



اثر موقعیت شیب و تغییر کاربری اراضی بر خصوصیات کانی‌شناسی بخش رس خاک و خصوصیات میکرومورفولوژی خاک در منطقه لردگان استان چهارمحال و بختیاری

*فریده کریمی دهکردی^۱، احمد جلالیان^۲، عبدالمحمد محنت‌کش^۳ و ناصر هنرجو^۴

^۱دانش آموخته کارشناسی ارشد گروه علوم خاک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان اصفهان، استاد گروه علوم خاک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان اصفهان، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری، ^۲استادیار گروه علوم خاک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان اصفهان
تاریخ دریافت: ۹۲/۳/۶؛ تاریخ پذیرش: ۹۲/۹/۱۰

چکیده

کانی‌های رسی با خصوصیات ویژه خود جزو فعال خاک به‌شمار می‌روند و بدون شناخت آن‌ها، اظهار نظر درباره مسایل تغذیه گیاه، فرسایش و حفاظت خاک، فرآیندهای تشکیل خاک و حتی خصوصیات مهندسی و مکانیکی خاک صحیح نخواهد بود. علاوه بر مطالعه خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک که موجب شناخت خاک می‌شود، علم میکرومورفولوژی نیز به شناخت بهتر خاک کمک می‌کند. به‌منظور بررسی نوع و خاستگاه کانی‌های رسی، خاک‌رخی‌هایی در اراضی تپه ماهوری لردگان و در دو کاربری دیم و جنگل و در موقعیت‌های مختلف شیب حفر و تشریح شد و از افق‌های سطحی و زیر سطحی همه خاک‌رخی‌ها نمونه‌هایی برای تعیین CEC، بافت خاک، کربن آلی، درصد آهک خاک و بررسی کانی‌های رسی به روش پراش پرتو ایکس تهیه شد. به‌منظور انجام آزمایش‌های میکرومورفولوژی، کلوخه‌هایی از خاک برخی افق‌ها و به‌صورت دست‌خورده برداشت شد. نتایج نشان داد که کانی‌های غالب بخش رس خاک در این خاک‌ها اپلایت، اسمکتایت، کلرایت و کانی‌های مختلط کلرایت-اسمکتایت می‌باشند و منشأ تمام کانی‌ها در هر دو کاربری و در موقعیت‌های مختلف شیب موروثی بود. حضور این کانی‌ها در قسمت‌های پایین شیب دارای بیش‌ترین مقدار و شدت پیک‌ها در کاربری دیم بیش‌تر از کاربری جنگل بود. بررسی مقاطع نازک نیز نشان داد که از نظر نوع حفرات و نسبت $\frac{C}{F}$ تفاوتی بین افق‌ها و در دو کاربری وجود ندارد. حفرات صفحه‌ای، واگ و

*مسئول مکاتبه: farideh.karimi_44@yahoo.com

حفرات به هم مرتبط بیشترین حفرات این خاکرخها را تشکیل داده بودند. بی فابریک مشاهده شده در تمامی افقها از نوع کریستالیتیک بود. ریز ساختمان در تمامی خاکرخها به جز شیب پستی کاربری دیم از نوع مکعبی بدون زاویه بود. همچنین در تمامی افقها به جز افق مربوط به شانه شیب و شیب پستی کاربری دیم پوشش رسی و آهکی مشاهده شد.

واژه‌های کلیدی: کانی‌های رسی خاک، میکرومورفولوژی خاک، موقعیت شیب، تغییر کاربری اراضی، لردگان

مقدمه

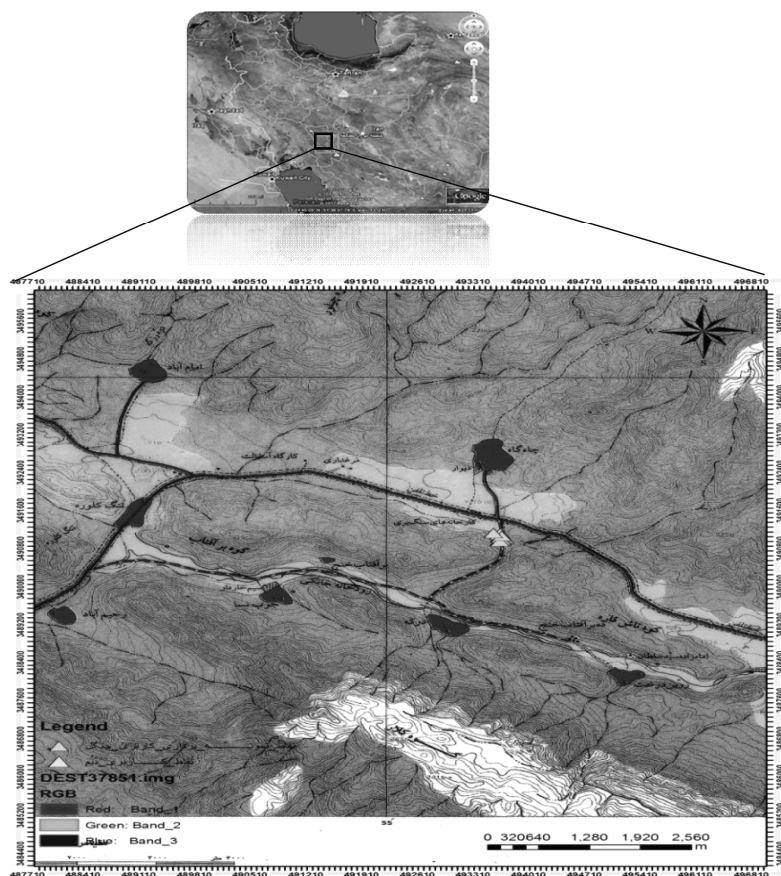
خاک یکی از منابع مهم طبیعی بوده و زیربنای تمدن و همچنین همه فعالیت‌های کشاورزی هر کشور است. به طوری که مسیر پیشرفت هر جامعه را اصول و چگونگی بهره‌برداری از خاک تعیین می‌کند. متأسفانه در اثر بهره‌برداری بی‌رویه از منابع اراضی که ناشی از اطلاع نداشتن و نبود دانش کافی می‌باشد هر ساله از قدرت تولید و حاصل‌خیزی خاکها کاسته می‌شود. به طوری که خاکهای حاصل‌خیز و زراعی به تدریج به خاکهای فقیر و یا تخریب‌شده تبدیل می‌گردد (ابطحی، ۱۹۹۲). متأسفانه در ایران به جنگل‌ها و مراتع اهمیت چندانی داده نمی‌شود و هر روزه شاهد تخریب و نابودی جنگل‌ها و مراتع هستیم. تخریب اراضی به دلیل تأثیر بر پایداری تولیدات کشاورزی یک معضل جهانی به‌شمار می‌رود.

اثر موقعیت شیب و تغییر کاربری اراضی بر کانی‌شناسی خاک: فرپور و همکاران (۲۰۰۲) در مطالعات خود بر سطوح ژئومورفیک نشان دادند که از دامنه شیب به طرف دشت آبرفتی، به علت بالا بودن سطح آب زیرزمینی، از پایداری پالیگورسکایت کاسته می‌شود. رمضان‌پور و جلالیان (۲۰۰۳) کانی‌های رسی را در یک ردیف اراضی در منطقه شهرکرد مورد مطالعه قرار دادند و نتیجه گرفتند میزان کانی کلرایت-اسمکتایت به سمت دشت بیش‌تر شده است. زارعیان و باقرنژاد (۲۰۰۷) در بررسی اثر توپوگرافی بر تنوع کانی‌ها در منطقه بیضاء استان فارس نشان دادند که مقدار نسبی کانی‌های ایلیت، کلرایت، اسمکتایت و ورمی‌کولایت متفاوت و تابع شرایط پستی و بلندی می‌باشد. به طوری که در نواحی پست اسمکتایت و در مخروط افکنه کلرایت و ایلیت غالب می‌باشند. موسوی و همکاران (۲۰۰۹) در مطالعات خود در منطقه آغا‌جاری و قلعه‌خواجه نشان دادند که در خاکرخ‌های انتخاب‌شده، هرچه از قله به طرف پای شیب نزدیک می‌شویم، از میزان کانی‌های اولیه مانند میکا کاسته و بر کانی اسمکتایت افزوده می‌شود که دلیلی بر تکامل خاک می‌باشد.

اثر موقعیت شیب و تغییر کاربری اراضی بر میکرومورفولوژی خاک: مگالدی و همکاران (۲۰۰۲) طی مطالعات خود بر روی خاک‌های رسی در موقعیت‌های مختلف شیب در ایتالیا بیان داشتند که از شیب محدب به سمت شیب مقعر بی‌فابریک (Mosaic Speckled) افزایش می‌یابد. فرپور و همکاران (۲۰۰۳) منطقه نوق رفسنجان را مورد بررسی قرار دارند و بیان نمودند که آویزه‌های بزرگ گچی و نیز اشکال میکروسکوپی صفحه‌ای، عدسی، کرمی‌شکل و صفحات در هم قفل شده گچی در سطوح ژئومورفولوژی پدیمت سنگی دیده شدند. به طرف پایین شیب از میزان گچ و اندازه آویزه‌ها کاسته شده و اشکال عدسی و کرمی‌شکل به سمت پایین دست شیب افزایش یافته است. استان چهارمحال و بختیاری به دلیل شرایط خاص توپوگرافی و اقلیمی، ارتفاعات و کوهستان‌ها و شیب اراضی حساسیت و شکنندگی بیش‌تری در برابر عوامل تخریب طبیعی به نسبت سایر نقاط برخوردار می‌باشد (سرشوق و همکاران، ۲۰۱۰). این پژوهش به منظور بررسی اثر موقعیت زمین‌نما و تغییر کاربری اراضی بر خصوصیات کانی‌های رسی و میکرومورفولوژی خاک در منطقه لردگان استان چهارمحال و بختیاری انجام گرفته است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی استان چهارمحال و بختیاری و از توابع شهرستان لردگان در نزدیکی روستای درکه می‌باشد. در سیستم UTM مختصات جغرافیایی تپه‌ماهور کاربری دیم بین ۴۹۳۵۱۷-۴۹۳۵۰۹ متر و ۳۴۹۰۹۵۷-۳۴۹۰۸۳۱ متر و تپه‌ماهور کاربری جنگل بین ۴۹۳۵۳۲-۴۹۳۴۲۴ متر و ۳۴۹۰۹۷۶-۳۴۹۰۸۵۰ متر قرار داشت. منطقه مورد مطالعه در ارتفاع متوسط ۱۷۹۳ متر از سطح دریا واقع شده است و دارای آب و هوای نیمه مرطوب و معتدل با زمستان‌های نیمه سرد و تابستان‌های نیمه گرم می‌باشد. حداقل دمای منطقه ۷/۱ درجه سانتی‌گراد و حداکثر دما ۲۳/۸ درجه سانتی‌گراد، میانگین دمای سالیانه ۱۵/۵ درجه سانتی‌گراد و بارندگی سالیانه منطقه ۵۶۷/۳ میلی‌متر می‌باشد (سایت هواشناسی استان چهارمحال و بختیاری، ۲۰۱۲). خاک‌های این منطقه دارای رژیم رطوبتی زیریک و رژیم حرارتی ترمیک می‌باشند. در استان چهارمحال و بختیاری حدود ۳۳۰ هزار هکتار جنگل وجود دارد که بیش از ۸۰ درصد مساحت جنگل‌های این استان را گونه بلوط غرب تشکیل می‌دهد. کاربری از نظر موقعیت زمین‌شناسی بر روی بستری با ضخامت متوسط از آهک و دولومیت و مربوط به دوران سوم زمین‌شناسی مواقع شده است (سایت زمین‌شناسی ایران، ۲۰۱۲). نمایی از منطقه مورد نظر در شکل ۱ آورده شده است:



شکل ۱- نمایی از منطقه مورد مطالعه در نقشه توپوگرافی.

