Archive of SID

تحقیقات آب و خاک ایران، دورهٔ ۴۷، شمارهٔ ۱، بهار ۱۳۹۵ (ص ۱۲-۱)

# تحول خاکها و کانیهای رسی آن در اثر زهکشی و کاربری در آبرفتهای حاشیه رودخانه کارون

سیروس جعفری[1*]، فرزانه بنده الهی[2] و بیژن خلیل مقدم[3]

۱. دانشیار گروه خاکشناسی دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی رامین خوزستان

۲. دانش آموخته کارشناسی ارشد دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی رامین خوزستان

۳. دانشیار گروه خاکشناسی دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی رامین خوزستان

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۹/۲۳ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۴/۱۰/۵)

## چکیده

برای بررسی تنوع خاک‌ها و کانی‌های رسی و تحولات آن در خاک‌های آبرفتی رودخانه کارون، نمونه‌های خاک و کانی‌های رسی ۱۴ خاکرخ در مسیر شرقی رودخانه کارون با فواصل یک کیلومتر با تفاوت‌هایی در وضعیت زهکشی و کاربری اراضی بررسی شد. نتایج نشان داد با افزایش فاصله از رودخانه، به‌دلیل کم شدن کشت و کار و ضعف زهکشی، شوری خاک افزایش و مواد آلی کاهش یافته است. همه خاک‌ها دارای افق سطحی اکریک و در عمق نیز، حداکثر تحول خاک به تشکیل افق کمبیک با ایجاد ساختمان و در برخی از خاک‌ها نیز تشکیل افق سالیک محدود می‌شد. مطالعه کانی‌شناسی حضور کلریت، ایلیت، کائولینیت، ورمی‌کولیت، اسمکتیت و کوارتز را نشان داد. با توجه به شواهد، کانی‌های کائولینیت، ایلیت، کلریت و کوارتز موروثی بود. در خاک‌های مجاور رودخانه، کانی‌های ورمی‌کولیت در اثر تحول ایلیت ناشی از حذف پتاسیم و کانی اسمکتیت نیز در افق‌های سطحی این خاک‌ها از تحول ایلایت، کلریت و یا پالیگورسکایت تشکیل شده بود. تخلیه پتاسیم از خاک را می توان به رطوبت بیشتر در ادوار گذشته نیز مرتبط دانست. در اثر این تحول، از شدت کانی‌های ایلیت و کلریت در افق‌های سطحی کاسته شده بود. در ارضی دارای شرایط نامناسب زهکشی و واکنش خاک بالا و منیزیم زیاد، اسمکتیت در اعماق خاک تشکیل شده بود که از نوع کانی‌های تری اکتاهدرال بود. در این خاک‌ها روندی از کاهش کانی‌های ایلیت و یا ورمیکولیت از سطح به عمق ملاحظه نشد.

**واژه‌های کلیدی:** استان خوزستان، تکامل خاک، دشت آبرفتی، کانی شناسی

## مقدمه

منشاء وسعت زیادی از خاک‌های دنیا از مواد مادری انتقالی بویژه آبرفتی است. این خاک‌ها به صورت لایه لایه بوده که در اثر این پدیده تنوع زیادی در لایه‌ها از حیث ویژگی‌های خاک مثل بافت پدید می‌آید. به دلیل تنوع در منشاء این مواد مادری، در کانی‌های رسی موجود در خاکها نیز تنوعی ایجاد می‌نماید که مطالعه منشاء کانیهای این خاکها را با مشکل مواجه می‌سازد (Jafari and Nadian, 2014). دشت خوزستان از منشاء آبرفتی رودخانه‌های بزرگی است که در این استان جریان دارند. کارون پر آب‌ترین این رودخانه‌هاست. این رودخانه‌ها در اثر سیلاب، رسوبات و آبرفت‌های زیادی را به دشت اضافه می‌نمایند که با افزایش به رسوبات قبلی به نوعی رسوبات قبلی را دفن نموده است. خاک‌ها، از این مواد مادری تشکیل شده و در اثر فاکتورهای خاکسازی متحول شده‌اند (Jafari, 2006). این اراضی متأثر از ارتفاع از سطح دریا، فاصله از رودخانه و شرایط زهکشی مصنوعی شور و یا غیرشور است که می‌تواند بر کاربری اراضی برای کشت و کار اثر بگذارد. در استان خوزستان در فواصل یک الی دو کیلومتر از ساحل رودخانه اراضی از شرایط زهکشی مناسبی برخوردارند و در فواصل بیشتر، به دلیل عدم زهکشی مناسب خاک شور است (Jafari, 2012).

ترکیب کانی‌شناسی تعیین کننده ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها می‌باشد. شناخت و مطالعه انواع کانی‌های خاک و روند تکامل آن علاوه بر دست‌یابی به چگونگی پیدایش و تغییر و تحول خاک، می‌تواند دیدگاه علمی گسترده‌ای را در نحوه استفاده از آن نمایان سازد. به طور کلی پژوهشگران سه منشاء موروثی از مواد مادری، تغییر شکل کانی‌های دیگر و نوتشکیلی را برای کانی‌های رسی خاک‌ها ارائه کرده‌اند (Wilson, 1999).

تحول ایلیت به ورمی‌کولیت و اسمکتیت در مناطق خشک گزارش شده است (Douglas, 1965). ساختمان ورمی‌کولیت دی اکتاهدرال با مسکویت تخلیه شده از پتاسیم مشابه هم

* نویسنده مسئول: siroosjafari@yahoo.com

www.SID.ir

Archive of SID



هستند (Malla, 2002). این دو کانی را مرحله حد واسط تبدیل ایلیت به اسمکتیت می‌دانند و از لحاظ بار نیز بینابین اسمکتیت و میکا قرار دارد (Thompson and Ukrainczyk, 2002). کانی‌های دی اکتاهدرال ورمی‌کولیت متداول‌تر از تری اکتاهدرال آن است. علت آن به مقاومت بیشتر دی اکتاهدرال در خاک نسبت داده می‌شود (Bassett, 1959). تمایز بین دی و تری اکتاهدرال با پیک با فضای پایه ۱۰۶۰[1] صورت می‌گیرد که برای دی اکتاهدرال ۰/۱۵ و برای تری اکتاهدرال ۰/۱۵۴ -۰/۱۵۲ نانومتر است (Malla, 2002).

ایلیت، اسمکتیت، کلریت، کائولینیت، ورمی‌کولیت و پالیگورسکیت از کانی‌های غالب در مناطق خشک و نیمه خشک محسوب می‌شوند (Wilson, 1999). حضور غالب کانی ایلیت و کلریت و همچنین کائولینیت از منشأ مواد مادری در خاک‌های خوزستان به طور گسترده‌ای گزارش شده است (Pishgir and Jafari, 2014; Jafari and Nadian, 2014). همچنین کانی اسمکتیت نیز در برخی از خاکهای جنوبی این استان گزارش شده است (Lovineh *et al*., 2015). ایشان نشان دادند که بخشی از اسمکتیت از منشاء مواد مادری و بخشی نیز در اثر شرایط نامناسب زهکشی همراه با منیزیم زیاد در این خاکها تشکیل شده است. همچنین، تحقیقات نشان داد که علی‌رغم وجود کانی پالیگورسکایت در اراضی بایر استان خوزستان، این کانی در اثر کشت و کار به دلیل آبیاری زیاد تا حدود زیادی از خاک حذف شده و به کانی‌های دیگری تبدیل شده است (Chorom *et al*., 2009). Baghernejad (2000) نیز در استان فارس نشان داد که در خاک‌های اراضی مرتفع، مقدار زیادی ایلیت و کلریت وجود دارد که با حرکت به سمت دشت‌ها و اراضی پست بر مقدار مونت‌موریلونیت و پالیگورسکیت افزوده می‌شود.

شناخت تنوع کانی‌های رسی و ارتباط آنها با فاکتورهای خاکسازی می‌تواند در بهره‌برداری بهتر از این خاکها مثمرثمر باشد؛ بنابراین هدف از این تحقیق بررسی اثرات فاکتورهای خاکسازی با تأکید بر شرایط زهکشی و کاربری اراضی بر تنوع خاکها و کانی‌های رسی در برخی از خاک‌های آبرفتی رودخانه کارون است.

## مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در جنوب دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی رامین خوزستان و در ۲۵ کیلومتری شمال شهر اهواز در امتداد شرق رودخانه کارون واقع شده است. رژیم رطوبتی خاک منطقه، یوستیک و رژیم حرارتی هایپرترمیک است. میزان تبخیر از تشتک ۳۲۰۰ و میانگین بارندگی ۲۳۰ میلیمتر در سال است (داده‌های ایستگاه هواشناسی شهر اهواز و دانشگاه رامین خوزستان). این اراضی دشت آبرفتی قدیمی هستند که در سواحل رودخانه شواهدی از رسوبات جدید را نشان می‌دهند. مواد مادری از رسوبات کواترنر است که در بخش‌هایی ماسه‌های بادی با آبرفت‌های رودخانه‌ای مخلوط شده است. در استان خوزستان عمده اراضی از یک الی دو کیلومتر در ساحل رودخانه از شرایط مناسب زهکشی برخوردارند. به این دلیل از زمان‌های قدیم تاکنون کشت می‌شده‌اند. در فواصل بیشتر به دلیل عدم زهکشی مناسب خاک شور بوده و امکان کشت و کار بدون احداث سیستم زهکشی زیرزمینی در این بخش از اراضی وجود ندارد؛ بنابراین در این اراضی به دلیل تغییر شرایط زهکشی، نوع موجودات زنده و کاربری اراضی نیز تغییر یافته است.

