

مطالعه تغییر و تحول خاک - سیمای اراضی منطقه چالدران، شمال غربی ایران

اشرف ملکیان^{۱*}، علی اصغر جعفرزاده^۱، شاهین اوستان^۱ و مسلم ثروتی^۲

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۹/۱۱؛ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۵/۲۳)

چکیده

به منظور بررسی مطالعه تغییر و تحول خاک - سیمای اراضی در منطقه چالدران ۹ خاکرخ شاهد در ۵ واحد ژئومورفیک غالب منطقه از جمله دشت دامنه‌ای، پدیمت پوشیده، مخروطه افکنه، دشت، دشت سیلابی مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان دادند، تجمع کربنات پدوژنیک در برخی از خاکرخ‌ها به صورت کانکشن و به رنگ روشن بود. در خاکرخ‌های شاهد در دشت دامنه‌ای، (خاکرخ ۵ و ۷)، پدیمت پوشیده (خاکرخ ۶)، و دشت سیلابی (خاکرخ ۸) انتقال رس از افق‌های سطحی و تجمع در افق زیرین، ناشی از بارش به نسبت خوب منطقه و فصول متمایز خشک و مرطوب، منجر به تشکیل افق آرجیلیک همراه با تشکیل پوسته‌های رسی روی سطوح خاکدانه و واحدهای ساختمانی شده و راسته آلفی سولز را ایجاد کرده است. نتایج کانی‌شناسی حضور کانی‌های کلریت، ایلیت، کائولینیت و اسمکتیت را نشان داد. با توجه به شواهد، کانی‌های ایلیت، کلریت و کائولینیت موروثی و کانی‌های اسمکتیت در اثر هواپدگی و تحول کانی‌های ایلایت، کلریت و یا پالیکورسکایت تشکیل شده است. همچنین نتایج شاخص CIA در منطقه نشانگر آن است که خاک‌های منطقه در مرحله هواپدگی ضعیف تا متوسط قرار دارند. به طور کلی نتایج پژوهش، نمایانگر نقش مهم زهکشی، کاربری و مواد مادری در خاک‌های منطقه مطالعاتی است.

واژه‌های کلیدی: زهکشی، کاربری اراضی، تکامل خاک، منحنی A-CN-K

۱. گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

۲. مرکز آموزش عالی شهید باکری میان‌دوآب، دانشگاه ارومیه

*. مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: ashraf.malekian@pnu.ac.ir

مقدمه

سیمای اراضی یا زمین‌نما بیانگر قسمت وسیعی از سرزمین (اراضی) است. تحت تأثیر مجموعه‌ای از عوامل طبیعی (اقلیم، موجودات زنده، مواد مادری، پستی و بلندی، زمان، فرسایش، رسوب‌گذاری و غیره) و غیرطبیعی (استفاده از اراضی توسط انسان) قرار می‌گیرد. شدت و ضعف هر یک از این عوامل منجر به تشکیل یک سیمای اراضی با خصوصیات متفاوت می‌شود. یکی از مهم‌ترین اجزای هر سیمای اراضی، محیط خاک موجود در آن است. از سوی خاک و سطوح ژئومورفیک اثر متقابل بر هم دارند بدین معنی که نه تنها سطوح ژئومورفیک به درک فرایندهای خاکسازي کمک می‌کند بلکه خاکشناسی نیز در بررسی فرایندهای تکامل شکل‌های اراضی مهم است. ویژگی‌های خاک به موقعیت سطوح ژئومورفیک بسیار مرتبط است (۱۱) و اگر در بررسی‌های تشکیل و طبقه‌بندی خاک مفاهیم ژئومورفولوژی لحاظ شود، فرایندهای تشکیل خاک بهتر درک می‌شوند. سطوح ژئومورفیک بخشی از زمین‌نما هستند که به صورت اختصاصی در مکان و زمان با مرزهای جغرافیایی مشخص تعریف شده‌اند که دارای انواعی نظیر پدیمنت سنگی، پدیمنت پوشیده، مخروط‌افکنه، تراس بالایی و غیره است (۱۲). فروغی فر و همکاران (۹) گزارش کردند که تغییرپذیری و توزیع ویژگی‌های خاک به محیط‌های رسوبگذاری، شکل اراضی، کاربری اراضی و فرایندهای هیدرولوژیکی وابسته است. سطوح ژئومورفولوژیک بسیاری از ویژگی‌های خاک از جمله ویژگی‌های حاصلخیزی خاک را نیز در بر می‌گیرد. نتایج بهرامی و قهرمان (۴) در شمال شرق ایران نشان دادند که مناطق دارای اشکال بادبزی آبرفتی، یک منطقه ایده‌آل برای بررسی اثرات فرایندهای ژئومورفولوژیک و لندفرم‌ها بر ویژگی‌های خاک است و شدت تکامل خاک و حاصلخیزی خاک بین سطوح فعال که در معرض خاکدانه‌سازی و تخریب خاک است متغیر هستند.

از سوی دیگر ترکیب کانی‌شناسی از مهم‌ترین عوامل تعیین‌کننده ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها است. شناخت و

مطالعه انواع کانی‌های خاک و روند تکامل آن می‌تواند دیدگاه علمی گسترده‌ای را در چگونگی پیدایش و تغییر و تحول خاک و نحوه استفاده از آن را نمایان می‌سازد. به‌طور کلی پژوهشگران سه منشأ موروثی از مواد مادری، تغییر شکل کانی‌های دیگر و نوتشکیلی را برای کانی‌های رسی خاک‌ها ارائه کرده‌اند (۳۵).

ایلیت، اسمکتیت، کلریت، کائولینیت، ورمیکولیت و پالیگورسکیت از کانی‌های غالب در مناطق خشک و نیمه‌خشک محسوب می‌شوند (۶ و ۱۷). تشکیل خاک به موقعیت ژئومورفیک، شرایط زهکشی و کاربری اراضی وابسته است. باقری‌نژاد (۳) نشان داد که در خاک‌های اراضی مرتفع در استان فارس، مقدار زیادی ایلیت و کلریت وجود دارد که با حرکت به سمت دشت‌ها و اراضی پست بر مقدار مونتموریلونیت و پالیگورسکیت افزوده می‌شود. نبی‌الهی و همکاران (۲۵) در مطالعه خاک‌های مالی‌سولز تحت تأثیر موقعیت اراضی اظهار داشتند که تفاوت بین مقدار کانی‌ها با یکدیگر به دلیل شرایط زهکشی متفاوت خاک‌ها است و این تفاوت ناشی از اختلاف در توپوگرافی و عمق آب زیرزمینی است. قرقره‌چی و خرمالی (۱۳) در مطالعه اثر تراز آب زیرزمینی و نوع کاربری بر منشأ و توزیع کانی‌های رسی در خاک‌های لسی جنوب غرب استان گلستان گزارش کردند که کانی‌های اسمکتیت، ایلیت و کائولینیت در خاک‌های منطقه مورد بررسی حضور دارند و همچنین آنها بیان کردند که اراضی غرقابی با تراز آب زیرزمینی بالا، زهکشی ضعیف، مقدار کانی اسمکتیت حداکثر بود و بیشتر منشأ نوتشکیلی داشت.

در طی فرایند هواپدگی، عناصر متحرک (از جمله سدیم و پتاسیم) نسبت به عناصر غیرمتحرک (مانند آلومینیوم و آهن) از خاک خارج می‌شوند. در نتیجه، در اثر پیشرفت هواپدگی، غلظت عناصر غیرمتحرک در خاک افزایش می‌یابد. در نتیجه در طی فرایند هواپدگی خاک‌ها دچار تغییر و تحول می‌شوند. روش‌های مختلفی برای بررسی هواپدگی در خاک وجود دارند که شاخص‌های هواپدگی، روش کمی مطالعه هواپدگی در خاک هستند. شاخص‌های هواپدگی مختلفی وجود دارند

۹، ۴، ۳، ۱)، دشت سیلابی (پدون ۸) مطالعه شد. ۶۰ پدون در منطقه مطالعاتی حفر شد. از میان پدون‌های حفر شده ۹ پدون شاهد انتخاب شد. از نظر زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه اغلب از رسوبات کواترنری تشکیل شده است. در برخی قسمت‌ها نیز به صورت رگه‌ای سنگ آهک، گابرو، دیوریت و بازالت نیز قابل مشاهده است.

در این نمونه‌ها بافت خاک به روش هیدرومتری (۱۴)، واکنش خاک در نمونه‌های گل اشباع و قابلیت هدایت الکتریکی در عصاره گل اشباع، کربن آلی به روش اکسیداسیون بدون حرارت دادن (۲۵)، کربنات کلسیم معادل به روش خنثی سازی با اسید (۲۶)، ظرفیت تبادل کاتیونی به روش استات سدیم یک مولار (۵) اندازه‌گیری شد. خاک‌ها بر اساس افق‌های مشخصه و رژیم‌های رطوبتی و حرارتی و سایر فاکتورها، مطابق خاک‌ها بر طبق سیستم طبقه‌بندی Soil Taxonomy 2014 طبقه‌بندی شد (۳۴).