بررسی‌های میدانی و آزمایشگاهی: به این منظور یک تپه با دو کاربری دیم و جنگل (کاربری جنگل دارای پوشش گیاهی بلوط و کاربری دیم دارای پوشش گیاهی گندم و جو در ۵۰ سال اخیر می‌باشد) و دارای ۵ جز شیب انتخاب گردید (این تپه در ابتدا دارای کاربری جنگل بوده که از ۵۰ سال پیش قسمتی از این کاربری به دیم تغییر یافته و دارای موقعیت‌های مختلف شیب می‌باشد) به طوری که از نظر مواد مادری، جهت شیب و درجه شیب یکسان بوده و حداقل فاصله را با هم داشتند و در پنج موقعیت شیب شامل قله شیب، شانه شیب، شیب پستی، پای شیب و انتهای شیب ۱۰ خاکرخ حفر و براساس راهنمای تشریح پروفیل خاک (اسکانبرگر و همکاران، ۲۰۰۲) تشریح گردیدند. از خاک همه

افق‌ها نمونه‌هایی به‌منظور تعیین بافت خاک، ظرفیت تبادل کاتیونی، درصد کربن آلی و درصد آهک خاک تهیه شد. برای آزمایش‌های کانی‌شناسی خاک نیز از افق‌های سطحی و زیرسطحی همه خاکرخ‌ها نمونه‌هایی تهیه شد. در آزمایشگاه بافت خاک به روش هیدرومتری (جی و بادر، ۱۹۸۶)، ظرفیت تبادل کاتیونی نمونه‌ها به روش استات سدیم نرمال با اسیدیتیه برابر ۸/۵ و استات آمونیوم نرمال با اسیدیتیه برابر ۷ (رودز، ۱۹۸۶)، میزان کربن آلی نمونه‌ها با روش اکسیداسیون تر با بی‌کرومات پتاسیم و تیراسیون معکوس با فرو آمونیوم سولفات (والکی و بلاک، ۱۹۳۴)، میزان آهک نمونه‌ها با روش خنثی‌سازی آهک با اسید و تیراسیون اسید اضافی با باز (آلیسون، ۱۹۶۵) اندازه‌گیری شد. مطالعات کانی‌شناسی انجام شده در آزمایشگاه را می‌توان به مراحل آماده‌سازی نمونه‌های خاک برای آنالیز به این ترتیب بیان کرد: تیمار نمونه‌ها قبل از تفکیک اجزا شامل کربنات‌زدایی، اکسیداسیون مواد آلی و حذف پوشش‌های اکسید آهن، تفکیک اجزا شامل جداسازی ذرات رس با استفاده از سانتریفیوژ، تیمار اجزای تفکیک‌شده شامل اشباع با منیزیم، اشباع با گلسیرول و تیمار اسلایدهای مرحله قبل با حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و شناسایی با تفرق پرتو ایکس (جعفری و همکاران، ۲۰۰۸). منحنی‌های پراش اشعه ایکس نمونه‌ها در زوایای ۲۰ تا ۳۰ درجه با ولتاژ ۴۰ کیلوولت و شدت جریان ۳۰ میلی‌آمپر تهیه و تفسیر شدند. به‌منظور تفکیک اجزای خاک و شناسایی انواع کانی‌های رس از روش کیتریک و هوپ (۱۹۶۳) استفاده شد. به‌منظور انجام مطالعات میکرومورفولوژی از برخی افق‌ها و در مجموع از ۷ خاکرخ مطابق جدول ۴ (شامل افق زیرسطحی در موقعیت‌های شانه شیب کاربری دیم، شیب پستی، پای شیب و انتهای شیب کاربری دیم و جنگل) کلوخه‌هایی بدون جهت انتخاب شد و از آن‌ها مقطع نازک تهیه شد. تهیه مقطع نازک خاک شامل این مراحل می‌باشد ۱- رطوبت‌زدایی، ۲- سخت نمودن که در این مرحله از رزین سه جزئی برای سخت نمودن کلوخه‌ها با نسبت‌های: رزین [۱۰۰ گرم]، اسید استارثیک (عامل انعقاد) [۴ قطره]، کبالت (کاتالیزور) [۳ قطره] و استن (عامل رقت) [۳۰-۲۵ میلی‌لیتر]، ۳- بریدن، ۴- سائیدن، ۵- نصب مقطع روی اسلاید شیشه‌ای و ۶- کاهش ضخامت مقطع چسبانده‌شده روی اسلاید شیشه‌ای به ۲۰-۳۰ میکرون (ایوبی و همکاران، ۲۰۰۶) و مشاهده مقاطع نازک به‌وسیله میکروسکوپ پولاریزان مدل لایتز در دو نور PPL و XPL و عکس‌برداری از مقاطع توسط دوربین و در نهایت توصیف مقاطع نازک توسط راهنمای استوپس و همکاران (۲۰۰۳) صورت پذیرفت.

نتایج و بحث

مقایسه میانگین وزنی برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک در کاربری دیم و جنگل و در موقعیت‌های مختلف شیب در جدول ۱ آورده شده است، در این جدول هر عدد در هر موقعیت شیب از مقایسه میانگین وزنی آن خصوصیت از افق‌های آن خاکرخ به دست آمده است و در نهایت برای مقایسه دو کاربری از مقایسه میانگین عددی استفاده شده است.

جدول ۱- مقایسه میانگین وزنی برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک در کاربری دیم و جنگل و در موقعیت‌های مختلف شیب.

رده‌بندی آمریکایی خاکرخ‌ها	T.N.V	O.C	Sand	Silt	Clay	CEC Cmol(+).kg ⁻¹	موقعیت شیب
در موقعیت‌های مختلف شیب			(درصد)				
Clayey, Carbonatic, Thermic, Typic Haploxerepts	۴۸/۴۱	۰/۳۱۹	۱۶/۱۶	۴۳/۱	۴۰/۷۳	۳۵/۲۷	قله شیب
Fine Silty, Carbonatic, Thermic, Typic Calcixerepts	۴۸/۰۱	۰/۱۴	۳۹/۰۳	۳۱/۱	۲۹/۸۶	۲۶/۵۸	شانه شیب
Clayey, Carbonatic, Thermic, Typic Calcixerepts	۴۶/۲۳	۰/۲۸	۲۴/۳۴	۴۰/۵۳	۳۵/۱۲	۲۹/۷۶	شیب پستی دیم
Clayey, Mixed, Superactive, Thermic, Calcic Haploxerafls	۳۰/۴۳	۰/۳۵	۲۳/۵۳	۳۶/۸	۳۹/۶۶	۳۴/۲۵	پای شیب
Clayey, Mixed, Superactive, Thermic, Calcic Haploxerafls	۲۶/۲	۰/۵۴	۱۷	۴۳/۸	۳۹/۲	۳۵/۰۲	انتهای شیب
	۳۹/۸	۰/۳	۲۴/۰۱	۳۹/۰۶	۳۶/۹	۳۲/۱	میانگین
Fine Loamy, Carbonatic, Thermic, Typic Xerorthents	۴۸/۶۶	۰/۲۴	۳۳	۴۵/۷۳	۲۱/۲۶	۲۰/۱۸	قله شیب
Fine Silty, Carbonatic, Thermic, Typic Haploxerepts	۴۶/۱۶	۰/۳۷	۴۴/۲	۳۴/۳۳	۲۱/۴۶	۲۰/۷۷	شانه شیب
Clayey, Mixed, Superactive, Thermic, Calcic Haploxerafls	۴۱/۷۶	۱/۲۸	۲۳/۰۷	۳۶/۳۹	۴۰/۵۳	۳۵/۵۹	شیب پستی جنگل
Clayey, Mixed, Superactive, Thermic, Calcic Haploxerafls	۲۷/۲۶	۰/۵۸	۲۰/۳۰	۳۷/۸۸	۴۱/۸۰	۳۳/۱۷	پای شیب
Clayey, Mixed, Superactive, Thermic, Typic Haploxerafls	۲۷/۷۰	۰/۴۰	۲۱/۳۱	۳۸/۰۶	۴۰/۶۱	۳۵/۰۸	انتهای شیب
	۳۸/۳	۰/۵۷	۲۸/۳	۳۸/۴	۳۳/۱	۲۸/۹	میانگین

برخی خصوصیات مورفولوژی خاک در قسمت‌های پایین شیب در هر دو کاربری دیم و جنگل و در موقعیت‌های مختلف شیب در جدول ۲ نشان داده شده است، برای تشریح خاکرخ از دستورالعمل تشریح خاکرخ اداره حفاظت خاک وزارت کشاورزی آمریکا (اسکانبرگر و همکاران، ۲۰۰۲) استفاده شد، همچنین به منظور رده‌بندی هر خاکرخ از سیستم رده‌بندی آمریکایی (Soil Survey Staff، ۲۰۱۰) (جدول ۱) استفاده شد.

اثر موقعیت شیب و تغییر کاربری اراضی بر ظرفیت تبادل کاتیونی خاک: مقایسه میانگین وزنی ظرفیت تبادل کاتیونی خاک (جدول ۱) در دو کاربری جنگل و دیم نشان داد که ظرفیت تبادل کاتیونی خاک در کاربری دیم بیش‌تر از کاربری جنگل می‌باشد. نتایج نشان داد که بر خلاف بالا بودن میزان کربن آلی خاک (جدول ۱) در کاربری جنگل نسبت به کاربری دیم، به دلیل بالا بودن درصد رس کاربری دیم (با توجه به نتایج نیمه‌کمی کانی‌شناسی بخش رس خاک) نسبت به کاربری جنگل، ظرفیت تبادل کاتیونی در کاربری دیم بیش‌تر از کاربری جنگل می‌باشد (به دلیل وجود منشأ توارثی کانی‌ها نوع کانی‌های رسی در ایجاد تفاوت بین دو کاربری مؤثر نبوده است، همچنین کشت و کار در طی ۵۰ سال در کاربری دیم یکی از دلایل تسریع در عملیات خاک‌ورزی و بالا بودن رس کاربری دیم نسبت به کاربری جنگل می‌باشد). میرخانی و همکاران (۲۰۰۵) نیز بیان نمودند که مقدار رس و مواد آلی از جمله عوامل مؤثر در مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی می‌باشد. یوسفی‌فرد و همکاران (۲۰۰۵) نیز در مطالعات خود در منطقه چشمه‌علی استان چهارمحال و بختیاری نشان دادند که ظرفیت تبادل کاتیونی به دلیل مقدار زیاد مواد آلی در مرتع بیش‌تر از دیم و دیم رها شده بود، این مقدار در کاربری دیم رها شده در مقایسه با کاربری دیم کم‌تر بود و این امر در حالی بود که مقدار مواد آلی در دیم رها شده بیش‌تر از دیم بود که علت آن احتمالاً درصد بیش‌تر رس در کاربری دیم می‌باشد. نتایج مطالعات انجام شده در منطقه مورد نظر نشان داد که ظرفیت تبادل کاتیونی خاک در کاربری دیم از شانه شیب به سمت انتهای شیب رو به افزایش بود (شکل ۲)، که می‌توان علت این امر را به افزایش میزان رس و کربن آلی از شانه شیب به سمت انتهای شیب نسبت داد (شکل‌های ۳ و ۴)، که این روند در کاربری جنگل از قله شیب به سمت شیب پستی روند افزایشی داشت. موگس و همکاران (۲۰۰۸) نیز در مطالعات خود به نتایج مشابهی دست یافتند.

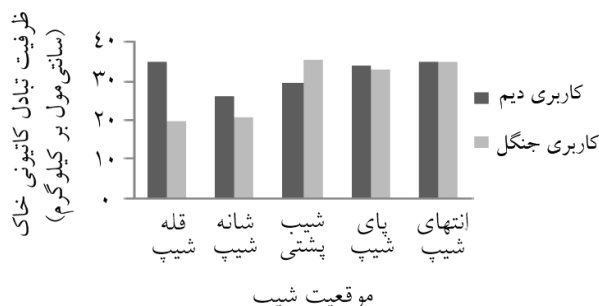
نشریه مدیریت خاک و تولید پایدار جلد (۴)، شماره (۳) ۱۳۹۳

جدول ۲- برخی ویژگی‌های مورفولوژیکی خاک‌های واقع در پایین شیب در دو کاربری دیم و جنگل.