به این دلیل به منظور بررسی اثرات زهکشی و در نتیجه کاربری اراضی بر تغییرات خاک‌ها و همچنین تنوع کانی‌های رسی خاکها ۱۴ خاکرخ در امتدادی تقریباً عمود بر مسیر رودخانه کارون با فواصل ۱ کیلومتر که دارای اختلاف در وضعیت زهکشی و کاربری اراضی بودند، حفر شد (شکل ۱). خاکرخ‌های ۴-۱ با سابقه و تراکم بیشتر کشت و کار، ۹-۵ با سابقه و تراکم کمتر کشت و کار و ۱۴-۱۰ فاقد سابقه کشت و کار می‌باشد. نمونه‌برداری در آذرماه ۱۳۹۲ انجام شد. در تابستان شوری لایه‌های سطحی به مراتب بیشتر از لایه‌های عمقی است و در زمستان به دلیل بارندگی، املاح به اعماق بیشتر منتقل می‌گردند (Dayani *et al*., 2012). کاربری اراضی حاشیه رودخانه کشت گیاهان زراعی شامل گندم، ذرت، یونجه و صیفی و سبزیجات با دو کشت در سال است. در فاصله حدود ۲ کیلومتر از خاکرخ ۳ به بعد کاربری اراضی مرتع است. خاکرخها با استفاده از روش استاندارد تشریح شدند (Soil Survey Staff, 2002).

در این نمونه‌ها بافت خاک به روش هیدرومتری (Gee and Bauder, 1986)، واکنش خاک در نمونه‌های گل اشباع و قابلیت هدایت الکتریکی در عصاره گل اشباع (United State Salinity Laboratory Staff, 1954)، کربن آلی به روش اکسیداسیون بدون حرارت دادن (Walkely, 1947)، کربنات کلسیم معادل به روش خنثی‌سازی با اسید (Nelson, 1982)، ظرفیت تبادل کاتیونی به روش استات سدیم یک مولار (Chapman, 1965) اندازه‌گیری شد. خاک‌ها بر اساس افق‌های مشخصه و رژیم‌های رطوبتی و حرارتی و سایر فاکتورها، مطابق

1. d-space 060

www.SID.ir

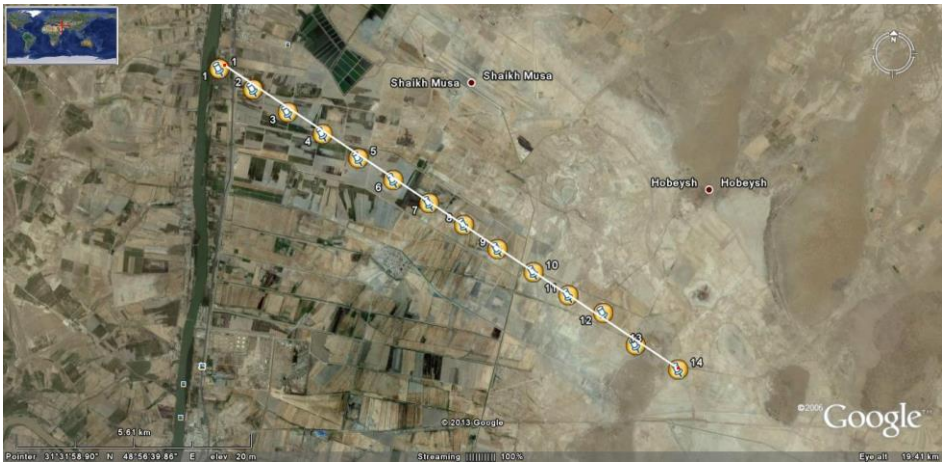
Archive of SID



کلید سیستم طبقه‌بندی خاک آمریکایی تا سطح فامیل طبقه‌بندی گردید (Soil Survey Staff, 2014).

شناسایی کانی‌های رسی به روش Jackson (1975) و Kittrick and Hope (1963) 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 اشعه ایکس (XRD) مدل زیمنس D-۵۰۰ با تابش Cukα با انرژی ۴۰ کیلوولت و ۳۰ میلی‌آمپر از ۲ تا ۳۰ درجه (2θ) انجام شد. نمونه‌های آرایش یافته برای پلاک‌های اشباع با پتاسیم در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد (K25)، اشباع با پتاسیم و حرارت در ۵۵۰°C (K550)، اشباع با منیزیم (Mg25) و اشباع با منیزیم همراه اشباع سازی با اتیلن گلیکول (EG) انجام شد.

همچنین، برای تمایز کانی‌های دی اکتاهدرال و تری اکتاهدرال از پیک‌های با فضای پایه‌ای ۰۶۰ برای ورمی‌کولیت از تیمار حرارتی ۳۰۰ درجه سانتیگراد استفاده شد. برآورد نیمه کمّی مقدار کانی‌های رسی نیز از طریق محاسبه ارتفاع پیک‌های رده اول کانی‌ها در تیمارهای مختلف و همچنین ویژگی‌های دیگر کانی‌ها، به ویژه ظرفیت تبادل کاتیونی خاک صورت گرفت (Jones, 1965). شدت پیک‌های به دست آمده به عنوان معیاری برای نشان دادن مقدار تقریبی هر نوع رس به کار رفت. به علت محدودیت و فاصله از رودخانه، کانی‌های رسی افق‌های سه خاکرخ یکی در نزدیکی رودخانه (خاکرخ ۱)، دیگری در میانه (خاکرخ ۷) و در انتهای مسیر (خاکرخ ۱۴) مطالعه شد.




**شکل ۱- موقعیت خاکرخ‌ها در امتداد شرقی، تقریبا عمود بر مسیر رودخانه کارون.**

## نتایج و بحث

بررسی‌های صحرایی نشان داد که در خاکرخ‌های ۵ الی ۱۴ علائمی از تجمع نمک در سطح خاک دیده می‌شود. در این بخش از منطقه مورد مطالعه، سطح خاک در ضخامتی به اندازه هفت تا بیست میلیمتر سله بسته است. همچنین در زیر آن در اثر تجمع نمک ساختمان خاک تخریب شده و خاک پوک شده است. این فرآیند به دلیل بارندگی کم و تبخیر زیاد رخ داده است. در این قسمت از اراضی گیاهان شور پسند مثل سالسولا (*Salsola arbusculapall.*)، گز (*Tamaricaceae*) و کهورک (*Prosopis farcta*) وجود دارد. در این اراضی تفاوت زیادی از لحاظ ارتفاع از سطح دریا و شیب (شیب کمتر از ۲٪) وجود ندارد و تفاوت زهکشی بیشتر به دلیل اثرات لایه‌های با نفوذپذیری کم در خاک و اثرات رودخانه بر زهکشی اراضی است. در فواصل بیشتر از رودخانه، به دلیل سرعت کم هدایت هیدرولیکی خاک و همچنین نبود شیب لازم برای تخلیه زه آبها از خاک، شرایط زهکشی اراضی نامناسب بوده و این امر به وسیله علائم هیدرومورفی در خاک قابل ملاحظه است (جدول ۲).

خصوصیات فیزیکوشیمیایی افق‌های مختلف خاکرخ‌های مورد مطالعه در جدول (۱) ارائه شده است. تجمع مواد آلی بویژه در افق‌های سطحی در همه خاکرخ‌ها به دلیل آب و هوای خشک و نیمه خشک منطقه و شوری زیاد خاک، کم (۰/۹۰-۰/۱۷ درصد) است. با افزایش فاصله از رودخانه و ایجاد شرایط ضعیف زهکشی و در نتیجه ایجاد شوری زیاد، رشد گیاه محدود شده و ماده آلی خاک بویژه در سطح کاهش یافته است.