شناسایی کانی‌های رسی به روش جکسون (۱۵) و کیتریک و هوپ (۱۸) با استفاده از پراش پرتو ایکس پس از حذف املاح محلول، کربنات‌ها، مواد آلی و اکسیدهای آهن و منگنز آزاد صورت گرفت. رس‌های خالص به کمک دستگاه پراش پرتو ایکس (XRD مدل زیمنس D-511 با تابش $CuK\alpha$ با انرژی ۱۱ کیلوولت و ۳۱ میلی‌آمپر از ۲ تا ۳۱ درجه) (20) انجام شد. نمونه‌های آرایش یافته برای پلاک‌های اشباع با پتاسیم در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد (K25)، اشباع با پتاسیم و حرارت در ۵۵ درجه سانتی‌گراد (K550)، اشباع با منیزیم (Mg25) و اشباع با منیزیم همراه اشباع سازی با اتیلن گلیکول (EG) انجام شد. علاوه بر این موارد، درصد اکسید عناصر CaO ، Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O به وسیله دستگاه X-ray fluorescence spectrometer اندازه‌گیری شد و شاخص‌های هواپدگی CIA (۲۵) با استفاده از رابطه‌های زیر محاسبه شد:

$$CIA = \left[\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O + CaO^* + K_2O} \right] \times 10 \quad (1)$$

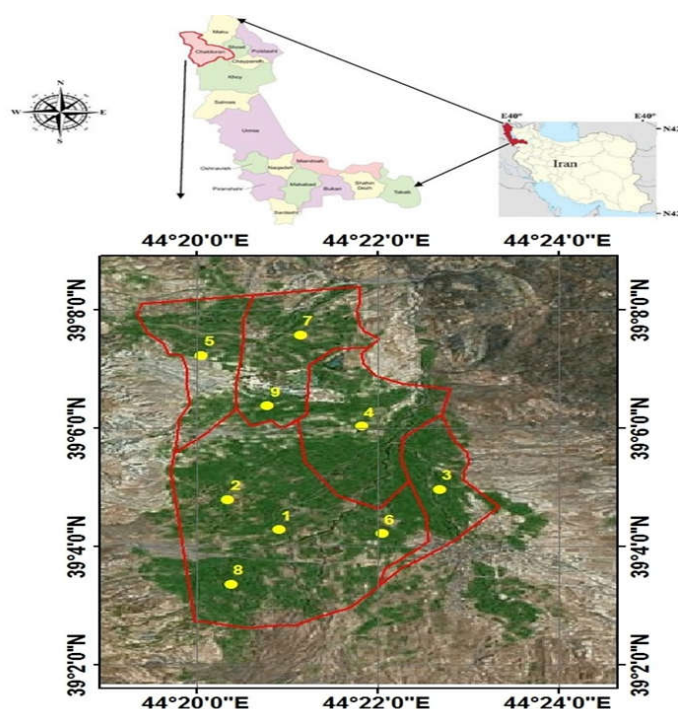
$$CaO^* = 0.35 \times (2 \times Na_2O \text{ wt}\%) / 62 \quad (2)$$

که از آن جمله می‌توان به (CIA) Chemical Index of Alteration اشاره کرد (۳۲). به طور معمول، با افزایش شدت هواپدگی، مقدار این شاخص‌ها افزایش می‌یابد (۲۱). وجود شرایط خاص ناشی از تأثیر اقلیم مانند پراکنش نامنظم بارندگی، زهکشی متفاوت در سیمای اراضی منطقه و وجود سیلاب‌های جاری شده از دهانه مخروط‌افکنه موجود در این منطقه، تغییرات چشمگیری را در مورفولوژی سیمای اراضی منطقه ایجاد کرده است. در نتیجه، بررسی تغییر و تحولات سیمای اراضی منطقه و تکامل خاک‌های موجود در آن قابل توجه باشد. از سوی دیگر شناخت تنوع کانی‌های رسی و ارتباط آنها با فاکتورهای خاکساز می‌تواند شناخت و بهره برداری بهتر از این خاک‌ها مفید باشد؛ بنابراین هدف از این تحقیق بررسی اثرات فاکتورهای خاکساز با تأکید بر شرایط زهکشی، کاربری اراضی و مواد مادری بر تنوع خاک‌ها، کانی‌های رسی و هواپدگی در سطوح مختلف ژئومورفیک منطقه چالدران است.

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی

منطقه مورد مطالعه بخشی از چالدران (با طول‌های جغرافیایی ۴۴° ۱۹' تا ۴۴° ۲۴' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۹° ۰۲' تا ۳۹° ۰۸' شمالی) در شمال غربی ایران و در استان آذربایجان غربی با مساحت تقریبی ۳۲۰۰ هکتار است (شکل ۱). از نظر آب و هوایی، میانگین درجه حرارت و بارش سالانه منطقه مورد مطالعه به ترتیب ۹/۳ درجه سلسیوس و ۴۱۱/۹ میلی‌متر در سال است. رژیم رطوبتی و حرارتی در منطقه به ترتیب زیریک و مزیک هستند. علاوه بر نزولات جوی، آب سد بارون واقع در ۲۰ کیلومتری مرکز شهرستان به عنوان منبع آب، مورد استفاده کشاورزان منطقه قرار می‌گیرد. ۵ واحد ژئومورفیک غالب منطقه از جمله دشت دامنه‌ای (پدون ۷ و ۵)، پدیمنت پوشیده (پدون ۶)، مخروط‌افکنه (پدون ۲)، دشت (پدون



شکل ۱. موقعیت خاکرخ‌ها، دشت (۱، ۳، ۴، ۹)، مخروط افکنه (۲)، دشت دامنه‌ای (۵، ۷)، پدیمنت (۶) و دشت سیلابی (۸) (رنگی در نسخه الکترونیکی)

نتایج و بحث

برخی از خصوصیات عمومی، فیزیکی و شیمیایی خاکرخ‌های مورد مطالعه در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. تجمع مواد آلی در افق‌های سطحی به علت کشت و کار صورت گرفته، زهکشی ضعیف، شیب کم در برخی خاکرخ‌ها (برای مثال، ۳ و ۴) در دامنه بین (۰/۰۸ تا ۱/۸۶) بود. میزان شوری بین ۰/۱۶ تا ۱۰/۷۰ دسی‌زیمنس بر متر در خاکرخ‌های واحدهای ژئومورفیک متغیر بود. و توزیع آن کاملاً تابع شرایط زهکشی در منطقه بود. در خاکرخ‌های (۷ و ۸) در اثر آبیاری در طی کشت و کار، املاح از پروفیل خاک شسته شده است و در افق‌های زیرین تجمع یافته است. دامنه ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌ها ۴۸/۱۰-۷/۳۰ سانتی‌مول بر کیلوگرم است که مقدار آن به علت بافت سنگین تا متوسط منطقه، میزان کربن آلی و از سوی دیگر به نوع رس‌های غالب مربوط می‌شود. تغییرات واکنش خاک‌ها به دلیل وجود مقادیر بالای کربنات‌ها و شوری در این اراضی در دامنه بین ۸/۵۰-۶/۸۹ بود. در لایه‌های با سدیم بالا به علت

اثرات سدیم میزان واکنش خاک به حدود ۸-۸/۵۰ بود. البته به علت اثرات تامپونی کربنات و شوری، اثرات منفی سدیم دیسپرس شدن خاک و مقادیر بیشتر از ۸/۵۰ مشاهده نشد. مقدار رس، سیلت و شن به ترتیب در دامنه‌های ۵۵/۳۰-۸/۴۰، ۶۹/۸۰-۹/۳۰، ۸۲/۳۰-۸/۳۰ درصد بوده است. همچنین مقدار کربنات کلیسم معادل در دامنه ۲۸/۴۹-۹۶ درصد، مقدار گچ در دامنه ۲/۱۰-۰/۸۲ مشاهده شد. جدول ۳ خصوصیات مورفولوژیکی افق‌های مختلف خاکرخ‌های مورد مطالعه آورده شده است. ساختمان ذرات منفرد (Single grain)، غالب‌ترین ساختمان موجود در خاک‌های منطقه بود. همچنین وضعیت زهکشی خاکرخ‌ها در دامنه به نسبت خوب تا ضعیف بوده است (جدول ۲). در خاکرخ ۲ به علت زهکشی ضعیف ماتل‌های در افق Bg مشاهده شد. تجمع آهک در برخی از خاکرخ‌ها به صورت کانکرشن و به رنگ روشن ملاحظه شد. در خاکرخ‌های ۵، ۶، ۷ و ۸ انتقال رس از افق‌های سطحی و تجمع در افق زیرین، ناشی از بارش به نسبت خوب منطقه و فصول متمایز

جدول ۱. خصوصیات عمومی خاکرخ های مورد مطالعه

واحد ژئومورفیک	شماره خاکرخ	نام خاک	زهکشی	شیب	کاربری	مواد مادری
دشت دامنه‌ای	۷	Natrixeralfs	ضعیف	۲	جو	Globotrunca limestone
پدیمت پوشیده	۵	Haploxeralfs	نسبتاً خوب	۱	سیب زمینی	Low level piedment fan and vally terrace deposits
مخروط افکنه	۶	Haploxeralfs	نسبتاً خوب	۳	باغ	Tectonized association of peridotites, gabbro, diorite, trondhjemite, diabase and basic volcanics
دشت	۲	Typic Calcixercepts	نسبتاً خوب	۲	مرتع	Tectonized association of peridotites, gabbro, diorite, trondhjemite, diabase and basic volcanics
دشت	۱	Xerorthents	نسبتاً ضعیف	صفر	سیب زمینی	Low level piedment fan and vally terrace deposits
	۴	Haploxerolls	نسبتاً ضعیف	پای شیب	گندم	Globotrunca limestone
	۳	Calcixerolls	نسبتاً ضعیف	پنجه شیب	باغ	Low level piedment fan and vally terrace deposits
	۹	Chromic Haploxererts	نسبتاً ضعیف	۲	گندم	: Low level piedment fan and vally terrace deposits
دشت سیلابی	۸	Typic Natrixeralfs	ضعیف	۲	یونجه	Low level piedment fan and vally terrace deposits

جدول ۲. رده‌بندی و برخی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی افق‌های مختلف برخی از خاکرخ‌های مورد مطالعه

