخ خاک انتخاب گردید (شکل ۲). از هر یک از افق‌های خاک یک نمونه جهت تجزیه‌های فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی برداشته شد. علاوه‌بر آن یک نمونه از مواد مادری خاک نیز جهت تجزیه کانی‌شناسی جمع‌آوری گردید. سپس کلیه نیم‌رخ‌های حفر شده براساس راهنمای رده بندی خاک آمریکایی (Soil Survey Staff, 2006) تشریح و طبقه‌بندی شدند (جدول ۱).



شکل ۲- نمایی از موقعیت‌های مختلف شیب در محدوده مورد مطالعه.

آزمایش های فیزیکوشیمیایی: کلیه نمونه ها جهت آزمایش های فیزیکی و شیمیایی هوا خشک گردیده و پس از کوبیده شدن از الک ۲ میلی متری (شماره ۱۰) عبور داده شدند. بافت خاک پس از اکسیداسیون مواد آلی، با روش هیدرومتری (بویوکوس، ۱۹۶۲) تعیین گردید. اسیدیته خاک در حالت گل اشباع و با استفاده از دستگاه pH متر دارای الکتروود شیشه ای اندازه گیری شد. هدایت الکتریکی با استفاده از دستگاه هدایت سنج الکتریکی، در عصاره اشباع انجام شد (پیچ و همکاران، ۱۹۸۷). اکسیداسیون مواد آلی با دی کرومات پتاسیم در مجاورت اسید سولفوریک غلیظ صورت گرفته، سپس مقدار کربن آلی توسط آمونیوم فرسولفات ۰/۵ نرمال در مجاورت معرف فنانترولین به روش تیتراسیون اندازه گیری شد (نلسون، ۱۹۸۲). آهک به روش خنثی کردن مواد خنثی شونده با اسید کلریدریک و تیتراسیون اسید اضافی با سود صورت پذیرفت (پیچ و همکاران، ۱۹۸۷). ظرفیت تبادل کاتیونی از روش جانشین کردن یون سدیم به جای کلیه کاتیون های قابل تبادل با استفاده از محلول استات سدیم (pH=۸/۲) و جدا نمودن یون های سدیم جانشین شده توسط محلول استات آمونیوم (pH=۷) و اندازه گیری میزان سدیم جمع آوری شده در محلول (معادل کلیه کاتیون های قابل تبادل) با دستگاه فلیم فتومتر تعیین گردید (چاپمن، ۱۹۶۵).

**خالص سازی رس و تجزیه کانی شناسی:** جهت از بین رفتن عوامل شیمیایی سیمان کننده و پراکنش ذرات رس روش کیتریک و هوپ (۱۹۶۳) و جکسون (۱۹۷۵) ملاک عمل قرار گرفت. ابتدا کربنات های خاک با استفاده از محلول نرمال استات سدیم (pH=۵) خارج شدند. این واکنش در دمای ۸۰ درجه سانتی گراد حمام آب گرم صورت پذیرفت. اضافه کردن استات سدیم به نمونه تا جایی ادامه می یابد که خاک با اسید کلریدریک نرمال نجوشد (جکسون، ۱۹۷۵). در مرحله بعد مواد آلی خاک با افزودن آب اکسیژنه ۳۰ درصد مورد اکسیداسیون واقع شدند. سپس با استفاده از محلول دی تیونات سدیم اکسید آهن ذرات خاک خارج شد. نمونه های خاک تهی از اکسید آهن به مدت ۵/۴ دقیقه با سرعت ۷۵۰ دور در دقیقه سانتریفوژ شده تا ذرات رس آن خالص گردد (کیتریک و هوپ، ۱۹۶۳). رس تفکیک شده توسط کلرید منیزیم و کلرید پتاسیم اشباع سازی و قسمتی از نمونه های اشباع شده با منیزیم با گلیسرول نیز تیمار شد. جهت شناسایی کانی های رسی نمونه ها از دستگاه اشعه ایکس (XRD) مدل D8 ADVANCE استفاده گردید. نمونه های اشباع از پتاسیم نیز پس از آنالیز در حرارت ۵۵۰ درجه سانتی گراد تیمار شده و توسط دستگاه اشعه ایکس مورد تجزیه قرار گرفتند. درصد کانی های رسی طبق روش جونز و همکاران (۱۹۵۴) محاسبه شد. در مجموع تعداد ۲۱ نمونه رس با استفاده از XRD مورد مطالعه قرار گرفتند.

## نتایج و بحث

رده‌بندی و تحول نیم‌رخ‌های خاک: مطالعه نیم‌رخ‌های حفر شده نشان می‌دهد خاک‌های منطقه در سه رده اینسپتی سولز<sup>۱</sup>، مالی سولز<sup>۲</sup> و آلفی سولز<sup>۳</sup> طبقه‌بندی می‌شوند (جدول ۱).

خاک‌های تکامل یافته آلفی سولز تنها در ناحیه جنگلی و خاک‌های غیرمتکامل اینسپتی سولز فقط در کاربری زراعی مشاهده می‌گردند. خاک‌های تکامل یافته کاربری جنگل (دارای افق آرجیلیک<sup>۴</sup>) واقع در موقعیت‌های پرشیب (شانه شیب و شیب پستی) بر اثر از بین رفتن پوشش طبیعی منطقه و وقوع فرسایش و تخریب اراضی به انواعی از خاک‌های غیرمتکامل از رده اینسپتی سولز در ناحیه زراعی تبدیل شده‌اند. در منطقه با پوشش طبیعی جنگل تجمع فراوان ذرات رس در لایه‌های زیرسطحی خاک افق آرجیلیک را پدید آورده درحالی‌که در ناحیه زراعی به دلیل تلفات شدید خاک روی اراضی شیب‌دار اثری از این افق در نیم‌رخ خاک مشاهده نمی‌شود.

جدول ۱- نام علمی خاک‌های منطقه مورد مطالعه.

موقعیت	جنگل	زراعی
قله شیب	Argixerolls	Calcixerolls
شانه شیب	Haploxeralfs	Haploxerepts
شیب پستی	Haploxeralfs	Calcixerepts
پای شیب	Argixerolls	Calcixerepts
پنجه شیب	Argixerolls	Calcixerolls

خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌ها: برخی خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌ها در جدول (۲) خلاصه شده است. در این بخش به بررسی این خصوصیات در هر یک از موقعیت‌های پنج‌گانه شیب و مطالعه تغییرات آنها بین دو کاربری اراضی در منطقه مطالعاتی پرداخته شده است. **قله شیب:** جنگل تراشی و وقوع تخریب اراضی در این موقعیت باعث شده تا بافت خاک دچار تحول شود. نتایج نشان می‌دهد مقدار رس و سیلت در کاربری زراعی در مقایسه با جنگل طبیعی مجاور آن

