

بررسی کانی شناسی رس خاک در مواد مادری مختلف در حوضه جنوبی دریاچه ارومیه در شهرستان میاندوآب^۱

الهام حبیبی^۱، راضیه لک^۲، حسین ترابی گل سفیدی^{۳*}، شهلا محمودی^۴، حمیدرضا ممتاز^۵

۱) دکتری مهندسی کشاورزی، خاکشناسی، دانشکده علوم باغبانی و زراعی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران

۲) دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۳) استادیار گروه علوم خاک، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه شاهد، تهران، ایران

* نویسنده مسئول مکاتبات: htorabi@shahed.ac.ir

۴) استاد خاکشناسی، دانشگاه تهران، ایران

۵) دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۴/۱۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۲۴

چکیده:

با توجه به بحران زیست محیطی دو دهه اخیر و خشک شدن بخش‌هایی از دریاچه ارومیه و تأثیرگذاری آن بر زمین‌های کشاورزی اطراف، این مطالعه با هدف شناسایی کانی‌ها در خاک‌های متأثر از مواد مادری مختلف به منظور درک ارتباط متقابل خاک با مواد مادری و پیش‌بینی روند تغییرات آنها انجام شد. در این پژوهش ۲۶ خاکرُخ بر روی مواد مادری مختلف حفر و تشریح گردید و از بین آنها ۱۳ خاکرُخ شاهد مورد بررسی دقیق قرار گرفتند. نتایج کانی‌شناسی رس حاکی از حضور کانی‌های رسی ایلات، اسمکتیت، کلریت، کائولینیت، ورمی کولیت و پالیگورسکیت در این منطقه می‌باشد. حضور پالیگورسکیت در خاکرُخ‌ها دارای دو منشأ پدوژنیک و به ارث رسیده از مواد مادری می‌باشد. همچنین کانی‌های کائولینیت و کلریت به دلیل عدم شرایط لازم برای تشکیل پدوژنیک، به ارث رسیده از مواد مادری است. ایلات در بیشتر خاک‌ها منشأ موروثی داشته و در خاکرُخ‌هایی که کاربری زراعی داشتند، جذب پتاسیم توسط کانی‌های انبساط پذیر انجام شده و در سطح خاک تغییر شکل یافته و ایلات را تشکیل دادند. منشأ اسمکتیت نیز در برخی از خاک‌های این منطقه پدوژنیک بوده و احتمالاً از هوازدگی ایلیت به وجود آمده است و در برخی دیگر توارثی است، چون در سنگ بستر آنها نیز مشاهده شده است. ورمیکولیت‌های موجود در این منطقه نیز اغلب منشأ پدوژنیک دارند و حاصل از هوا دیدگی میکا و کلریت می‌باشند. نتایج تحقیق حاکی از این است که مواد مادری متفاوت، تأثیر زیادی در خصوصیات فیزیکوشیمیایی و مقدار نسبی کانی‌های خاک در این منطقه داشته است.

کلید واژه‌ها: خاکرُخ؛ اسمکتیت؛ ایلات؛ کائولینیت؛ پالیگورسکایت

مقدمه

است. این تأثیرگذاری در تشکیل خاک برحسب اثر سایر عوامل خاک‌سازی از کم تا زیاد تغییر می‌کند. خاک‌های تشکیل شده روی سنگ‌بسترهای متفاوت به دلیل اختلاف کانی‌های موجود در ساختار سنگ‌ها و اختلاف مقاومت آن‌ها دارای مشخصات فیزیکی، شیمیایی، کانی‌شناسی و رده‌بندی متفاوتی هستند (Brady, 1990).

مواد مادری، نقش مهمی در تعیین مشخصات خاک، به‌خصوص در مراحل اولیه تشکیل خاک ایفا می‌کند (Buol *et al.*, 2003). سنگ‌بستر و ماده مادری بر مشخصات فیزیکوشیمیایی، مینرالوژی و حاصلخیزی خاک‌ها تأثیرگذار

^۱ برگرفته از رساله دکتری

Mg^{2+} و حلالیت کم Al ناپایدار است (خرمالی و ابطحی ۲۰۰۳). منشأ توارث کانی‌های ایلات، کائولینیت و کلریت در خاک‌های مناطق خشک توسط محققین زیادی گزارش شده است (Rahman Salari Kolsum *et al.*, 2019). (سنجری و برومند ۱۳۹۳)، (Moazallahi & Farpoor 2012) و (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۱). حضور کانی‌های رسی کم‌ویش مشابه که شامل کانی‌های ایلات، کلریت، اسمکتیت و ورمی‌کولیت می‌باشد در ایران در استان فارس گزارش شده که شرایط پستی و بلندی در مقدار نسبی این کانی‌ها تأثیرگذار بوده است. همچنین خاک‌های با مواد مادری مختلف، دارای مقدار نسبی متفاوت از کانی‌های رسی هستند به عنوان مثال سنگ‌های رسوبی بازی دوره میوسن دارای کائولینیت بیشتر و به طور متوسط اسمکتیت، درصد کمتری ایلات و کلریت هستند و سنگ‌های رسوبی آندزیتیک در همان دوره میزان بیشتری اسمکتیت، به طور متوسط کائولینیت و مقدار کمی ایلات را دارا هستند (Sang *et al.*, 2018). همچنین تنوع مواد مادری می‌تواند باعث تغییرات مورفولوژیکی و کانی‌شناسی در طول یک ردیف سنگی شود (Barros *et al.*, 2018). کانی پالیگورسکایت در محیط‌های دریایی، دریاچه و همچنین بعضی از خاک‌ها یافت می‌شود. محدوده پایداری اسمکتایت و پالیگورسکایت به یکدیگر نزدیک بوده و مطالعات پژوهشگران نشان می‌دهد که با افزایش فعالیت Si و Mg و نیز افزایش pH اسمکتیت به پالیگورسکایت تبدیل می‌شود (Dixon & weed, 1992). سه منشأ تشکیل پالی گورسایت شامل توارث، تشکیل از محلول خاک در مناطق خشک و یا انتقال یافته توسط باد و یا مواد آبرفتی می‌باشد (Khormali & Abtahi, 2003)، (Elprince, *et al.*, 1997). (Paquet & Millot, 1972) و (1987) در ایران مرکزی دو عامل توارث و تشکیل پدوژنیک از منابع این کانی ذکر شده است. این کانی درجایی که آبشویی محدود شود مانند مناطق خشک می‌تواند پایدار باشد و در مناطق با میزان بارندگی بالا با توجه به حضور آن در مواد مادری

خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها در اقلیم خشک و نیمه‌خشک تابع سنگ مادر بوده که باگذشت زمان تحت تأثیر هوا دیدگی قرار می‌گیرد (اولیایی، ۱۳۸۸). مواد مادری بر میزان رس، اشباع بازی، ظرفیت تبادل کاتیونی و اسیدیته خاک تأثیرگذار است (Akihiro *et al.*, 2002). همچنین سنگ‌بستر و میزان هوازگی آن بر غلظت عناصر خاک در اجزای مختلف ذرات خاک و موقعیت‌های مختلف زمین تأثیرگذار است (Thanachit *et al.* 2006). درخاک‌رخ‌های مختلف مقدار و توزیع عناصر علاوه بر ماده مادری وابستگی زیادی به نوع عنصر و شدت فرایندهای تشکیل خاک دارد (راهب و همکاران ۱۳۹۵). عامل اصلی مؤثر بر توزیع و مقدار عناصر در خاک‌های بکر، شرایط ژئوپدولوژیک حاکم بر منطقه می‌باشد (Buol *et al.*, 2011). کانی‌های رسی، به‌عنوان یکی از مهم‌ترین بخش‌های فاز جامد خاک مطرح می‌باشند که با خواص ویژه خود اثر چشم‌گیری بر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک مانند تهویه، نفوذپذیری، انبساط و انقباض، تثبیت پتاسیم و تبادل کاتیونی دارند. شناخت کانی‌های رسی به‌منظور بررسی ساختار خاک و تبادل عناصر غذایی گیاهان در خاک و مطالعه هوا دیدگی ضروری می‌باشد. این کانی‌ها در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک بیشتر به‌وسیله مواد مادری کنترل می‌شوند (Buol *et al.*, 1989). سه منشأ اصلی کانی‌های موجود در خاک شامل توارث، تبدیل کانی‌ها به یکدیگر و نوتشکیلی از محلول خاک است (Dixon, 1989). در مناطق خشک دو عامل به ارث رسیدن از مواد مادری و تبدیل کانی‌ها به یکدیگر از مهم‌ترین فرایندهای تشکیل کانی‌های رسی می‌باشد (اوجی و باقرنژاد، ۱۳۸۶). کانی‌های رسی غالب در مناطق خشک و نیمه‌خشک شامل پالیگورسکایت، اسمکتیت، کلریت و کائولینیت می‌باشند. علاوه بر این حضور ورمیکولیت نیز در اغلب خاک‌های ایران گزارش شده است (Khormali *et al.*, 2003) و (Khormali & Abtahi, 2001). کانی ورمی‌کولیت در محیط‌های دارای pH بالا، وجود Si و

(شکل ۱) موقعیت و محدوده‌ی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. این منطقه جزو اقلیم مدیترانه‌ای است که دارای زمستان‌های سرد و مرطوب و تابستان‌های معتدل است و متوسط درجه حرارت سالیانه ۱۱/۷ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. مقدار متوسط بارندگی سالیانه در منطقه ۳۲۰ میلی‌متر است (آمار هواشناسی ۳۵ ساله) بر اساس نقشه رژیم‌های رطوبتی و حرارتی خاک‌های ایران رژیم رطوبتی منطقه زریک (XERIC) و رژیم حرارتی آن مزیک (MESIC) می‌باشد.

مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری

ابتدا با استفاده از مدل رقومی ارتفاع (DEM) منطقه، اقدام به تهیه نقشه شیب، جهات شیب، نقشه ارتفاع نموده و سپس با استفاده از روی هم اندازی این لایه‌ها با نقشه زمین‌شناسی، نقاط مطالعاتی، در مواد ژئولوژیکی مختلف انتخاب شد که از نظر ارتفاع و جهت شیب دارای حداقل تغییرات باشند. بر روی هر ماده مادری دو خاکرخ حفر و تشریح گردید و یکی از آنها به عنوان خاکرخ شاهد مورد بررسی دقیق آزمایشگاهی قرار گرفت. به دلیل پرهیز از ناخوانا شدن نقشه، فقط موقعیت خاکرخ‌های شاهد در شکل ۱ نشان داده شده است. ۱۳ خاکرخ بر روی تشکیلات زمین‌شناسی متفاوت که شامل آهک، شیل، سیلتستون، ماسه‌سنگ، مارن، بازالت، شیل‌های اسلیتی، سنگ‌های آتشفشانی، تراکیت، تراکی آندزیت و آندزیت، توف، آگلومرا و سنگ‌های آذرآواری، پهنه‌های نمکی و رسی و دولومیت حفر شد (شکل ۱). پس از تشریح هر خاکرخ، از هر افق برای انجام آزمایش‌های مختلف نمونه‌برداری شد. رده‌بندی خاک‌ها تا سطح فامیل به روش جدید امریکایی (U.S.D.A. Soil Taxonomy, Keys to Soil Taxonomy 2014) انجام شد.

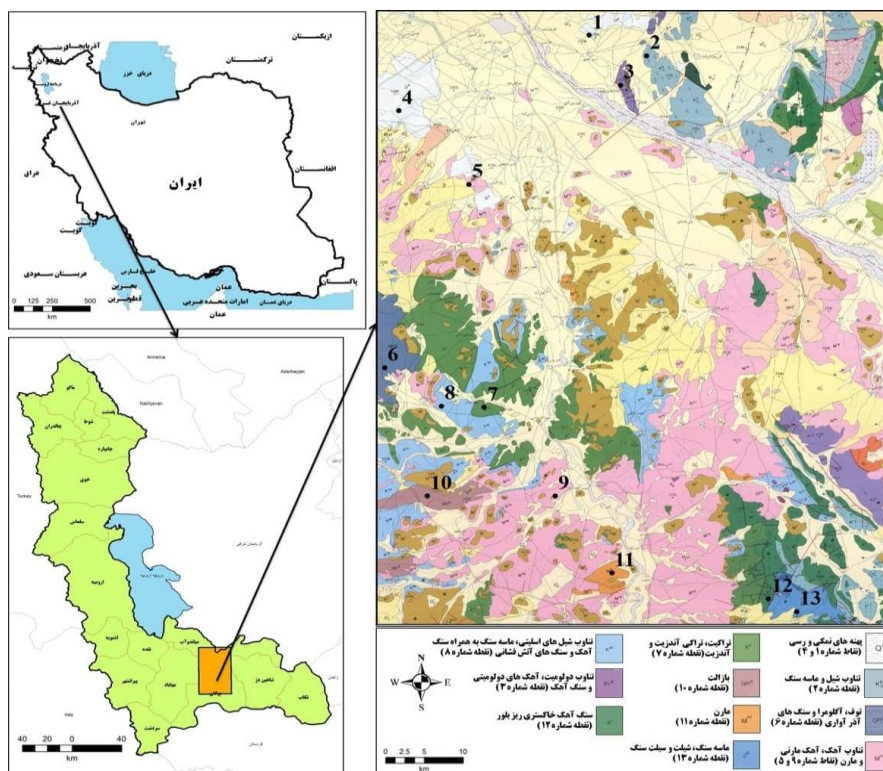
ناپدید می‌شود (Gremillion, 1965; yaalon et al., 1966). همچنین خاک‌های آهکی با افق‌های پتروکلسیک و خاک-های گچی، پالیگورسکیت بیشتری دارند و نوتشکیلی پالیگورسکیت و اسمکتیت بیشتر در نتیجه رسوبات گچ و کلسیت و زهکشی ضعیف اتفاق افتاده است (Rahman Salari et al., 2019). همچنین در مناطقی که سطح آب زیرزمینی بالا می‌باشد، از پایداری پالیگورسکایت کاسته می‌شود و اسمکتیت تشکیل می‌شود (سنجری و همکاران، ۱۳۹۳). تشکیل کانی‌ها و پایداری آن‌ها در خاک‌های مختلف به کانی اولیه و مواد مادری و عوامل اقلیمی بستگی دارد. اطلاع از نوع کانی اطلاعات باارزشی در مورد شرایط اقلیمی گذشته را نیز نشان می‌دهد.