شماره خاکرخ	افق	ضخامت سانتی‌متر	شن	سیلت	رس	بافت	ECe dSm ⁻¹	پ هاش	کربن آلی	کربنات کلسیم	گچ	CEC Cmol kg ⁻¹
			%									%
Sandy, mixed, nonacid, mesic Typic Xerorthents												
	Ap	۰-۳۰	۴۰/۵	۳۱/۶	۲۷/۹	CL	۰/۸۷	۷/۱۲	۱/۰۲	۱۰/۱	۰	۱۸/۴
	C1	۳۰-۶۴	۶۸/۸	۱۸/۴	۱۲/۸	SL	۰/۵۶	۷/۰۵	۰/۳۴	۳/۴۳	۰	۱۱/۲
	C2	۶۴-۸۳	۷۳/۱	۱۶/۴	۱۰/۵	SL	۰/۱۶	۷/۲۴	۰/۲۱	۴/۲۴	۰	۹/۸
۱	Cg1	۸۳-۱۰۵	۸۰/۶	۱۰/۵	۸/۹	LS	۰/۵۸	۷/۱۲	۰/۱۳	۲/۹۶	۰	۷/۳
	Cg2	۱۰۵-۱۴۵	۸۲/۳	۹/۳	۸/۴	LS	۰/۸۲	۷/۱۷	۰/۰۸	۳/۱۷	۰	۷/۵
Fine loamy, mixed, superactive, mesic Typic Calcixercepts												
	Ap	۰-۱۹	۴۷/۷	۳۶/۱	۱۶/۲	L	۰/۸۴	۷/۴۸	۱/۸۶	۱۱/۳۶	۰	۲۰/۶
	Bk1	۱۹-۴۵	۴۷/۱	۳۷/۲	۱۵/۷	L	۰/۷۲	۷/۷۲	۰/۹۳	۱۹/۷۳	۰	۱۳/۱
	Bk2	۴۵-۶۷	۳۴/۶	۴۸/۱	۱۷/۳	L	۰/۵۳	۷/۹۳	۰/۶۳	۲۱/۴۷	۰	۱۲/۶
	Bw	۶۷-۹۰	۳۹/۷	۳۷/۲	۲۳/۱	L	۰/۲۷	۷/۳۴	۰/۶۲	۹/۵۱	۰	۱۰/۶
۲	Bg	۹۰-۱۴۸	۴۹/۷	۳۶/۱	۱۴/۲	L	۰/۴۶	۷/۲۶	۰/۴۵	۹/۸۸	۲/۱	۱۳/۲

ادامه جدول ۲.

شماره خاکرخ	افق	ضخامت سانتی متر	شن	سیلت	رس	بافت	ECe dSm ⁻¹	پ هاش	کربن آلی	کربنات کلسیم معادل	گچ	CEC Cmol kg ⁻¹
			%									
Fine-silty, mixed, superactive, calcareous, mesic, Typic Calcixerolls												
	A	۰-۲۷	۱۱/۱	۶۱/۴	۲۷/۵	SiCL	۱/۲۳	۷/۳۹	۱/۵۲	۵/۸۳	۰	۲۰/۶
	Bw	۲۷-۵۹	۸/۳	۶۹/۸	۲۱/۹	SiL	۱/۶۷	۷/۴۸	۰/۹۳	۱۲/۶۳	۰	۱۳/۱
۳	Bkg1	۵۹-۸۲	۱۴/۱	۵۸/۹	۲۷	SiCL	۳/۲۶	۷/۳۷	۰/۶۲	۲۴/۸۴	۰	۱۲/۶
دشت	Bkg2	۸۲-۱۱۹	۱۳/۶	۶۶/۹	۱۹/۵	SiL	۴/۰۸	۷/۶۱	۰/۴۷	۲۸/۴۹	۰	۱۰/۶
	Bg	۱۱۹-۱۵۳	۱۲/۱	۶۴/۲	۲۳/۷	SiL	۲/۱۴	۷/۶۴	۰/۲۸	۷/۷۷	۰	۱۳/۲
Fine, mixed, superactive, mesic, Typic Haploxerolls												
	A	۰-۲۸	۳۲/۲	۱۷/۹	۴۸/۹	C	۰/۶۹	۷/۴۱	۱/۱۶	۳/۸۷	۰	۴۸/۱
	Bw	۲۸-۵۲	۳۰	۱۶/۸	۵۳/۲	C	۰/۷۴	۷/۵۷	۰/۹۱	۱۰/۹۳	۰	۴۶/۴
دشت	BC	۵۲-۸۰	۲۹/۲	۲۰	۵۰/۸	C	۰/۸۸	۷/۶۱	۰/۶۳	۱۴/۲۱	۰	۳۷/۷
	C	۸۰-۱۴۶	۱۹/۶	۲۵/۱	۵۵/۳	C	۱/۱۲	۷/۸۴	۰/۲۳	۲۸/۳۶	۰	۲۴/۱
Fine, mixed, superactive, mesic Typic Haploxeralfs												
	A	۰-۲۸	۱۴/۴	۴۳/۵	۴۰/۱	SiC	۲/۱	۶/۸۹	۱/۳۷	۴/۷۶	۰	۲۷/۴
	AB	۲۸-۷۵	۱۱/۴	۴۶/۲	۴۲/۴	SiC	۲/۱۸	۷/۲۶	۱/۰۲	۶/۵۹	۰	۲۴/۳
دشت	Bt	۷۵-۱۰۵	۸/۴	۴۹/۱	۴۲/۵	SiC	۲/۶۴	۷/۳۴	۰/۷۴	۱۱/۵۳	۰	۲۹/۴
دامنه‌ای	BK	۱۰۵-۱۴۷	۱۸/۱	۵۶/۶	۲۵/۳	SiC	۳/۲۱	۷/۸۶	۰/۴۲	۱۹/۳۶	۱/۳	۱۶/۳
Fine loamy, mixed, superactive, mesic Calcic Haploxeralfs												
	Ap	۰-۱۸	۳۳/۱	۴۱/۴	۲۵/۵	L	۲/۷۶	۷/۸۲	۰/۸۴	۱۲/۶۳	۰	۱۹/۲
	Btk	۱۸-۶۵	۲۷/۲	۳۳/۲	۳۹/۶	CL	۳/۲۸	۷/۹۷	۰/۴۷	۲۰/۱۳	۰	۲۸/۴
پدیمت	Bk	۶۵-۱۴۷	۲۱/۵	۳۳/۴	۴۵/۱	C	۱/۲۷	۸/۱۳	۰/۱۳	۲۶/۷۱	۱/۳۴	۱۲/۵
Fine loamy, mixed, superactive, mesic Typic Natriferalfs												
	Ap	۰-۲۰	۴۵/۵	۳۲/۸	۲۱/۷	L	۳/۸	۸/۰۵	۰/۹۶	۵/۷۸	۰	۲۱/۴
	Bw1	۲۰-۴۵	۳۵/۳	۳۸/۳	۲۶/۴	L	۵/۲	۸/۱۴	۰/۸۳	۷/۳۴	۰	۱۷/۵
دشت	Bw2	۴۵-۷۳	۴۳/۲	۲۹/۶	۲۷/۲	CL	۷/۳	۸/۳۴	۰/۷۴	۹/۶۲	۰	۱۵/۲
دامنه‌ای	Btn	۷۳-۱۰۲	۲۷/۸	۳۷/۴	۳۴/۸	CL	۱۰/۷	۸/۵۰	۰/۵۲	۱۰/۴۸	۰	۲۳/۱
	C	۱۰۲-۱۴۵	۶۲/۹	۱۸/۷	۱۸/۴	SL	۶/۳	۸/۲۱	۰/۱۱	۸/۴۷	۱/۵	۹/۸
Fine loamy, mixed, active, mesic Typic Natriferalfs												
	Ap	۰-۲۵	۵۲/۹	۲۸/۷	۱۸/۴	SL	۲	۸/۰۹	۰/۸۶	۶/۲۶	۰	۲۳/۶
	Bw	۲۵-۵۳	۴۵/۷	۲۷/۹	۲۶/۴	SCL	۳/۸	۸/۱۲	۰/۳۵	۹/۵۱	۰	۱۶/۳
دشت	Btn	۵۳-۸۲	۲۵/۸	۳۸/۵	۳۵/۷	CL	۹/۹	۸/۵۰	۰/۵۲	۱۱/۳۷	۰	۱۹/۷
سیلابی	C	۸۲-۱۴۸	۵۸/۸	۲۱/۸	۱۹/۴	SL	۵/۴	۸/۲۲	۰/۱۴	۵/۳۶	۱/۶۰	۹/۴

ادامه جدول ۲.