اقن	عمق (سانتی‌متر)	ساخته‌مان	بافت	رنگ		خشک	مورب	خشک	پایداری		مورب	جیس	واکنش با اسید	مرز	سنگریزه	رشته	آهک ثانویه	پوسته رسی
				خشک	مورب				مورب	مورب								
Ap	۰-۱۵	3.F.gr	SiL	۵	۱	v/۵YR ۱	۱	VH	VFr	V _s Vp	VE	as	۵	2.M 3.VF 3.F	-	-	-	
Bt	۱۵-۴۰	2.M.Sbk	SiCL	۵	۱	v/۵YR ۱	۱	SH	VFr	V _s Vp	VE	as	۱۷	2.VF 2F	1FK2	2npf,po		
Bit1	۴۰-۸۰	3.M.Sbk	SiCL	v	۱	v/۵YR ۱	۱	VH	VFr	V _s Vs	VE	as	۱۴	2.VF F	1,2MK ₂	2,3mpf,po		
Bit2	۸۰-۱۵۰	3.F, M.Sbk	C	۱	۱	v/۵YR ۱	۱	VH	Fr	V _s Vp	VE	as	۹	2.F	1MK ₂	1,2mpf,po		
(Clayey, Mixed, Supractive, Thermic, Calcic Haploxeralfs)																		
Ap	۰-۱۵	3.F.gr	CL	۵	۱	v/۵YR ۱	۱	EH	VFr	V _s Vp	VE	as	۵	3.VF 2.F 2.M	-	-	-	
Bt	۱۵-۴۰	3.F, M.Sbk	SiCL	۱	۱	v/۵YR ۱	۱	MH	Fr	V _s Vp	VE	as	۱۰	3.VF 3F	1CK2	1CK2		
Bit1	۴۰-۸۰	3.M.Sbk	CL	۱	۱	v/۵YR ۱	۱	MH	Fr	V _s Vp	VE	as	۱۴	1.VF 2.F	2,3MK ₂	2,3MK ₂		
Bit2	۸۰-۱۵۰	3.F, M.Sbk	SiC	v	۱	v/۵YR ۱	۱	MH	Fr	V _s Vp	VE	as	۷/۵	1.VF F	1,2CK ₂	1,2CK ₂		
(Clayey, Mixed, Supractive, Thermic, Calcic Haploxeralfs)																		

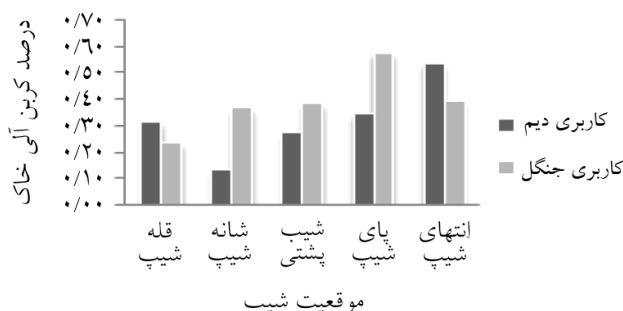
ادامه جدول ۲ -

انق	عمق (مستوی متر)	ساخته‌مان	بافت	خشک	رنگ	موترب	خشک	پایداری	موترب	جیس	واکنش با اسید	مرز	سنگریزه	رشته	آهک نازبه	پوسته رسی
A	۰-۵	3.F.gr	CL	$\frac{4}{v/5YR 7}$	$\frac{3}{v/5YR 7}$	HA	VFr	Vs,Vp	VE	as	as	۸	3.VF, 2.F	-	-	
Bt	۵-۲۰	3.F. M.Sbk	L	$\frac{3}{v/5YR 7}$	$\frac{3}{v/5YR 7}$	VH	VFr	Vs,Vp	VE	as	as	۲۰	2.VF, 2.F, 2.M	1CK2	2npf,po	
Bk1	۲۰-۷۰	3.M, C.Sbk	C	$\frac{0}{v/5YR 4}$	$\frac{4}{v/5YR 4}$	MH	FI	Vs,Vp	VE	as	as	۶	3.VC, 3.M, C	2,3MK ₂	2,3npf,po	
Bk2	۷۰-۱۳۰	3.F.Sbk	C	$\frac{0}{v/5YR 4}$	$\frac{0}{v/5YR 4}$	MH	VFI	Vs,Vp	VE	as	as	۸	2.VC, 3.M, C.F	2,3MK ₂	1,2npf,po	
(Fine Silty, Carbonatic, Thermic, Typic Haploxerepts) خاکریخ واقع در پای شیب کاربری جنگل																
A	۰-۱۰	3.F.gr	CL	$\frac{4}{v/5YR 7}$	$\frac{3}{v/5YR 7}$	VH	VFr	Vs,Vp	VE	as	as	۳	3.VF, 2.F, M	-	-	
Bt1	۱۰-۴۰	3.M, C.Sbk	S1CL	$\frac{4}{v/5YR 4}$	$\frac{4}{v/5YR 7}$	VH	Fr	Vs,Vp	VE	as	as	۱۱	VC, C, 3.VF	1CK ₂	2npf,po	
Bt2	۴۰-۶۰	3.F.Sbk	CL	$\frac{0}{v/5YR 7}$	$\frac{0}{v/5YR 7}$	VH	Fr	Vs,Vp	VE	as	as	۱۰	F, 2.VF	1CK ₂	2,3npf,po	
Bk1	۶۰-۸۹	3.F.Sbk	C	$\frac{1}{v/5YR 4}$	$\frac{0}{v/5YR 4}$	VH	VFI	Vs,Vp	VE	as	as	۱۰	2.M, F	1,2CK ₂	1,2npf,po	
Bk2	۸۹-۱۳۰	3.F.Sbk	C	$\frac{v}{v/5YR 4}$	$\frac{1}{v/5YR 4}$	VH	VFI	Vs,Vp	VE	as	as	۹	3.M, F	1MK ₂	1,2npf,po	
(Fine Silty, Carbonatic, Thermic, Typic Haploxerepts) خاکریخ واقع در انتهای شیب کاربری جنگل																



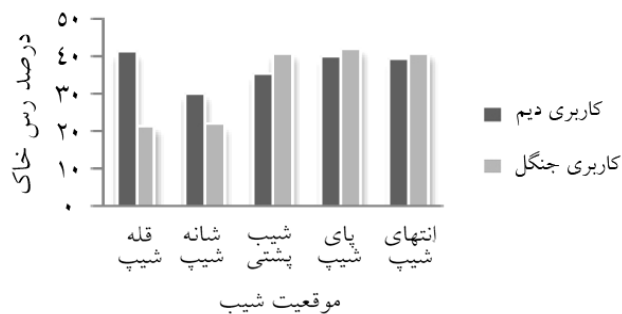
شکل ۲- مقایسه ظرفیت تبادل کاتیونی خاک در دو کاربری جنگل و دیم و در موقعیت‌های مختلف شیب.

اثر موقعیت شیب و تغییر کاربری اراضی بر مقدار کربن آلی خاک: مقایسه میانگین وزنی درصد کربن آلی خاک (جدول ۱) در دو کاربری جنگل و دیم و در موقعیت‌های مختلف شیب نشان‌دهنده بالا بودن درصد کربن آلی خاک در کاربری جنگل به میزان ۰/۵۷ درصد نسبت به کاربری دیم به میزان ۰/۳۳ درصد می‌باشد، که دلیل اصلی آن وجود بارندگی مؤثر بیشتر و پوشش گیاهی زیادتر در کاربری جنگل می‌باشد. خرمالی و همکاران (۲۰۰۹) نیز در مطالعات خود در استان گلستان به نتایج مشابهی دست یافتند. بررسی نتایج مطالعات انجام شده همچنین نشان داد که در هر دو کاربری مورد مطالعه میزان کربن آلی خاک به سمت پایین شیب افزایش می‌یابد (شکل ۳) که می‌توان دلیل این امر را حفظ رطوبت خاک، کاهش دمای خاک و در نتیجه تجمع کربن آلی در این موقعیت شیب نسبت داد. جزینی (۲۰۰۶) نیز در مطالعات خود به نتایج مشابهی دست یافته است (شکل ۳). ضیایی و همکاران (۲۰۱۳) نیز نشان دادند که ظرفیت تبادل کاتیونی خاک تحت تأثیر مواد آلی و درصد کانی‌های رسی خاک است. افزایش میزان رس سیلیکاتی، ماده آلی و در نهایت افزایش در میزان ظرفیت تبادل کاتیونی می‌شود.



شکل ۳- مقایسه مقدار کربن آلی خاک در دو کاربری جنگل و دیم و در موقعیت‌های مختلف شیب.

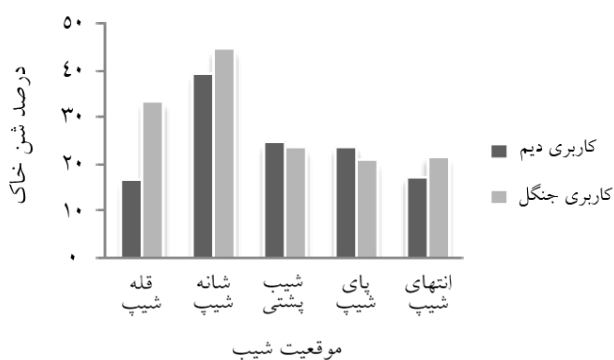
اثر موقعیت شیب و تغییر کاربری اراضی بر بافت خاک: مقایسه میانگین وزنی درصد رس خاک (جدول ۱) در دو کاربری جنگل و دیم و در موقعیت‌های مختلف شیب نشان‌دهنده بالا بودن درصد رس خاک در کاربری دیم به میزان ۳۶/۹ درصد نسبت به کاربری جنگل به میزان ۳۳/۱ درصد می‌باشد. سعیدیان و همکاران (۲۰۱۰) نیز در مطالعات خود در شهرستان ایذه نشان دادند که به علت شستشوی مواد ریزدانه از دامنه‌های شیب‌دار و اراضی مرتعی، درصد رس در اراضی دیم بیش‌تر از مرتع می‌باشد.



شکل ۴- مقایسه درصد رس خاک در دو کاربری جنگل و دیم و در موقعیت‌های مختلف شیب.

بررسی نتایج نشان داد که در هر دو کاربری مورد مطالعه مقدار رس از شانه شیب به سمت انتهای شیب در حال افزایش می‌باشد (شکل ۴) و علت آن شستشوی رس و حرکت مواد از قسمت بالای شیب به سمت پایین شیب می‌باشد. صالحی و همکاران (۲۰۰۷) نیز در مطالعات خود در منطقه سامان شهرکرد به نتایج مشابهی دست یافتند و تفاوت در مقدار رس در موقعیت‌های مختلف زمین‌نما را به فرسایش خاک و انتقال ذرات رس به سمت پایین نسبت دادند. به طوری که وجود شیب زیاد، باعث انتقال رس از قسمت‌های بالای شیب به سمت موقعیت‌های پایین شیب می‌شود و در نتیجه خاک‌های پایین شیب، بافت سنگین‌تری نسبت به خاک‌های بالای شیب پیدا می‌کنند. مقایسه میانگین وزنی درصد رس خاک (جدول ۱) نیز نشان‌دهنده بیش‌تر بودن درصد رس در کاربری جنگل نسبت به کاربری دیم می‌باشد. بررسی نتایج نشان داد که درصد رس خاک (شکل ۵) از شانه شیب به سمت پایین شیب در هر دو کاربری رو به کاهش می‌باشد، که می‌توان دلیل آن را به فرآیند شست و شو و حرکت ذرات ریز رس به سمت پایین دست شیب و به جا ماندن ذرات درشت‌تر خاک (ذرات شن) در

موقعیت‌های بالای شیب نسبت داد (رضایی و گیلکس، ۲۰۰۵؛ سرشوق و همکاران، ۲۰۱۲) نیز افزایش رس در پایین شیب و افزایش شن در بالای شیب را به علت انتقال رس از بالا به سمت پایین شیب و به جا ماندن ذرات درشت‌تر خاک در موقعیت‌های بالای شیب دانستند.

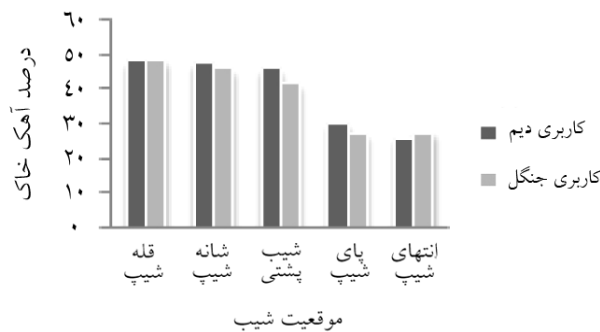


شکل ۵- مقایسه درصد شن خاک در دو کاربری جنگل و دیم و در موقعیت‌های مختلف شیب.