- 1- Inceptisols
- 2- Mollisols
- 3- Alfisols
- 4- Argillic Horizon



به میزان چشم‌گیری به ترتیب کاهش و افزایش پیدا کرده است. علت این امر را می‌توان به تلفات ذرات ریز خاک بر اثر فرسایش آبی در منطقه نسبت داد. میزان رس خاک از ۳۲/۸ درصد در افق سطحی کاربری جنگل به ۲۱/۷ درصد در افق مشابه ناحیه زراعی کاهش یافته ولی در مقابل مقدار سیلت از ۵۴/۲ درصد به ۶۲/۵ درصد افزایش پیدا کرده همچنین pH خاک از اسیدی ضعیف در افق‌های سطحی ناحیه جنگلی به قلیایی در سرتاسر نیم‌رخ خاک زراعی تبدیل شده است. نبود پوشش گیاهی دائمی در سطح خاک و اجرای عملیات خاک‌ورزی در ناحیه جنگل تراشی شده از دلایل اصلی بالا بودن pH خاک زراعی در مقایسه با جنگل است. بیشترین میزان کربن آلی در افق A پروفیل خاک جنگل در موقعیت قله شیب متمرکز شده (۴/۲ درصد) که پس از تخریب جنگل از مقدار آن کاسته شده است. سبک‌تر شدن بافت خاک یکی از عوامل بسیار مهم در هدررفت مواد آلی و کاهش میزان کربن آلی خاک‌های زراعی در موقعیت‌های مشابه شیب محسوب می‌شود (مک‌دونالد و همکاران، ۲۰۰۲). ظرفیت تبادل کاتیونی خاک<sup>۱</sup> (CEC) در کاربری زراعی کاهش چشم‌گیری را نسبت به جنگل مجاور نشان می‌دهد. بالاترین میزان ظرفیت تبادل کاتیونی خاک نیز از افق A پروفیل خاک جنگل در موقعیت قله شیب گزارش می‌شود. کاهش قابل توجه درصد رس در کاربری زراعی را باید دلیل اصلی پایین آمدن ظرفیت تبادل کاتیونی خاک در این ناحیه به حساب آورد. نفوذپذیر بودن خاک جنگل موجب شده تا آهک به آسانی به عمق خاک منتقل شده و میزان آن در سطح کاهش یابد. در مقابل، وقوع فرسایش خاک و تخریب اراضی در نواحی جنگل تراشی شده مقدار آهک را در سطح خاک زراعی افزایش داده است.

**شانه شیب:** کربن آلی سطح خاک در این موقعیت به دنبال فرسایش و تخریب، کاهش چشم‌گیری را نشان می‌دهد به طوری که مقدار آن از ۳ درصد در افق سطحی خاک جنگل به ۰/۶ درصد در کاربری زراعی کاهش پیدا کرده است. فرسایش خاک و گسیخته شدن خاک‌دانه‌ها بر اثر عملیات زراعی از علل هدررفت کربن آلی خاک در این ناحیه از اراضی است (سولومون و همکاران، ۲۰۰۲). در ناحیه با پوشش طبیعی جنگل، آهک بر اثر نفوذ آب به خاک به عمق حرکت کرده و از میزان آن در سطح کاسته شده است، حال آنکه در کاربری زراعی برون زد قابل توجه مواد آهکی پس از وقوع فرسایش میزان آهک را در سطح افزایش داده است. منشأ آهک فراوان در خاک‌های منطقه مواد مادری لسی

---

1- Cation Exchange Capacity

می‌باشد. معتمد (۱۹۹۷) بیان می‌دارد مواد لسی از درصد آهک بالایی برخوردارند. مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی خاک از ۲۹/۲ سانتی مول بر کیلوگرم در افق A خاک جنگل به ۱۹/۱ در افق سطحی خاک زراعی کاهش یافته که دلیل اصلی آن را باید به مقادیر کم ماده آلی در ناحیه زراعی نسبت داد. شیب پستی: در این موقعیت از اراضی نیز به دلیل شیب تند زمین ذرات ریز خاک دچار تلفات قابل ملاحظه ای شده به طوری که میزان رس خاک از ۳۱/۷ درصد در افق سطحی خاک جنگل به ۲۰/۸ درصد در کاربری زراعی کاهش یافته است. اجرای عملیات زراعی نیز این فرآیند مخرب را تشدید می‌کند. جاری شدن رواناب و وقوع فرسایش موجب شده تا ذرات ریز خاک (رس) به تدریج هدر رفته و از منطقه خارج شوند. به همین دلیل بافت خاک در ناحیه جنگل تراشی شده در مقایسه با کاربری طبیعی سبک تر است. افزایش تهویه بر اثر شخم، سوزاندن بقایای گیاهان (گیرما، ۱۹۹۸)، وقوع فرسایش شدید و سبک شدن بافت خاک موجب کاهش میزان کربن آلی در این ناحیه از اراضی شده است، به طوری که مقدار این پارامتر شیمیایی از ۲/۲ درصد در افق A خاک جنگل به ۰/۴ درصد در کاربری زراعی کاهش یافته است. کاهش مواد آلی خاک به دلیل اجرای عملیات زراعی شدید در منطقه جنگل تراشی شده موجب کاهش قابل توجه ظرفیت تبادل کاتیونی در کاربری زراعی شده است. از طرفی کاهش قابل توجه ذرات رس در خاک زراعی را نیز می‌توان دلیل دیگر این امر دانست. خاک‌های تمامی موقعیت‌های شیب در ناحیه جنگل تراشی شده از مقادیر قابل توجهی آهک برخوردارند. دلیل این امر را نیز باید به رخنمون شدن مواد زیرین لسی سرشار از آهک بر اثر عملیات زراعی و تخریب اراضی شیب‌دار نسبت داد. فراهمی رطوبت بیشتر در نیم‌رخ خاک کاربری جنگل، نفوذپذیری قابل توجه خاک و متعاقب آن آبشویی شدید موجب شده تا آهک افق‌های سطحی در عمق خاک تجمع یابد. کیانی و همکاران (۲۰۰۴) اظهار می‌دارند عملیات شخم می‌تواند موجب انتقال آهک از افق کلسیک به سطح خاک در نواحی زراعی شود.

**پای شیب:** بافت خاک در این موقعیت شیب نیز دچار تحول قابل ملاحظه‌ای شده به طوری که از میزان رس کاسته شده و بر مقدار سیلت افزوده شده است. در ناحیه با پوشش طبیعی جنگل، آب به آسانی در نیم‌رخ خاک نفوذ کرده و یون‌های بازی بر اثر شستشو<sup>۱</sup> به عمق خاک حرکت می‌کنند. بنابراین pH خاک عمقی بیشتر از خاک سطحی می‌باشد. از طرفی مسطح بودن نسبی سطوح اراضی در

موقعیت‌هایی نظیر پای شیب و شسته شدن آهک تا اعماق خاک در کاربری جنگل موجب کاهش pH خاک در مقایسه با کاربری زراعی مجاور شده است. وقوع چنین وضعیتی در افق‌های سطحی خاک چشمگیرتر از لایه‌های عمقی است. کیانی و همکاران (۲۰۰۴) اظهار می‌دارند در خاک‌های جنگلی یون‌های بازی شسته شده و بنابراین خاک نواحی جنگلی اسیدی‌تر از سایر نقاط است. فرآیندهای طبیعی نظیر دی‌اکسیدکربن آزاد شده بر اثر تنفس ریشه گیاهان و تنفس میکروبی خاک نیز می‌تواند از عوامل کنترل‌کننده pH خاک باشد (USDA-NRCS، ۱۹۹۹). بنابراین به نظر می‌رسد با توجه به بالا بودن میزان تنفس میکروبی و تولید CO<sub>2</sub> بیشتر در کاربری جنگل نسبت به منطقه تحت کشت مجاورش، این فرآیند نیز علاوه بر شسته شدن یون‌های بازی، یکی دیگر از دلایل پایین‌تر بودن pH خاک جنگل باشد. زیر و رو شدن پروفیل خاک موجب بالا آمدن مواد آهکی به سطح در کاربری زراعی شده و از این رو pH خاک این کاربری را نسبت به جنگل طبیعی افزایش داده است. هدررفت مواد آلی و ذرات ریز خاک (رس) نیز موجب شده تا ظرفیت تبادل کاتیونی خاک پس از جنگل‌تراشی و وقوع تخریب اراضی کاهش قابل توجهی نشان دهد.