CEC Cmol kg ⁻¹	گچ	کربنات کلسیم معادل	کربن آلی	پ هاش	ECe dSm ⁻¹	بافت	رس	سیلت	شن	ضخامت سانتی متر	افق	شماره خاکرخ
		%						%				
Fine, mixed, superactive, mesic, Chromic Haploxererts												
۲۱/۵	۰	۱۳/۲۵	۱/۱۴	۷/۲۸	۰/۹	C	۴۵/۳	۲۸/۹	۲۵/۸	۰-۲۵	Ap	۹ دشت
۳۶/۸	۰/۸۲	۱۱/۷۵	۰/۹۸	۸/۱۹	۱/۵	C	۵۳/۲	۳۷/۵	۹/۳	۲۵-۷۵	Bss1	
۳۹/۴	۰/۸۲	۱۰/۳۴	۰/۷۸	۸/۴۳	۱/۵۴	C	۵۳/۶	۳۱/۲	۱۵/۲	۷۵-۱۰۴	Bss2	
۱۹/۳	۰/۹۲	۱۲/۸۵	۰/۲۲	۷/۳۷	۱/۹۳	C	۴۱/۵	۳۸/۱	۲۰/۴	۱۰۴-۱۴۴	C	

جدول ۳. خصوصیات مورفولوژیکی افق‌های مختلف خاکرخ‌های مورد مطالعه

شماره خاکرخ	افق	ضخامت سانتی متر	رنگ		ساختمان	پوسته رسی / کانکریشن
			مرطوب	خشک		
۱ دشت	Ap	۰-۳۰	۱۰YR۵/۴	۱۰YR۴/۳	2mgr	-
	C1	۳۰-۶۴	۷/۵YR۵/۳	۷/۵YR۴/۲	Sg	-
	C2	۶۴-۸۳	۷/۵YR۴/۳	۷/۵YR۳/۳	Sg	-
	Cg1	۸۳-۱۰۵	-	۷/۵YR۳/۲	Sg	-
	Cg2	۱۰۵-۱۴۵	-	۷/۵YR۳/۳	Sg	-
۲ مخروط افکنه	Ap	۰-۱۹	۱۰YR۵/۴	۱۰YR۴/۳	3mgr	-
	Bk1	۱۹-۴۵	۷/۵YR۵/۴	۷/۵YR۴/۴	2mabk	f,2, CAC, MAT
	Bk2	۴۵-۶۷	۷/۵YR۵/۳	۷/۵YR۴/۳	3mabk	c,2,CAC, MAT
	Bw	۶۷-۹۰	۷/۵YR۴/۳	۷/۵YR۴/۲	3fabk	-
Bg	۹۰-۱۴۸	-	-	۷/۵YR۳/۲	2fabk	f,1,d, m, mottles
۳ دشت	A	۰-۲۷	۷/۵YR۴/۳	۷/۵YR۳/۲	3fgr	-
	Bw	۲۷-۵۹	۷/۵YR۵/۳	۷/۵YR۵/۲	2mcbk	-
	Bkg1	۵۹-۸۲	-	۷/۵YR۴/۳	2fcbk	c,3, CAC, MAT
	Bkg2	۸۲-۱۱۹	-	۷/۵YR۴/۲	1fabk	C3 CAC, MAT
Bg	۱۱۹-۱۵۳	-	-	۷/۵YR۳/۲	1cabk	-
۴ دشت	A	۰-۲۸	۱۰YR۳/۲	۱۰YR۳/۲	2fgr	-
	Bw	۲۸-۵۲	۱۰YR۴/۲	۱۰YR۴/۲	2mabk	-
	BC	۵۲-۸۰	۱۰YR۳/۲	۱۰YR۳/۲	1fabk, m	-
	C	۸۰-۱۴۶	۱۰YR۵/۴	۱۰YR۴/۳	m	-

ادامه جدول ۳.

شماره خاکرخ	افق	ضخامت سانتی متر	رنگ		پوسته رسی / کانکریشن	ساختمان
			مرطوب	خشک		
۵	A	۰-۲۸	۱۰YR۴/۳	۱۰YR۵/۳	—	3cgr
	AB	۲۸-۷۵	۱۰YR۳/۳	۱۰YR۴/۳	—	1fgr, 1mabk
	Bt	۷۵-۱۰۵	۱۰YR۴/۲	۱۰YR۴/۳	f, F, CLF	2cabk
	BK	۱۰۵-۱۴۷	۱۰YR۴/۴	۱۰YR۵/۴	C,2, CAC, MAT	2cabk
۶	Ap	۰-۱۸	۷/۵YR۴/۴	۷/۵YR۵/۴	—	1mgr
	Btk	۱۸-۶۵	۷/۵YR۳/۳	۷/۵YR۴/۴	f,2, CAC, f, F, CLF	3cabk
	Bk	۶۵-۱۴۷	۷/۵YR۴/۳	۷/۵YR۵/۴	f,2,CAC, MAT	2cabk
۷	Ap	۰-۲۰	۱۰YR۴/۴	۱۰YR۵/۴	—	2mgr
	Bw1	۲۰-۴۵	۱۰YR۳/۲	۱۰YR۴/۳	—	2mabk
	Bw2	۴۵-۷۳	۱۰YR۳/۳	۱۰YR۴/۳	—	3mabk
	Btn	۷۳-۱۰۲	۱۰YR۳/۲	۱۰YR۳/۳	f, F, CLF on PF	3CPr
	C	۱۰۲-۱۴۵	۱۰YR۷/۴	۱۰YR۶/۳	—	Sg
۸	Ap	۰-۲۵	۱۰YR۴/۳	۱۰YR۵/۴	—	2fgr
	Bw	۲۵-۵۳	۱۰YR۳/۲	۱۰YR۴/۳	—	2fcbk
	Btn	۵۳-۸۲	۱۰YR۳/۲	۱۰YR۴/۳	f, F, CLF	2fPr
	C	۸۲-۱۴۸	۱۰YR۵/۳	۱۰YR۶/۴	—	Sg
۹	Ap	۰-۲۵	۲/۵YR۳/۴	۲/۵YR۴/۶	—	2cgr
	Bss1	۲۵-۷۵	۲/۵YR۴/۳	۲/۵YR۵/۶	SS	3mwdg
	Bss2	۷۵-۱۰۴	۲/۵YR۴/۳	۲/۵YR۵/۶	SS	2mwdg
	C	۱۰۴-۱۴۴	۲/۵YR۵/۳	۲/۵YR۶/۴	—	m

*حروف بر اساس راهنمای تشریح خاکرخ خاک (Soil Survey Staff, 2002)

شیب و زهکشی نسبتاً ضعیف شرایط برای تجمع ماده آلی در سطح فراهم و اپی پدون مالیک (راسته مالی سولز) را تشکیل داده است. همچنین به علت حضور رس اسمکتایت در خاکرخ ۹ سبب ایجاد اسلاپکن سایید در این خاکرخ و تشکیل خاک ورتی

خشک و مرطوب، منجر به تشکیل افق آرجیلیک همراه با تشکیل پوسته های رسی روی سطوح خاکدانه و واحدهای ساختمانی شده و راسته آلفی سولز را ایجاد کرده است. خاکرخ های ۳ و ۴ به علت قرار گرفتن در پنجه شیب و پای

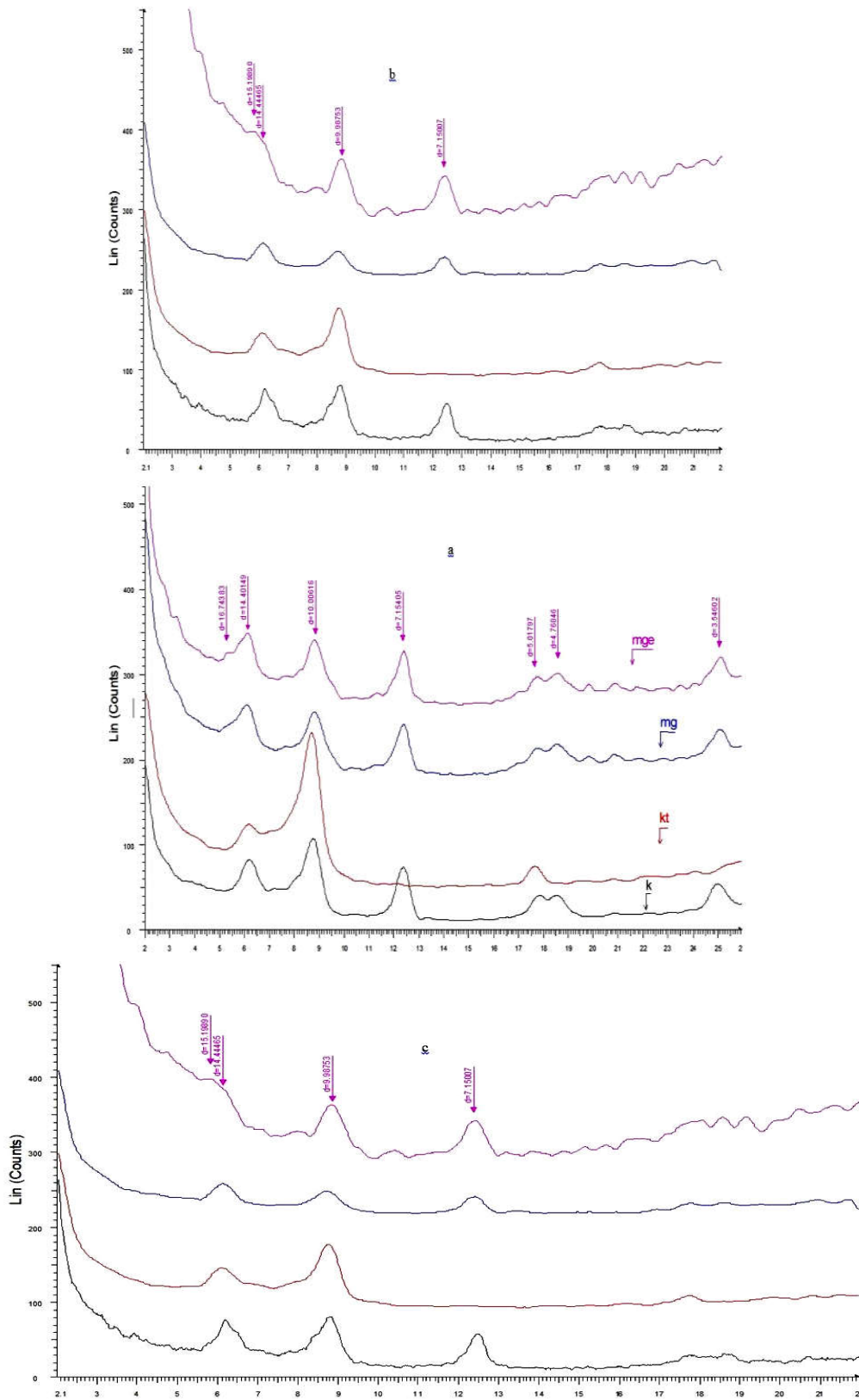
سول در واحد ژئومورفیک دشت شد. در مجموع شرایط پستی و بلندی، وضعیت زهکشی و کاربری اراضی عوامل اصلی تأثیرگذار بر تکامل خاک‌های منطقه هستند. به گونه‌ای که در واحد ژئومورفیک دشت تنوع خاک‌های انتی سولز، مالی سولز و ورتی سولز مشاهده شد.