میزان شوری از ۱/۹ تا ۱۵۴ دسی زیمنس بر متر در افق‌های این خاکرخها تغییر می‌کند و توزیع آن کاملا تابع شرایط زهکشی است. در خاکرخ‌های مجاور رودخانه به دلیل اثرات رودخانه تخلیه رواناب‌های سطحی و همچنین عمقی به دلیل بافت سبک‌تر این خاکها و آبیاری بیشتر این اراضی، املاح از پروفیل خاک شسته شده و میزان شوری خاک کاهش یافته

www.SID.ir

Archive of SID



است. در خاکرخ‌های دورتر، به دلیل نبود سیستم زهکشی مناسب، امکان تخلیه آب از اراضی وجود ندارد لذا در اثر دمای بالای خاک و خیز مویینگی، نمکها از عمق به سطح آمده و سبب شوری شدید خاک در سطح و یا نزدیکی سطح شده است. در اثر این فرایند میزان شوری در اغلب خاکرخ‌ها در سطح، بیش از چند برابر لایه‌های عمقی است. ضعف زهکشی و تجمع املاح در این اراضی به وجود لایه با نفوذپذیری کم در عمق ۴-۳ متری از سطح زمین نیز مربوط است (Khuzestan water and power authority, 2013). این لایه مانع از انتقال آب به بخش‌های عمقی‌تر شده و در اثر خیز موئینگی و تبخیر سطحی آب، شوری خاک را سبب شده است. در این روند تغییر شوری، خاکرخ ۹ یک استثناء است. در این خاکرخ به دلیل احداث زهکش روباز در مجاور خاکرخ، سطح آب زیرزمینی در این اراضی کاهش یافته و در پی آن میزان شوری خاک نیز در افق‌های سطحی و در افق‌های عمقی کاهش یافته است. شوری لایه‌ها و افق‌های برخی از این خاکها به بیش از ۳۰ دسی‌زیمنس بر متر می‌رسد که شرایط تشکیل افق سالیک را در این خاکرخ‌ها پدید آورده است.

**جدول ۱- 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 | ماده آلی % | آهک % | گچ % | CEC $cmol\ kg^{-1}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | ---------- | --------% | | | | | | | | |
| Coarse-loamy, calcareous, hyperthermic, Typic Haplustepts | | | | | | | | | | | | |
| ۱ | Ap | ۰-۳۱ | ۳۸ | ۴۴/۵ | ۱۷/۵ | L | ۳/۹ | ۷/۸ | ۰/۹۰ | ۳۹/۵ | ناچیز | ۱۱/۸ |
| | Bw1 | ۳۱-۶۹ | ۲۸ | ۴۲/۵ | ۱۹/۵ | L | ۴/۹ | ۸/۱ | ۰/۵۳ | ۳۹/۸ | ناچیز | ۱۱/۱ |
| | Bw2 | ۶۹-۱۱۳ | ۲۴ | ۶۲/۵ | ۱۳/۵ | SiL | ۱/۹ | ۸/۳ | ۰/۳۸ | ۳۹/۲ | ناچیز | ۱۰/۸ |
| | C | ۱۱۳-۱۵۰ | ۳۶ | ۵۲/۵ | ۱۱/۵ | L | ۲/۶ | ۸/۱ | ۰/۲۳ | ۳۹/۴ | ناچیز | ۱۰/۵ |
| Fine, calcareous, hyperthermic, Typic Aquisalids | | | | | | | | | | | | |
| ۲ | Az | ۰-۳۰ | ۱۸ | ۴۷/۵ | ۳۴/۵ | SiCL | ۳۹/۲ | ۸/۳ | ۰/۵۱ | ۳۹/۳ | ناچیز | ۱۲/۰ |
| | Bw | ۳۰-۷۷ | ۱۵ | ۴۵/۵ | ۳۹/۵ | SiCL | ۱۱/۵ | ۸/۵ | ۰/۴۳ | ۳۹/۱ | ناچیز | ۱۲/۹ |
| | C1 | ۷۷-۹۸ | ۳ | ۵۴/۵ | ۴۲/۵ | SiCL | ۹/۴ | ۸/۵ | ۰/۲۳ | ۳۹/۲ | ناچیز | ۱۳/۰ |
| | C2 | ۹۸-۱۵۰ | ۵ | ۵۰/۸ | ۴۴/۲ | SiCL | ۷/۹ | ۸/۵ | ۰/۱۷ | ۳۹/۵ | ناچیز | ۱۳/۳ |
| Fine, calcareous, hyperthermic, Typic Haplusteps | | | | | | | | | | | | |
| ۴ | Ap | ۰-۲۵ | ۱۵ | ۵۷ | ۲۸ | SiCL | ۶/۵ | ۷/۸ | ۰/۶۹ | ۳۹/۳ | ناچیز | ۱۱/۴ |
| | BA | ۲۵-۴۷ | ۱۱ | ۵۱ | ۳۸ | SiCL | ۲/۹ | ۷/۹ | ۰/۵۲ | ۳۹/۷ | ناچیز | ۱۲/۰ |
| | Bw | ۴۷-۱۰۵ | ۶/۵ | ۴۷/۵ | ۴۶ | SiCL | ۳/۱ | ۸/۱ | ۰/۴۳ | ۳۹/۵ | ناچیز | ۱۳/۵ |
| | C | ۱۰۵-۱۵۰ | ۳ | ۴۹ | ۴۸ | SiCL | ۲/۹ | ۸/۹ | ۰/۳۸ | ۳۹/۶ | ناچیز | ۱۳/۵ |
| Fine, calcareous, hyperthermic, Typic Haplusteps | | | | | | | | | | | | |
| ۶ | Ap | ۰-۲۰ | ۱۳ | ۵۳ | ۳۴ | SiCL | ۱۶/۵ | ۷/۴ | ۰/۶ | ۳۹/۴ | ناچیز | ۱۲/۳ |
| | Bw1 | ۲۰-۶۲ | ۱۳ | ۵۴ | ۳۷ | SiCL | ۸/۳ | ۷/۸ | ۰/۶ | ۳۹/۵ | ناچیز | ۱۲/۴ |
| | Bw2 | ۶۲-۹۷ | ۲۱/۵ | ۴۹/۵ | ۴۹ | SiC | ۶/۶ | ۸/۳ | ۰/۴ | ۳۸/۷ | ناچیز | ۱۳/۶ |
| | Bw3 | ۹۷-۱۵۰ | ۳۴ | ۳۹/۵ | ۵۹ | C | ۸/۷ | ۸/۲ | ۰/۳ | ۳۹/۶ | ناچیز | ۱۳/۸ |
| Fine, calcareous, hyperthermic, Typic Aquisalids | | | | | | | | | | | | |
| ۷ | Az | ۰-۲۵ | ۲۲/۵ | ۴۲/۵ | ۲۵ | L | ۱۶۷/۵ | ۸/۳ | ۰/۳۲ | ۳۹/۷ | ناچیز | ۱۰/۹ |
| | Bz | ۲۵-۵۷ | ۸/۰ | ۴۸ | ۴۴ | SiC | ۳۵/۶ | ۸/۲ | ۰/۲۸ | ۳۷/۷ | ناچیز | ۱۳/۰ |
| | C1 | ۵۷-۱۲۴ | ۱۴/۵ | ۵۴/۵ | ۳۱ | SiC | ۲۶/۹ | ۸/۷ | ۰/۱۵ | ۳۹/۰ | ناچیز | ۱۲/۰ |
| | 2C2 | ۱۲۴-۱۵۰ | ۲۳/۵ | ۵۱ | ۲۵/۵ | SiL | ۲۴/۱ | ۸/۴ | ۰/۱۳ | ۳۶/۱ | ناچیز | ۱۰/۲ |
| Fine-loamy, calcareous, hyperthermic, Typic Ustifluvents | | | | | | | | | | | | |
| ۹ | Ap | ۰-۳۵ | ۱۷ | ۵۷ | ۲۶ | SiL | ۹/۳ | ۷/۶ | ۰/۶۱ | ۳۷/۹ | ناچیز | ۱۰/۹ |
| | C1 | ۳۵-۵۵ | ۴۵/۵ | ۳۵ | ۱۹/۵ | L | ۲/۲ | ۸/۷ | ۰/۵۳ | ۳۸/۰ | ناچیز | ۱۱/۳ |
| | 2C2 | ۵۵-۱۵۰ | ۱/۰ | ۶۰/۵ | ۳۸/۵ | SiC | ۴/۷ | ۸/۶ | ۰/۴۴ | ۳۹/۲ | ناچیز | ۱۲/۵ |
| Fine-loamy, calcareous, hyperthermic, Typic Aquisalids | | | | | | | | | | | | |
| ۱۰ | Az | ۰-۳۴ | ۳۰/۵ | ۴۷/۵ | ۲۲ | L | ۱۱۷/۴ | ۷/۸ | ۰/۳۵ | ۳۶/۱ | ناچیز | ۱۰/۸ |
| | Bz | ۳۴-۶۸ | ۱۲/۰ | ۵۷/۰ | ۲۵ | SiL | ۷۵/۲ | ۸/۱ | ۰/۲۳ | ۳۸/۹ | ناچیز | ۱۰/۲ |
| | Cz | ۶۸-۱۵۰ | ۱۰/۰ | ۵۳/۰ | ۳۷ | SiCL | ۵۵/۶ | ۸/۴ | ۰/۱۲ | ۳۸/۹ | ناچیز | ۱۲/۱ |
| Fine-loamy, calcareous, hyperthermic, Typic Aquisalids | | | | | | | | | | | | |
| ۱۴ | A | ۰-۱۳ | ۲۷/۵ | ۴۷ | ۲۵/۵ | L | ۱۵۴/۷ | ۷/۶ | ۰/۰۸ | ۳۹/۲ | ناچیز | ۱۰/۸ |
| | Bz | ۱۳-۵۵ | ۳۸/۰ | ۳۹ | ۱۳/۰ | L | ۶۹/۳ | ۸/۲ | ۰/۰۸ | ۳۹/۹ | ناچیز | ۱۰/۲ |
| | C1 | ۵۵-۹۳ | ۳۹/۵ | ۳۹ | ۲۱/۵ | L | ۷۰/۲ | ۸/۱ | ۰/۰۶ | ۳۹/۱ | ناچیز | ۱۰/۶ |
| | C2 | ۹۳-۱۵۰ | ۴۳/۰ | ۳۳ | ۲۴/۰ | L | ۵۳/۸ | ۸/۱ | ۰/۰۵ | ۳۹/۰ | ناچیز | ۱۰/۶ |