نتایج نشان داد در هر دو کاربری مقدار رس (شکل ۴) از شانه شیب به سمت انتهای شیب در حال افزایش و درصد شن خاک نیز از شانه شیب به سمت پایین شیب در هر دو کاربری رو به کاهش می‌باشد (شکل ۵) که نشان‌دهنده وجود رابطه معکوس میان درصد رس و درصد شن خاک در موقعیت‌های مختلف شیب می‌باشد. فولادمنند (۲۰۰۸) نیز در پژوهش‌های خود نشان داد که همبستگی منفی بین ظرفیت تبادل کاتیونی خاک و درصد شن وجود دارد که می‌توان دلیل آن را به کاهش درصد رس در اثر افزایش درصد شن نسبت داد.

اثر موقعیت شیب و تغییر کاربری اراضی بر درصد آهک خاک: مقایسه میانگین وزنی درصد آهک خاک (جدول ۱) در دو کاربری جنگل و دیم نشان داد که درصد آهک خاک در کاربری دیم با میانگین ۳۹/۸ درصد نسبت به کاربری جنگل با متوسط ۳۸/۳ درصد تفاوت چندانی ندارد، که می‌توان دلیل این امر را به کوبیدگی خاک، کاهش میزان نفوذپذیری خاک و همچنین افزایش فرسایش لایه‌های سطحی خاک در اثر عملیات کشاورزی نسبت داد. سعیدیان و همکاران (۲۰۱۰) نیز در مطالعات خود در منطقه گچساران و آغاچاری به نتایج مشابهی دست یافتند. همچنین نتایج این مطالعه نشان داد که در هر دو کاربری درصد آهک در قله شیب دارای بیش‌ترین مقدار می‌باشد و مقدار آن به سمت پایین شیب

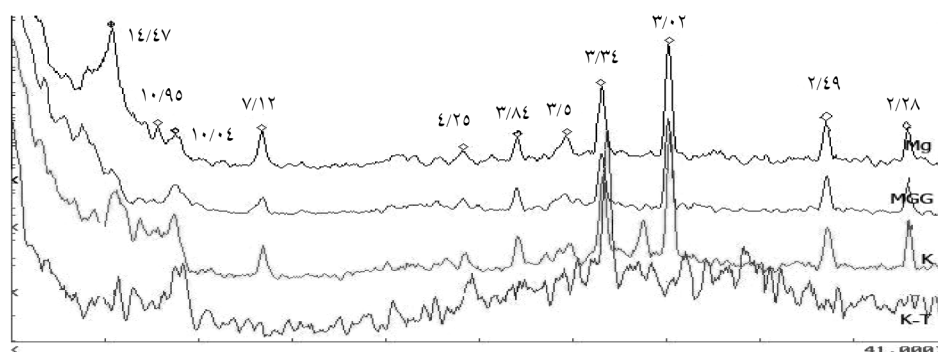
کاهش می‌یابد (شکل ۶). رسوب آهک در خاک تحت تأثیر عواملی مانند تغییر در حرکت آب در خاک، تولید دی‌اکسید کربن توسط ریشه و میکروب‌ها، انتشار دی‌اکسید کربن در اتمسفر و غلظت کلسیم در محلول خاک انجام می‌گیرد. همچنین به نظر می‌رسد به دلیل بیش‌تر بودن عمق مواد مادری در هر دو خاکرخ واقع در قله شیب نسبت به موقعیت‌های دیگر شیب، قله شیب در هر دو کاربری دارای بالاترین مقدار آهک می‌باشد. وایلدینگ و همکاران (۱۹۸۳) در مطالعات خود دریافتند که کربنات کلسیم خاک به‌طور عمده از تجزیه و تخریب مواد مادری به‌وجود می‌آید و هرچه مواد مادری شامل آهک بیش‌تری باشد، خاکرخ خاک دارای آهک بیش‌تری می‌باشد.



شکل ۶- مقایسه درصد آهک خاک در دو کاربری جنگل و دیم و در موقعیت‌های مختلف شیب.

بررسی کانی‌های رسی: کانی‌های رسی شناسایی شده از تجزیه و تحلیل پراش نگاشت افق سطحی خاکرخ ۱ واقع در قله شیب کاربری دیم در عمق ۱۵-۰ سانتی‌متری (شکل ۷) به این شرح می‌باشد. در پراش نگاشت‌های نوع رس در تیمار اشباع با منیزیم پیک‌های ۷/۱۲، ۳/۵ و ۲/۳۸ آنگستروم دیده می‌شود که در تیمارهای منیزیم + گلسیروول و پتاسیم باقی مانده‌اند و در تیمار پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد از بین رفته‌اند که بیانگر وجود کانی کائولینایت می‌باشد. در تیمار اشباع با منیزیم پیک‌های ۱۴/۴۷، ۷/۱۲ و ۳/۵ آنگستروم دیده می‌شود که در تیمار منیزیم و گلسیروول، پتاسیم و پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد بر جای مانده‌اند و این نشان‌دهنده حضور کانی کلرایت می‌باشد. وجود پیک ۱۴/۴۷ آنگستروم در تیمار اشباع با منیزیم و تغییر آن به پیک ۱۸/۱ آنگستروم در تیمار منیزیم و گلسیروول و تبدیل آن به پیک ۱۰/۰۴ آنگستروم در تیمار اشباع با پتاسیم دلیل بر حضور کانی

اسمکتایت می‌باشد. در تیمار اشباع با منیزیم پیک‌های ۱۰/۰۴، ۵ و ۳/۳۴ آنگستروم دیده می‌شود که این پیک در تیمار منیزیم و گلسیرول، پتاسیم و پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد بر جای مانده و بیانگر حضور کانی ایلایت می‌باشد. حضور پیک ۳/۳۴ و ۴/۲۶ آنگستروم در تیمار اشباع با منیزیم، منیزیم و گلسیرول، پتاسیم و پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد دلیل بر حضور کانی کوارتز می‌باشد. همچنین وجود قله ۱۲ آنگستروم در تیمار اشباع با پتاسیم و پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد نشان‌دهنده حضور کانی مختلط کلرایت-اسمکتایت می‌باشد.



شکل ۷- دیفرکتوگرام نمونه رس خاک واقع در قله شیب کاربری دیم افق Ap (۱۵-۰ سانتی‌متر). Mg: نمونه رس اشباع با منیزیم، MGG: نمونه رس اشباع با منیزیم و گلسیرول، k: نمونه رس اشباع با پتاسیم، K-T: نمونه رس اشباع با منیزیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد (مقادیر قله‌ها بر حسب آنگستروم می‌باشد).

مقادیر نیمه کمی کانی‌ها در بخش رس خاک در موقعیت‌های مختلف شیب و در دو کاربری جنگل و دیم در جدول ۳ نشان داده شده است: در ارتباط با ارزیابی نیمه کمی کانی‌های رسی، راحت‌ترین و متداول‌ترین روش، تعیین سطح زیر پیک برای کانی‌های مختلف در پیک‌های مشخصه به‌خصوصی است (دیر و همکاران، ۱۹۷۱؛ بیسکی، ۱۹۶۵). در این روش پس از شناسایی نوع هر کانی توسط قله‌های ایجاد شده مساحت زیر منحنی را برای هر کانی محاسبه نموده و در نهایت بر مساحت کل تقسیم می‌کنیم و مقادیر محاسبه شده به صورت نیمه کمی گزارش می‌شود (جدول ۳) به‌عنوان مثال اگر مساحت کانی کم‌تر از ۱۰ درصد مساحت کل باشد از علامت "+" و اگر بین ۱۰-۲۰ درصد باشد با علامت "++" نمایش داده می‌شود.

فریده کریمی دهکردی و همکاران

جدول ۳- نتایج نیمه کمی کانی شناسی خاک در افق‌های مطالعه شده در دو کاربری دیم و جنگل و در موقعیت‌های مختلف شیب (محاسبه‌های نیمه کمی کانی‌ها براساس سطح زیر پیک‌ها انجام گرفته است).

موقعیت شیب	افق	کلرایت	ایلایت	اسمکتایت	کائولینایت	کوارتز	اسمکتایت- ایلایت	کلرایت- اسمکتایت
قله شیب	Ap	++	++	++	++	++	++	++
	Ck	+++	+++	+++	+++	++	+	++
شانه شیب	Ap	+	++	++	++	+	+	+
	Bk3	+++	++	++	+	++	+	++
دیم شیب پستی	Ap	+++	++	+++	++	+	+	++
	Bk2	+++	++	+++	++	++	+++	+
پای شیب	Ap	++++	+++	+++	+++	++	++++	+
	Btk1	++++	+++	+++	++	++	+++	+
انتهای شیب	Ap	++++	+++	+	++	++	+	+
	Btk1	++++	+++	+++	++	++	+++	++
قله شیب	A	+	++	++	++	++	+++	+
	C2	+	+	++++	++	+	++++	+
شانه شیب	A	++++	++	+++	++	+	+	++
	Ck2	+	+++	++	++	+	+	++
جنگل شیب پستی	A	++++	+++	+++	+++	++	+	+
	Btk1	+++	++	+++	++	+	+	+
پای شیب	A	++++	+++	+++	++	++	+	+
	Btk1	+	+++	+++	+++	++	+	++
انتهای شیب	A	++++	++	+++	++	+	+++	++
	Btk1	++++	+++	+++	+++	++	+++	++
		++۱۰-۲۰		+++۲۰-۳۰		++++۵۰-۳۰		++++>۵۰

مقایسه انواع کانی‌های خاک براساس نتایج نیمه کمی (جدول ۳) و دیفراکتوگرام‌ها در موقعیت‌های مختلف شیب و در دو کاربری به شرح زیر می‌باشد:

قله شیب: دیفراکتوگرام افق سطحی و زیرسطحی در موقعیت قله شیب کاربری دیم دارای کانی‌های کائولینایت، کلرایت، ایلایت، اسمکتایت، کوارتز و کانی مختلط کلرایت- اسمکتایت و در کاربری جنگل دارای کانی‌های اسمکتایت، کائولینایت، ایلایت، کوارتز و کانی مختلط اسمکتایت- ایلایت می‌باشد. در هر دو کاربری از سطح به عمق از شدت پیک کانی‌ها کاسته می‌شود، زیرا در اعماق

پایین تر به مواد مادری آهکی نزدیک می شویم. حبیبی (۲۰۱۱) نیز در مطالعات خود در منطقه کوهرننگ استان چهارمحال و بختیاری به نتایج مشابهی دست یافت. همچنین در کاربری جنگل کانی اسمکتایت-ایلاتیت مشاهده می شود که در اثر تغییر کاربری اراضی این کانی به کانی کلرایت و کانی مختلط کلرایت-اسمکتایت تبدیل شده است.

شانه شیب: دیفراکتوگرام افق سطحی و زیرسطحی در موقعیت شانه شیب کاربری دیم دارای کانی های کائولینایت، ایلاتیت، کوارتز، اسمکتایت و کانی مختلط کلرایت-اسمکتایت و در کاربری جنگل دارای کانی های کائولینایت، ایلاتیت، کلرایت، اسمکتایت، کوارتز و کانی مختلط کلرایت-اسمکتایت می باشد. همچنین نتایج نشان داد که در هر دو کاربری به علت وجود مواد مادری آهکی در عمق، از شدت پیک این کانی ها از سطح به عمق کاسته می شود. همچنین انتظار می رود به علت فرسایش پذیری و تکامل نداشتن خاک در موقعیت شانه شیب نسبت به قله شیب، شدت پیک کانی ها در هر دو کاربری مقدار کمتری را نشان دهد. ولی به علت کشت و کار در موقعیت قله شیب در کاربری دیم و تراکم نداشتن جنگل بلوط در کاربری جنگل، شدت پیک این کانی ها در موقعیت شانه شیب بیش تر می باشد. منشأ این کانی ها در هر دو کاربری به جز کانی مختلط کلرایت-اسمکتایت و کانی اسمکتایت توارثی می باشد، چون مواد مادری این منطقه دارای کانی اسمکتایت می باشد (جدول ۳) و شدت پیک کانی اسمکتایت در افق A نسبت به افق C دارای شدت بیشتری می باشد که می تواند بیانگر پدوژنیک بودن بخشی از آن باشد. حبیبی (۲۰۱۱) نیز در مطالعات خود در منطقه کوهرننگ استان چهارمحال و بختیاری به نتایج مشابهی دست یافت. به طور کلی موقعیت های مختلف زمین نما تأثیر خود را بر تغییرات کانی ها به طور عمده به دلیل فرسایش خاک سطحی گذاشته اند به طوری که کاهش مقدار اسمکتایت در سطح قله شیب را می توان به فرسایش آن نسبت داد.