کانی‌شناسی خاک‌ها در شکل ۲ الگوی پراش پرتو ایکس مربوط به افق‌های زیرسطحی (افق دوم هر خاکرخ) در خاکرخ‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده حضور کانی‌های ایلیت، اسمکتیت، کلریت و کائولینیت است. این کانی‌های غالب در منطقه خشک و نیمه‌خشک است (۱۶).

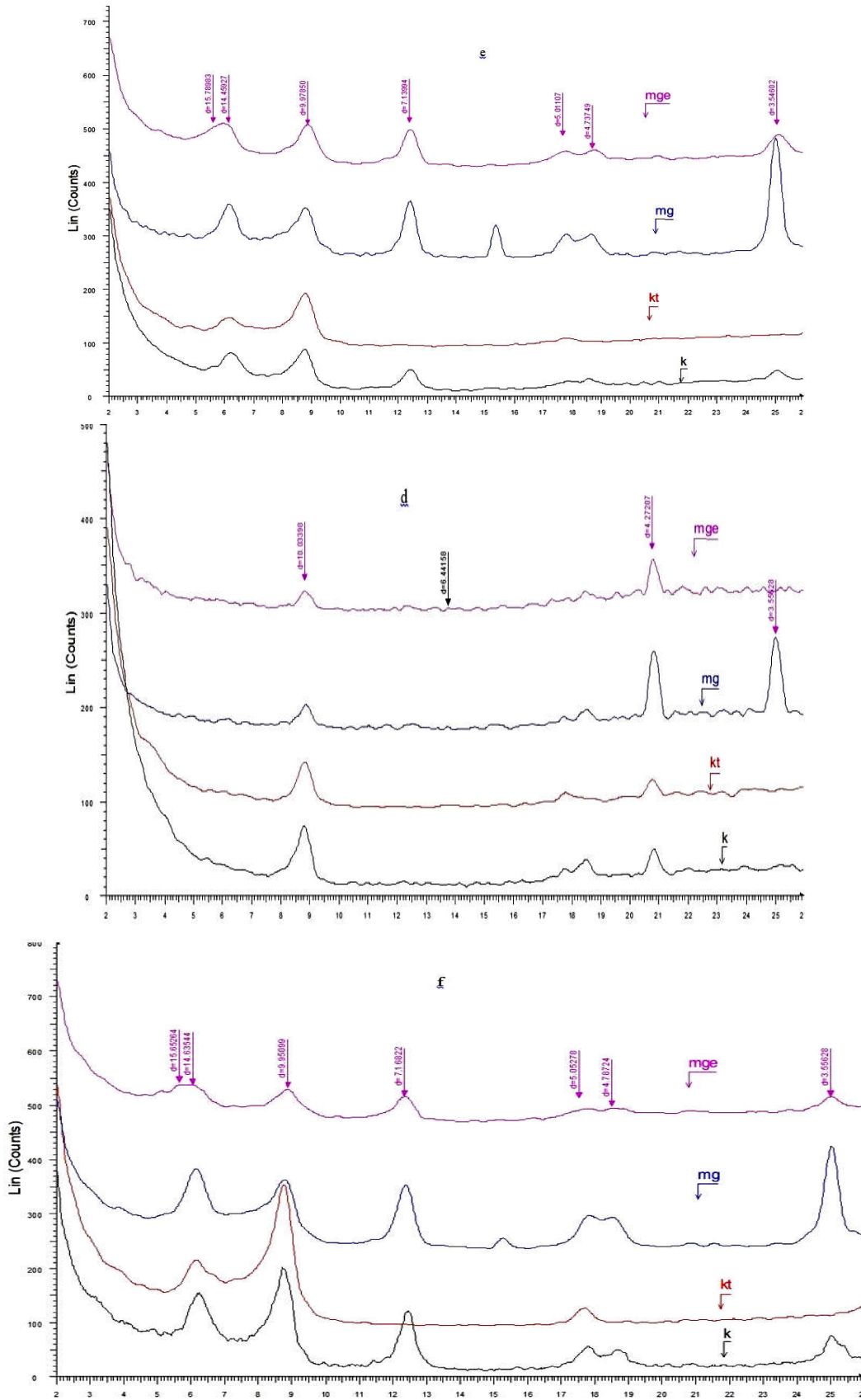
با توجه به شکل ۲ حضور پیک ۱۴ انگستروم در تیمار اشباع با منیزیم نشانگر حضور کانی‌های رسی ۲:۱ مانند کلریت و اسمکتیت را نشان می‌دهد. وجود پیک ۴/۷ انگستروم در مرتبه سوم تفرق در تیمار منیزیم و همچنین کاهش پیک‌های ۲، ۳ و ۴ تفرق نیز شواهد معتبر دیگری از وجود کلریت است (۱۰). در همه خاکرخ‌های مورد مطالعه به غیر از خاکرخ ۴ تفرق پراش حاصل از تیمار منیزیم با بخار اتیلن گلیکول نشانگر انبساط کانی و ایجاد پیک حدود ۱۷-۱۵ انگستروم تأیید کننده حضور کانی اسمکتیت در افق‌های سطحی منطقه مورد مطالعه است. اسمکتیت از جمله کانی‌های در بخش رس ریز خاک است که نتیجه به ارث رسیدن از مواد مادری، یا در اثر نوتشکلی در خاک به وجود آمده باشد یا در اثر هوادیدگی کانی‌های دیگر در خاک حضور دارد (۱۹). شناسایی کانی‌های رسی از گروه اسمکتیت‌ها در افق‌های سطحی منطقه مورد مطالعه، می‌تواند به دلیل هوادیدگی کانی‌های از جمله پالی گورسایت و ایلایت باشد. چنین فرایندی به وسیله جعفری (۱۷) برای منطقه هفت تپه مطالعه شده است. از سوی دیگر به نظر می‌رسد کشت و کار بدون مصرف کودهای پتاسیمی در این منطقه سبب تشکیل کانی‌های ورمیکولایت شده که بخشی به اسمکتیت تبدیل شده و بخشی به رس‌ها شرایط بینابین داشته و هنوز لایه‌ها به طور کامل از پتاسیم تخلیه نشده‌اند و می‌تواند با افزایش پتاسیم به نمونه‌های کانی رسی سبب بازگشت به حالت

اولیه شده و منجر به تشکیل ایلیت شده است. پژوهشگران زیادی در ایران منشأ پدوژنیک را برای کانی اسمکتیت بیان کردند (۷). همانگونه که در شکل ۲ دیده می‌شود شدت پیک اسمکتیت در خاکرخ ۸ و ۹ بیشتر از دیگر خاکرخ‌ها است. علت این امر را می‌توان به زهکشی ضعیف این خاکرخ در مقایسه با دیگر خاکرخ‌ها نسبت داد (۱).