**پنجه شیب:** میزان تجمع ذرات رس در افق سطحی پنجه شیب خاک زراعی در مقایسه با سایر موقعیت‌های این کاربری بیشتر است که این امر نشانه انتقال انتخابی ذرات ریزتر خاک در اثر فرسایش آبی از مناطق بالادست و تجمع آن در این ناحیه می‌باشد. وابلدینگ و همکاران (۱۹۸۲) نیز اظهار می‌دارند خاک‌های پایین‌دست شیب ریزبافت‌ترند. مقادیر پارامترهایی مانند کربن آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی خاک نیز به دلایلی مشابه با موقعیت‌های پیشین به دنبال جنگل‌تراشی، وقوع فرسایش و تخریب اراضی در منطقه مطالعاتی کاهش یافته است. نتایج به‌دست آمده با یافته‌های وگن و همکاران (۲۰۰۶) مطابقت دارد.

**ترکیب کانی‌شناسی مواد مادری خاک‌ها:** دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس مربوط به مواد مادری لسی خاک‌های منطقه در شکل ۳- الف آمده است. کانی‌های قابل تشخیص در مواد مادری عبارتند از: اسمکتیت (پیک ۱۸<sup>۱</sup> انگسترومی در تیمار منیزیم- گلیسرول)، ایلیت (پیک ۱۰ انگسترومی)، کائولینیت (کاهش قابل ملاحظه پیک ۷/۱ انگسترومی در تیمار پتاسیم- حرارت نسبت به سایر تیمارها) و کلریت (وجود پیک ۱۴ انگسترومی در تمامی تیمارها).

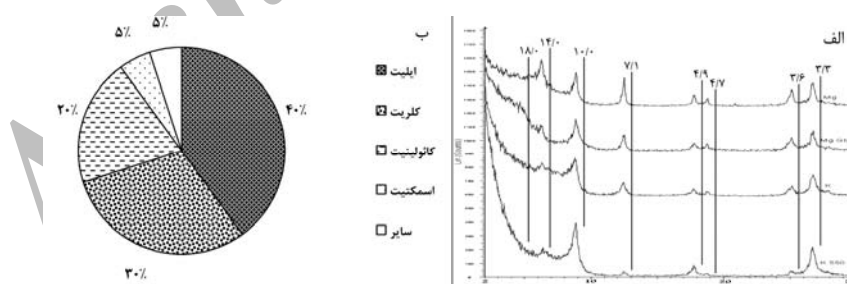
تجزیه کمی مواد مادری خاک‌ها بیانگر از آن است که ایلیت کانی رسی غالب بوده و پس از آن به ترتیب کلریت، کائولینیت و اسمکتیت در مقام‌های بعدی قرار دارند (شکل ۳-ب). خرمالی و همکاران (۲۰۰۵) نیز با بررسی کانی‌شناسی برخی از خاک‌های استان گلستان دریافتند ایلیت و کلریت کانی‌های غالب مواد مادری لسی را تشکیل داده‌اند. وجود کانی‌های رسی ایلیت و کلریت در مواد لسی مؤید آب و هوای سرد و خشک در زمان تشکیل آنهاست (امینی، ۱۹۹۵). لی و همکاران (۲۰۰۰) نیز ایلیت و کلریت را فرآورده‌های معمول هوازدگی در شرایط اقلیمی سرد و خشک می‌دانند.

جدول ۲- برخی خصوصیات فیزیکوشیمیایی نیم‌رخ‌های خاک منطقه مورد مطالعه.

کاربری زمین	موقعیت شیب	افق	عمقی رس (سانتی‌متر)	رس (درصد)	سیلت (درصد)	شن (درصد)	pH	کربن آلی (درصد)	آهک (درصد)	CEC (سانتی مول بر کیلوگرم)
		A	۰-۲۰	۳۲/۸	۵۴/۲	۱۳/۰	۶/۵	۴/۲	۶/۵	۴۰/۵
قله		Bt <sub>1</sub>	۲۰-۴۲	۴۵/۸	۵۰/۰	۴/۲	۶/۸	۰/۸	۶/۵	۴۰/۰
شیب		Bt <sub>2</sub>	۴۲-۶۵	۳۹/۲	۵۰/۰	۱۰/۸	۶/۹	۰/۸	۶/۵	۳۳/۱
		Bk	۶۵-۱۰۰	۱۵/۸	۶۱/۷	۲۲/۵	۷/۵	۰/۱	۲۷/۵	۲۱/۹
		A	۰-۱۵	۲۰/۸	۷۱/۲	۸/۰	۷/۳	۳/۰	۶/۵	۲۹/۲
		Bt	۱۵-۴۵	۳۲/۶	۵۷/۹	۹/۵	۷/۴	۲/۲	۲۱/۸	۱۵/۵
شانه		Bw <sub>1</sub>	۴۵-۸۰	۲۱/۷	۷۰/۸	۷/۵	۷/۶	۰/۴	۲۲/۰	۲۲/۶
شیب		Bw <sub>2</sub>	۸۰-۱۲۰	۱۹/۲	۷۰/۸	۱۰/۰	۷/۵	۰/۲	۱۷/۵	۱۸/۶
		Bk	۱۲۰-۱۵۰	۱۵/۸	۷۹/۲	۵/۰	۷/۶	۰/۱	۲۲/۰	۱۳/۸
		A	۲-۱۵	۳۱/۷	۶۳/۳	۵/۰	۷/۳	۲/۲	۰/۵	۳۴/۲
جنگل	شیب	Bt	۱۵-۳۹	۳۹/۰	۵۴/۵	۶/۵	۷/۳	۰/۹	۳/۰	۲۴/۱
	پشتی	Bk <sub>1</sub>	۳۹-۷۹	۲۵/۰	۶۳/۳	۱۱/۷	۷/۴	۰/۷	۱۸/۰	۲۶/۳
		Bk <sub>2</sub>	۷۹-۱۲۰	۱۹/۲	۷۰/۸	۱۰/۰	۷/۵	۰/۱	۱۶/۵	۳۰/۴
		A	۲-۲۶	۳۰/۸	۵۶/۷	۱۲/۵	۶/۵	۲/۸	۵/۰	۳۲/۸
	پای	Bt	۲۶-۶۳	۴۲/۸	۵۱/۱	۶/۱	۶/۹	۰/۸	۱۱/۵	۳۱/۳
	شیب	Btk	۶۳-۹۰	۲۵/۰	۶۰/۸	۱۴/۲	۷/۵	۰/۴	۲۹/۵	۲۳/۵
		Bk	۹۰-۱۲۰	۱۹/۲	۷۲/۵	۸/۳	۷/۶	۰/۴	۳۰/۰	۱۷/۹
		A	۰-۲۰	۱۹/۲	۶۷/۵	۱۳/۳	۷/۱	۲/۴	۴/۰	۲۸/۳
پنجه		Bt	۲۰-۶۰	۳۲/۵	۶۱/۷	۵/۸	۷/۲	۰/۶	۲/۵	۲۴/۱
شیب		Bk	۶۰-۱۰۰	۱۵/۸	۷۵/۰	۹/۲	۷/۵	۰/۵	۱۳/۵	۲۹/۲

ادامه جدول ۲- برخی خصوصیات فیزیکوشیمیایی نیم‌رخ‌های خاک منطقه مورد مطالعه.