با توجه به بحران زیست‌محیطی دو دهه اخیر و خشک شدن بخش‌هایی از دریاچه ارومیه و تأثیرگذاری آن بر زمین‌های کشاورزی اطراف، این مطالعه با هدف شناسایی کانی‌ها در خاک‌های متأثر از مواد مادری مختلف به منظور درک ارتباط متقابل خاک با مواد مادری و پیش‌بینی روند تغییرات آنها انجام شد.

مواد و روش‌ها

موقعیت منطقه جغرافیایی منطقه مورد مطالعه:

منطقه مطالعاتی، شهرستان میاندوآب در جنوب دریاچه ارومیه و جنوب شرقی استان آذربایجان غربی بین عرض‌های جغرافیایی ۴۰°۴۹′۲۱″ و ۴۰°۹′۱۲″ شمالی و طول جغرافیایی ۵۸°۹′۶۴″ و ۶۲°۰′۶۷″ شرقی واقع شده است. مساحت این شهرستان ۲۶۹۴ کیلومتر مربع می‌باشد که در وسط جلگه‌های منتهی به دریاچه ارومیه با ارتفاع ۱۳۱۴ متر از سطح دریا و در محدوده حوزه آبریز سیمینه‌رود واقع شده است. حوضه آبریز سیمینه‌رود که رودخانه سیمینه در آن جریان دارد از دامنه‌های ارتفاعات اطراف روستای قالو سرچشمه گرفته و پس از عبور از شهر بوکان و میاندوآب، در نهایت به دریاچه ارومیه می‌ریزد



شکل ۱. نقشه ی زمین شناسی و موقعیت منطقه و نقاط مطالعاتی در ایران و استان آذربایجان غربی

مطالعات آزمایشگاهی

پس از جمع‌آوری نمونه‌ها و هوا خشک نمودن و عبور آن‌ها از الک ۲ میلی‌متری، تجزیه‌های آزمایشگاهی لازم بر روی آن‌ها انجام شد. برای این منظور، بافت خاک به روش هیدرومتری (Gee & Bauder, 1986)، اندازه‌گیری pH با استفاده از الکتروود شیشه‌ای (McLean, 1982) و هدایت الکتریکی خاک در عصاره گل اشباع (ECe) اندازه‌گیری شد (Rhoades, 1982) کربن آلی به روش اکسیداسیون تر (Nelson & Sommer, 1982) و کربنات کلسیم به روش خشتی‌سازی با اسیدکلریدریک (Nelson, 1986) و گچ به روش استون (Nelson, 1986) اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری گنجایش تبادل کاتیونی (CEC) با استفاده از استات سدیم در $pH = 8.2$ و استات آمونیم خشتی (Sumner et al., 1994) انجام گرفت. برای تعیین کلاس فعالیت تبادل کاتیونی در بخش کنترل فامیل خاک از نسبت گنجایش تبادل کاتیونی به درصد رس استفاده شد. آماده سازی نمونه‌ها جهت تعیین نوع

کانی‌های رسی به روش کیتریک و هوپ انجام شد (Kittrik & Hope, 1963). برای تفکیک و نمونه برداری از بخش رس، ابتدا آهک بوسیله‌ی استات سدیم ($pH=5$) حذف گردید. سپس مواد آلی نمونه‌های خاک بوسیله آب اکسیژنه ۳۰ درصد حذف شد. سزکویی اکسیدها که شامل مجموع اکسیدهای آهن، آلومینیم، منیزیم و سیلیسیم می‌باشند بوسیله محلول بافر سیترات بی‌کربنات دی تیونیت (CBD) حذف گردید. پس از جدا کردن بخش رس، چهار تیمار مختلف به منظور شناسایی انواع کانی‌های بخش رس انجام گرفت که شامل: (۱) اشباع نمونه‌های رس با منیزیم با استفاده از محلول کلرید منیزیم (۱۰ درصد، ۲) اشباع نمونه‌های رس با پتاسیم با استفاده از محلول کلرید پتاسیم ۱ مولار، (۳) پس از اخذ دیفراکتوگرام اشعه ایکس نمونه اشباع شده با منیزیم، نمونه‌ی فوق، تحت تیمار بخار اتیلن گلیکول به مدت یک شب در دسیکاتور قرار گرفته و مجدداً دیفراکتوگرام پراش اشعه ایکس از آن تهیه گردید، (۴) پس از اخذ

سطح ایستابی بالا و تبخیر، باعث صعود نمک به سطح خاک شده است. در نتیجه در سطح خاک هدایت الکتریکی بیشتری نسبت به عمق خاک مشاهده شد. میزان pH در خاک‌رخ‌های مختلف تحت تأثیر ماده مادری می‌باشد و در تمام خاک‌رخ‌ها مقدار آن بالاتر از ۷/۵ درصد می‌باشد و بالاترین مقدار pH خاک متعلق به افق سطحی خاک‌رخ ۱ به میزان ۱۰ و افق Bw2 خاک‌رخ ۴ به مقدار ۸/۵ می‌باشد. بافت خاک از شنی (سنگریزه‌دار) تا رسی در خاک‌رخ‌های مختلف متغیر می‌باشد. بیشترین مقدار رس و CEC به ترتیب به میزان ۶۰ درصد و ۳۶/۸ میلی‌اکی والان در ۱۰۰ گرم خاک متعلق به افق Bk خاک‌رخ ۴ می‌باشد که این نتایج با توجه به موقعیت قرارگیری خاک‌رخ قابل‌انتظار است. سطح ایستابی بالا در این خاک‌رخ همچنین می‌تواند عامل هوا دیدگی درجا و در نتیجه تشکیل رس بیشتر باشد. سدیم بالا و فرایند هیدرولیز نیز از عوامل تولید رس بیشتر در این نوع مناطق می‌باشند. لازم به ذکر است که در منطقه مطالعاتی صحرا شواهدی از پوسته‌های رسی در خاک‌رخ‌های ۱۲ و ۱۳ با استفاده از روش تجربی تشخیص داده شد. در خاک‌رخ ۳ که بر روی ماده مادری با تناوب دولومیت و سنگ‌آهک و بر روی تپ اراضی تپه و در نزدیکی پنجه شیب با درجه شیب ۵ درصد در جهت شمالی قرار داشت تجمع گچ مشاهده شد. بیشترین مقدار ماده آلی نیز در افق سطحی این خاک‌رخ مشاهده شد. در همه خاک‌رخ‌ها به جز خاک‌رخ ۱، ۳، ۴ و ۱۰ میزان کربن آلی با عمق کاهش پیدا کرد. علت تغییر در مقدار کربن آلی در لایه‌های مختلف را می‌توان به تناوب رسوب گذاری و وقوع انقطاع سنگی نیم‌رخ خاک ربط داد. بیشترین میزان ماده آلی مربوط به افق سطحی است. این میزان احتمالاً به علت وجود بقایای گیاهی و فعالیت بیولوژیکی بیشتر می‌باشد.

مقدار شن ۱۳ خاک‌رخ از ۰/۲ تا ۸۵/۹ درصد متغیر است. میانگین بالاترین درصد شن و کمترین درصد رس متعلق به خاک‌رخ ۸ با ماده مادری دارای تناوب شیل‌های

دیفراکتوگرام نمونه اشباع با پتاسیم، نمونه رس را در داخل کوره و در حرارت ۵۵۰ درجه‌ی سیلیسیوس به مدت ۲ ساعت قرار داده و پس از سرد شدن، مجدداً در معرض پراش اشعه ایکس قرار گرفته و دیفراکتوگرام آن تهیه شد. نمونه‌ها با دستگاه پراش پرتو ایکس مدل SIEMENS در ولتاژ ۴۰ کیلووات و ۳۰ میلی‌آمپر در بخش کانی‌شناسی رس سازمان زمین‌شناسی تبریز بررسی شدند.