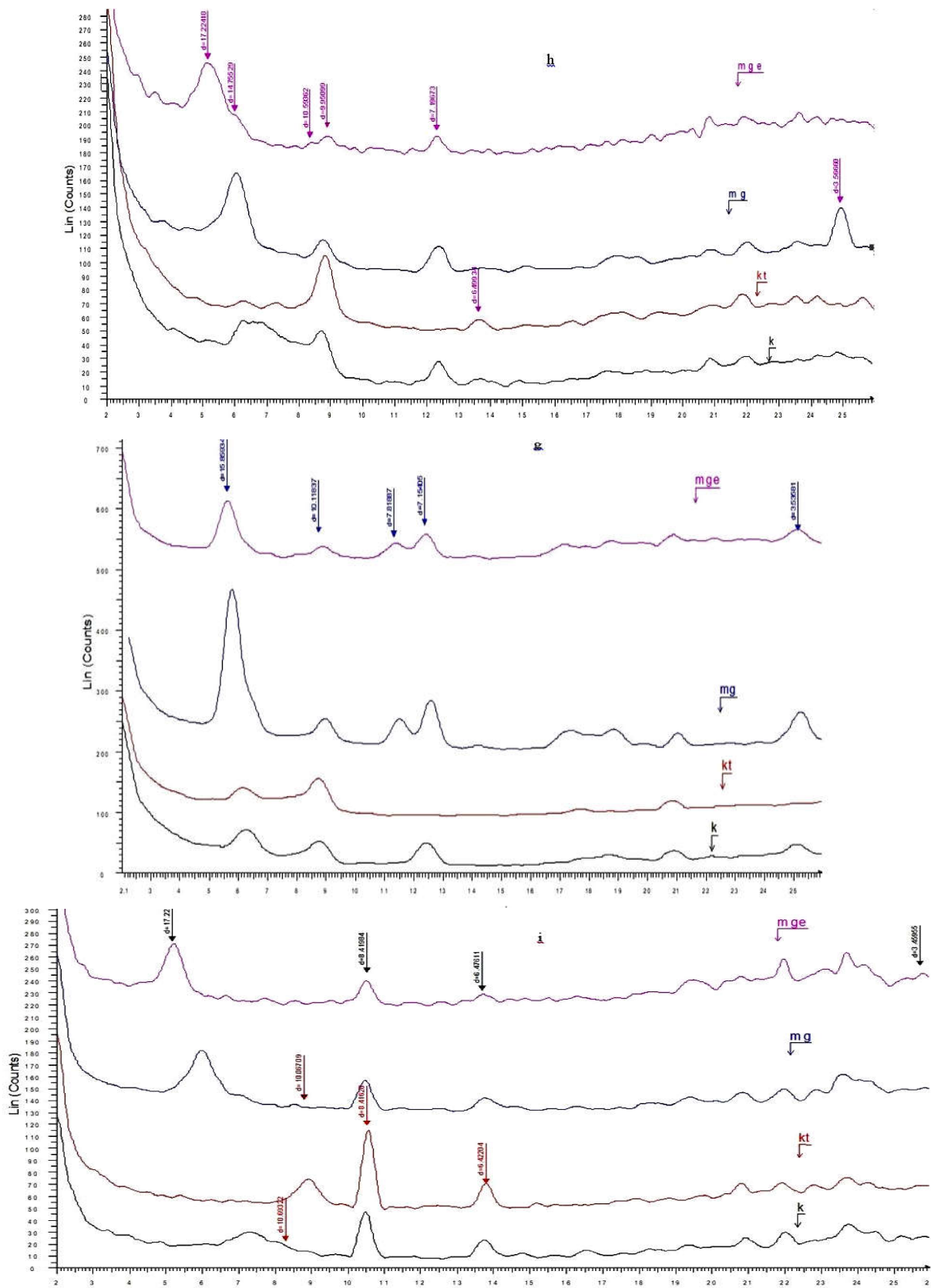
حضور پیک‌های حدود ۱۰، ۵ و ۳/۳۳ انگستروم در تمامی تیمارها نشانگر وجود کانی‌های میکا در خاکرخ‌های مورد مطالعه است. با اشباع نمونه‌ها با پتاسیم از شدت پیک‌های ۱۴ انگسترومی کاسته شده و به شدت پیک ۱۰ انگستروم افزوده شده است. به نظر می‌رسد کشت و کار بدون مصرف کودهای پتاسیمی در این منطقه سبب تشکیل کانی‌های ورمیکولایت شده که بخشی به اسمکتیت تبدیل شده و بخشی به رس‌ها شرایط بینابین داشته و هنوز لایه‌ها به طور کامل از پتاسیم تخلیه نشده‌اند و می‌تواند با افزایش پتاسیم به نمونه‌های کانی رسی سبب بازگشت به حالت اولیه شده و منجر به تشکیل ایلیت شده است. نتایج مشابهی توسط جعفری و همکاران (۱۶) در مطالعه خاک‌های خوزستان گزارش شده است. همچنین به علت رژیم رطوبتی زیریک در منطقه، تشکیل کانی‌های ایلیت تخلیه شده یا شبه میکا را می‌توان به شرایط مرطوب منطقه نسبت داد که در اثر آن خاک‌ها هم در اثر شستشو بخشی از پتاسیم خود را از دست داده است و از سوی دیگر به علت کشت و کار صورت گرفته در این خاک‌ها پتاسیم خاک از ساختار کانی‌ها خارج شده است. با توجه به نتایج کانی‌شناسی که وجود مقدار زیادی ایلیت و کلریت در افق‌های زیرسطحی خاک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد، می‌توان گفت که کانی‌های ایلیت و کلریت موجود در خاک‌ها موروثی است. پژوهشگران زیادی منشأ مادری برای این کانی‌ها در خاک‌های ایران مرکزی گزارش کرده‌اند (۳). کاهش پیک ۷ انگستروم و ۳/۵۵ در تیمار ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد را می‌توان به وجود کائولینیت نسبت داد. کائولینت یک کانی ثانویه است در محیط‌های اسیدی که یون‌های کلسیم، منیزیم و آهن آبشویی می‌شوند،



شکل ۲. الگوهای پراش پرتو ایکس مربوط به کانی‌های رسی افق‌های زیرسطحی (افق دوم هر خاکرخ) دشت (a, c, d, i)، دشت دامنه‌ای (e, g)، پدیمنت پوشیده (f) و دشت سیلابی (h)



ادامه شکل ۲.



ادامه شکل ۲.

فرایند هواپدگی و انتقال را می‌توان با مقایسه اکسیدهای اصلی موجود در نمونه‌ها با مقدار استاندارد آنها در پوسته زمین (UCC) مورد بررسی قرار داد (۲۸ و ۳۱). میانگین اکسید عناصر پتاسیم و سدیم در همه واحدهای ژئومورفیک منطقه زیر مقدار UCC بودند. که این امر نشان‌دهنده خروج این عناصر در اثر هواپدگی و کشت و کار هستند (۲۳ و ۳۳). همچنین کمترین میانگین AL در واحد ژئومورفیک دشت بود. احتمالاً به علت کشت و کار صورت گرفته در طی کشاورزی سبب تحول کانی‌های رسی و در نتیجه کاهش مقدار AL در آن شده است. در نتایج کانی‌شناسی نیز مقدار اسمکتایت بیشتری در این واحد ژئومورفیک مشاهده شد. از سوی دیگر به علت مقدار بالای میانگین اکسید کلسیم نسبت به UCC منجر به این امر شده است که تغییر و تحول چندانی در کانی رسی منطقه صورت نگرفته باشد. فقط در بخش‌های کانی اسمکتایت مشاهده شد. از سوی دیگر مقادیر بالای CaO در خاک‌ها به احتمال قوی نشان‌دهنده ترکیبات کلسیت در مواد مادری منطقه است.

همچنین با توجه به اطلاعات موجود در جدول ۴، دامنه تغییرات این شاخص از ۶۰/۸۲ (افق C2، بدون ۱) تا ۷۸/۷۷ (افق Bg، بدون ۳) بود. همچنین بیشترین و کمترین میانگین شاخص CIA به ترتیب در ژئوفرم‌های دشت سیلابی و پدیمت پوشیده مشاهده شد. به طور کلی، مقدار CIA برابر با ۵۰-۶۵، ۶۵-۸۵ و >85 در خاک به ترتیب نشان‌دهنده شدت هواپدگی ضعیف، متوسط و شدید است (۸). بر این اساس، تمامی افق‌های پدون‌های حفرشده در منطقه، دارای CIA بین ۵۰ تا ۸۰ هستند که این موضوع نشانگر آن است که خاک‌های منطقه در مرحله هواپدگی ضعیف تا متوسط قرار دارند.

ضریب همبستگی پیرسون بین مقادیر اکسیدها نشان‌دهنده ارتباط مثبت بین مقادیر Al_2O_3 ، CaO و Na_2O بود (جدول ۵). این امر را می‌توان به آهکی بودن نمونه‌های مورد مطالعه نسبت داد و نشان‌دهنده این واقعیت است که بخش زیادی از کلسیم در نمونه‌ها به صورت کربنات کلسیم بوده است (جدول ۲).

تشکیل می‌شود. بنابراین آب و هوای منطقه باید مرطوب باشد و زهکش خاک مانعی برای آبشویی و انتقال یون‌های گفته شده نباشد تا این کانی به وجود بیاید. در خاک‌های منطقه با توجه به pH حدود ۷-۸، شرایط تشکیل کائولینیت مهیا نیست بنابراین مقدار این کانی در خاک‌های منطقه موروثی است. خرمالی و ابطحی (۲۰) منشأ کانی کائولینیت در خاک‌های خشک و نیمه‌خشک ایران را موروثی بیان کردند. در نمونه‌های مورد مطالعه کانی رسی پالیگورسکایت ملاحظه نشد. دلیل این امر را می‌توان به شرایط رطوبتی و کشت و کار صورت گرفته در منطقه نسبت داد. کانی پالیگورسکایت در میانگین بارندگی سالانه بیش از ۳۰۰ میلی‌متر با آبشویی مناسب ناپایدار بوده و به اسمکتیت تبدیل می‌شود (۲۷ و ۲۹). به طور کلی با توجه به شرایط آب و هوایی منطقه، فرایندهای رسوبگذاری در برخی خاک‌ها و عدم شرایط مناسب برای تشکیل کانی‌های کلرایت، میکا و کائولینیت، منشأ توارثی برای تشکیل این کانی‌ها در منطقه محتمل خواهد بود. از سوی دیگر، مقادیر زیاد میکا و کلرایت در خاک‌ها معمولاً به دلیل وجودشان در مواد مادری است. پژوهشگران زیادی منشأ این کانی را در ایران مرکزی به ارث رسیده از مواد مادری گزارش کرده‌اند (۳۰).