کاربری زمین	موقعیت شیب	افق	عمق (سانتی‌متر)	رس (درصد)	سیلت (درصد)	شن (درصد)	pH	کربن آلی (درصد)	آهک (درصد)	CEC (سانتی مول بر کیلوگرم)
	قله	Ap	۰-۲۲	۲۱/۷	۶۲/۵	۱۵/۸	۷/۴	۳/۳	۲۵/۰	۳۶/۹
	شیب	Bk <sub>1</sub>	۲۲-۴۵	۱۸/۳	۵۶/۶	۲۵/۱	۷/۴	۰/۲	۳۷/۵	۲۶/۹
		Bk <sub>2</sub>	۴۵-۱۰۰	۱۵/۰	۶۴/۲	۲۰/۸	۷/۴	۰/۵	۳۵/۰	۱۹/۲
	شانه	Ap	۰-۲۰	۲۱/۷	۶۷/۵	۱۰/۸	۷/۳	۰/۶	۳۰/۵	۱۹/۱
	شیب	Bw	۲۰-۵۶	۱۸/۳	۷۰/۹	۱۰/۸	۷/۷	۰/۱	۲۹/۰	۲۱/۴
		BC	۵۶-۹۵	۱۵/۰	۷۵/۸	۹/۲	۷/۷	۰/۲	۲۴/۰	۱۸/۰
	شیب	Ap	۰-۲۰	۲۰/۸	۷۰/۹	۸/۳	۷/۳	۰/۴	۳۰/۵	۱۶/۸
	پشتی	Bw	۲۰-۵۵	۲۱/۷	۶۰/۸	۱۷/۵	۷/۴	۰/۱	۳۳/۵	۱۴/۸
		Bk	۵۵-۱۰۰	۱۸/۳	۶۶/۷	۱۵/۰	۷/۷	۰/۵	۳۰/۰	۱۳/۸
زراعی		Ap	۰-۲۰	۱۹/۲	۷۰/۸	۱۰/۰	۷/۶	۰/۷	۱۷/۵	۲۱/۴
	پای	AB	۲۰-۴۰	۲۵/۰	۶۷/۵	۷/۵	۷/۴	۰/۶	۱۶/۰	۳۴/۲
	شیب	Bk	۴۰-۷۰	۲۱/۷	۵۵/۸	۲۲/۵	۷/۵	۰/۱	۵۰/۰	۱۷/۹
		Ab	۷۰-۸۰	۱۹/۲	۵۵/۰	۲۵/۸	۷/۶	۰/۳	۴۱/۵	۱۲/۷
		Btb	۸۰-۱۲۰	۲۵/۸	۶۲/۵	۱۱/۷	۷/۵	۰/۰	۱۲/۵	۳۴/۹
		Ap	۰-۳۰	۲۷/۵	۶۰/۸	۱۱/۷	۷/۴	۰/۹	۶/۰	۲۲/۳
	پنجه	Bw	۳۰-۵۵	۲۲/۵	۶۹/۲	۸/۳	۷/۵	۱/۱	۱۳/۰	۳۳/۱
	شیب	Bkg <sub>1</sub>	۵۵-۸۰	۲۸/۰	۵۷/۸	۱۴/۲	۷/۴	۰/۳	۲۴/۰	۱۹/۱
		Bkg <sub>2</sub>	۸۰-۱۲۰	۱۹/۲	۶۷/۵	۱۳/۳	۷/۶	۴/۰	۲۷/۵	۱۵/۱
		Bg	۱۲۰-۱۵۰	۲۳/۳	۶۵/۰	۱۱/۷	۷/۶	۰/۱	۸/۰	۲۱/۳



شکل ۳- دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس مواد مادری (الف) و درصد نسبی کانی‌های رسی در مواد مادری خاک‌های منطقه مورد مطالعه (ب) (در شکل الف حروف K, Mg Gly, Mg و K 550 مندرج روی دیفراکتوگرام‌ها به ترتیب نشان‌دهنده تیمارهای منیزیم، منیزیم- گلیسرول، پتاسیم و پتاسیم- حرارت می‌باشند).

**ترکیب کانی‌شناسی رس خاک‌ها:** بررسی دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس نشان می‌دهد خاک‌های دو کاربری دارای تنوع قابل توجهی به لحاظ کانی‌های رسی می‌باشند. ایلیت، کلریت، کائولینیت، اسمکتیت و ورمی کولیت از کانی‌های رسی شناسایی شده در خاک‌های منطقه هستند (جدول ۳).

همان‌طور که در جدول شماره ۳ مشاهده می‌گردد ایلیت فراوان‌ترین کانی رسی خاک دو کاربری است. امینی (۱۹۹۵) در استان خراسان (حوزه قره‌تیکان) و پاشایی (۱۹۹۹)، امینی‌جهرمی (۲۰۰۴) و قرقره‌چی (۲۰۰۷) نیز در استان گلستان طی مطالعه کانی‌شناسی خاک‌های لسی به نتایج مشابهی دست یافته‌اند. اسکولز (۲۰۰۲) معتقد است ایلیت در خاک‌ها معمولاً از مواد مادری به ارث می‌رسد. با توجه به غنی بودن مواد مادری لسی منطقه از ایلیت، منشاء ارثی برای آن در خاک‌های مورد مطالعه قطعی است (شکل ۴). کلریت در خاک‌های زراعی منطقه به مقدار بیشتری در مقایسه با خاک‌های جنگلی شناسایی گردید. بسیاری از محققان معتقدند منشاء این کانی رسی نیز اغلب ارثی است.

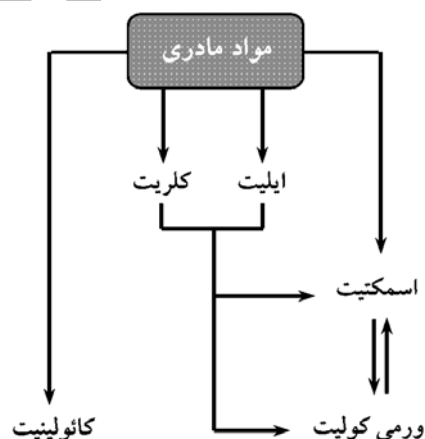
کائولینیت نیز از کانی‌های رسی به نسبت فراوان در خاک‌های مورد مطالعه است (جدول ۳). تاردی و همکاران (۱۹۷۳) اظهار می‌دارند شرایط تشکیل کائولینیت (فعالیت کم  $K^+$  و فعالیت زیاد  $H^+$ ) در اقلیم‌های گرم و مرطوب با فصول خیس و خشک متناوب فراهم است. با توجه به اقلیم منطقه که شرایط مناسب برای تشکیل کائولینیت نمی‌باشد بنابراین وجود این کانی در خاک‌های مورد مطالعه را باید از مواد مادری به ارث رسیده دانست (شکل ۴).