دامنه ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌ها ۱۴-۱۰ سانتی‌مول بر کیلوگرم است که مقدار کم آن علی‌رغم بافت سنگین تا متوسط منطقه، از یک سو به میزان کم ماده 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 به ۸/۲-۷/۵ محدود می‌شود. در لایه‌های شور، به دلیل اثرات شوری بر قدرت یونی، میزان واکنش خاک به حدود ۷/۵-۷ بالغ می‌شود و در خاکهای غیرشور این میزان به دلیل اثرات تامپونی

www.SID.ir

Archive of SID



کربناتها و ماده آلی خاک به ۸/۲-۸ تغییر یافته است. بافت خاک با افزایش فاصله از رودخانه به دلیل اثر آب بر ترتیب رسوب‌گذاری ذرات (ذرات درشت در ساحل رودخانه)، سنگین‌تر شده است. میزان سیلت این خاک‌ها نیز زیاد است که از ویژگی خاک‌های آبرفتی است (جدول ۱).

در این اراضی، بخشی از تحول خاک به تبدیل ساختمان توده‌ای به مکعبی نیمه گوشه‌دار (sbk) مربوط می‌شود (جدول ۲). وجود رژیم یوستیک که سبب تر و خشک شدن خاک بطور متوالی در طول سال می‌شود همراه با اثرات تورمی سدیم تبادلی زیاد در خاکهای شور دشت خوزستان (Dayani et al., 2012, Jafari and Nadian, 2014) سبب ایجاد درز و ترکهایی در خاک شده که رخداد پیاپی آن طی سالیان متمادی سبب ایجاد این ساختمانها در خاک شده است. این ساختمانها بیشتر در بخشی از خاکرخ ملاحظه شد که نگهداشت رطوبتی و پدیده تر و خشک شدن بیشتر رخ داده است. در لایه‌های سطحی به دلیل خشکی نسبتاً دائمی و لایه‌های عمقی به دلیل مرطوب بودن دائمی تشکیل ساختمان کمتر رخ داده است. چنین پدیده‌ای که منجر به تشکیل ساختمان می‌شود توسط Fanning and Fannin (1992) نیز تشریح شده است. در برخی از این خاک‌ها که مواد مادری از جنس ماسه بادی بود، ساختمان خاک تک‌دانه‌ای (sg) بود. همچنین در تشریح صحرایی خاکرخ‌ها، در اثر شرایط نامناسب زهکشی، این رنگ دانه‌ها به رنگ زرد تا قرمز کم‌رنگ در اندازه ریز (F1) و با درجه وضوح نامشخص تا کمی واضح در خاک ملاحظه شد. تجمع آهک در برخی از افق‌های سطحی به صورت رشته‌ای و به رنگ روشن ملاحظه شد.

**جدول ۲ - خصوصیات مورفولوژیکی افق‌های مختلف خاکرخ‌های مورد مطالعه**

| خاکرخ | افق | ضخامت سانتیمتر | مرز | رنگ خاک | ساختمان | پایداری | ریشه | روزنه | آهک | ماتلینگ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ۱ | Ap | ۰-۳۱ | gw | ۱۰ YR ۷/۳ | m | h | ۱f-f | ۱vf-vc | ev | - |
| | Bw1 | ۳۱-۶۹ | gw | ۱۰ YR ۷/۳ | ۲sbk | sh | ۱m | ۲f-vc | ev | - |
| | Bw2 | ۶۹-۱۱۳ | gw | ۱۰ YR ۶/۴ | ۱sbk | vf | ۱m- | ۲vf-vc | ev | - |
| | C1 | ۱۱۳-۱۵۰ | - | ۱۰ YR ۷/۵ | m | vf | ۱c | ۲vf-vc | ev | - |
| ۲ | Az | ۰-۳۰ | gw | ۷/۵YR ۵/۳ | m | vh | ۲vf- ۲ m | ۲vf-vc | ev | - |
| | Bw | ۳۰-۷۷ | gw | ۷/۵YR ۶/۸ | sbk | vf | ۲m-۱f | ۱f-vc | ev | F1 |
| | C1 | ۷۷-۹۸ | gw | ۷/۵YR ۸/۶ | m | vf | ۱f | ۲vf-vc | ev | F1 |
| | C2 | ۹۸-۱۵۰ | - | ۷/۵YR ۵/۸ | m | vf | - | ۲vf-vc | ev | F1 |
| ۴ | Ap | ۰-۲۵ | gw | ۷/۵YR ۷/۳ | m | vh | ۲vf | ۲vf-vc | ev | - |
| | BA | ۲۵-۴۷ | gw | ۷/۵YR ۴/۳ | m | vh | ۱vf | ۲vf-vc | ev | - |
| | Bw | ۴۷-۱۰۵ | gw | ۷/۵YR ۶/۱ | sbk | f | - | ۲vf-vc | ev | F1 |
| | C | ۱۰۵-۱۵۰ | - | ۷/۵YR ۵/۴ | m | f | - | ۲f-vc | ev | F1 |
| ۶ | Ap | ۰-۲۰ | gw | ۱۰YR ۷/۳ | m | vh | ۲vf-۱f | ۲vf-vc | ev | - |
| | Bw1 | ۲۰-۶۲ | gw | ۱۰YR ۶/۸ | sbk | vf | ۱m | ۲vf-vc | ev | F1 |
| | Bw2 | ۶۲-۹۷ | gw | ۱۰YR ۶/۸ | sbk | f | - | ۲vf-vc | ev | F1 |
| | Bw3 | ۹۷-۱۵۰ | - | ۱۰YR ۶/۸ | sbk | s | ۸/۲۲ | ۲vf-vc | ev | F1 |
| ۷ | Az | ۰-۲۵ | gw | ۱۰YR ۷/۳ | m | h | ۱vf | ۲vf-vc | ev | - |
| | Bz | ۲۵-۵۷ | gw | ۱۰YR ۶/۸ | sbk | f | - | ۲vf-vc | ev | F1 |
| | C1 | ۵۷-۱۲۴ | cs | ۱۰YR ۵/۸ | m | f | - | ۲vf-vc | ev | F1 |
| | 2C2 | ۱۲۷-۱۵۰ | - | ۱۰YR ۶/۸ | m | s | - | ۱vf-vc | ev | F1 |
| ۱۰ | Az | ۰-۳۴ | gw | ۱۰YR ۷/۳ | m | sh | ۱vf | ۱vf-vc | ev | - |
| | Bw | ۳۴-۶۸ | gw | ۱۰YR ۵/۳ | sbk | f | - | ۲vf-vc | ev | F1 |
| | Cz | ۶۸-۱۵۰ | - | ۱۰YR ۵/۳ | m | f | - | ۲vf-vc | ev | F1 |
| ۱۴ | A | ۰-۱۳ | gw | ۷/۵YR ۵/۳ | m | sh | - | ۱vf-vc | f1rsm | - |
| | Bw | ۱۳-۵۵ | gw | ۷/۵YR ۴/۴ | sbk | f | - | ۲vf-vc | ev | - |
| | C1 | ۵۵-۹۳ | cs | ۷/۵YR ۶/۴ | m | f | - | ۱vf-vc | ev | F1 |
| | C2 | ۹۳-۱۵۰ | - | ۷/۵YR ۷/۱ | m | vf | - | ۱vf-vc | ev | F1 |