شاخص هواپدگی

مقدار اکسید عناصر سدیم، آلومینیوم، پتاسیم و کلسیم بخش بالایی پوسته زمین (Upper Continental Crust) در جدول ۴ نشان داده شده است. مقدار دامنه درصد اکسید سدیم، آلومینیوم، کلسیم و پتاسیم در منطقه به ترتیب، ۰/۴۸-۲/۴۹، ۸/۷۴-۱۷/۴۶، ۴/۸۹-۱۵/۶۸ و ۱/۱۶-۲/۰۹ بود. از سوی دیگر نسبت Na_2O به K_2O در اکثر افق‌های خاک‌ها بیش از یک بود که این امر نشان‌دهنده غنی‌شدگی فلدسپار پتاسیم در منطقه است که به نظر می‌رسد دلیل این امر هواپدگی و شستشوی سریع‌تر کانی‌های حاوی سدیم در مقایسه با کانی‌های حاوی پتاسیم باشد (۲ و ۲۲). قابلیت انتقال عناصر پوسته در خلال

جدول ۴. درصد اکسید عناصر و شاخص هوادگی CIA

CIA ^a	K ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	عمق	افق
%						
پدون ۱ (دشت)						
۷۲/۸۲	۱/۶۶	۹/۸۲	۱۳/۴۴	۰/۸۷	۰-۳۰	Ap
۶۰/۸۲	۱/۶۷	۶/۳۲	۱۷/۱۰	۲/۴۹	۶۴-۸۳	C2
پدون ۲ (مخروط افکنه)						
۶۶/۳۶	۱/۱۶	۷/۹۶	۱۴/۵۹	۱/۶۶	۰-۱۹	Ap
۷۳/۲۸	۱/۵۴	۷/۱۴	۱۵/۵۳	۱/۰۸	۱۹-۴۵	Bk1
۷۱/۵۴	۱/۳۶	۶/۲۲	۱۶/۱۶	۱/۳۴	۶۷-۹۰	Bw
پدون ۳ (دشت)						
۷۳/۴۳	۱/۴۳	۷/۲۰	۱۶/۱۴	۱/۱۶	۰-۲۵	A
۷۳/۲۸	۱/۲۸	۶/۰۱	۱۶/۲۸	۱/۲۳	۲۵-۶۰	Bw
۷۶/۵۴	۱/۴۲	۹/۴۸	۱۴/۳۱	۰/۷۷	۶۰-۱۱۰	Bkg1
۷۸/۷۷	۱/۳۷	۱۴/۳۱	۱۲/۰۹	۰/۴۸	۱۳۰-۱۷۵	Bg
پدون ۴ (دشت)						
۷۲/۶۴	۱/۵۷	۷/۰۵	۱۵/۰۲	۱/۰۷	۰-۲۸	A
۷۴/۸۹	۱/۲۵	۵/۷۱	۱۶/۱۷	۱/۱۰	۲۸-۵۲	Bw
۷۷/۳۹	۱/۲۴	۱۵/۶۸	۱۱/۵۶	۰/۵۵	۵۲-۸۰	BC
۷۴/۷۲	۱/۳۷	۱۲/۴۷	۱۳/۳۵	۰/۸۲	۸۰-۱۴۶	C
پدون ۵ (دشت دامنه‌ای)						
۷۰/۱۱	۱/۱۷	۶/۱۲	۱۷/۴۶	۱/۶۷	۰-۲۸	A
۷۳/۵۲	۱/۳۱	۶/۷۸	۱۶/۲۶	۱/۲۰	۲۸-۷۵	AB
۴۵/۰۰	۱/۳۹	۵/۴۳	۱۶/۵۰	۱/۰۸	۷۵-۱۰۵	Bt
۷۱/۸۹	۲/۰۹	۸/۱۱	۱۳/۶۴	۰/۸۳	۱۰۵-۱۴۷	BK
پدون ۶ (پدیمت)						
۷۳/۹۷	۱/۳۷	۶/۲۸	۱۵/۹۹	۱/۱۲	۰-۱۸	Ap
۷۶/۰۷	۱/۵۹	۸/۶۰	۱۵/۴۷	۰/۸۵	۱۸-۶۵	Btk
۷۶/۰۴	۱/۷۳	۷/۷۷	۱۵/۴۵	۰/۸۱	۶۵-۱۴۷	Bk
پدون ۷ (دشت دامنه‌ای)						
۶۵/۷۲	۱/۳۴	۸/۳۶	۸/۷۴	۰/۸۴	۰-۲۰	Ap
۷۱/۷۲	۱/۴۹	۴/۸۹	۱۶/۵۷	۱/۳۳	۲۰-۴۵	Bw1
۷۳/۳۵	۱/۲۸	۵/۷۱	۱۷/۲۵	۱/۳۲	۷۳-۱۰۲	Btn
۶۷/۴۱	۱/۲۹	۹/۸۲	۱۵/۷۴	۱/۶۸	۱۰۲-۱۴۵	C

ادامه جدول ۴.

CIA ^a	K ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	عمق	افق
%						
پدون ۸ (دشت سیلابی)						
۷۳/۴۹	۱/۳۲	۵/۷۹	۱۵/۷۵	۱/۱۵	۰-۲۵	Ap
۷۲/۶۶	۱/۳۱	۶/۵۴	۱۶/۰۶	۱/۲۵	۲۵-۵۳	Bw
۶۹/۸۱	۱/۲۶	۶/۱۴	۱۷/۲۷	۱/۶۵	۵۳-۸۲	Btn
۶۲/۰۴	۱/۹۸	۸/۷۴	۱۳/۴۲	۱/۶۴	۸۲-۱۴۸	C
پدون ۹ (دشت)						
۷۱/۴۲	۱/۳۱	۹/۸۹	۱۴/۳۶	۱/۱۷	۰-۲۵	Ap
۷۶/۷۱	۱/۶۹	۹/۵۷	۱۲/۳۶	۰/۵۲	۷۵-۱۰۴	Bss2
۷۱/۸۵	۱/۴۴	۷/۳۵	۱۶/۳۵	۱/۳۱	۱۰۴-۱۴۴	C
	۲/۸۰	۳/۵۹	۱۵/۴۰	۳/۲۷		UCC

^aChemical index of alteration

جدول ۵. همبستگی بین اکسیدهای اصلی در سطوح مختلف ژئومورفیک مختلف منطقه

K ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O
			۱
		۱	۰/۰۰**
	۱	۰/۰۰**	۰/۰۰**
۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰

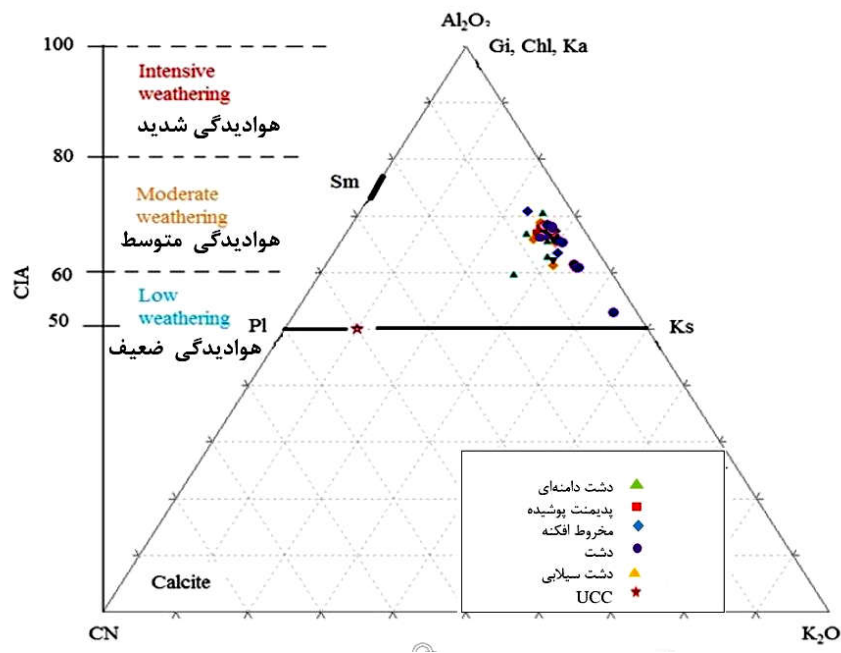
*: در سطح ۹۹٪ معنی دار است.

منحنی A-CN-K

انواعی از منحنی‌ها برای بررسی روند هوازدگی خاک‌ها بیان شده است. منحنی A-CN-K بیشتر توسط پژوهشگران به کار گرفته شده است. این منحنی، ابزاری مفید برای روند هوازدگی سنگ‌ها است.

در این منحنی، Al₂O₃ (همان A) در رأس پلات قرار دارد؛ Na₂O+CaO (همان CN) در گوشه پایین سمت چپ و K₂O (همان K) در گوشه پایین سمت راست قرار دارد (۱۹). کانی کلسیت نیز در رأس CN قرار گرفته است. مکان قرارگیری کانی‌های ایلیت و اسمکتیت‌ها در محدوده ۷۰ تا ۸۵ درصد رأس A است. وقتی که همه پلاژیوکلازها هوازیده شوند، روند هوازدگی

از وسط مرز A-K قطع شده و مجدداً به سمت رأس A تغییر جهت می‌دهد؛ زیرا پتاسیم سریع‌تر و زودتر از آلومینیوم از مواد باقی مانده خارج می‌شود (۱۷). مقدار بالایی UCC در این منحنی مراحل اولیه هوازدگی را نشان می‌دهد. UCC بیانگر درصد اکسید عناصر K، Ca، Na و Al در پوسته سطحی زمین است که پژوهشگران آن را به عنوان مراحل هوازدگی گزارش کرده‌اند (۲۹). با توجه به منحنی A-CN-K (شکل ۲) مشاهده می‌شود که در همه پدون‌ها، مقادیر بالای UCC موازی خط A-K هستند. این موضوع نشان‌دهنده فرایند هوازدگی ضعیف و متوسط در منطقه است. با این حال اکثر نمونه‌ها در محدوده شدت هوازدگی متوسط قرار داشتند. رژیم رطوبتی زیریک و



شکل ۲. منحنی A-CN-K در واحدهای ژئومورفیک منطقه

از مقاله Rudnick and Gao (2003) بود. UCC داده‌های UCC است. محاسبه این روش طبق روش Honda and Shimizu (1998) بود. داده‌های UCC

از مقاله Rudnick and Gao (2003) بود. UCC داده‌های UCC است. محاسبه این روش طبق روش Honda and Shimizu (1998) بود. داده‌های UCC

رسی، حاکی از وجود کانی‌های رسی ایلیت، اسمکتیت، کلریت و کائولینیت به‌عنوان کانی‌های رسی غالب منطقه هستند. شرایط لازم برای تشکیل کائولینیت و اسمکتیت وجود دارد. حضور این کانی‌ها در خاک منشأ پدوژنیک دارند. از سوی دیگر حضور کانی‌های ایلیت و کلریت در خاک‌های منطقه، منشأ موروثی دارند. همچنین خاک‌های منطقه در مرحله هوازدگی ضعیف تا متوسط بودند. بنابراین نتایج پژوهش حاضر نشان‌دهنده آن است که شرایط زهکشی و کاربری اراضی نقش قابل توجهی در خصوصیات فیزیکی و شیمیایی، تغییر کانی‌شناسی رسی و هوازدگی خاک‌های منطقه داشته است.