شیب پستی: دیفراکتوگرام افق سطحی کاربری دیم دارای کانی های کائولینایت، ایلاتیت، کوارتز، کلرایت، اسمکتایت و کانی مختلط کلرایت-اسمکتایت و در افق زیرسطحی کاربری دیم دارای کانی های کائولینایت، ایلاتیت، کلرایت، اسمکتایت، کوارتز و کانی مختلط اسمکتایت-ایلاتیت و در کاربری جنگل دیفراکتوگرام افق سطحی دارای کانی های کائولینایت، ایلاتیت، کلرایت، اسمکتایت، کوارتز و در افق زیرسطحی دارای کانی های کائولینایت، ایلاتیت، کلرایت، اسمکتایت، کوارتز و کانی مختلط کلرایت-اسمکتایت می باشد. وجود کانی مختلط اسمکتایت-ایلاتیت نشان دهنده تغییر شکل کانی میکا به کانی اسمکتایت می باشد. رمضان پور و بخشی پور (۲۰۰۳) نیز در پژوهش های خود در منطقه لنگرود گیلان به نتایج مشابهی دست یافتند.

پای شیب: دیفراکتوگرام افق سطحی کاربری دیم دارای کانی‌های کائولینایت، ایلایت، کلرایت، اسمکتایت، کوارتز و کانی مختلط اسمکتایت- ایلایت و در افق زیرسطحی کاربری دیم دارای کانی‌های کائولینایت، ایلایت، کلرایت، اسمکتایت، کوارتز و کانی‌های مختلط اسمکتایت- ایلایت و کلرایت- اسمکتایت و در کاربری جنگل دیفراکتوگرام افق سطحی دارای کانی‌های کائولینایت، ایلایت، کلرایت، اسمکتایت، کوارتز و در افق زیرسطحی دارای کانی‌های کائولینایت، ایلایت، اسمکتایت و کوارتز می‌باشد. بالا بودن میزان کلرایت و اسمکتایت در این موقعیت شیب را می‌توان به انتقال رسوبات از قسمت‌های بالای شیب و فرسایش در این موقعیت شیب نسبت داد (حبیبی، ۲۰۱۱).

انتهای شیب: دیفراکتوگرام افق سطحی کاربری دیم دارای کانی‌های ورمیکولایت، کائولینایت، ایلایت، کلرایت، کوارتز و افق زیرسطحی کاربری دیم دارای کانی‌های اسمکتایت، کائولینایت، ایلایت، کلرایت، کوارتز و کانی‌های مختلط اسمکتایت- ایلایت و کلرایت- اسمکتایت و در کاربری جنگل دیفراکتوگرام افق سطحی و زیرسطحی دارای کانی‌های کائولینایت، ایلایت، کلرایت، اسمکتایت، کوارتز و کانی‌های مختلط اسمکتایت- ایلایت و کلرایت- اسمکتایت می‌باشد. این موقعیت شیب نسبت به قله شیب و شانه شیب دارای آب بیش‌تر و فرسایش بیش‌تری می‌باشد در نتیجه میزان کانی اسمکتایت در این موقعیت شیب بیش‌تر می‌باشد (حبیبی، ۲۰۱۱).

با توجه به موقعیت ظهور پیک کانی‌ها (جدول ۳) در دو کاربری جنگل و دیم و در برخی افق‌های خاک‌رخ‌های واقع در قسمت‌های مختلف شیب می‌توان گفت که کانی‌های غالب بخش رس در این خاک‌ها ایلایت، اسمکتایت، کلرایت و کانی مختلط کلرایت- اسمکتایت و بخش اعظم کانی‌های رسی شامل کلرایت، ایلایت و اسمکتایت می‌باشد. صالحی و کریمی (۲۰۰۹) نیز در مطالعات خود در استان‌های چهارمحال و بختیاری و اصفهان دریافتند که کانی‌های رسی ایلایت، اسمکتایت، کلرایت و کائولینایت در تمامی خاک‌های مورد بررسی دو استان قابل تشخیص هستند که به احتمال زیاد حاصل به ارث رسیدن از مواد مادری می‌باشند. نتایج حاصله نشان داد به دلیل وجود بارندگی مؤثر زیاده‌تر و بیش‌تر بودن ذرات ریز رس در کاربری جنگل نسبت به کاربری دیم و کاهش کانی‌های ایلایت و کلرایت در کاربری جنگل نسبت به کاربری دیم میزان تکامل خاک در کاربری جنگل بیش‌تر از کاربری دیم می‌باشد که با نتایج مطالعات خرمالی و قربانی (۲۰۰۹) در استان گلستان هم‌خوانی دارد. نتایج نیمه‌کمی خاک (جدول ۳) نشان داد به دلیل وجود کانی‌های کائولینایت، ایلایت و کلرایت در مواد مادری خاک‌های منطقه (افق C) منشأ موروثی عامل اصلی تشکیل این کانی‌ها در منطقه می‌باشد. خرمالی و شمسی (۲۰۰۶) نیز در پژوهش‌های خود دریافتند که در خاک‌های با رژیم رطوبتی زیریک،

تجمع املاح و واکنش خاک در حدود ۷-۸، شرایط برای تشکیل پدوژنیک کائولینایت مهیا نیست. همچنین با توجه به وجود مقادیر کم کائولینایت در تمامی افق‌ها، می‌توان گفت کائولینایت موجود در این خاک‌ها از مواد مادری به ارث رسیده است. خرمالی و تازیکه (۲۰۱۰) نیز دریافتند که کائولینایت از کانی‌های رسی متداول مناطق حاره‌ای و شبه‌حاره‌ای است و به‌طور کلی حضور آن در خاک‌های مناطق خشک منشأ موروثی دارد. همچنین کائولینایت از هوادیدگی فلدسپات‌ها و میکا 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، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که این کانی در منطقه مورد مطالعه کاملاً از مواد مادری این ناحیه به ارث رسیده است. نتایج نشان داد که در هر دو کاربری از قسمت بالای شیب به‌سمت پایین شیب بر شدت پیک کانی کائولینایت افزوده می‌شود (جدول ۳) که می‌توان دلیل آن را به جابه‌جایی فیزیکی ذرات رس از قسمت‌های بالای شیب و تجمع آن در قسمت‌های پایین شیب و به‌عبارتی منشأ آواری کانی کائولینایت اشاره کرد. خرمالی و شمسی (۲۰۰۶) در رابطه با شرایط لازم برای تشکیل پدوژنیک کانی کلرایت در خاک‌ها بیان نمودند برای تشکیل این کانی آبشویی شدید، pH کم‌تر از ۶، حرارت زیاد و در نتیجه خروج هیدروکسیدهای بین‌لایه‌ای لازم است، ولی در خاک مناطق خشک و نیمه‌خشک قسمت اعظم کلرایت یا کائولینایت موروثی است. بنابراین با توجه به این‌که شرایط نام‌برده در منطقه مورد مطالعه مهیا نیست و با توجه به حضور کلرایت در مواد مادری این خاک‌ها (جدول ۳)، می‌توان بیان نمود که کلرایت در این خاک‌ها منشأ موروثی دارد. با توجه به بالا بودن شدت پیک‌های فرد در تیمارهای پتاسیم و منیزیم (۱۴ و ۴/۷ آنگستروم) نسبت به پیک‌های زوج (۷ و ۳/۵ آنگستروم) در پراش‌های پرتو ایکس (شکل ۷)، می‌توان نتیجه گرفت که کلریت‌های این منطقه غنی از آهن نمی‌باشند و منشأ پدوژنیک نیز برای آن‌ها متحمل است (ایوبی و همکاران، ۲۰۰۶). موسوی و همکاران (۲۰۰۸) نیز در مطالعات خود نشان دادند که به‌دلیل بالا بودن شدت پیک‌های فرد تیمارهای پتاسیم و منیزیم در پراش‌های پرتو ایکس می‌توان نتیجه گرفت که کلرایت‌های این منطقه غنی از آهن نمی‌باشند و منشأ پدوژنیک نیز می‌تواند برای آن‌ها وجود داشته باشد. میزان اسمکتایت خاک‌های جنگلی مورد مطالعه به‌طور نسبی بیش‌تر از خاک‌های کاربری دیم می‌باشد (جدول ۳). عجمی و خرمالی (۲۰۰۹) نیز در مطالعات خود به نتایج مشابهی دست یافتند. همچنین به‌دلیل وجود کانی اسمکتایت در مواد مادری خاک‌های منطقه و شرایط محیطی منطقه می‌توان نتیجه گرفت که منشأ این کانی در خاک‌های منطقه می‌تواند موروثی باشد. به‌طور کلی دو منشأ اصلی برای حضور کانی‌های

رسی گروه اسمکتایت در خاک وجود دارد که شامل مواد مادری خاک و تغییر شکل سایر کانی‌ها (عجمی و خرمالی، ۲۰۰۹) می‌باشد. بررسی نتایج نیمه‌کمی (جدول ۳) نشان داد که پوشش طبیعی جنگل به دلیل فراهم آوردن رطوبت بیش‌تر نسبت به کاربری دیم موجب شده تا درصد اسمکتایت در کاربری جنگل به‌طور نسبی بیش‌تر از کاربری زراعی باشد، که این امر می‌تواند نشان‌دهنده پدوژنیک بودن بخشی از کانی اسمکتایت در این کاربری باشد. همچنین در کاربری جنگل به دلیل حضور رطوبت بیش‌تر به‌خصوص در موقعیت‌های پایین شیب درصد اسمکتایت نسبت به سایر موقعیت‌های شیب افزایش یافته است. عجمی و خرمالی (۲۰۰۹) نیز در مطالعات خود در منطقه گلستان به نتایج مشابهی دست یافتند. همچنین به دلیل جابه‌جایی فیزیکی ذرات ریزرس از قسمت‌های بالای شیب به سمت قسمت‌های پایین منشأ آواری نیز برای کانی اسمکتایت متحمل می‌باشد. وجود مقادیری ایلیت در خاک‌ها حکایت از جوانی و مراحل اولیه تکامل خاک‌های منطقه دارد و منشأ موروثی نیز برای این کانی وجود دارد. بیات و همکاران (۲۰۱۱) نیز در مطالعات خود در اصفهان به نتایج مشابهی دست یافتند. با توجه به نتایج به‌دست آمده (جدول ۳) که وجود مقدار زیادی ایلیت را در خاک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد و همچنین وجود مقادیر زیاد ایلیت (جدول ۳) در مواد مادری خاک‌ها (افق C) و مطالعات انجام شده دیگر بر روی این سازندها در منطقه، می‌توان گفت که ایلیت موجود در خاک‌های این منطقه از میکاهای مربوط به مواد مادری آن‌ها حاصل شده است و منشأ موروثی برای آن‌ها حتمی است. وحیدی و همکاران (۲۰۱۱) نیز در مطالعات خود در منطقه اهر به نتایج مشابهی دست یافتند. خرمالی و شمسی (۲۰۰۶) نیز نشان دادند که وجود کانی ایلیت در خاک‌های منطقه بیانگر جوان بودن و تکامل کم خاک‌های منطقه می‌باشد، بنابراین منشأ توارثی قطعی می‌باشد. نتایج نشان داد که تجمع کانی ایلیت در قسمت‌های پایین شیب در کاربری دیم و جنگل بیش‌تر می‌باشد (جدول ۳)، که می‌توان دلیل آن را به آواری بودن منشأ این کانی نیز نسبت داد. همچنین به دلیل وجود کانی‌های مختلط در مواد مادری خاک‌های منطقه (افق C) منشأ توارثی برای این کانی‌ها قطعی است. به دلیل جابه‌جایی ذرات رس از قسمت‌های بالای شیب به سمت قسمت‌های پایین شیب منشأ آواری نیز برای این کانی‌ها متحمل است (جدول ۳). در مجموع می‌توان گفت که در این خاک‌ها در هر توپوسکانس نقش توپوگرافی در تغییرات خاک‌ها مشخص است. موسوی و همکاران (۲۰۰۸) نیز در مطالعات خود در مناطق مسجدسلیمان و قلعه خواجه نشان دادند که هرچه از قله به طرف پای شیب نزدیک می‌شویم از میزان کانی‌های اولیه مانند ایلیت کاسته و بر کانی اسمکتایت افزوده می‌شود که دلیلی بر تکامل خاک می‌باشد. بنابراین در مطالعات انجام شده یکی دیگر از دلایل افزایش کانی‌های

کلرایت و اسمکتایت به طرف پایین شیب در خاک‌های منطقه می‌تواند به دلیل پدوژنیک بودن بخشی از این کانی‌ها در خاک‌های این منطقه باشد. جعفری و همکاران (۲۰۰۸) نیز در مطالعات خود به چنین نتایجی دست یافتند، آن‌ها همچنین نشان دادند که هرچه به طرف پایین دست حرکت می‌کنیم، از میزان کانی‌های اولیه مانند کلرایت و ایلایت کاسته می‌شود و به میزان کانی اسمکتایت افزوده می‌شود که می‌تواند دلیلی بر تکامل خاک باشد.