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

www.SID.ir

Archive of SID

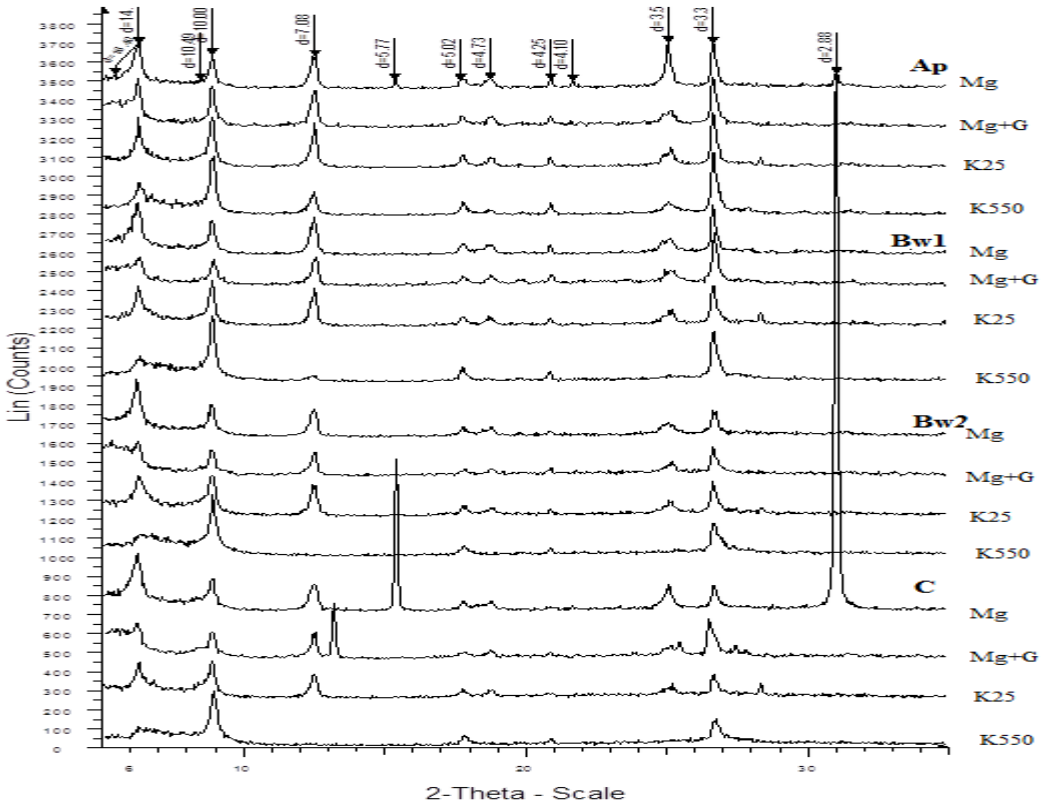


اپی‌پدون کلیه خاک‌های مورد مطالعه به دلیل فقر ماده آلی، اکریک است (Keys to soil taxonomy, 2014). خاکرخ ۱ در مجاور رودخانه کارون به دلیل اثر رودخانه بر بهبود زهکشی، دارای بیشترین سابقه کشت و کار است. این خاکرخ دارای افق مشخصه زیرسطحی کمبیک است (جدول ۲). تشکیل افق کمبیک در این خاک‌ها ناشی از تشکیل ساختمان منشوری نسبتاً قوی است که به بلوکی نیمه گوشه‌دار خرد می‌شود. این ساختمان در اثر تر و خشک شدن خاک در اثر بارندگی و آبیاری در طول سالیان زیادی تشکیل شده است. تحقیقات نشان داده است که میزان سدیم محلول و تبادلی با شوری خاک رابطه مستقیم و تنگاتنگی دارد. با افزایش میزان شوری میزان سدیم تبادلی نیز زیاد می‌گردد (Jafary and Nadian, 2014). در خاکرخ‌های ۱۴، ۱۱، ۱۰، ۷، ۳، ۲ زهکشی ضعیف و تبخیر شدید، سبب تجمع املاح و تشکیل افق سطحی سالیک در خاک شده است. ساختمان منشوری ضعیفی در افقهای کمبیک خاکرخ‌های ۳ و ۲ دیده شد. ضعف ساختمان تشکیل شده در این اراضی به تر و خشک شدن کمتر خاک به دلیل سابقه کمتر آبیاری و کشت و کار مربوط می‌شود. تشکیل ساختمان‌های منشوری در خاک با وجود سدیم تبادلی زیاد در مناطق با اقلیم مشابه توسط Fanning and Fanning (1992) نیز تشریح شده است.

خاکرخ‌های ۱۳، ۹، ۵ فاقد افق مشخصه زیرسطحی می‌باشند. در این اراضی در اثر زهکشی ضعیف در لایه‌های زیرسطحی، رنگدانه‌هایی در خاک تشکیل شده است. با وجود اینکه در کلیه افق‌های خاکرخ‌های ۱ تا ۱۴ آهک اولیه به میزان زیاد وجود دارد، با این وجود علائم کمی از آبشویی و تجمع ثانویه آهک در این اراضی ملاحظه شد. انتقال آهک عموماً متأثر از فعالیت‌های زیستی ناشی از تجزیه مواد آلی در سطح خاک است (Fanning and Fanning, 1992). نبود پوشش گیاهی مناسب به دلیل شوری زمین و خشکی سطح مانع از افزایش ماده آلی خاک و در نتیجه انتقال کربناتها شده است. به عبارتی تکامل این خاک‌ها به تشکیل افق کمبیک ناشی از ساختمان و ایجاد رنگدانه ناشی از نوسان سطح آب در خاک محدود شده است. در خاکرخ ۱۴ شواهدی از اختلاط مواد مادری آبرفتی رودخانه‌ای و بادرفت‌ها (ماسه بادی) در افق‌های خاک ملاحظه شد.

## کانی‌شناسی خاک‌ها

در شکل (۲) الگوی پراش اشعه ایکس مربوط به افق‌های مختلف خاکرخ ۱ نشان داده شده است.




**شکل ۲- الگوهای پراش اشعه ای‌کس مربوط به کانی‌های رسی خاکرخ ۱. به افزایش شدت پیک‌های ۱۰ آنگسترومی در اثر افزایش پتاسیم و حرارت توجه شود.**

www.SID.ir

Archive of SID



همچنانکه از شکل (۲) قابل ملاحظه است پیک ۱۴ انگستورمی که می‌تواند مربوط به کانی‌های گروه اسمکتیت، کلریت و ورمی‌کولیت باشد، این پیک در تیمار اشباع با منیزیم تقویت شده است که احتمال می‌رود مربوط به وجود کلریت در نمونه و تقویت لایه بروسیت در این کانی در تیمار با منیزیم باشد. وجود پیک ۴/۷ آنگستروم در مرتبه سوم تفرق در تیمار منیزیم و همچنین کاهش پیک‌های مرتبه ۲، ۳ و ۴ تفرق نیز شواهد معتبر دیگری از وجود کلریت است (Grim, 1968). در این نمونه به دلیل تشکیل پیک ۱۶/۶ آنگستورمی، از شدت پیک ۱۴ آنگستورمی کاسته شده که بیانگر وجود کانی‌های گروه اسمکتیت به میزان کم است. با اشباع نمونه‌ها با پتاسیم از شدت پیک‌های ۱۴ آنگستورمی کاسته شده و به شدت پیک ۱۰ آنگستروم افزوده شده است. این نتیجه می‌تواند به تشکیل کانی ایلیت از رس‌های ایلیت تخلیه شده یا ورمی‌کولیت نسبت داده شود که تیمار پتاسیم، سبب ترمیم پتاسیم بین لایه‌ای حذف شده از ایلیت شده و آن را به حالت اولیه بر می‌گرداند. تشکیل مجدد ایلیت از رس‌های ایلیت تخلیه شده یا ورمی‌کولیت‌ها در تیمارهای پتاسیم و حرارت تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد به میزان بیشتری رخ داده و این امر سبب افزایش شدیدتر شدت پیک ۱۰ آنگستورمی در تیمار مذکور، نسبت به تیمار پتاسیم به تنهایی شده است. بنظر می‌رسد که کشت و کار بدون مصرف کودهای پتاسیمی در این اراضی سبب تشکیل کانی‌های ورمیکولیت شده که بخشی به اسمکتیت تبدیل شده و بخشی نیز به دلیل اینکه رس‌ها شرایط بینابین داشته و هنوز به طور کامل لایه‌ها از پتاسیم تخلیه نشده‌اند می‌تواند با افزایش پتاسیم به نمونه‌های کانی رسی، سبب بازگشت به حالت اولیه شده و سبب تشکیل ایلیت شوند. همچنین تشکیل این کانیهای ایلیت تخلیه شده یا شبه میکا می‌تواند به اقلیم‌های مرطوب‌تر گذشته مربوط گردد که در اثر ان خاکها از یک سو در اثر شستشو بخشی از پتاسیم خود را از دست داده‌اند و از سوی دیگر نیز به واسطه رشد گیاهان در این خاکها پتاسیم خاک از ساختار کانیها حذف شده است. نظر به اینکه افزایش نسبتاً زیاد شدت پیک‌های ۱۰ آنگستورمی در اثر افزایش پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد هم در سطح و هم در عمق رخ داده است نشان‌دهنده این است که این اراضی در قرنهای گذشته از وضعیت شوری کمتری برخوردار بوده و شرایط برای رشد گیاهان در آنها مهیاتر بوده است. به دلیل این شرایط پتاسیم توسط گیاهان جذب شده و بخشی نیز از خاکرخ شسته شده است. بر اساس اندازه‌گیری‌های Pishgir and Jafari (2014) ظرفیت تبادل کاتیونی رسها قبل و بعد از اشباع سازی با پتاسیم یا آمونیم تغییرات قابل توجهی را نشان داد که با توجه به نظریات Douglas (1965) می‌تواند به وجود ورمی‌کولیت در این خاکها نسبت داده شود. اگرچه بین ویژگی‌های ایلیت تخلیه شده و ورمی‌کولیت تفاوت اندکی وجود دارد (Thompson and Ukrainczyk, 2002)، با این وجود ویژگی‌های این کانی‌های تخلیه شده بیشتر حاکی از وجود ورمی‌کولیت در این خاک‌ها است. در این خاکرخ، مقادیر ایلیت از سطح به عمق رو به کاهش بوده که می‌تواند به حذف پتاسیم از کانی در اثر آبشویی پروفیل خاک و در نتیجه هوادیدگی این کانی حادث شده باشد. چنین رخدادی توسط Chorom و همکاران (۲۰۰۹) نیز تشریح شده است.