آبیاری در طی کشت و کار در واحدهای ژئومورفیک سبب خروج عناصر متحرک (از قبیل پتاسیم، سدیم) شده است. نتایج مشابه نیز نشان دادند که شرایط آب و هوایی و کشت و کار نقش قابل توجهی در هوازدگی شیمیایی دارند (۲۸).

نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر نشان داد، شرایط رطوبتی، زهکشی، شیب و کاربری اراضی سبب ایجاد اپی‌پدون مالیک در پنجه شیب و پای شیب در دشت شده است. همچنین در افق‌های عمقی آبیاری در زمان کشت و کار و زهکشی ضعیف در برخی خاک‌ها سبب ایجاد ماتل در آنها شده است. نتایج کانی‌شناسی

منابع مورد استفاده

- Alamdari, P., V. Kamrani and M. H. Mohammadi. 2015. Clay mineralogy relationship with potassium forms in different physiographic units. *Journal of Water and Soil* 29(6): 1578-1589. (In Farsi).

2. Arfania, H. and F. Asazadeh. 2019. Chemical weathering evaluation in western river sediments of lake. *Journal of Water and Soil Conservation* 26(2): 53-73.
3. Baghernejad, M. 2000. Genesis and morphological changes of soils under irrigated date palm in at Libby, Montana. *American Mineralogist* 44: 282-292.
4. Bahrami, S. and K. Ghahraman. 2019. Geomorphological controls on soil fertility of semi-arid alluvial fans: A case study of the Joghatay Mountains, Northeast Iran. *Catena* 176: 145-158.
5. Chapman, H. D. 1965. Cation exchange capacity. PP. 891-900. In: C.A. Black . (Ed), *Methods of Soil Analysis Part 2*, American Society of Agronomy , Madison , Wisconsin, USA.
6. Dixon, J. B. and D. Schuzele. 2002. *Soil Mineralogy with Environmental Applications*. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin. USA.
7. Farpour, M. H., M. K. Eghbal and H. Khademi. 2003. Genesis and micromorphology of saline and gypsiferous Aridisols on different geomorphic surfaces in Nough area, Rafsanjan. *Journal of Water and Soil Science Isfahan University of Technology* 7(3): 71-93.
8. Fedo, C. M., H. Wayne Nesbitt and G. M. Young. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23(10): 921-924.
9. Foroughifar, H., A. Jafarzadeh, H. Torabi Golsfidi, A. Asghar zad and N. Tumanian. 2011. Spatial changes of some physical and chemical properties of surface soil in different land forms of Tabriz plain. *Journal of Water and Soil Knowledge* 21(3): 1-21. (In Farsi).
10. Grim, R. E. 1968. *Clay mineralogy*. International Series in Earth and Planetary Sciences. McGraw-Hill, New York.
11. Gerrard, J. 1992. *Soil Geomorphology*. Chapman and Hall Pub. Company, Landan.
12. Goudie, A. 2004. *Encyclopedia of Geomorphology (Vol. 2)*. Psychology Press.
13. Gee, G. W. and J. W. Bauder. 1986. Particle size analysis. PP. 388-409. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis*. Agron. Monger. vol. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
14. Honda, M. and H. Shimizu. 1998. Geochemical, mineralogical and sedimentological studies on the Taklimakan Desert sands. *Sedimentology* 45(6): 1125-1143.
15. Jafari, S., F. bandehelahi and B. Khalil Moghadam. 2015. Evolution of soils and clay minerals due to drainage and use in alluvium along the Karun River. *Iranian Journal of Soil and Water Reseach* 47(1): 1-12. (In Farsi).
16. Jafari, S. 2006. Study of changes in structural, physicochemical, potassium fixation and clay minerals transformation of soils under sugarcane, rotational cropping and non-cultivated soils (Khuzestan), Iran. Ph. D thesis, Soil Sci. Dep., Shiraz University. (In Farsi).
17. Kittrick, J. A. and E. W. Hope. 1963. A procedure for the particle-size separation of soils for X-ray diffraction analysis. *Soil Science* 96: 312-325.
18. Khormali, F. and A. Abtahi. 2001. Soil genesis and mineralogy of three selected regions of Fars, Bushehr and Khuzestan provinces of Iran, formed under highly calcareous conditions. *Iran Agricultural Research* 20: 67-82.
19. Khormali, F. and A. Abtahi. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran. *Clay Minerals* 38: 511-527.
20. Mahu, E., D. K. Asiedu, E. Nyarko, S. Hulme, K. H. Coale and C. Y. Anani. 2018. Provenance, paleo-weathering and-redox signatures of estuarine sediments from Ghana, Gulf of Guinea. *Quaternary International* 493: 176-186.
21. Malick, B. M. L. and H. Ishiga. 2016. Geochemical classification and determination of maturity source weathering in beach sands of eastern San'in Coast, Tango Peninsula, and Wakasa Bay, Japan. *Earth Science Research* 5(1): 44-56.
22. Nesbitt, H. W. and G. M. Young. 1982. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299(5885): 715.
23. Nabiollahy, K., F. Khormali and Sh. Ayoubi. 2006. Formation of mollisols as affected by landscape position and depth of groundwater in Kharkeh Research Station, Kurdistan province. *Journal of Agricultural and Natural Resource Science* 13(4): 20-30. (In Farsi).
24. Nelson, D. W. and L. E. Sommers. 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter. PP. 539-577. In: Page, A. L. (Ed.), *Methods of Soil Analysis*. Agron. Monger. vol. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
25. Nelson, R. E. 1982. Carbonate and gypsum. PP. 181-196. In: Page, A.L. (Ed.), *Methods of Soil Analysis*. Agron. Monger. Vol.9. ASA and SSSA, Madison, WI.
26. Paquet, H. and G. Millot. 1989. Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products in soil of Mediterranean climate. Proceeding of the International Clay Conference, Madrid, Spain.
27. Panwar, S. and G. J. Chakrapani. 2016. Seasonal variability of grain size, weathering intensity, and provenance of channel sediments in the Alaknanda River Basin, an upstream of river Ganga, India. *Environmental Earth Sciences* 75(12): 1-13.

28. Sanjari, S. and N. Boroumand. 2014. Clay mineralogy studies of soils located on different geomorphic surfaces in Sarduih-Jiroft area. *Iranian Journal of Soil Research* 28(1): 209-219. (In Farsi).
29. Sirous, S. H. A. K. E. R. I. and A. A. Seyed. 2018. Potassium forms in calcareous soils as affected by clay minerals and soil development in Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad Province, Southwest Iran. *Journal of Arid Land* 10(2): 217-232.
30. Rudnick, R. L. and S. Gao. 2003. Composition of the Continental Crust. PP. 1-64. *In: Rudnick, R. L., Holland, H. D., and Turekian, K. K., (Eds.), Treatise on Geochemistry. Elsevier-Pergamon, Oxford.*
31. Shu, P., B. Li, H. Wang, Y. Qiu, D. Niu, D. Dianzhang and Z. An. 2018. Geochemical characteristics of surface dune sand in the Mu Us Desert, Inner Mongolia, and implications for reconstructing the paleoenvironment. *Quaternary International* 479: 106-116.
32. Tunçay, T., O. Dengiz, I. Bayramin, S. Kilic and O. Baskan. 2019. Chemical weathering indices applied to soils developed on old lake sediments in a semi-arid region of Turkey. *Eurasian Journal of Soil Science* 8(1): 60-72.
33. USDA. 2014. Keys to Soil Taxonomy. Soil Survey Staff.
34. Wilson, M. J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals* 34: 7-25.

Study of Soil Change and Evolution-Landscape of Chaldoran Region, Northwest of Iran

A. Malekian^{1*}, A. A. Jafarazdeh¹, S. Oustan¹ and M. Servati²

(Received: December 1-2020; Accepted: August 14-2021)

Abstract

To study the soil-landscape change in the Chaldoran region, 9 representative soil profiles were studied in 5 dominant geomorphic units of the study area including piedmont plain, mantled pediment, alluvial fan, plain, and flood plain. The results showed that the accumulation of pedogenic carbonate in some soils was concretion and light in color. In control soils in the piedmont plain (profile 5 and 7), mantled pediment (profile 6), and flood plain (profile 8) clay transferred from the surface horizons and accumulated in the lower horizon, due to relatively good rainfall in the region and distinct dry and wet seasons has led to the formation of argillic horizons along with the formation of crust on the surfaces of aggregates and building units and has formed the Alfisols order. Mineralogical results showed the presence of chlorite, illite, kaolinite, and smectite minerals. According to the evidence, illite, chlorite, and kaolinite minerals were inherited and smectite minerals were formed due to weathering and evolution of illite, chlorite, or palygorskite minerals. Also, the results of the CIA index in the region indicated that the soils of the region are in the stage of weak to moderate weathering. In general, the results indicated the critical role of drainage, land use, and parent materials in the soils of the study area.

Keywords: Drainage, Land use, Soil evolution, A-CN-K diagram

1. Department of Soil Science, College of Agriculture, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

2. Shahid Bakeri High education Center of Miandoab, Urmia University, Urmia, Iran.

*: Corresponding author, Email: ashraf.malekian@pnu.ac.ir