بررسی میکرومورفولوژی خاک: نتایج این مطالعه نشان داد (جدول ۴) نسبت ذرات درشت به ذرات ریز در تمام خاک‌ها یکسان می‌باشد (C/f) به دلیل این که در خاک خاکدانه تشکیل شده است چیزی جز enulic نمی‌تواند باشد). بولاک و همکاران (۱۹۸۵) بیان کردند که Enulic اسکلتی از ذرات درشت که با اگریگیت‌هایی (تجمع و به هم چسبیدن ذرات با نیروی بسیار قوی به یکدیگر) از مواد ریز که طرز قرار گرفتن آن‌ها در کنار هم به شیوه‌ای است که دارای خلل و فرج بسته و باز بزرگ و کوچک می‌باشند، البته این اگریگیت‌های بین ذرات هیچ‌گاه فضاهای خالی را پر نمی‌کنند و اجزا درشت از طریق این اتصالات یکدیگر را حمایت می‌کنند. حبیبی و همکاران (۲۰۱۱) نیز در مطالعات خود در استان چهارمحال و بختیاری به enulic بودن خاک‌های استان اشاره کرده‌اند. عاکف و همکاران (۲۰۰۴) نیز در پژوهش‌های خود نشان دادند الگوی توزیع نسبی ذرات درشت و ریز در بدون جنگل و شالیزار تفاوت چندانی ندارند. نتایج نشان داد نوع حفرات در تمام خاک‌ها یکسان می‌باشد ولی از نظر مقدار حفرات متفاوت می‌باشند که این مقدار روند خاصی را در خاک‌ها نشان نمی‌دهد. خاک‌ها دارای حفرات ورقه‌ای، واگ، حفرات به هم مرتبط و در برخی افق‌ها دارای حفرات کانال می‌باشند (جدول ۴). مقدار حفرات ورقه‌ای (شکل ۸) در هر دو کاربری به سمت انتهای شیب رو به افزایش می‌باشد. به نظر می‌رسد حفرات ورقه‌ای در اثر انبساط و انقباض خاک‌ها که نتیجه وجود کانی‌های ۲:۱ و تناوب خشکی و رطوبت در خاک است، تشکیل شده‌اند. عاکف و همکاران (۲۰۰۴) نیز دریافتند که تشکیل حفرات ورقه‌ای نشان‌دهنده تناوب خشکی و رطوبت در خاک‌ها می‌باشد. همچنین در تمام خاک‌ها حفراتی از نوع واگ مشاهده شد که نشان‌دهنده تفاوت در هوادیدگی کانی‌ها و آبشویی آن‌ها می‌باشد (شکل ۸). بروئر (۱۹۷۶) نیز در پژوهش‌های خود تشکیل حفرات واگ را در اثر هوادیدگی کانی‌ها و خروج کامل عناصر در اثر آبشویی بیان کرد. همچنین در نتایج به دست آمده می‌توان تشکیل حفرات واگ در خاک‌های منطقه مورد مطالعه را به تجمع ذرات رس و آهک و اتصال این ذرات به یکدیگر نسبت داد. بروئر (۱۹۷۶) و شریفی گرم‌دره (۲۰۱۱) نیز در مطالعات خود به نتایج مشابهی دست پیدا کردند. در نتایج به دست آمده وجود حفرات کانال در

موقعیت شیب پستی کاربری دیم و جنگل را می‌توان به فعالیت گسترده کرم خاکی نسبت داد (جدول ۴ و شکل‌های ۱۲ و ۱۶). البته در کاربری جنگل و دیم حفرات به شکل کانال در همه موقعیت‌ها می‌تواند تشکیل شوند. نتایج مقاطع مورد مطالعه نشان داد که فقط در موقعیت شیب پستی کاربری دیم و جنگل حدود ۲ درصد مقاطع را حفرات کانال تشکیل داده‌اند. بروئر (۱۹۷۶) نیز در پژوهش‌های خود به نتایج مشابهی دست یافت. به دلیل وجود آهک بسیار زیاد در تمامی افق‌ها بی‌فابریک از نوع کریستالیتیک می‌باشد. عاکف و همکاران (۲۰۰۴) نیز نشان دادند که شستشوی آهک از سطح خاک به اعماق پروفیل باعث ایجاد بی‌فابریک کریستالی شده است. ریزساختمان مشاهده شده در تمام خاکرخ‌ها به جز در خاکرخ واقع در شیب پستی کاربری دیم از نوع مکعبی بدون زاویه می‌باشد که نشان‌دهنده تکامل یافتگی ساختمان این خاکرخ‌ها می‌باشد. عاکف و همکاران (۲۰۰۴) نیز در مطالعات خود نشان دادند که وجود ریزساختمان مکعبی بدون زاویه نشان‌دهنده این امر است که ساختمان میکروسکوپی خاک بدون جنگل تکامل یافته‌تر می‌باشد. در صورتی که در شالیزار ریزساختمان مکعبی زاویه‌دار به طور عمده از تکامل کم‌تری برخوردار است. ریزساختمان مشاهده شده در موقعیت شانه شیب کاربری دیم و انتهای شیب کاربری جنگل دارای درجه جداشدگی ضعیف و در موقعیت شیب پستی و انتهای شیب کاربری دیم و همچنین شیب پستی کاربری جنگل دارای درجه جداشدگی متوسط و در موقعیت پای شیب کاربری دیم دارای درجه جداشدگی قوی می‌باشد. استوپس (۲۰۰۳) نیز وجود ساختمان مکعبی لبه مدور در کاربری زراعی را به وجود فعالیت‌های بیولوژیک در خاک نسبت داده و دلیل آن را تخریب خاک طبیعی و فشردگی آن به دلیل اجرای عملیات زراعی در منطقه دانسته است. خاکدانه در تمامی این افق‌ها به جز خاکرخ واقع در شانه شیب و شیب پستی کاربری دیم دارای پوشش رسی و آهکی بود (شکل ۱۱) (پژوهشگران زیادی در خاک‌های استان چهارمحال و بختیاری تشکیل افق آرچیلیک و رده آلفی سولز را گزارش کرده‌اند، ایلخچی و همکاران، ۲۰۰۲)، وجود پوشش رسی نشان‌دهنده تجمع رس و وجود پوشش آهکی (Calcite Cotings) نشان‌دهنده تجمع آهک در افق‌ها می‌باشد. لیاقت و خرمالی (۲۰۱۱) نشان دادند که پوشش رسی، ناشی از شستشوی رس و حرکت مکانیکی آن از افق بالایی و تجمع آن‌ها در اطراف حفره‌های زیرین می‌باشد. کودسوا و همکاران (۲۰۰۶) نیز در مطالعات خود به نتایج مشابهی دست یافتند. مشاهدات میکروسکوپی وجود کلسیت سوزنی شکل (Calcite Nodules) (شکل ۹) را در افق عمقی شیب پستی و پای شیب کاربری دیم نشان داد، که می‌توان علت آن را به وجود رطوبت کافی در خاک و حضور مواد آلی تجزیه‌پذیر نسبت داد. خرمالی و همکاران (۲۰۰۶) نیز معتقدند که کلسیت سوزنی شکل در مناطقی با بارندگی

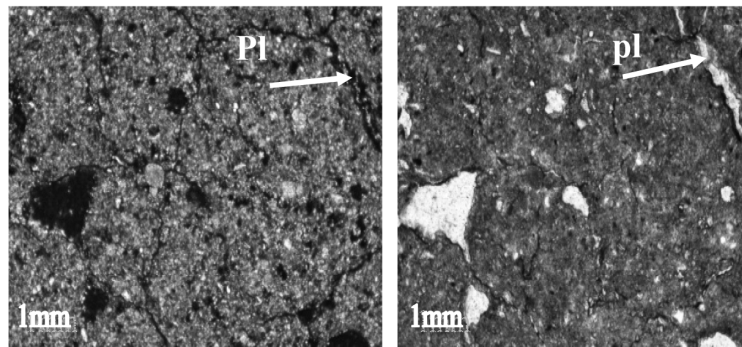
و دمای خاک به نسبت بالاتر و رشد گیاهی متراکم تر یافت می‌شوند. وجود پدوفیچرهایی مانند Geodic Calcite Nodule، (شکل ۱۱)، Calcite Infilling (شکل‌های ۱۴ و ۱۵)، (شکل‌های ۱۰ و ۱۳) در افق‌های زیرین خاک نشان‌دهنده وجود آهک زیاد در مواد مادری خاک و تناوب دوره‌های خشک و مرطوب در فصل‌های تابستان و زمستان می‌باشد، قابل ذکر است که رژیم رطوبتی خاک در منطقه زیریک می‌باشد، در حقیقت آهک موجود در مواد مادری خاک در فصول پرباران در آب حل شده و در زمان خشکی خاک به صورت پدوفیچرهای ذکر شده در لابه‌لای خلل و فرج و در متن خاک رسوب و تجمع یافته است (نتلتون، ۱۹۹۱). تشکیل پوسته‌های رسی Clay Coatings (شکل ۱۱) بر روی خاکدانه‌ها و نیز بر دیواره خلل و فرج خاک (شکل ۱۱) بیانگر وجود بارندگی به نسبت زیاد منطقه (۳/۵۶۷ میلی‌متر در سال) و وجود آب کافی برای انتقال رس از افق‌های بالایی به افق‌های پایینی خاک است (همچنین به نظر می‌رسد در این منطقه چند پروسه اتفاق افتاده است که شامل: ۱- Decalcification، ۲- Illuviation و ۳- Calcification می‌باشد. حبیبی (۲۰۱۱) نیز در مطالعات خود به مشاهده چنین عوارضی در این استان اشاره کرده‌اند. احمدی‌ایلخچی و همکاران (۲۰۰۲)؛ رمضان‌پور و جلالیان (۲۰۰۲) و کریمی‌کارویه و صالحی (۲۰۱۰) نیز در پژوهش‌های خود تشکیل افق آرجیلیک و رده آلفی‌سولز را در خاک‌های استان چهارمحال و بختیاری گزارش کردند). پوسته‌های رسی در موقعیت‌های پای شیب و انتهای شیب در مقاطع تهیه شده از خاک مشاهده گردیدند، در این دو موقعیت شیب مقدار آب نفوذی به داخل خاک بیش‌تر از موقعیت‌های بالای شیب است. لیاقت و خرمالی (۲۰۱۰) نیز در مطالعات خود نشان دادند که رژیم رطوبتی زیریک، به واسطه شرایط رطوبتی مطلوب، می‌تواند فرم‌های آهکی متنوعی داشته باشد، از جمله این فرم‌ها، پرشدگی حفره‌ها، پوشش‌های آهکی، کلسیت سوزنی و نادول‌ها می‌باشند. همچنین پرشدگی حفرات (Calcite Infilling) (جدول ۴ و شکل‌های ۱۴ و ۱۵) در قسمت انتهای شیب در هر دو کاربری در منطقه مورد مطالعه می‌تواند به دلیل وجود رطوبت کافی در این قسمت‌های شیب باشد. لیاقت و خرمالی (۲۰۱۰) نیز در مطالعات خود در استان گلستان علت پرشدگی حفرات را به وجود رطوبت کافی نسبت دادند. در شکل‌های ۸، ۹، ۱۰ و ۱۱ مقاطع نازک نشان داده شده در زیر میکروسکوپ پلاریزان مربوط به خاکرخ ۵ واقع در انتهای شیب کاربری دیم آورده شده است، همچنین منافذ کانال واقع در شیب پستی کاربری دیم و جنگل نیز در شکل‌های ۱۲ و ۱۶ و نادول آهکی در کاربری جنگل نیز در شکل ۱۳ نشان داده شده است:

جدول ۴- خصوصیات میکرومورفولوژی برخی افشا در دو کاربری دیم و جنگل و در موقعیت‌های مختلف شیب.