نتایج و بحث

ویژگی عمومی خاک‌های منطقه

خاک‌های مورد بررسی در این مطالعه بر اساس روش جدید امریکایی (U.S.D.A. Soil Taxonomy. Keys to Soil Taxonomy 2014)، در رده‌های اینسپتی سول و آنتی سول قرار دارند که بیانگر تکامل کم و نسبتاً کم و جوان بودن خاک‌های منطقه می‌باشد. خاک‌های به وجود آمده بر روی سنگ‌بسترهای مختلف رده‌بندی متفاوتی از سطح رده تا فامیل خاک‌نشان دادند. مقادیر پارامترهای شیمیایی و فیزیکی نمونه‌های خاک در (Error! Reference source not found.) ارائه شده است. مقادیر هدایت الکتریکی (ECe) و نسبت جذب سدیم (SAR) نمونه‌ها نشان‌دهنده شور و سدیمی بودن خاک‌رخ ۱ و سدیمی بودن خاک‌رخ ۴ واقع بر نهشته‌های نمکی و رسی می‌باشد. در خاک‌رخ ۴ به علت فعالیت کشاورزی با آب شیرین نمک‌های حلال‌تر از گچ شسته شده و هدایت الکتریکی پایین‌تری نشان می‌دهد. مقدار SAR و ECe خاک‌رخ ۱ بیشترین مقدار را به ترتیب به میزان ۱۶۷،۷۳ و ۷/۸ dS/m دارا می‌باشد که این نتایج با مطالعه‌ی جهان‌بازی و همکاران در دشت تبریز در سال ۹۵ که بر روی ماده مادری ماسه‌سنگ، مارن و مواد آبرفتی انجام دادند مطابقت داشت. در واقع خاک‌هایی که در نقاط پست قرار دارند شوری زیاد و بافت ریز و خاک‌هایی که در مناطق مرتفع قرار دارند شوری کم و بافت درشت دارند (ابطحی و صلحی، ۱۳۷۱). در خاک‌رخ ۱،

سلیتی، ماسه سنگ و آهک می باشد و در خاکرخ ۱۱ با ماده مادری مارن است. دامنه تغییرپذیری درصد آهک از ۱/۵ تا ۹۶ می باشد و بیشترین و کمترین مقدار به ترتیب متعلق به خاکرخ های ۵ و ۶ با ماده مادری آهک و توف و آگلومرا است. (Error! Reference source not found.)

خصوصیات فیزیکی و شیمیایی برخی از خاکرخ های مورد مطالعه می باشد.

جدول ۱. خصوصیات فیزیکی-شیمیایی برخی خاک های مورد مطالعه

افق	عمق (cm)	درصد اجزاء			هدایت الکتریکی (dS/m)	کربن آلی (%)	ظرفیت تبادل کاتیونی (meq/100g)	نسبت آهک (%)	نسبت جذب سدیم
		رس	سیلت	شن					
خاکرخ ۱، مواد مادری پهنه های نمکی و رسی، ۴۰۹۱۴۶۸ شمالی و ۶۰۴۰۷۷ شرقی									
Fine silty, mixed, superactive, mesic, Sodic Calcixerept									
Ap	۱۵-۰	۲۸	۴۳	۲۹	۷/۸۰	۱۰	۲۸/۴	۷	۱۶۷/۷
Bk1	۳۰-۱۵	۲۸	۴۴	۲۸	۵/۹۵	۹/۸	۲۷/۵	۱۶	۱۱۹/۶
Bk2	۶۵-۳۰	۲۸	۴۴	۲۸	۶/۵۰	۹/۹	۲۶/۷	۲۱	۱۴۰/۹
Bw	۹۰-۶۵	۲۶	۴۰	۳۴	۳/۵۲	۹/۶	۲۷/۵	۱۸	۸۵/۴
2Bx1	۱۱۵-۹۰	۱۲	۳۹	۴۹	۲/۷۲	۹/۳	۲۱/۷	۸	۶۹/۴
2Bx2	۱۵۰-۱۱۵	۱۸	۴۱	۴۱	۲/۴۸	۸/۶	۲۴/۲	۱۶	۳۴/۴
خاکرخ ۲، مواد مادری تناوب شیل و ماسه سنگ، ۴۰۸۹۹۶۳ شمالی و ۶۰۷۸۴۶ شرقی									
Clayey skeletal, mixed, superactive, mesic, Typic Calcixerepts									
A	۲۰-۰	۲۷	۴۳	۳۰	۰/۶۹	۷/۸	۲۵/۱	۲۳	۰/۶۵
Bw	۵۵-۲۰	۳۶	۳۷	۲۷	۰/۶۱	۷/۷	۲۵/۱	۲۶	۰/۵۹
Bk	۱۲۰-۵۵	۳۵	۴۰	۲۵	۰/۲۸	۷/۸	۲۲/۶	۳۵	۱/۱۰
خاکرخ ۳، مواد مادری تناوب دولومیت، آهک دولومیتی و سنگ آهک، ۴۰۸۷۴۶۸ شمالی و ۶۰۶۰۷۷ شرقی									
Fine loamy, mixed, superactive, mesic, Typic Haploxerepts									
A	۲۰-۰	۱۷	۴۴	۳۹	۰/۲۲	۷/۶	۲۴/۱	۲۲/۵	۰/۶۶
Bw1	۴۵-۲۰	۲۱	۳۳	۴۶	۰/۱۳	۷/۸	۱۸/۰	۱۲	۱/۳
Bw2	۱۰۰-۴۵	۲۲	۳۳	۴۵	-	۷/۹	۱۸/۰	-	۱۲/۵
Bw3	۱۳۵-۱۰۰	۱۸	۲۵	۵۷	۲/۲۰	۷/۷	۱۵/۴	۱۶	۰/۷۹
By	۱۶۰-۱۳۵	۱۲	۴۱	۴۷	۰/۶۵	۸/۰	-	۲۹/۵	۱/۴۱
خاکرخ ۴، مواد مادری پهنه های نمکی و رسی، ۴۰۸۵۶۸ شمالی و ۵۹۱۰۷۷ شرقی									
Fine, mixed, active, mesic, Typic Haploxerepts									
Ap	۲۵-۰	۴۲	۴۴	۱۴	۱/۴۶	۸/۱	۲۵/۸	۵/۵	۱۴/۸
Bk	۴۵-۲۵	۶۰	۳۵	۵	۱/۴۵	۸/۰	۳۶/۸	۸	۱۴/۶
Bw1	۷۰-۴۵	۵۴	۴۵	۱	۱/۱۴	۸/۴	۳۳/۴	۱۲/۵	۲۱/۳
Bw2	۹۰-۷۰	۴۸	۴۴	۸	۱/۰۲	۸/۵	۲۵/۰	۱۴	۳۳/۵
Bw3	۱۵۰-۹۰	۴۲	۵۳	۵	-	۸/۵	۲۲/۵	۲۱/۵	-
Bw4	۱۷۵-۱۵۰	۳۸	۶۰	۲	۱/۲۲	۸/۲	۲۵/۹	۱۸/۵	۲۳/۸
Bw5	۲۰۰-۱۷۵	۳۰	۶۰	۱۰	۱/۲۰	۸/۲	۱۸/۳	۱۸/۵	۱۹/۸
خاکرخ ۵، مواد مادری تناوب آهک، آهک مارنی و مارن، ۴۰۷۹۷۴۱ شمالی و ۵۹۶۰۱۶ شرقی									
Loamy skeletal, carbonatic, active, mesic, Typic Xerorthents									
Ap	۲۵-۰	۲۲	۴۱	۳۷	۰/۱۳	۷/۹	۱۶/۶	۶۰/۵	۰/۸۹
C1	۵۰-۲۵	۲۰	۳۲	۴۸	۰/۰۸	۸/۰	۱۰/۸	۸۳	۰/۷۰
C2	۱۰۰-۵۰	۱۲	۳۳	۵۵	-	۸/۱	۵/۷	۹۶	-