میزان اسمکتیت خاک‌های جنگلی مورد مطالعه به‌طور نسبی بیشتر از خاک‌های کاربری تحت کشت می‌باشد (جدول ۳). رایدسوکوپ و اولری (۲۰۰۲) اظهار می‌دارند اسمکتیت‌ها به‌طور گسترده‌ای در سطح کره زمین پراکنده‌اند. شرایط تشکیل اسمکتیت در خاک عبارت است از: فعالیت زیاد سیلیسیم، منیزیم و زه‌کشی ضعیف (جکسون، ۱۹۶۵؛ کیتریک، ۱۹۷۱). شرایط ژئومورفیک منطقه می‌تواند با تأثیر بر زه‌کشی و آبشویی بر حفظ سیلیسیم، منیزیم و سایر کاتیون‌ها و در نتیجه پایداری اسمکتیت مؤثر باشد (رایدسوکوپ و اولری، ۲۰۰۲). جکسون و شرمین (۱۹۵۳) معتقدند یک منشاء ممکن برای اسمکتیت، مواد مادری خاک‌هاست. خاک‌های تشکیل شده روی سنگ‌های رسوبی کرتاسه نمونه بارزی از خاک‌های سرشار از اسمکتیت به ارث رسیده از مواد مادری می‌باشند (رایدسوکوپ و اولری، ۲۰۰۲). با توجه به اینکه مواد مادری خاک‌های منطقه حاوی مقادیری اسمکتیت می‌باشند، بنابراین به‌طور قطع می‌توان بخشی از اسمکتیت خاک‌ها را نتیجه به ارث رسیدن از مواد مادری دانست. تغییر شکل کانی‌های میکایی مانند ایلیت مسیر دیگری برای حضور اسمکتیت در خاک‌هاست.

هوادیدگی میکاها در خاک با از دست رفتن پتاسیم بین لایه‌ای آغاز می‌شود. با وقوع چنین فرآیندی میکا به ورمی کولیت و اسمکتیت تبدیل خواهد شد (اسکات و اسمیت، ۱۹۶۶). مطالعات زیادی نشان داده است که گیاهان نیز می‌توانند پتاسیم بین لایه‌ای میکا را خارج نمایند (رایدسوکوپ و اولری، ۲۰۰۲). تغییر شکل میکاها منشاء دیگری برای حضور اسمکتیت در خاک‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۴).

مطالعه دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس بیانگر آن است کانی رسی ورمی کولیت فقط در برخی از نقاط خاک جنگلی حضور دارد (جدول ۳). ورمی کولیت در تیمار با منیزیم پیک حدود ۱۴ انگستروم می‌دهد. پیک ۱۴ انگسترومی هنگام اشباع با پتاسیم به ۱۰/۱ انگستروم تبدیل می‌شود. خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) بیان می‌دارند ورمی کولیت در pH اسیدی ضعیف (حدود ۶) و به سبب افزایش فعالیت آلومینیوم در خاک تشکیل می‌شود. این دو پژوهشگر معتقدند کانی رسی ورمی کولیت در خاک‌های با رطوبت قابل استفاده بیشتر که شاخص آگروکلیماتولوژی منطقه از ۰/۴ بزرگ‌تر باشد شکل گرفته و پایدار می‌ماند. ورمی کولیت از میکا و بر اثر حذف پتاسیم و جانشین شدن آن با کاتیون‌های قابل تبادل هیدراته به وجود می‌آید. در واقع وجود یون‌های هیدرونیوم در تبادل یون‌های پتاسیم در این فرآیند بسیار مؤثر است (ریچ و بلک، ۱۹۶۴).

در شکل شماره ۴ به مهم‌ترین مسیرهای مختلف تبدیل کانی‌های رسی به یکدیگر و منشاء آنها در خاک‌های لسی منطقه اشاره شده است.



شکل ۴- مهم‌ترین مسیرهای تشکیل کانی‌های رسی خاک در منطقه مورد مطالعه.

جدول ۳- درصد نسبی کانی‌های رسی در خاک‌های مورد مطالعه.

کاربری زمین	موقعیت شیب	افق	اسمکتیت	ایلیت	کائولینیت	کلریت	ورمی کولیت
	قله شیب	A	+	+++	++	-	++
		Bt <sub>1</sub>	++	+++	+	-	++
	شانه شیب	A	+	+++	+	+	-
		Bt	++	+++	+	++	-
جنگل	شیب پستی	A	+	+++	++	++	+
		Bt	++	+++	+	++	+
	پای شیب	A	++	+++	+	-	++
		Bt	++	+++	+	-	++
	پنجه شیب	A	++	+++	++	+++	+
		Bk	++	+++	++	++	-
	قله شیب	Ap	+	+++	++	+++	-
		Bk <sub>1</sub>	++	+++	++	++	-
	شانه شیب	Ap	+	+++	++	++	-
		Bw	+	+++	+++	+++	-
زراعی	شیب پستی	Ap	+	+++	++	++	-
		Bw	+	+++	++	++	-
	پای شیب	Ap	+	+++	+++	+++	-
		Bk	+	+++	++	+++	-
	پنجه شیب	Ap	+	+++	++	++	-
		Bkg <sub>1</sub>	+	+++	+++	+++	-

-: جزئی یا وجود ندارد، +: کمتر از ۱۵ درصد، ++: ۲۵-۱۵ درصد، +++: ۵۰-۲۵ درصد.

تغییر و تحول کانی‌های رسی در ارتباط با تغییر کاربری زمین و تخریب اراضی: همان‌طور که پیش از این نیز اشاره گردید عملیات تغییر کاربری به‌ویژه جنگل‌تراشی روی زمین‌های شیب‌دار موجب فرسایش شدید خاک در منطقه مورد مطالعه شده است. اجرای این‌گونه عملیات غیراصولی و متعاقب آن وقوع فرایندهای تخریب اراضی علاوه بر تأثیرات شدیدی که بر پارامترهای گوناگون فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک بر جای گذاشته بلکه کانی‌های رسی را نیز دستخوش تحولات قابل



توجهی نموده است. در این بخش به بررسی رفتار مهم‌ترین کانی‌های رسی در ارتباط با تغییر کاربری زمین پرداخته و تحول آنها را به‌عنوان شاهدهی برای تخریب اراضی مورد مطالعه قرار خواهیم داد.

- **ایلیت و کلریت:** ایلیت و کلریت دو کانی به ارث رسیده از مواد مادری در خاک‌های منطقه می‌باشند (شکل ۴). جنگل‌تراشی و فرسایش خاک موجب شده تا مقدار دو کانی یاد شده در تمامی موقعیت‌های شیب ناحیه زراعی افزایش یابد (جدول ۳). عمده‌ترین دلیل برای ایجاد چنین وضعیتی را باید به برون زد مواد مادری سرشار از ایلیت و کلریت نسبت داد. فرسایش شدید خاک سطحی پس از عملیات جنگل‌تراشی علت اصلی رخنمون شدن مواد زیرین است. ایلیت و کلریت دو کانی رسی معمول در اراضی شیب‌داری هستند که تشکیل خاک روی آنها به دلیل وقوع فرسایش با محدودیت مواجه شده است (ویلسون، ۱۹۹۹).

فراهمی رطوبت مناسب در خاک جنگلی شرایط هوادیدگی این دو کانی را تشدید کرده و با آزاد شدن یون  $K^+$  از ساختار ایلیت و کلریت کانی‌های رسی دیگری در خاک شکل گرفته‌اند (شکل ۴). کافمن و فانینگ (۱۹۷۵) ورمی‌کولیت و اسمکتیت را فراوان‌ترین محصولات هوادیدگی ایلیت و کلریت معرفی کرده‌اند.

پوشش گیاهی طبیعی متراکم در ناحیه جنگلی نیز با حضور ریشه‌های فراوان تا اعماق خاک به فرایند تخریب میکاها کمک می‌کند (رایدسوکوپ و اولری، ۲۰۰۲). تریبوت و همکاران (۱۹۸۷) اظهار داشته‌اند جذب پتاسیم توسط ریشه گیاهان طی یک دوره صد ساله ساختار ایلیت را از هم پاشیده و مقدار اسمکتیت را در خاک افزایش می‌دهد. در ناحیه جنگل‌تراشی شده به دلیل نبود پوشش گیاهی دائمی وقوع چنین فرایندی از شدت بسیار کمتری برخوردار است، بنابراین کانی‌های رسی ایلیت و کلریت همچنان با ساختار ابتدایی خود در بطن خاک باقی‌مانده و هوادیده نخواهند شد.