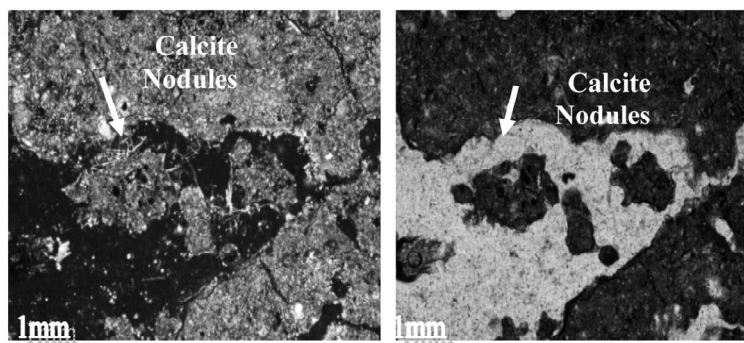
Infillings, nodules	coatings	b-fabric	Micro structure	Voides Abundance of the total thin section	Void	C/F	Horizon Depth (cm)	موقعیت شیب	نوع کاربری
-	Calcite coatings	Crystallitic	Weakly separated subangular blocky	حدود ۰/۵ درصد	Plane	Double spaced coarse enaulitic	Bk3 ۷۰-۱۱۰	شانه شیب	دیم
-	Calcite coatings	Crystallitic	Moderately Separated Subangular blocky	حدود ۱-۲ درصد	Plane	Double spaced coarse enaulitic	Bk2 ۹۵-۱۳۰	شیب پستی	دیم
calcite Nodules	Calcite coatings Clay coatings	Crystallitic	Highly separated subangular blocky	حدود ۱ درصد	Plane Complex packing voids Vugh Channel	Double spaced coarse enaulitic	Bk1 ۴۰-۸۰	پای شیب	دیم
Dense complate calcite infillings	Calcite coatings	Crystallitic	Moderately separated subangular blocky	حدود ۲ درصد	Plane	Double spaced coarse enaulitic	Bk1 ۴۵-۷۵	انتهای شیب	دیم
calcite Nodules	Clay coatings	Crystallitic	Moderately separated subangular blocky	حدود ۱۳ درصد	Plane	Double spaced coarse enaulitic			
Geodic nodules	Clay coatings	Crystallitic	Moderately separated subangular blocky	حدود ۵ درصد	Plane	Double spaced coarse enaulitic			

ادامه جدول ۴-

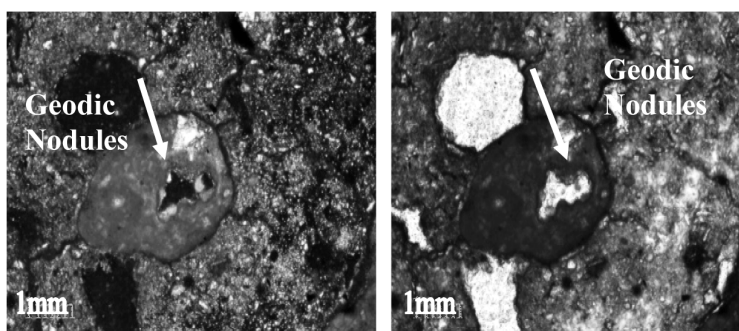
Infillings, nodules	coatings	b-fabric	Micro structure	Voides Abundance of the total thin section	Void	C/F	Horizon Depth (cm)	موقعیت شیب	نوع کاربری
-	Calcite coatings Clay coatings	Crystallitic	Moderately separated subangular blocky	کمتر از ۰/۱ درصد حدود ۲۰ درصد ۰/۵ درصد	Plane Complex packing voids Vugh Channel	Double spaced coarse enaulic	Btk1 ۱۵-۶۵	شیب پستی	چنگل
-	Calcite coatings Clay coatings	Crystallitic	Weakly separated subangular blocky	کمتر از ۰/۱ درصد ۱۵-۲۰ درصد کمتر از ۱ درصد	Plane Complex packing voids Vugh	Double spaced coarse enaulic	Btk1 ۲۰-۷۰	پای شیب	چنگل
Dense complete calcite infillings Geodic nodules	Calcite coatings Clay coatings	Crystallitic	Weakly separated subangular blocky	۰/۵ درصد ۱/۸ درصد ۲ درصد	Plane Complex packing voids Vugh	Double spaced coarse enaulic	Btk1 ۶۰-۸۹	انتهای شیب	چنگل



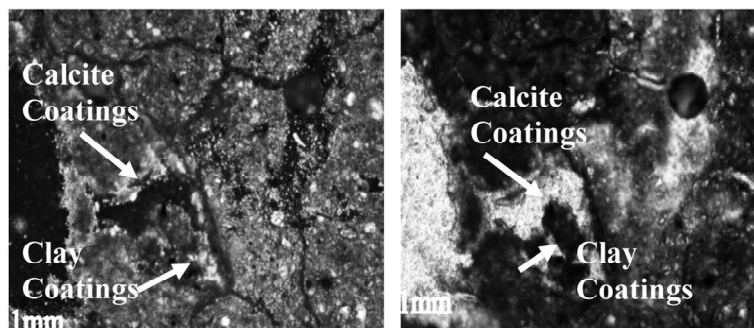
شکل ۸- منافذ واگ و صفحه‌های در افق Btk1 خاکرخ ۵ واقع در انتهای شیب کاربری دیم در نور PPL (راست) و XPL (چپ).



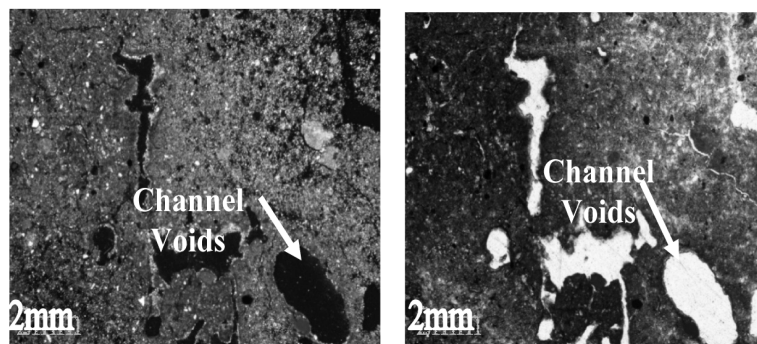
شکل ۹- کریستال‌های سوزنی‌شکل آهک افق Btk1 خاکرخ ۵ واقع در انتهای شیب کاربری دیم در نور PPL (راست) و XPL (چپ).



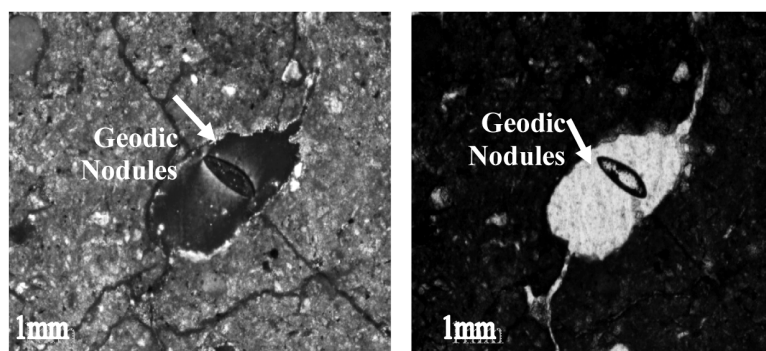
شکل ۱۰- نادول آهکی افق Btk1 خاکرخ ۵ واقع در انتهای شیب کاربری دیم در نور PPL (راست) و XPL (چپ).



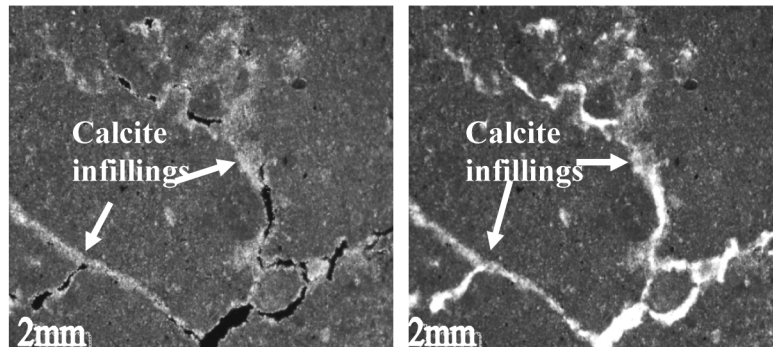
شکل ۱۱- حضور پوشش‌های رسی و آهکی در افق Btk₁ خاکرخ ۵ واقع در انتهای شیب کاربری دیم در نور PPL (راست) و XPL (چپ).



شکل ۱۲- منافذ کانالی در افق Bk₂ خاکرخ ۳ واقع در شیب پستی کاربری دیم در نور PPL (راست) و XPL (چپ).



شکل ۱۳- نادول آهکی در افق Btk₁ خاکرخ ۱۰ واقع در انتهای شیب کاربری جنگل در نور PPL (راست) و XPL (چپ).



شکل ۱۴- پرشدگی آهکی در داخل خلل و فرج در افق Bk3 خاک رخ ۵
واقع در انتهای شیب کاربری دیم در نور PPL (راست) و XPL (چپ).

نتیجه گیری کلی

۱- کانی‌های غالب بخش رس در خاک‌های مورد بررسی ایلات، اسمکتایت، کلرایت و کانی مختلط کلرایت- اسمکتایت می‌باشد، ۲- موقعیت‌های مختلف شیب بر نوع کانی‌های رسی تأثیری چندانی نداشته است و بر مقدار نسبی کانی‌های مورد مطالعه تأثیر گذاشته است، ۳- موقعیت پایین شیب در هر دو کاربری دارای تکامل بیش‌تری نسبت به دیگر موقعیت‌های شیب می‌باشد که افزایش مقدار نسبی کانی‌های رسی در این موقعیت شیب بیانگر این امر می‌باشد و ۴- نتایج کانی‌شناسی رسی و میکرومورفولوژی خاک نیز مانند سایر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی تغییرات قابل ملاحظه‌ای را پس از تخریب اراضی در منطقه نشان داد، افزایش میزان کانی‌های رسی مانند ایلات، کلرایت، کائولینایت و کانی‌های مختلط در کاربری دیم در قیاس با کاربری جنگل شاهدی برای تخریب این اراضی در منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شود.