ادامه ی جدول ۱. خصوصیات فیزیکی - شیمیایی برخی خاک های مورد مطالعه											
افق	عمق (cm)	درصد اجزاء			هدایت الکتریکی (dS/m)	اسیدیته	کربن	ظرفیت تبادل کاتیونی (meq/100g)	آهک (%)	نسبت جذب سدیم	C3
		رس	سیلت	شن							
خاکرخ ۶، مواد مادری توف، آگلومرا و سنگ های آذر آواری، ۴۰۶۵۴۶۸ شمالی و ۵۹۰۰۷۷ شرقی											
Loamy skeletal over sandy skeletal, mixed, superactive, mesic, Typic Haploxerepts											
A	۲۰-۰	۱۹	۳۲	۴۹	L	۷/۵	۱/۴۶	۱۰/۸	۱/۵	۰/۶۷	
Bw	۴۲-۲۰	۲۴	۲۷	۴۹	Sacl	۷/۶	۰/۷۸	۲۵/۰	۳	۰/۸۸	
C1	۴۲-۸۵	۱۸	۲۹	۵۳	Sal	۷/۹	۰/۶۴	۲۶/۷	۱۸	۱/۰۸	
2C2	۸۵-۱۵۰	۶	۱۲	۸۲	Ls	۸/۲	۰/۱۱	-	۱۲	۱/۴۲	
خاکرخ ۷، مواد مادری تراکیت، تراکی آندزیت و آندزیت، ۴۰۶۲۳۸۰ شمالی و ۵۹۷۰۷۳ شرقی											
Loamy skeletal, mixed, superactive, mesic, Typic Haploxerepts											
Ap	۰-۱۵	۲۲	۳۴	۴۴	L	۷/۶	۰/۷۸	۲۷/۵	۱۹/۵	۰/۹۱	
Bw	۱۵-۳۲	۳۰	۳۸	۳۲	CL	۷/۷	۰/۴۰	۲۵/۹	۳۴/۵	۱/۰۶	
Cr	۳۲-۶۰	۲۰	۲۹	۵۱	L	۷/۷	۰/۳۱	۲۸/۴	۳۷/۵	۰/۶۷	
R	>۶۰	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
خاکرخ ۸، مواد مادری تناوب شیل های اسلیتی، ماسه سنگ به همراه سنگ آهک، ۴۰۶۲۴۶۸ شمالی و ۵۹۴۰۷۷ شرقی											
Loamy skeletal over Sandy skeletal, mixed, superactive, mesic, Typic Haploxerepts											
Ap	۰-۲۰	۲۲	۲۹	۴۹	L	۷/۷	۰/۷۹	۳۴/۳	۱۲	۰/۷۷	
Bw	۲۰-۳۵	۲۶	۲۵	۴۹	SCL	۷/۷	۰/۵۴	۳۳/۴	۱۳/۵	۰/۷۳	
C1	۳۵-۶۰	۲۶	۲۳	۵۱	SCL	۷/۶	۰/۳۷	۳۴/۳	۱۹/۵	۰/۸۱	
C2	۶۰-۱۵۰	۶	۸	۸۶	Lsa	۷/۷	۰/۲۳	-	۲۱/۵	-	
خاکرخ ۹، مواد مادری تناوب آهک، آهک مارنی و مارن، ۴۰۵۵۴۶۸ شمالی و ۶۰۲۰۷۷ شرقی											
Fine, carbonatic, active, mesic, Typic Haploxerepts											
Ap	۰-۱۸	۴۲	۴۵	۱۳	SC	۷/۵	۰/۹۹	۲۷/۶	۳۷/۵	۱/۲۷	
Bw1	۱۸-۳۵	۴۴	۴۵	۱۱	SC	۷/۶	۰/۹۵	۲۸/۴	۳۷/۵	۱/۵۱	
Bw2	۳۵-۶۰	۵۰	۴۱	۹	SC	۷/۶	۰/۵۶	۲۸/۴	۴۳/۵	۱/۷۴	
Bw3	۶۰-۸۰	۵۰	۴۰	۸	SC	۷/۶	۰/۳۹	۲۷/۶	۵۲/۵	-	
Bw4	۸۰-۱۰۰	۵۴	۴۲	۴	SC	۷/۶	۰/۲۵	۳۰/۲	۵۹	۱/۷۱	
CB	۱۰۰-۱۲۵	۵۰	۴۷	۳	SC	۷/۷	۰/۲۷	۳۰/۲	۵۵/۵	۱/۴۳	
Cr	۱۲۵-۱۵۰	۴۶	۴۷	۷	SC	۷/۹	۰/۱۹	۲۷/۶	۵۶	۱/۴	
خاکرخ ۱۰، مواد مادری بازالت، ۴۰۵۵۴۶۸ شمالی و ۵۹۳۰۷۷ شرقی											
Fine, Carbonatic, active, mesic, Typic Calcixerepts											
Ap	۰-۲۰	۲۷	۵۱	۲۱	SCL	۷/۶	۱/۴۴	۳۳/۷	۳۴	۰/۴۷	
Bw1	۲۰-۳۵	۳۴	۴۱	۲۵	CI	۷/۷	۱/۰۹	۳۱/۹	۳۴	۱/۰۶	
Bw2	۳۵-۵۵	۴۲	۴۵	۱۳	SC	۷/۷	۰/۷۲	۳۰/۲	۳۵/۵	۱/۲۷	
Bk	۵۵-۹۸	۴۲	۴۵	۱۳	SC	۷/۸	۰/۳۹	۳۱/۱	۴۰	۱/۱۶	
Bw	۹۸-۱۲۰	۲۷	۵۱	۲۱	SCL	۷/۶	۱/۴۴	۳۳/۷	۳۴	۰/۴۷	
2Bw	۱۲۰-۱۸۰	۳۴	۴۱	۲۵	CI	۷/۷	۱/۰۹	۳۱/۹	۳۴	۱/۰۶	