کوهوت و وارن (۲۰۰۲) بیان می‌دارند کلریت تحت شرایط pH اسیدی ناپایدار بوده و به سرعت هوادیده می‌شود. واکنش اسیدی از خصوصیات خاک‌های جنگلی است. در کاربری زراعی منطقه مورد مطالعه روآمدن مواد آهکی واکنش خاک را به سمت pH بیشتر از ۷ سوق داده است.

تلفات ذرات ریز خاک، بخش درشت‌تر را در ناحیه زراعی بر جای گذاشته است. به همین دلیل عامل دیگری برای مقادیر بیشتر ایلیت و کلریت در خاک زراعی را می‌توان به درشت‌تر بودن ذرات خاک در این ناحیه نسبت داد. خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) در این رابطه اظهار می‌دارند ایلیت و کلریت کانی‌های غالب بخش رس درشت خاک‌ها هستند.

به طور خلاصه باید بیان نمود برون زد مواد مادری خاک‌ها، واکنش بازی خاک و درشت بودن اندازه ذرات خاک که همگی به دلیل از بین بردن پوشش‌های طبیعی زمین و در نتیجه تخریب اراضی منطقه ایجاد شده‌اند، مهم‌ترین عوامل افزایش درصد نسبی دو کانی ایلیت و کلریت در ناحیه زراعی در مقایسه با خاک جنگلی محسوب می‌شوند. رخداد این‌گونه تغییر و تحولات کانی‌شناسی شاهد مناسبی برای تخریب اراضی منطقه به حساب می‌آید.

- **کائولینیت:** کائولینیت نیز دیگر کانی رسی به ارث رسیده از مواد مادری در خاک‌های مورد مطالعه است (شکل ۴). همان‌گونه که اشاره شد شرایط تشکیل کائولینیت در خاک‌های مناطق گرم و مرطوب نواحی حاره و نیمه حاره فراهم است. اقلیم منطقه مورد مطالعه فاقد این‌گونه ویژگی است بنابراین وجود این کانی در خاک‌های منطقه را باید به ارث رسیده از مواد مادری دانست. امینی جهرمی (۲۰۰۴) نیز طی مطالعه خاک‌های لسی استان گلستان منشأ کائولینیت را موروثی معرفی کرده است. در ارتباط با تغییرات این کانی رسی نیز باید اظهار داشت پس از عملیات جنگل‌تراشی و تخریب اراضی منطقه درصد کائولینیت خاک در ناحیه زراعی نسبت به خاک جنگل طبیعی افزایش یافته است (جدول ۳). از بین رفتن خاک سطحی در کاربری زراعی بر اثر فرسایش و تخریب اراضی موجب شده تا مواد مادری لسی حاوی کائولینیت در پروفیل خاک این کاربری توزیع شده و میزان کانی رسی اخیر نسبت به جنگل مجاور بیشتر شود.

- **اسمکتیت:** همان‌گونه که در شکل ۴ مشاهده می‌شود دو منشأ اصلی برای حضور کانی‌های رسی گروه اسمکتیت در خاک‌های منطقه عبارت است از: (۱) مواد مادری خاک و (۲) تغییر شکل سایر کانی‌ها.

همان‌طور که پیشتر نیز اشاره شد بخشی از اسمکتیت خاک‌های منطقه از مواد مادری به ارث رسیده است. در نواحی با رطوبت قابل استفاده بیشتر که شرایط آبشویی جهت آزاد شدن  $K^+$  مهیاست، میکاها و به خصوص ایلیت می‌توانند به اسمکتیت تغییر یابند (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳). پوشش طبیعی جنگل با فراهم آوردن رطوبت بیشتر نسبت به کاربری زراعی موجب شده تا درصد اسمکتیت در کاربری جنگل به‌طور نسبی بیشتر از خاک زیر کشت مجاورش باشد (جدول ۳). علاوه بر آن، در منطقه جنگلی حضور رطوبت بیشتر به‌خصوص در موقعیت‌های پایین‌دست شیب مانند پای شیب و پنجه شیب باعث افزایش درصد اسمکتیت نسبت به سایر موقعیت‌ها شده است. قرقرچی (۲۰۰۷) نیز با مطالعه کانی‌شناسی خاک‌های استان گلستان اظهار داشت در شرایط جنگلی با رطوبت قابل دسترس

بالا و آبشویی شدید، یون  $K^+$  از ساختار ایلیت و کلریت رها شده و اسمکتیت در خاک شکل گرفته است.

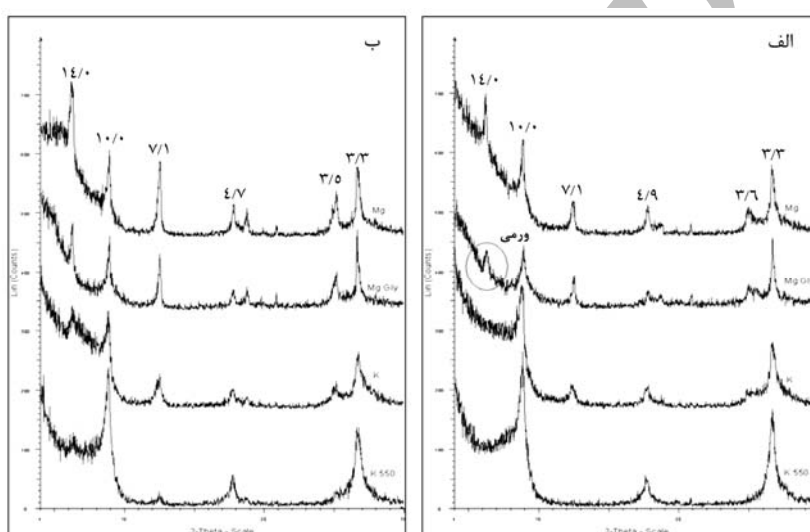
خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) با مطالعه منشاء و توزیع کانی‌های رسی در خاک‌های آهکی جنوب ایران مشاهده کردند اسمکتیت کانی رسی اصلی در تعداد زیادی از خاک‌های آلفی-سول با زهکشی مناسب می‌باشد. ایشان دریافتند مقدار اسمکتیت در خاک‌های با زهکشی مناسب، با افزایش رطوبت قابل استفاده خاک (افزایش شاخص آگروکلیماتولوژی) ازدیاد حاصل می‌کند. آنها رابطه معنی‌داری بین نسبت P/ET و مقدار اسمکتیت یافتند. با افزایش رطوبت قابل استفاده خاک و آبشویی یون‌های پتاسیم از ساختار ایلیت و کلریت خارج شده و اسمکتیت تشکیل می‌شود.

در کاربری زراعی منطقه مورد مطالعه خفیف بودن فرآیند نفوذ آب به خاک به دلیل تراکم و زهکشی ضعیف که خود ناشی از عملیات خاک‌ورزی روی شیب و فرسایش و تخریب اراضی می‌باشد، تشکیل کانی‌های رسی گروه اسمکتیت را با محدودیت مواجه نموده است. جنگل‌تراشی و از بین بردن پوشش طبیعی منطقه سبب شده تا نزولات جوی اغلب به فرم رواناب روی اراضی شیب‌دار جاری گشته و فرایند شستشو به شکل کاملاً ضعیفی در خاک اتفاق بیفتد، به همین دلیل در ناحیه جنگل‌تراشی شده درصد کمتری از کانی‌های رسی گروه اسمکتیت در مقایسه با خاک جنگل طبیعی شناسایی گردید (جدول ۳).