منابع

1. Abtahi, A. 1992. Salinity tolerance in plants. College of Agriculture, Shiraz University, 160p. (In Persian)
2. Ahmadi Ilkhchi, A., Hajabbasi, M.A., and Jalalian, A. 2003. Effects of Converting Range to Dry-farming Land on Runoff and Soil Loss and Quality in Dorahan, Chaharmahal and Bakhtiari Province. J. Agri. Sci. Natur. Resour. 4: 103-114. (In Persian)

3. Ajami, M., and Khormali, F. 2009. Clay mineralogy as an evidence of land degradation on loess hillslopes. *J. Water Soil Conserv.* 16: 2. 61-84. (In Persian)
4. Akef, M., Mahmoudi, Sh., Karimian Eghbal, M., and Sarmadian, F. 2004. Physico-Chemical and Micro-Morphological Changes in Paddy Soils Converted from Forest in Foomanat Region, Gilan. *J. Naturalrest.* 56: 4. 407-423. (In Persian)
5. Allison, L.E., and Moodie, C.D. 1965. Carbonates, P 1379-1396. In: Black (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 2*, Am. Soc. Agron, Madison, WI.
6. Ayoubi, S., Karimian Eghbal, M., and Jalalian, A. 2006. Study of Micromorphological Evidences of Climate Change During Quaternary Recorded in Paleosols From Isfahan. *JWSS - Isfahan University of Technology.* 10: 1. 137-151. (In Persian)
7. Bayat, A., Karimzadeh, H.R., and Khademi, H. 2011. Clay minerals in the soil of the old East geomorphic surfaces in Esfahan, Iran. *J. Crystallograph. Mineral.* 1: 1. 45-58. (In Persian)
8. Brewer, R. 1979. *Fabric and Mineral analysis for soils.* Kyieyer Publishinig Co, Huntingdom, Ny, 482p.
9. Biscaye, P.E. 1965. Mineralogy and sedimentation of reacent deep-sea caly in Atlentic Ocean and adjacent seas and ocean. *Geol. soc. AM. Bull.* 76: 803-831.
10. Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerieus, A., Stoops, G., and Tursina, T. 1985. *Handbook for soil description.* Waine Research Publishing. Albrighton, U.K.
11. Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. 1971. *Rockforming minerals, sheet silicates,* Longman Publication. 270p.
12. Fanning, D.S., Keramidas, V.Z., and Desoky, M.A. 1989. Micas, P 51-634. In: Dixon J.B., and S.B. Weed (Eds.), *Minerals in soil environment (2nd)* SSSA. Book series. Madison, WI.
13. Farpour, M.H., Khademi, H., and Eghbal, M.K. 2002. Genesis and distribution palygorskite and associated clay minerals in Rafsanjan soils on different geomorphic surface. *J. Agri. Sci. Natur. Resour.* 21: 39-60. (In Persian)
14. Farpour, M.H., Eghbal, M.K., and Khademi, H. 2003. Genesis and Micromorphology of Saline and Gypsiferous Aridisols on Different Geomorphic Surfaces in Nough Area, Rafsanjan. *JWSS - Isfahan University of Technology.* 7: 3. 71-93. (In Persian)
15. Fooladmand, H.R. 2008. Estimation of cation exchange capacity from some soil physico-chemical properties. *J. Agric. Sci. Natur. Resour.* 15: 10. 1-8. (In Persian)
16. Gee, G.W., and Bauder, J.W. 1986. Particle size analysis, P 383-411. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1.* J. Am. Soc. Agron. Madison.
17. Geological Survey website. 2002. <http://www.gsi.ir>.
18. Habibi, A., Jalalian, A., and Ayoubi, Sh. 2011. The formation and evolution of soil Vertisols and its relationship with the topography on Lordegan country in Chaharmahal and Bakhtiari. M.Sc. Thesis, Faculty of Agriculture, Islamic Azad University Khprasgan Branch. 112p. (In Persian)

19. Jafari, A., Shariatmadari, H., Khademi, H., and Rezaei Nezhad, Y. 2008. Clay mineralogy of soils in arid and semiarid regions of the four tiers of territorial and Its Relationship with Kinetics of Phosphorus Release. *J. Agri. Sci. Natur. Resour.* 44: 153-168. (In Persian)
20. Kittrick, J.A., and Hope, E.W. 1963. A procedure for the particle size separation of soils for X-ray diffraction analysis. *J. Soil Sci.* 96: 312-325.
21. Khormali, F., and Abtahi, A. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semiarid soils of Fars Province, Southern Iran. *J. Clay Minerals.* 38: 511-527. (In Persian)
22. Khormali, F., Abtahi, A., and Stoops, G. 2006. Micromorphology of calcitic features in highly calcareous soils of Fars Province, Southern Iran. *Geoderma.* 132: 31-46.
23. Khormali, F., and Shamsi, S. 2009. Investigation of the quality and micromorphology of soil evaluation in different landuses of the quality of Golestan province, a case study in Ghapon region. *J. Agri. Sci. Natur. Resour.* 16: 3. 14-27. (In Persian)
24. Khormali, F., and Tazikeh, H. 2010. Evolution of clay minerals in saline-sodic soils as influenced by topography and ground water table in northern Atrak watershed. *J. Water Soil Conserv.* 17: 2. 107-123. (In Persian)
25. Kodesova, R., Kodes, V., Zigova, A., and Simanek, J. 2006. Impact of plant roots and soil organisms on micromorphology and soil hydraulic properties. *Biologia, Bratislava.* 61: 19. 339-343.
26. Liaghat, M., and Khormali, F. 2011. Micromorphology of development of some loess-derived soils of western Golestan province along a climo-topo-biosequence. *J. Water Soil Conserv.* 18: 1. 1-32. (In Persian)
27. Magaldi, D., Gimmatteo, M., and Smart, P. 2002. Soil micromorphology of clayey hill slopes, central Italy. *J. Springer.* 61: 357-362.
28. Mirkhani, R., Shabanpour, M., and Saadat, S. 2005. Using particle-size distribution and organic carbon percentage to predict the cation exchange capacity of soils of Lorestan province. Tehran Iran. *J. Soil Water Sci.* 19: 235-242. (In Persian)
29. Meteorological Chaharmahal and Bakhtiari Province. 2002. <http://www.chaharmahalmet.ir>.
30. Moges, M., and Holden, N.M. 2008. Soil fertility in relation to slope position and agricultural land use: A case study of umbulo catchments in southern Ethiopia. *Environmental Management.* 42: 753-763.
31. Mokhtari Karchegani, P., Ayoubi, Sh., Mosaddeghi, M.R., and Malekian, M. 2011. Effects of land use and slope gradient on soil organic carbon pools in particle-size fractions and some soil physico-chemical properties in hilly regions, western Iran. *J. Soil Manage. Sust. Prod.* 1: 1. 23-41. (In Persian)

32. Mahmoodi, J., Khademi, H., and Nael, M. 2005. Variability of soil quality in selected ecosystems in the Central Zagros. *J. Agri. Sci. Natur. Resour.* 3: 105-119. (In Persian)
33. Mousavi, M.H., Mehdizadeh Shahri, H., and Ghorbani, H. 2009. Mineralogy of soils formed on Aghajary formation in Masjed Soleyman and Burge Khajoo province. *J. Sci. Islamic Azad University (JSIRU)*. 77: 151-172. (In Persian)
34. Nettleton, W.D. 1991. Occurrence, charactictic and genesis of carbonatic, gypsum and silica accumulation in soils. SSSA staition publication number 26 USA.
35. Ramezanzpour, H., and Bakhshipour, R. 2003. Evidence of soil clay minerals transformation in some physiographic units, west of Langrood-Gilan. *Iran. J. Crystallograph. Mineral.* 11: 1. 45-56. (In Persian)
36. Ramazanzpour, H., and Jalalian, A. 2002. Soli Variability along a Chrono-Toposequence in Two Climatic Zones of Central Zagros. *JWSS-Isfahan University of Technology*. 6: 1. 131-147. (In Persian)
37. Rezaei, S., and Gilkes, R. 2005. The effects of landscape attributes and plant community on soil physical properties in rangelands. *Geoderma*. 125: 167-176.
38. Rhoads, J.W. 1989. Cation exchange capacity, P 149-158. In: Page, A.C. (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 2*, Am. Soc. Agron, Madison, WI.
39. Saidian, H., Moradi, H.R., and Tarnian, F. 2010. Comparing Soil Physicochemical Characteristics in Different Land Uses Gachsaran and Aghajari Formations. *J. Range Water. (Iran. J. Natur. Resour.)*. 63: 1. 1-12. (In Persian)
40. Salehi, M.H., Jozini, F., and Mohammadkhani, A. 2007. The Effect of Topography on Soil Properties with a Focus on Yield and Quality of Almond in the Saman Area, Shahrekord. *J. Water Res. Agric.* 8: 2. 79-92. (In Persian)
41. Salehi, M.H., and Karimi Karuyeh, A.R. 2009. Comparison of soil classification dominant province of Chahar Mahal and Bakhtiari and Isfahan. *J. Natur. Resour. Agric. Sci. University of Isfahan*. 1: 1-4. (In Persian)
42. Sanjari, S., Farpoor, M.H., Karimiam Eghbal, M., and Esfandiarpour Boroujeni, I. 2011. Genesis, Micromorphology and Clay Mineralogy of Soils Located on Different Geomorphic Surfaces in Jiroft Area. *J. Water Soil*. 25: 2. 411-425. (In Persian)
43. Sarshogh, M., Salehi, M.H., and Beigi, H. 2010. The effect of aspect position on some of morphological, physical, chemical and mineralogical properties of soil in the Chelgerd region, Chaharmahal-va-Bakhtiari provice. M.Sc. Thesis Soil Science, Faculty of Agriculture, Shahrekord University, 102p. (In Persian)
44. Schoeneberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C., and Broderson, W.D. 2002. Field book for describing and sampling soils, 2nd Version. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE. 228p.

45. Sharifi Garmdare, J., Akef, M., Salehi, M.H., and Mehnatkesh, A. 2011. Study of some of physicochemical, micromorphological and mineralogical soil properties on three slope position in Chelgerd region in Chaharmahal and Bakhtiari province. M.Sc. Thesis Soil Science, Faculty of Agriculture, University of Guilan. 98p. (In Persian)
46. Soil Survey Staff. 2010. Keys to Soil Taxonomy, USDA, 11th edition, NRCS, Washington DC. 331p.
47. Stoops, G. 2003. Guidelines for the Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. SSSA. Madison, WI. 170p.
48. Vahidi, M.J., Jafarzadeh, A.A., Ostan, S.H., and Shahbazi, F. 2010. Impact of land use on physical, chemical and mineralogical soil southern city of Ahar. J. Soil Water. 77: 33-47. (In Persian)
49. Walkey, A., and Black, I.A. 1934. An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid in soil analysis. Soil Sci. 79: 459-465.
50. Wilding, L.P., Smeck, N.E., and Hall, G.F. 1983. Pedogenesis and Soil Taxonomy. Concepts and interactions. Elsevier Publishing Company. 303p.
51. Yousefifard, M., Khademe, H., and Jalalian, A. 2005. Decline in soil quantity as a result of land use change in cheshmeh Ali region, Chaharmahal- va- Bakhtiari province. J. Agric. Sci. Nature. Resour. 1: 18-28. (In Persian)
52. Zareian, Gh., and Baghernezhad, M. 2007. The effect of topography on the evolution and diversity of soil clay minerals Fars Bayzay the province. J. Soil Water Sci. 14: 46-56. (In Persian)
53. Ziyadee, A., Pashaei, A., Khormali, F., and Roshani, M.R. 2013. Some physico-chemical, clay mineralogical and micromorphological characteristics of loess-paleosols sequences indicators of climate change in south of Gorgan. J. Water Soil Conserv. 20: 1. 1-28. (In Persian)



The effect of land use change on mineralogy and micro-morphological properties of clay soil on Lordegan County-in Chaharmahal and Bakhtiari Province

***F. Karimi Dehkordi¹, A. Jalalian², A.M. Mehnatkesh³ and N. Honarjoo⁴**

¹M.Sc. Graduate, Dept. of Soil Science, Islamic Azad University, Khorasgan Branch, Esfahan, ²Professor, Dept. of Soil Science, Islamic Azad University, Khorasgan Branch, Esfahan, ³Assistant Prof., Dept. of Soil Science, Faculty of Agricultural and Natural Resources Research Center of Chahar Mahal and Bakhtiari, ⁴Assistant Prof., Dept. of Soil Science, Islamic Azad University, Khorasgan Branch, Esfahan

Received: 05/27/2013; Accepted: 12/01/2013

Abstract

Clearly, clay minerals with their particular characteristics are considered as soil active part. Without recognizing soil clay mineral, recommendation on plant nutrition, soil conservation. Soil mechanical properties would not be accurate. In addition to soil physical and chemical studies which lead to recognition of soils, soil micromorphology caused to better judge me soil condition. This study was conducted to investigate the type and origin of clay minerals via several profiles in Lordegan hilly lands. The profiles were located in two kinds of land uses including forest and dry farm at different slope positions as sampling sites. The soil samples were collected from two depths of soil horizons to determine CEC, soil texture, OC%, calcium carbonate equivalent, X-ray diffraction and micro-morphological study via undistributed soil sampling. The results illustrated that the dominating clay minerals are illite, smectite, chlorite and chlorite-smectite as mixed minerals. According to the result, the origin of minerals in both land uses and different slope positions is inheritance from parent material. These minerals are mostly apparent in lower positions of the slope. Thin sections investigation of some horizons in the both land use in different slope positions showed that there was no difference regarding the kind of soil voids and C/F ratio between two sampling sites (including land use and slope positions). Complex packing voids, vugh and planar voids were the most dominant voids of these profiles. The observed b-fabric in all horizons was crystallitic and soil structure in back slop was subangular blocky. In all horizons of rainfed land use except for shoulder and back slop, clay films and calcite coatings were observed.

Keywords: Soil mineralogical and micro-morphological properties, Slope position, Land use change, Lordegan

* Corresponding Authors; Email: farideh.karimi_44@yahoo.com