ادامه ی جدول ۱. خصوصیات فیزیکی- شیمیایی برخی خاک‌های مورد مطالعه

نسبت جذب سدیم	آهک (%)	ظرفیت تبادل کاتیونی (meq/100g)	کربن آلی %	اسیدیته	هدایت الکتریکی (dS/m)	بافت	درصد اجزاء			عمق (cm)	افق
							رس	سیلت	شن		
خاکرخ ۱۱، مواد مادری مارن، ۴۰۴۹۴۶۸ شمالی و ۶۰۶۰۷۷ شرقی											
Fine, mixed, active, mesic, Typic Haploxerepts											
۱/۲۶	۲۶	۳۰/۱	۰/۷۹	۷/۷	۰/۲۲	SC	۹	۵۱	۴۰	۰-۲۲	Ap
۰/۷۷	۲۷	۳۰/۹	۰/۶۲	۷/۶	۰/۱۷	SC	۶	۴۳	۵۱	۲۲-۵۰	Bw1
۰/۸۵	۳۴	۲۵/۰	۰/۴۴	۷/۷	۰/۲۰	C	۷	۳۹	۵۴	۵۰-۶۵	Bw2
۱/۳۴	۳۸	۲۷/۵	۰/۳۷	۸/۱	۰/۱۷	C	۶	۳۹	۵۵	۶۵-۱۰۰	Bt
۰/۷۸	۴۲/۵	۲۵/۹	۰/۳۱	۷/۷	۰/۴۶	C	۵	۳۹	۵۶	۱۰۰-۱۲۲	Bw3
۰/۹۱	۵۹/۵	۱۹/۲	۰/۳۳	۸/۰	۰/۱۵	SC	۰	۴۶	۵۴	۱۲۲-۱۴۵	B/C
۱/۱۷	۷۷/۵	۱۲/۵	۰/۲۳	۷/۸	۰/۱۴	SC	۱۲	۴۴	۴۴	۱۴۵-۱۷۰	Cr
خاکرخ ۱۲، مواد مادری سنگ آهک خاکستری ریز بلور، ۴۰۴۷۴۶۸ شمالی و ۶۱۷۰۷۷ شرقی											
Fine, mixed, superactive, mesic, Typic Haploxerepts											
۰/۴۷	۳۴	۳۳/۷	۱/۴۴	۷/۶	۰/۲۶	SCL	۲۱	۵۱	۲۷	۰-۲۵	Ap
۱/۰۶	۳۴	۳۱/۹	۱/۰۹	۷/۷	۰/۲۰	CI	۲۵	۴۱	۳۴	۲۵-۴۵	Bw1
۱/۲۷	۳۵/۵	۳۰/۲	۰/۷۲	۷/۷	۰/۱۸	SC	۱۳	۴۵	۴۲	۴۵-۸۰	Bw2
۱/۱۶	۴۰	۳۱/۱	۰/۳۹	۷/۸	۰/۲۳	SC	۱۳	۴۵	۴۲	۸۰-۱۱۰	Bw3
۱/۰۲	۳۹	۲۸/۴	۰/۳۵	۷/۸	۰/۲۷	SC	۱۸	۴۴	۳۸	۱۱۰-۱۳۵	Bt1
۰/۹۴	۴۰	۲۷/۶	۰/۲۹	۷/۸	۰/۲۶	SC	۱۸	۴۴	۳۸	۱۳۵-۱۶۰	Bt2
خاکرخ ۱۳، مواد مادری ماسه سنگ، شیل و سیلت سنگ، ۴۰۴۶۴۶۸ شمالی و ۶۱۹۰۷۷ شرقی											
Fine, carbonatic, active, mesic, Typic Haploxerepts											
۱/۲۶	۲۶	۳۰/۱	۰/۷۹	۷/۷	۰/۲۲	SC	۹	۵۱	۴۰	۰-۲۲	Ap
۰/۷۷	۲۷	۳۰/۹	۰/۶۲	۷/۶	۰/۱۷	SC	۶	۴۳	۵۱	۲۲-۵۰	Bw1
۰/۸۵	۳۴	۲۵/۰	۰/۴۴	۷/۷	۰/۲۰	C	۷	۳۹	۵۴	۵۰-۶۵	Bw2
۱/۳۴	۳۸	۲۷/۵	۰/۳۷	۸/۱	۰/۱۷	C	۶	۳۹	۵۵	۶۵-۱۰۰	Bw3
۰/۷۸	۴۲/۵	۲۵/۹	۰/۳۱	۷/۷	۰/۴۶	C	۵	۳۹	۵۶	۱۰۰-۱۲۲	Bw4
۰/۸۸	۶۳/۵	۱۹/۸	۰/۲۵	۸/۲	۰/۱۲	SC	۵	۵۳	۴۲	۱۲۰-۱۵۵	Bt
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	>۱۵۵	R

کانی شناسی بخش رس خاک

نتایج نیمه کمی مطالعات شناسایی کانی‌های رسی در (جدول ۲) نشان داده شده است، نتایج این تحقیق نشان داد که مواد مادری متفاوت، تغییر زیادی در خصوصیات فیزیکوشیمیایی، تنوع کانی‌ها و مخصوصاً مقدار نسبی کانی‌های خاک در این منطقه داشته است. با توجه به محدودیت صفحات مقاله، دیفراکتوگرام برخی از خاکرها در (شکل ۲) نشان داده شده است.

ماده مادری شیل و ماسه سنگ

در نتایج دیفراکتوگرام همه افق‌های خاکرخ ۲ با ماده مادری شیل و ماسه سنگ، وجود پیک قوی ۱۴ آنگسترومی در تیمار منیزیم و جابه‌جایی آن به ۱۸ آنگستروم بعد از اشباع با گلیسرول نشان‌دهنده وجود اسمکتیت در این خاکرخ می‌باشد. با توجه به (جدول ۲)، مقدار این کانی در افق‌های B نسبت به سنگ بستر زیرین بیشتر می‌باشد. بنابراین بخشی از این کانی پدورژنیک خاک

اسمکتیت بیشتر است که این امر می‌تواند به دلیل جذب یون‌های پتاسیم تجمع یافته در خاک سطحی توسط کانی-هایی مانند ورمیکولیت و حتی کانی‌های انبساط پذیر و تبدیل آن‌ها به ایلایت باشد (جدول ۲). حضور ایلایت (میکا) در افق‌های مختلف خاک علاوه بر منشأ توارث به علت فرایندهای ثانویه مانند جابه‌جایی عناصر قلیایی توسط فعالیت گیاهی نیز می‌باشد. پتاسیم یک عنصر ضروری برای گیاه بوده و در بیش‌تر گیاهان به مقدار نسبتاً زیادی ذخیره می‌شود. استخراج این عنصر از اعماق خاک به وسیله ریشه گیاهان و برگشت آن به سطح خاک، جایی که تمرکز ریشه گیاهی بالاست، منجر به غنی شدن این عنصر در لایه‌های سطحی خاک می‌شود. (Nael et al, 2014)، (Schenk & Jackson, 2002). تحقیقات بر روی خاک‌های تراروزا در مدیترانه نیز تشکیل ایلایت و اسمکتیت را به علت حضور پتاسیم نشان داد (Sandler et al, 2015).

پالیکورسکایت به جز افق سطحی، در بقیه افق‌ها دیده شد. عدم حضور این کانی در سطح خاک را می‌توان به دلایل مختلف از جمله تغییر شکل آن به کانی‌های دیگر نسبت داد. در آنالیز XRD نمونه‌های سنگ موجود در لایه-های C و R این خاکرخ، پیک پالیکورسکایت مانند لایه‌ی سنگ بستر (R) خاکرخ شماره‌ی ۱۳ (شکل ۲، الف) مشاهده گردید. حضور این کانی در ماده مادری نشان می‌دهد که حداقل بخشی از وجود این کانی در خاک، منشاء توارثی داشته دارد.