نظر به اینکه حرارت سبب حذف آب اطراف یون‌های پتاسیم می‌شود، این فرآیند با شدت بیشتری در تیمارهای پتاسیم و حرارت ملاحظه می‌شود. در این رس‌ها با تیمار حرارتی، از شدت پیک ۷/۱۵ آنگستورمی به میزان زیادی کاسته شده که بیانگر وجود کائولینیت است. وجود این کانی هم در روش XRD و هم با مطالعات با میکروسکوپ الکترونی عبوری در اراضی خوزستان نشان داده شده است. Chorom و همکاران (۲۰۰۹) وجود این کانی را به اقلیم‌های مرطوب گذشته در سازندهای زمین شناسی بالادست دشت خوزستان نسبت دادند که با جریان‌های سیلابی به اراضی دشت اضافه شده است. در این نمونه کانی رشته‌ای پالی‌گورسکایت ملاحظه نشد. اگرچه شناسایی این کانی به کمک روش XRD به زحمت می‌تواند انجام شود (Pletsch et al., 1996)، با این وجود این کانی در بسیاری از خاکهای خوزستان به دلیل شرایط تبخیری دشت گزارش شده است (Jafari and Nadian, 2014; Pishgir and Jafari, 2014). کانی پالی‌گورسکایت در میانگین بارندگی سالیانه بیش از ۳۰۰ میلیمتر با آبشویی مناسب ناپایدار بوده و به اسمکتیت تبدیل می‌شود (Paquet Dixon and Golden, 1990 and Millot, 1989;). در این خاکرخ به دلیل شرایط مناسب زهکشی، کشت و کار با آبیاری برای دو کشت در سال جریان دارد و این امر سبب شده که در اثر رطوبت زیاد، میزان این کانی تا حدودی از خاک حذف شود.

در اثر آبشویی زیاد منیزیم نیز از خاکرخ این اراضی شسته شده و سبب ناپایداری کانی در این خاک‌ها می‌شود (Chorom et al., 2009). همچنین نتایج بررسی‌ها نشان داد که کانی‌های ایلیت موجود از نوع دی اکتاهدرال می‌باشد (شکل ۳) و علت آن تیز بودن پیک رده دوم تفرق این کانی یعنی ۵ آنگستروم است (Dixon and Schuzele, 2002). کانی‌های دی اکتاهدرال مقاومت بیشتری نسبت به هوادیدگی داشته و در خاک از نسبت

www.SID.ir

Archive of SID



بیشتری برخوردارند. این در حالی است که کانی‌های تری اکتاهدرال بویژه کانی‌های با اتم مرکزی آهن در اثر شرایط اکسیداسیون و احیاء سریعتر تخریب می‌شوند. به دلیل شرایط اکسید و احیایی در این خاکها در اثر آبیاری و همچنین تلاطم سطح آب زیرزمینی در طول سال (تشکیل رنگدانه‌ها)، سبب کاهش رس‌های تری اکتاهدرال و در نتیجه افزایش نسبت رس-های دی اکتاهدرال نسبت به تری اکتاهدرال در این خاک‌ها شده است.

در افق زیرسطحی لایه Bw1 این خاکرخ مشابه با افق سطحی، پیک ۱۶/۸ آنگسترومی ضعیفی وجود دارد که به نظر می‌رسد به وجود کانی‌های اسمکتیت در این نمونه مربوط می‌شود. شدت این پیک در این نمونه هم از افق سطحی (افق Ap) و هم از لایه زیرسطحی (لایه C) بیشتر است که نشان دهنده مقدار قابل توجهی از این کانی در این افق می‌باشد. زیادی آن را شاید بتوان به تشکیل بیشتر این کانی در این افق نسبت داد. چنین روندی در افق Bw2 نیز ملاحظه می‌گردد. در این نمونه از شدت پیک ۷/۱۵ آنگسترومی در اثر تیمار حرارتی با شدت بیشتری کاسته شده که نشان از وجود کائولینیت بیشتری در این نمونه دارد. نظر به موروثی بودن کائولینیت از مواد مادری، احتمال می‌رود که این کانی به میزان بیشتری از مواد مادری به ارث رسیده باشد. تیمار حرارتی همچنین سبب افزایش شدت پیک ۱۰ آنگسترومی شده است که می‌تواند به تشکیل ایلیت از ورمی‌کولیت یا ایلیت تخلیه شده در این افق مربوط شود. روند مشابهی از لحاظ تنوع کانی‌های رسی برای افق Bw2 ملاحظه شد.

در لایه C این خاک به دلیل پیک خیلی ضعیف ۱۶/۸ انگسترومی، تشکیل اسمکتیت نیز جزئی فرض شد. تشکیل این کانی در این عمق ممکن است به شوری بیشتر این لایه و تجمع مقادیر بیشتری از منیزیم همراه با پهاش بالای خاک مربوط باشد. این کانی در پهاش بالا و وجود مقادیر بالای منیزیم در خاک تشکیل شده و پایدار می‌باشد (Thompson and Ukrainczyk, 2002). همچنین در این نمونه نیز در تیمار پتاسیم و حرارت، پیک ۱۰ آنگسترومی به نحو بارزی ترمیم شده بود. علت این امر در این عمق از خاک می‌تواند به آبشویی شدید املاح از خاک در اثر آبیاری زیاد بویژه برای پتاسیم مربوط شود. علاوه بر آن بخشی از این فرآیند به اعصار و قرون گذشته مربوط می‌گردد که این اراضی شور نبوده و میزان بارندگی و آبیاری بیشتری در این دشت‌ها رخ داده است که شرح بیشتری از آن در بالا آورده شده است. خوزستان بخشی از دشت بین‌النهرین است که یکی از خواستگاه‌های تمدن بشری بوده و طی مدت زمان زیادی در آن کشت و کار صورت می‌گرفته است. در حال حاضر به دلیل تغییر شرایط اقلیمی، منطقه رو به شرایط خشک‌تری سوق یافته است به طوری که تبخیر سالیانه به حدود ۳۲۰۰ میلیمتر رسیده است. با توجه به راندمان کم آبیاری در روش آبیاری سطحی و شوری زیاد آب، ممکن است تا ۵۰۰۰ میلیمتر نیز در سال آبیاری انجام گردد. با توجه به کشت برنج در برخی از سالها در این اراضی، میزان آبیاری می‌تواند از این میزان نیز بیشتر باشد.

در خاکرخ شماره ۷ که در میانه منطقه مورد مطالعه قرار دارد، به دلیل شرایط نامناسب زهکشی، خاک دارای رنگدانه در افق سالیک زیرسطحی (Bz) است. این خاکرخ دارای شرایط نامناسب زهکشی می‌باشد. الگوهای XRD نشان می‌دهد که میزان کانی‌های اسمکتیت از میزان آنچه که در افق سطحی خاکرخ ۱ ملاحظه شد بسیار کمتر است. این امر از یک سو به نبود شرایط مناسب کشت و کار و در نتیجه عدم آبیاری و از سوی دیگر به حذف اثر ماده آلی در تحول کانی‌های رسی در این خاک‌ها مربوط می‌شود. ماده آلی خاک می‌تواند با ایجاد شرایط اسیدی در اثر تجزیه، سبب تشکیل کانی‌های ورمی-کولیت و یا اسمکتیت از کانی‌های دیگری مثل ایلیت و یا حتی کلریت شود. عدم کشت و کار فشرده در این خاک‌ها سبب شده است که تشدید ارتفاع پیک‌های ۱۰ آنگسترمی در این اراضی حتی در لایه سطحی به میزان افق سطحی خاکرخ ۱ نباشد. با این وجود در این خاکرخ، کانی اسمکتیت در افق C این خاک نسبت به افق‌های سطحی بیشتر است که وجود این کانی در این افق را می‌توان به شرایط نامناسب زهکشی و وجود کاتیون‌های غالب منیزیم و پهاش بالای خاک همراه با شوری زیاد نسبت داد. Munn and Boehm (1983) نیز در خاک‌های مناطق شور با زهکشی ضعیف به تشکیل اسمکتیت در عمق این خاک‌ها اشاره نموده‌اند.