- **ورمی کولیت:** دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس، حضور کانی رسی ورمی کولیت در کاربری جنگل و عدم حضور آن را در کاربری زراعی نشان می‌دهند (شکل ۵). کرمینس و موکما (۱۹۸۷) بیان می‌کنند ورمی کولیت در خاک‌های آبشویی شده یافت می‌شود. نفوذپذیر بودن خاک به دلیل استقرار پوشش طبیعی، هموار بودن لندفرم و مهیا بودن شرایط مناسب جهت آبشویی در موقعیت‌های قله شیب، پای شیب و پنجه شیب کاربری جنگل موجب شده تا همگام با کاهش pH و اسیدی شدن ضعیف خاک، فعالیت آلومینیوم افزایش یافته و ورمی کولیت به وجود آید (جدول ۳ و شکل ۵-الف). بررسی دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس بیانگر آن است حتی در موقعیت شیب پستی این کاربری نیز آثاری از ورمی کولیت مشاهده می‌شود. پوشش طبیعی و متراکم جنگل در منطقه شرایط تشکیل این کانی رسی را فراهم آورده است.

خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) اظهار می‌دارند ورمی کولیت در شرایط آهکی با pH بالا ناپایدار است. اجرای طولانی مدت کشت و کار در ناحیه جنگل‌تراشی شده و فرسایش شدید خاک سطحی موجب

شده تا مواد آهکی زیرین در سرتاسر نیم‌رخ خاک توزیع شده و به دلیل وقوع رواناب روی اراضی شیب‌دار مجالی برای آبشویی خاک فراهم نیاید، بنابراین به دلیل pH بالای خاک و آهکی شدن قابل توجه آن تقریباً اثری از ورمی‌کولیت در کاربری تحت کشت مشاهده نمی‌شود (جدول ۳ و شکل ۵-ب). نبود این کانی در کاربری زراعی مجاور که زمانی زیر پوشش جنگل طبیعی بوده است می‌تواند به‌عنوان معیار و شاهد مناسبی برای تأیید تخریب خاک پس از جنگل‌تراشی باشد.



شکل ۵- دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس اف‌ق‌های A نیم‌رخ کاربری جنگل (الف) و Ap نیم‌رخ کاربری زراعی (ب) در موقعیت قله شیب (حروف K, Mg Gly, Mg و K 550 مندرج روی دیفراکتوگرام‌ها به ترتیب نشان‌دهنده تیمارهای منیزیم، منیزیم-گلیسرول، پتاسیم و پتاسیم-حرارت می‌باشند).

به‌عنوان یک نتیجه‌گیری کلی باید اظهار داشت کانی‌های رسی نیز مانند سایر پارامترهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی تغییرات قابل ملاحظه‌ای را پس از فرسایش خاک و تخریب اراضی نشان می‌دهند. افزایش میزان کانی‌هایی نظیر ایلیت، کلریت و کائولینیت، کاهش مقدار اسمکتیت و همچنین نبود ورمی‌کولیت در اراضی تخریب شده منطقه در مقایسه با خاک جنگلی در این پژوهش به اثبات رسید به‌طوری‌که می‌توان اذعان نمود کانی‌های رسی و تحول آنها شهادتی برای تخریب اراضی در منطقه مورد مطالعه به حساب می‌آید.

## منابع

1. Amini, A. 1995. Investigation on the origin and processes of loess deposition in Ghara-Tikan watershed. M.Sc. Thesis, Tehran University. 175p. (In Persian).
2. 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).
3. Beavers, A.H., Johns, W.D., Grim, R.E., and Odell, R.T. 1955. Clay minerals in some Illinois soils developed from loess and till under grass vegetation. P 356-372. In: Milligan, W.O. (ed.), Clays and Clay Minerals. Proc. Of Third Natl. Conf. on Clays and Clay Minerals, Press: 26-29 Oct. 1954. Natl. Acad. Sci. Natl. Research Council, Houston, TX, Washington, DC.
4. Borchardt, G. 1989. Smectites. P 75-718. In: Dixon, J.B. and Weed S.B. (eds.), Minerals in Soil Environments, Second edition. SSSA Book Ser., Vol. 1. SSSA, Madison, WI.
5. Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soils. Agro. 54: 464-465.
6. Bouwman, A.F., and Leeman, R. 1995. The Role of Forest Soils in the Global Carbon Cycle. P 503-526. In: McFee, W.W. and Kelly J.M. (eds.), Carbon Forms and Functions in Forest Soils. SSSA. Madison, WI.
7. Chapman, H.D. 1965. Cation exchange capacity. P 781-790. In: Methods of Soil Analysis. Part 2. Black, C.A. (ed.). American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, USA.
8. Coffman, C.B., and Fanning, D.S. 1975. Maryland soils developed in residuum from chloritic metabasalt having high amount of vermiculite in sand and silt fractions. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 30: 723-732.
9. Cremeens, D.L., and Mokma, D.L. 1987. Fine Clay Mineralogy of Soil Matrices and Clay Films in Two Michigan Hydrosequences. Soil Sci. Soc. Am. J. 51: 1378-1381.
10. FAO. 1987. Special study on forest management, afforestation and utilization of forest resources in the developing regions. Asia-Pacific region. Assessment of resources in six countries. FAO, Bangkok field Document 17. 273p.
11. FAO. 1996. Population growth. World Food Summit. Rome 13-17 November.
12. Fanning, D.S., Keramidas, V.S., and El-Desoky, M.A. 1989. Micas. P 551-627. In: Dixon, J.B., and Weed, S.B. (eds.), Minerals in Soil Environments, 2<sup>nd</sup> Edition SSSA Book Ser., Vol. 1. SSSA, Madison, WI.
13. Ghergherechi, Sh. 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).
14. Girma, T. 1998. Effect of cultivation on physical and chemical properties of a Vertisol in Middle Awash Valley, Ethiopia. Commun. Soil Sci. Plant Anal. 29: 587-598.
15. Hudson, P.F., and Alcañtara-Ayala, I. 2006. Ancient and modern perspectives on land degradation. Catena, 65: 102-106.
16. Jackson, M.L. 1965. Clay transformations in soil genesis during the Quaternary. Soil Sci. 99: 15-22.