می‌باشد و از تغییر شکل ساده یا متغیر تشکیل شده است (Fanning, 1989). همچنین حضور همزمان این کانی در سنگ بسترو افق‌های پدورژنیک، نشان از به ارث رسیدن از ماده مادری می‌باشد. به منظور تفکیک رس‌های مونت-موریونیت و کلریت معمولاً به نمونه‌های اشباع شده با منیزیم، اتیلن‌گلیکول اضافه می‌کنند که باعث انبساط لایه-های مونت‌موریونیت شده و پیک ۱۴ انگستروم به سمت ۱۸ انگستروم افزایش می‌یابد در حالی که رس کلریت بدون تغییر باقی می‌ماند. مقدار نسبی کلریت در این خاکرخ در افق‌های Bw و Bk نسبت به افق‌های سطحی و سنگ بستر بیشتر است (جدول ۲). در افق سطحی این خاکرخ در تیمار پتاسیم از شدت پیک ۱۴ کاسته شده و مقداری بر شدت پیک ۱۰ انگستروم اضافه شده که نشان‌دهنده کانی ورمی‌کولیت است. در بقیه افق‌ها کانی ورمی‌کولیت مشاهده نشد. حضور ورمی‌کولیت در سطح خاک می‌تواند حاصل از هوازادگی بیشتر در سطح و تغییر شکل کانی‌هایی مانند ایلایت (میکا) به ورمیکولیت باشد. در همه افق‌های این خاکرخ، کانی کائولینیت مشاهده شد. بنابراین با توجه با اقلیم منطقه مورد مطالعه (نیمه خشک) و همچنین حضور کائولینیت در نمونه سنگ بستر می‌توان گفت که کائولینیت موجود در خاک‌های تشکیل شده بر روی این ماده مادری، توارثی است. کانی ایلایت در همه افق‌های خاکرخ حضور داشت. میزان نسبی ایلایت در افق سطحی نسبت به کانی‌های انبساط پذیر ورمیکولیت و

جدول ۲. نتایج نیمه کمی مطالعات شناسایی کانی‌های رسی برخی از خاک‌های مورد مطالعه به وسیله پراش اشعه ایکس می‌باشد

شماره خاکرخ	عمق	افق	اسمکتیت	ایلایت (میکا)	ورمی-کولیت	کائولینیت	کلریت	پالیکورسکایت
خاکرخ ۲، مواد مادری تناوب شیل و ماسه سنگ، ۴۰۸۹۹۶۳ شمالی و ۶۰۷۸۴۶ شرقی								
Clayey skeletal, mixed, superactive, mesic, Typic Calcixerepts								
	۲۰-۰	A	**	*****	**	****	*	-
	۵۵-۲۰	Bw	***	*****	-	****	***	*
۲	۱۲۰-۵۵	Bk	***	*****	-	****	***	*
	>۱۲۰	R	**	*****	-	****	*	**

شماره خاکرخ	عمق	افق	اسمکتیت	ایلات (میکا)	ورمی - کولیت	کائولینیت	کلریت	پالیگورسکایت
خاکرخ ۳، تناوب دولومیت، آهک دولومیتی و سنگ آهک، ۶۰۶۰۷۷ شرقی و ۴۰۸۷۴۶۸ شمالی								
Fine loamy, mixed, superactive, mesic, Typic Haploxerepts								
۳	۲۰-۰	A	*	*****	-	***	**	-
	۴۵-۲۰	Bw1	*	*****	-	*****	**	
	۱۰۰-۴۵	Bw2	*	***	-	*****	**	
	۱۳۵-۱۰۰	Bw3	*	***	-	*****	**	
	۱۶۰-۱۳۵	By	**	***	-	*****	*	
	>۱۶۰	R	**	***	-	***	*	
خاکرخ ۵، مواد مادری تناوب آهک، آهک مارنی و مارن، ۴۰۷۹۷۴۱ شمالی و ۵۹۶۰۱۶ شرقی								
Loamy skeletal, carbonatic, active, mesic, Typic Xerorthents								
۵	۲۵-۰	Ap	*****	*****	***	*****	**	*
	۵۰-۲۵	C1	*****	*****	***	*****	**	*
	۱۰۰-۵۰	C2	*****	*****	*****	***	**	*
	۱۵۰-۱۰۰	C3	*****	*****	*****	***	**	*
خاکرخ ۸، مواد مادری تناوب شیل‌های اسلیتی، ماسه سنگ به همراه سنگ آهک، ۴۰۶۲۴۶۸ شمالی و ۵۹۴۰۷۷ شرقی								
Loamy skeletal over Sandy skeletal, mixed, superactive, mesic, Typic Haploxerepts								
۸	۲۰-۰	Ap	*****	*	-	*****	***	**
	۳۵-۲۰	Bw	*****	**	-	***	*****	*
	۶۰-۳۵	C1	*****	**	-	***	*****	*
	۱۵۰-۶۰	C2	*****	**	-	*****	*****	*
	>۶۰	R	***	**	-	*****	*****	*
خاکرخ ۹، مواد مادری تناوب آهک، آهک مارنی و مارن، ۴۰۵۵۴۶۸ شمالی و ۶۰۲۰۷۷ شرقی								
Fine, carbonatic, active, mesic, Typic Haploxerepts								
۹	۱۸-۰	Ap	***	*****	**	*****	*****	*
	۳۵-۱۸	Bw1	***	*****	*****	*****	**	
	۶۰-۳۵	Bw2	***	*****	*****	*****	**	
	۸۰-۶۰	Bw3	*****	*****	***	*****	**	
	۱۰۰-۸۰	Bw4	*****	*****	*****	***	**	
	۱۲۵-۱۰۰	CB	*****	*****	*****	***	**	
	۱۵۵-۱۲۵	Cr	*****	*****	*****	**	***	
	>۱۵۵	R	*****	*****	*****	**	***	
خاکرخ ۱۱، مواد مادری مارن، ۴۰۴۹۴۶۸ شمالی و ۶۰۶۰۷۷ شرقی								
Fine, mixed, active, mesic, Typic Haploxerepts								
۱۱	۲۲-۰	Ap	*	*****	**	*****	***	-
	۵۰-۲۲	Bw1	*	*****	**	*****	***	-
	۶۵-۵۰	Bw2	*****	*****	**	*****	***	*
	۱۰۰-۶۵	Bw3	**	***	*****	*****	***	*
	۱۲۲-۱۰۰	Bw4	***	*****	**	*****	*****	*
	۱۴۵-۱۲۲	B/C	***	*****	*****	**	***	*
	۱۷۰-۱۴۵	Cr	*****	*****	*****	**	***	**