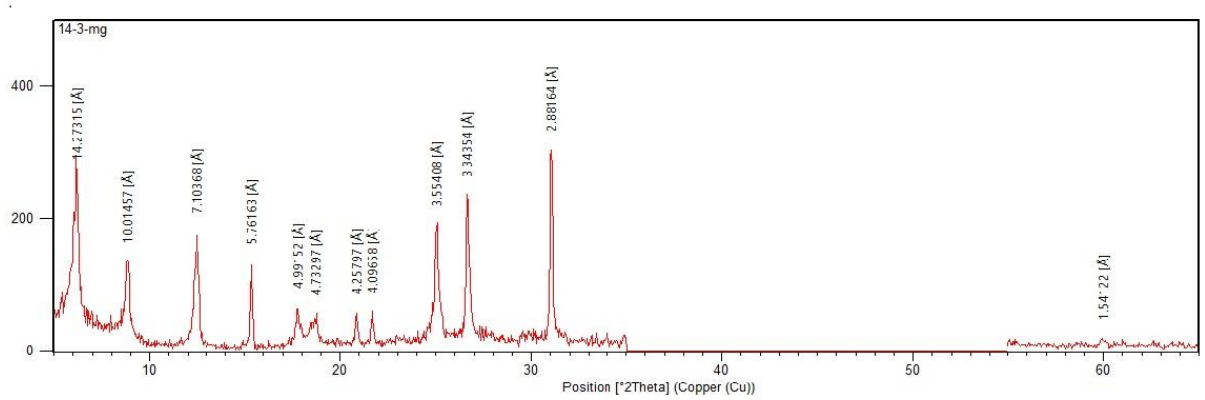
در خاکرخ ۱۴ یعنی آخرین خاکرخ (با بیشترین فاصله از رودخانه) تنوع کانی‌ها تا حدودی مشابه با خاکرخ ۷ است. اگرچه این خاکرخ بیشترین فاصله را از رودخانه کارون دارد، با این وجود در زمانهای سیلاب از آب رودخانه اثرپذیر است. علاوه بر آن زه جانبی اراضی مجاور (seepage) به دلیل شیب کم دشت نیز به این اراضی وارد شده و سبب شده که توزیع املاح در این خاک تغییر نماید. نبود شرایط مناسب زهکشی در این اراضی همراه با خیز موئینگی، سبب شوری شدید خاک در لایه-های سطحی (با شوری ۱۵۴ dS/m) و زیرسطحی (۵۳/۸ dS/m) شده است. از آنجایی که بافت لوم بیشترین میزان خیز موئینگی را در میان سایر بافت‌ها دارد (Kovda, 1986)، وجود این بافت

www.SID.ir

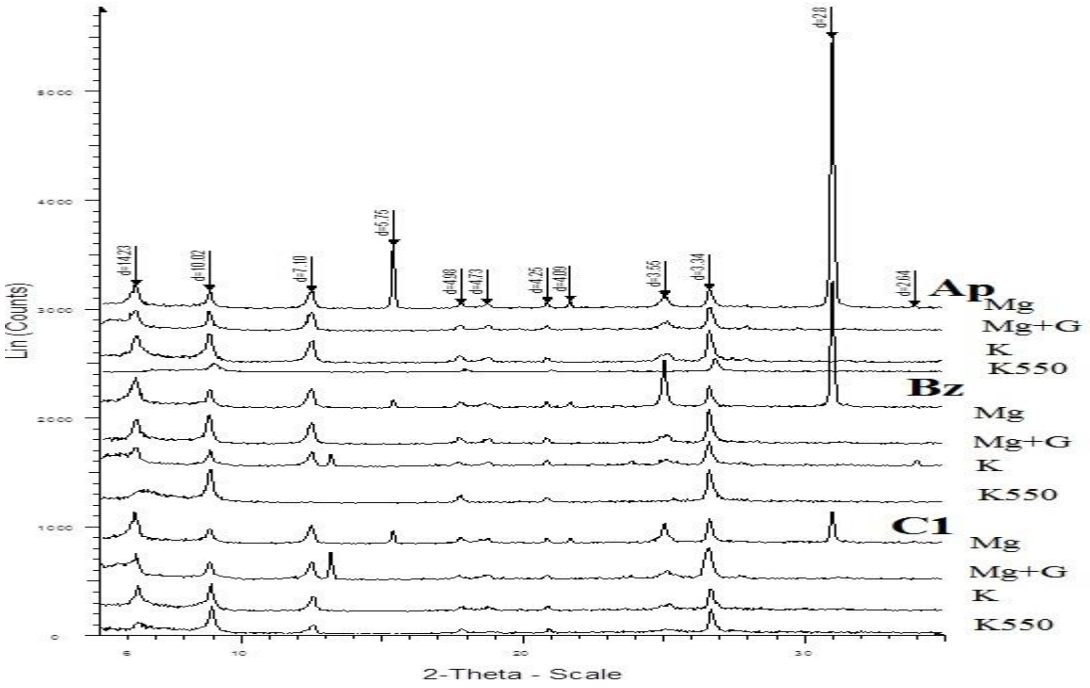
Archive of SID



در این اراضی سبب شده است که آب زیرزمینی شور از عمق به سطح آمده و در سطح با تبخیر، سبب شوری شدید خاک شود. در اثر شرایط نامناسب زهکشی از یک سو و پهاش بالای خاک همراه با وجود منیزیم فراوان در آب زیرزمینی، کانی‌های گروه اسمکتیت تری اکتاهدرال (با اتم مرکزی منیزیم) در این خاک‌ها تشکیل شده است. تشکیل اسمکتیت در شرایط مشابه این چنینی توسط سایر محققین نیز گزارش شده است (Munn and Boehm, 1983). همچنانکه در شکل (۳) قابل ملاحظه است میزان پیک ۱۶/۸ آنگستروم از سطح به عمق رو به فزونی است. این در حالی است که در شدت پیک‌های کانی‌های رسی دیگر مثل ایلیت و یا کلریت از سطح به عمق تغییراتی ملاحظه نمی‌شود؛ بنابراین احتمال تشکیل کانی رسی اسمکتیت در اثر تحول کانی‌های رسی دیگر در این خاکها خیلی کم بوده و تشکیل اسمکتیت را می‌توان به نوتشکیلی این کانی در این خاک‌ها نسبت داد. این استدلال را می‌توان با توجه به فراوانی بیشتر این کانی در اعماق خاک که شرایط زهکشی نامناسب‌تر است، محتمل‌تر دانست. با توجه به اینکه این کانی‌ها نوتشکیل بوده و از نوع تری اکتاهدارال می‌باشد این نتیجه مستدل‌تر است (شکل ۳). نتایج آنالیز آب‌های زهکشی در استان خوزستان نشان داده است که پس از سدیم، منیزیم دارای بیشترین میزان فراوانی در بین کاتیون‌های خاک است (Jafari, 2006). تخمین نیمه کمّی کانی‌های رسی در افق‌های مختلف خاکرخ‌های مورد مطالعه در جدول (۳) نشان داده شده است.




**شکل ۳- پیک ۰۶۰ کانی‌های رسی افق زیرسطحی C خاکرخ ۱۴. به پیک ۱/۵۴ برای کانی‌های تری اکتاهدرال توجه شود.**




**شکل ۴- الگوهای پراش اشعه ایکس مربوط به افق‌های سطحی، زیرسطحی و عمقی خاک خاکرخ ۱۴.**

www.SID.ir

Archive of SID



جدول ۳- تخمین نیمه کمی کانی‌های رسی در افق‌های خاک‌های مورد مطالعه با XRD

| | افق | ورمی کولایت | کلرایت | اسمکتیت | ایلایت | کائولینایت | کوارتز |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| خاکرخ ۱ | Ap | ++ | +++ | + | ++ | ++ | +++ |
| | Bw1 | ++ | ++ | + | ++ | +++ | +++ |
| | Bw2 | ++ | ++ | ٪۵< | ++ | +++ | ++ |
| | C1 | + | +++ | ٪۵< | +++ | +++ | ++ |
| خاکرخ ۷ | A | - | ++ | + | ++ | ++ | +++ |
| | Bz | + | ++ | + | +++ | ++ | +++ |
| | C1 | + | ++ | ++ | ++ | +++ | ++ |
| خاکرخ ۱۴ | A | + | ++ | + | +++ | +++ | ++ |
| | Bz | ++ | ++ | + | ++ | +++ | ++ |
| | C1 | + | +++ | ++ | ++ | ++ | +++ |

+۱۰ درصد، ++۲۰-۱۰ درصد، +++۳۰- ۲۰ درصد، ++++ ۳۰< درصد

با توجه به تخمین نیمه کمی کانی‌های رسی موجود در نمونه‌های مورد مطالعه، به نظر می‌رسد که کانی‌های رسی کوارتز و کائولینیت به صورت موروثی به این خاک‌ها اضافه شده‌اند و میزان آنها به صورتی نسبی با اندکی تغییر در افق‌های سطحی تا عمقی تفاوت دارد ولی میزان کانی‌های رسی مثل اسمکتیت و ورمی‌کولیت از روند خاصی برخوردارند که در بخش‌های بالایی علت آنها شرح داده شد. همچنین تحولات ایلیت و کلریت نیز در این خاکها در اثر فرآیندهای خاکسازی منجر به کاهش نسبی میزان این کانی‌ها در افق‌های مختلف خاک‌های مورد مطالعه شده است.