17. Jackson, M.L. 1975. Soil Chemical Analysis. Advanced Course. University of Wisconsin, College of Agriculture, Department of Soils, Madison, Wisconsin, USA.
18. Jackson, M.L., Hseung, Y., Corey, R.B., Evans, E.J., and Vanden Heuvel, R.C. 1952. Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments: II. Chemical weathering of layer silicates. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 17: 3-6.
19. Jackson, M.L., and Sherman, G.D. 1953. Chemical weathering of minerals in soils. *Adv. Agron.* 5: 219-318.
20. Johns, W.D., Grim, R.E., and Bradley, W.F. 1954. Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. *J. of Sediment Petrol.* 24: 242-251.
21. Khormali, F., and Abtahi, A. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, Southern Iran. *Clay Minerals*, 38: 511-527.
22. Khormali, F., Ghorbani, R., and Amoozadeh Omrani, R. 2005. Origin and distribution of clay minerals in different landforms of three selected watershed of eastern Golestan province. Research report. Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources. 78p. (In Persian).
23. Kiani, F., Jalalian, A., Pashae A., and Khademi, H. 2004. Effect of deforestation on selected soil quality attributes in loess-derived landforms of Golestan Province, Northern Iran. P 546-550, Proceedings of the Fourth International Iran & Russia Conference.
24. Kiese, K., Papen, H., Zumbusch, E., and Butterbach-Bahl, L. 2002. Nitrification activity in tropical rainforest soils of the coastal lowlands and Atherton Tablelands, Queensland, Australia. *J. Plant Nutr.* 165: 682-685.
25. Kittrick, J.A. 1971. Montmorillonite equilibria and the weathering environment. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33: 217-221.
26. 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.
27. Kohut, C.K., and Warren, C.J. 2002. Chlorites. In: *Soil Mineralogy with Environmental Application*. SSSA Book Series, No 7.
28. Lal, R. 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International*, 29: 437-450.
29. Li, L., Keller, G., Adatte, T., and Stinnesbeck, W. 2000. Late Cretaceous sea level changes in Tunisia: A Multi-disciplinary Approach. Special 157, Geological Society of London, Pp: 447-458.
30. Likens, G.E., Bormann, F.H., Johnson, N.M., and Fisher, D.W. 1970. Effects of forest cutting and herbicide treatment on nutrient budgets in the H. Brooke watershed-ecosys. *Ecol. Monogr.* 40: 23-41.
31. Lu, D., Moran, E., and Mause, P. 2002. Linking Amazonian secondary succession forest growth to soil properties, *Land Degrad. Dev.* 13: 331-343.
32. McDonald, M.A., Healey, J.R., and Stevens, P.A. 2002. The effects of secondary forest clearance and subsequent land-use on erosion losses and soil properties in the Blue Mountains of Jamaica. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 92: 1-19.
33. Motamed, A. 1997. Quaternary. Tehran Univ. Press. 310p. (In Persian).

34. Nelson, R.E. 1982. Carbonate and gypsum. in: *Methods of Soil Analysis*. Part II. Page, L. (ed). American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, USA.
35. Page, M.C., Sparks, D.L., Noll, M.R., and Hendricks, G.J. 1987. Kinetics and mechanisms of potassium release from sandy Middle Atlantic Coastal Plain soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 1460-1465.
36. Pashae, A. 1997. Investigation of physico-chemical and origin of loess sediments in Gorgan and plain. *Journal of Earth Sciences*. 8<sup>th</sup> year. Pp: 67-78.
37. Pashae, A. 1999. Clay mineralogy of loess material in Gorgan and plain. P 68-69. Sixth congress of soil science, Iran, Mashad Ferdooosi university. (In Persian).
38. Reid-soukup D.A., and Ulery, A.L. 2002. Smectites. In: *Soil Mineralogy with Environmental Application*. SSSA Book Series, No. 7.
39. Rich, C.I., and Black, W.R. 1964. Potassium exchange as affected by cation size, pH and mineral structure. *Soil Sci.* 97: 384-390.
40. Schulze, D.G. 2002. An introduction to soil mineralogy. In: *Soil Mineralogy with Environmental Application*. SSSA Book Series, No. 7.
41. Scott, A.D., and Smith, S.J. 1966. Susceptibility of interlayer potassium in micas to exchange with sodium. *Clays Clay Miner.* 14: 69-81.
42. Smith, R.M., Twiss, P.C., Krauss, R.K., and Brown, M.J. 1970. Dust deposition in relation to site, season and climate variables. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34: 112-117.
43. Soil Survey Staff. 2006. *Keys to Soil Taxonomy*, 10<sup>th</sup> edition U.S. Department of Agriculture.
44. Solomon, D., Fritzsche, F., Tekalign, M., Lemann, J., and Zech, W. 2002. Soil organic matter composition in the subhumid Ethiopian highlands as influenced by deforestation and agricultural management. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 68-82.
45. Spaans, E.J.A., Baltissen, G.A.M., Miedema, R., Lansu, A.L.E., Schoonderbeek, D., and Wielemaker, W.G. 1989. Changes in physical properties of young and old volcanic surface soils in Costa Rica after clearing of tropical rain forest. *Hydrol. Proc.* 3: 383-392.
46. Tardy, Y., Bocquier, G., Paquet, H., and Millot, G. 1973. Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. *Geoderma*. 10: 271-284.
47. Tributh, H., Boguslawski, E.V., Lieres, A.V., Steffens, D., and Mengel, K. 1987. Effect of potassium removal by crops on transformation of illitic clay minerals. *Soil Sci.* 143: 404-409.
48. USDA-NRCS. 1999. *Liming to improve soil quality in acid soils*. Soil Quality-Agronomy Technical Note, No. 8.
49. Vagen, T.G., Andrianorofanomezana, M.A.A., and Andrianorofanomezana, S. 2006. Deforestation and cultivation effects on characteristics of Oxisols in the highlands of Madagascar. *Geoderma*, 131: 190-200.
50. Wilding, N.E., Smeck, A., and Hall, G.F. 1982. *Pedogenesis and soil taxonomy*. II. The Soil orders. *Developments in Soil Science*.
51. Wilson, M.J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals*, 34: 7-24.



Gorgan University of Agricultural  
Sciences and Natural Resources

*J. of Water and Soil Conservation, Vol. 16(2), 2009*  
[www.gau.ac.ir/journals](http://www.gau.ac.ir/journals)

## **Clay mineralogy as an evidence of land degradation on loess hillslopes**

**M. Ajami<sup>1</sup> and \* F. Khormali<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Former M.Sc. Student, Dept. of Soil Sciences, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, <sup>2</sup>Associate Prof., Dept. of Soil Sciences, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources

### **Abstract**

In order to study the soil clay minerals behavior as affected by land use change and land degradation, a loess hillslope located in Agh-Su watershed, eastern Golestan province was selected. Illite and chlorite are dominant minerals in loess parent material. The major clay minerals in the forest soil and adjacent deforested cultivated area were according to the following orders: illite > smectite > kaolinite > chlorite > vermiculite and illite > chlorite > kaolinite > smectite respectively. Illite, chlorite and kaolinite are mainly of inheritance origin. Deforestation and soil erosion has led to an increase in the amount of these minerals in the cultivated land use due to outcropping of parent material. Origin of smectite is believed to be both inheritance and also transformed in the study area. Illite and chlorite can transform to smectite in the presence of more soil available-moisture mainly due to leaching and release of  $K^+$  from their structures. Natural forest cover has provided higher moisture and consequently more smectite in forest land use relative to adjacent cropland. Soil loss, absence of permanent vegetation, weak leaching and lower soil moisture are the main reasons for the rare occurrence of smectite in the deforested area. Vermiculite is mainly observed in weak acidic forest soil where agroclimatological index, P/ET, (ratio of mean annual precipitation to mean annual reference crop evapotranspiration) is more than 0.4. Long-term tillage practices and severe soil surface erosion has distributed subsurface calcareous material through out soil profile and the consequent higher soil pH has led to an increase in vermiculite instability. Increase in illite, chlorite and kaolinite content and decrease in smectite content and also absence of vermiculite in degraded lands which were formerly under the same forest ecosystem and also most probably the same clay mineralogy indicate to the loss of topsoil and landscape instability following deforestation. In general, clay minerals and their variations besides other physicochemical and biological soil parameters can be used as a good indicator for land degradation.

**Keywords:** Clay mineralogy, Land degradation, Loess

---

\* Corresponding Author; Email: [khormali@yahoo.com](mailto:khormali@yahoo.com)