## نتیجه‌گیری

مطالعه حاضر نشان داد که خاکرخ مجاور رودخانه کارون با شرایط مناسب زهکشی و کاربری کشاورزی همراه با بافت سبکتر دارای شوری کمتری نسبت به اراضی دورتر بود. الگوی رسوبگذاری و مطبق بودن خاکها به واسطه منشاء آبرفتی سبب تغییرات زیادی در لایه‌های خاک شده است. بخشی از این تغییرات به منشاء مواد مادری مربوط می‌شد که از بادرفتهای ماسه‌ای نشات گرفته بود. در این خاکها، در خاکرخ‌های مجاور رودخانه به دلیل پتانسیل بیشتر رشد گیاهان، مواد آلی در سطح بیشتر بود. در خاکهای شور، واکنش خاک حدود ۷/۵ و در اراضی با شوری کمتر از ۴ دسی زیمنس بر متر واکنش خاک به حدود ۸/۵ نزدیک‌تر شده است. به دلیل کمی میزان بارندگی و زهکشی نامناسب تحول چندانی در خاک رخ نداده بود. همه خاک‌ها به دلیل فقر ماده آلی در سطح دارای اپی پدون اکریک و در عمق نیز، حداکثر تحول خاک به تشکیل افق کمبیک ناشی از ایجاد ساختمان و در برخی از خاک‌ها نیز تجمع املاح محلول‌تر از گچ و تشکیل افق سالیک محدود می‌شد.

مطالعه کانی‌شناسی وجود کانی‌های کلریت، ایلیت، کائولینیت، ورمی‌کولیت، اسمکتیت و کوارتز را نشان داد. کانی-های کائولینیت، ایلیت، کلریت و کوارتز از مواد مادری به خاک به ارث رسیده‌اند. در خاک‌های مجاور رودخانه، کانی‌های ورمی-کولیت در اثر تحول ایلیت ناشی از حذف پتاسیم در خاک تشکیل شده بود. کانی اسمکتیت نیز در افق‌های سطحی این خاک‌ها در اثر تحول ناشی از ورمی‌کولیت شناسایی شد. در اثر این تحول، از میزان کانی‌های ایلیت و کلریت در افق‌های سطحی کاسته شده بود که به تحول این کانی‌ها به ورمیکولیت نسبت داده شد. تشکیل کانی‌های شبه میکا یا ورمی‌کولیت به زمان های قدیم‌تر که وضعیت اقلیمی منطقه مورد مطالعه به مراتب مرطوب‌تر و دمای هوا کمتر از حال حاضر بوده است، نسبت داده شد. در طی آن دوره‌ها رشد گیاهان و آبشویی بیشتر املاح از خاکرخ سبب افزایش جذب پتاسیم و در نتیجه تحول کانی‌های رسی شده است. اسمکتیت علی‌رغم اندازه خیلی ریز به دلیل اثر هماوری کلسیم در پروفیل خاک حرکت نکرده بود. بر خلاف این، کانی اسمکتیت در خاکرخ‌های با فاصله بیشتر از رودخانه و با شرایط زهکشی نامناسب بیشتر در لایه‌های عمقی-تر خاک بصورت نوتشکیل بود. همچنین بررسی‌ها نشان داد که این کانی از نوع تری اکتاهدرال با اتم مرکزی منیزیم در لایه هشت وجهی بود. پیشنهاد می‌شود که با مطالعات میکروسکوپ الکترونی عبوری نسبت به توزیع کانی‌های رسی پالی‌گورسکایت در این اراضی بررسی‌های بیشتری بعمل آید. همچنین با بررسی کانی شناسی در بخش‌های سیلت و شن در خاکهای مورد مطالعه از تحولات در آن بخش از اندازه ذرات اطلاع حاصل شود.

## REFERENCES

Baghernejad, M. (2000). Genesis and Morphological Changes of Soils under Irrigated Date Palm in Southern Iran. *J. Agro. Sci. Tech.*, 2, 243-256.

Bassett, W.A. (1959). The origin of vermiculite deposit

www.SID.ir

Archive of SID



at Libby, Montana. *American Mineralogist*, 44, 282-292.

Chapman, H.D. (1965). Cation exchanges capacity. PP. 891-901. In: Black, C. A (Eds.), Methods of soil analysis. Part 2. *Chemical analysis*. American Society of Agronomy. Madison, Wisconsin.

Chorom, M., Baghernejad, M. and Jafari, S. (2009). Influence of rotation cropping and sugarcane production on the clay mineral assemblage. *Applied Clay Science*, 46, 385-395.

Dayani, M., Jafari, S., Khalili Moghadam, B. and Dehghani. A.A. (2012). Saline and sodic mapping using geostatistics theory (A case study in western Karoon river land of Khuzestan). *Watershed Management Research (Pajouhesh & Sazandegi)*, 94: 86-95.

Dixon, J.B. and Golden, D.C. (1990). Dewatering, flocculation and strengthening of phosphatic clays, *Annual Report to the Florida Institute of Phosphate Research. Project 5353000*, RF-87-121.

Dixon, J.B. and Schuzele, D. (2002). *Soil mineralogy with environmental applications*. Soil science society of America. Madison, Wisconsin. USA.

Douglas, L.A. (1965). Clay mineralogy of Sassafras soils in New Jersey. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 29, 163-167.

Fanning, D.S. and Fanning, M.B. (1992). Soil morphology, genesis, and classification. John Willy and Sons. USA.

Gee, G.W. and Bauder, J.W. (1986). Particle-Size analysis. PP. 383-411. In: Klute, A. (Eds.), *Methods of soil analysis*. Part7. Soil Science Society of American.

Grim, R.E. (1968). *Clay mineralogy*. International series in earth and planetary sciences. McGraw-Hill, New York.

Jackson, M.L. (1975). *Soil chemical analysis-advanced course*. University of Wisconsin, College of Agric., Department of Soils, Madison, WI.

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)

Jafari, S. (2012). *Guide of soil profile description*. Ramin agriculture and natural resources university of Khuzestan, 73 P. (In Farsi)

Jafari, S. and Nadian, H. (2014). The study of a toposequence soil series and clay mineral assemblage in some soils of Khuzestan province. *Journal of water and soil* science, Isfahan University of Techonlogy, fall, Year, 18, No. 69. (In Farsi)

Jones, L. H. P., Milne, A. A., and Attiwill, P. M. (1964). Dioctahedral vermiculite and chlorite in highly weatheredred loams in Victoria Australia. *Soil Sci. Soc. Am. Proc*, 28, 108-113.

Khuzestan water and power authority. (2013). *Study of logging and hydraulic conductivity the land of west Karoon River bank*, Pajab Negar consult engineering Co., 180 P. (In Farsi)

Kittrick, J.A. and Hope, E.W. (1963). A procedure for the particle-size separation of soils for X-ray diffraction analysis. *Soil Science*, 96, 312-325.

Kovda, A. (1986). Irrigation, salinity and drainage. *FAO*, No. 113.

Lovers, L. (2002). Natural factors influencing the amount of organic matter. In:Bot A. and J. Benites. *The importance of soil organic matter, Key to drought-resistant soil and sustained food and production*. Pp: 11-13, Bulletin 80. FAO. Rome.

Lovineh, N., Jafari, S. and Khalili Moghadam, B. (2015). Study of clay minerals diversity in young soils derived from marine sediments. *22th symposium of crystallography and mineralogy of Iran. Shiraz University, Iran.*

Malla, P.B. (2002). Vermiculite. In : Dixon, J.B. and Schuzele, D. *Soil mineralogy with environmental applications*. Soil science society of America. Madison, Wisconsin. USA.

Munn, L.C. and Boehm, M. M. (1983). Soil genesis in a Natrargid-Haplargid complex in northern Montana. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47, 1186-92.

Nelson, R.E. (1982). Carbonate and gypsum. P. 181-199. In: Page, A.L. (Eds.), *Methods of soil Analysis*. Part 2. American Society of Agronomy. Madison, Wisconsin.

Paquet, H. and Millot, G. (1989). Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products in soil of Mediterranean climate. Pp. 859. Dixon, J.B. and Schuzele, D. 2002. *Soil mineralogy with environmental applications*. Soil science society of America. Madison, Wisconsin. USA.

Pishgir, M. and Jafari, S. (2014). Comparison between potassium and ammonium fixation by clays in different agriculture systems. J*ournal of water and soil science, Isfahan University of Technology*, fall, Year, 18, No. 69. (In Farsi)

Pletsch, T., Daoudi, L., Chamley, H., Deconinck, J.F. and Charroud, M. (1996). 'Palaeogeographic controls on palygorskite occurrence in Mid-Cretaceous sediments of Morocco and Adjacent basins'. *Clay Minerals*, 31,403-416.

Soil Survey Staff. (1999). *Soil Taxonomy. Second edition*, No, 436. USDA, NRCS.

Soil Survey Staff. (2014). *Keys to Soil Taxonomy*. Second edition. USDA, NRCS.

Soil Survey Staff. (2002). *Field book for describing and sampling soil*. Version 2.0. National soil survey center, USDA, USA.

Thompson M.L. and Ukrainczyk, L. (2002). Micas. In: Dixon, J.B. and D. Schuzele. *Soil mineralogy with environmental applications*. Soil science society of America. Madison, Wisconsin. USA. P: 435.

United State Salinity Laboratory Staff. (1954). *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*, USDA Handbook. 60. Washington, DC.

Walkely, A. (1947). A Critical examination of a rapid method for determining soil organic carbon in

www.SID.ir

Archive of SID



Wilson, M.J. (1999). The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals*, 34, 7-25.

soils. Effect of variations in digestion conditions and inorganic soil constituents. *Soil Science*, 63, 251-263.

www.SID.ir