شماره خاکرخ	عمق	افق	اسمکتیت	ایلات (میکا)	ورمی- کولیت	کائولینیت	کلریت	پالیگورسکایت
خاکرخ ۱۲، مواد مادری سنگ آهک خاکستری ریز بلور، ۴۰۴۷۴۶۸ شمالی و ۶۱۷۰۷۷ شرقی								
Fine, mixed, superactive, mesic, Typic Haploxerepts								
	۲۵-۰	Ap	*	***	-	****	**	-
	۴۵-۲۲	Bw1	*	***	-	**	****	-
	۸۰-۴۵	Bw2	*	***	-	**	****	-
۱۲	۱۱۰-۸۰	Bw3	*	****	-	**	***	-
	۱۳۵-۱۱۰	Bt1	*	***	-	****	**	-
	۱۶۰-۱۳۵	Bt2	**	***	-	****	***	-
	>۱۶۰	R	**	***	-	****	***	-
خاکرخ ۱۳، مواد مادری ماسه سنگ، شیل و سیلت سنگ، ۴۰۴۶۴۶۸ شمالی و ۶۱۹۰۷۷ شرقی								
Fine, carbonatic, active, mesic, Typic Haploxerepts								
	۲۵-۰	Ap	****	*	**	*****	***	*
	۵۲-۲۵	Bw1	*	**	***	*****	****	*
۱۳	۸۰-۵۲	Bw2	**	*	****	*****	*****	*
	۱۲۰-۸۰	Bw3	***	*****	**	*****	*	****
	۱۵۵-۱۲۰	Bt	***	*****	**	***	*	*****
	>۱۵۵	R	*	****	***	*****	****	**

ماده مادری تناوب دولومیت، آهک دولومیتی و سنگ آهک

در سنگ بستر و افق‌های خاکرخ ۳ کانی‌های ایلات (میکا)، اسمکتیت، کائولینیت و کلریت دیده شد. حضور همزمان کانی‌های کائولینیت و کلریت در ماده مادری و افق‌ها و همچنین مساعد نبودن شرایط اقلیمی حاکم بر منطقه برای تشکیل آنها، نشان‌دهنده توارثی بودن کانی‌های مذکور می‌باشد. فراوانترین کانی در این خاکرخ کانی ایلات (میکا) بود که مقدار نسبی آن در سطح، نسبت به کانی اسمکتیت بیشتر می‌باشد (جدول ۲). به علت کاربری مرتع و وجود کنگر فرنگی که خود منبع غنی از پتاسیم می‌باشد. احتمال تشکیل این کانی در سطح خاک وجود دارد. پتاسیم این گیاه از ۳۰۰-۵۰۰ میلی‌گرم بر ۱۰۰ گرم وزن تر می‌باشد (Petropoulos, et al., 2018). اضافه شدن بقایای این گیاه می‌تواند میزان پتاسیم خاک را افزایش داده و باعث افزایش میزان میکا در سطح خاک شود. کلریت از سطح به عمق روند کاهشی داشت. کانی اسمکتیت روند افزایشی با عمق نشان داد که نشان‌دهنده منشأ توارثی آن در این خاکرخ می‌باشد.

ماده مادری آهک، آهک مارنی و مارن

دو خاکرخ ۵ و ۹ با ماده مادری آهک، در تپه‌های با شیب شمالی و دارای زهکشی خوب و شرایط مرطوب قرار دارند و دارای کاربری زراعی گندم و چغندر قند می‌باشد. خاکرخ ۵ یک اتی سول است با ماده مادری آهک که دارای افق‌های Ap، C1، C2 و C3 می‌باشد. کانی‌های ایلات، کائولینیت، اسمکتیت، ورمی‌کولیت، کلریت و پالیگورسکایت مشاهده شد. کانی غالب این خاکرخ، اسمکتیت‌ها هستند که در افق C3 بیشترین مقدار آن مشاهده شد. مقدار نسبی پالیگورسکایت و کلریت با عمق تغییری نداشت ولی مقدار نسبی ورمی‌کولیت در سطح این خاک‌رخ نسبت به عمق بیشتر است که این میزان می‌تواند به دلیل تبدیل ایلات به ورمیکولیت به علت مساعد بودن شرایط برای تغییر باشد.

جدول ۲ و نتایج دیفرانکتوگرام، حضور کانی اسمکتیت را در خاکرخ ۹ نشان می‌دهد. با توجه به حضور اسمکتیت در سنگ بستر این خاک، بخشی از این کانی به ارث رسیده از ماده مادری می‌باشد. گزارش‌های زیادی

ماده مادری سنگ آهک خاکستری ریز بلور

خاکرخ ۱۲ بر روی سنگ مادر آهک خاکستری ریزبلور قرار گرفته است. کانی‌شناسی افق‌های این خاکرخ تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند. ترکیب کانی‌شناسی در تمام افق‌ها یکسان است تنها اختلاف در مقدار نسبی این کانی‌ها می‌باشد. کانی غالب این خاکرخ ایلات (میکا) می‌باشد که بیشترین مقدار را در افق Bw3 نشان داد. مطالعات قبلی نیز حاکی از غالب بودن کانی ایلات در خاک‌های آهکی می‌باشد (Grim, 1962). مقدار کلریت در دو افق Bw1 و Bw2 نسبت به سایر افق‌ها بیشتر بود. در این خاکرخ کانی پالیگورسکایت مشاهده نشد. با توجه به عدم مشاهده‌ی این کانی در لایه سنگ بستر (R) این خاکرخ، می‌توان عدم وجود کانی پالیگورسکایت در این خاکرخ را به همین موضوع نسبت داد. ضمن اینکه شرایط ژئوشیمیایی محلول خاک برای نوتشکیلی پالیگورسکایت یا تشکیل پدوژنیک آن هم در این خاک، مناسب نبوده است.

ماده مادری تناوب ماسه‌سنگ، شیل و سیلت

شکل شماره ۲ (الف تا ی) دیفرآکتوگرام‌های افق‌های خاکرخ ۱۳ با ماده مادری تناوب ماسه سنگ، شیل و سیلت سنگ را نشان می‌دهد. کانی‌های موجود در لایه ی سنگ بستر (R) این خاک شامل؛ کائولینیت، کلریت، ورمیکولیت، اسمکتایت و پالیگورسکایت می‌باشند (شکل ۲، الف). در افق سطحی Ap وجود پیک قوی ۱۴ آنگسترومی در تیمار منیزیم و سپس جابه‌جایی آن به ۱۸ آنگستروم بعد از اشباع با اتیلن‌گلیکول، وجود کانی اسمکتیت را تایید می‌کند. در این خاکرخ میزان اسمکتیت در افق‌های Bw3 و Bt نسبت به افق R، کمی بیشتر است که از مهم‌ترین دلایل آن می‌توان به تشکیل پدوژنیک این کانی به صورت نوتشکیلی یا تغییر شکل ساده و همچنین انتقال بخشی از رس ریز از افق‌های بالایی در داخل این افق‌ها، اشاره کرد. انتقال ذرات رس ریز از افق‌های فوقانی

مبنی بر به ارث رسیدن اسمکتیت در اینسپتی‌سول‌ها وجود دارد (Islam & Lotse, 1986). با توجه به افزایش مقدار اسمکتیت در افق‌های Bw3 و Bw4 (جدول ۲) و عدم مشاهده‌ی پوسته‌ی رسی در آنها، می‌توان بخشی از اسمکتیت موجود در خاک را حاصل تغییر شکل کانی‌های دیگر به اسمکتیت (simple transformation) و حتی پدیده‌ی نوتشکیلی (Neoformation)، دانست. عواملی همچون توپوگرافی منطقه، زهکشی ضعیف و سرشار بودن مواد مادری از کاتیون بازی، منجر به غلظت بالای کاتیون‌های بازی و ایجاد شرایط مناسب شیمیایی، pH بالا، فعالیت زیاد سیلیکات‌ها و در نتیجه فراهم نمودن شرایط مناسب برای تشکیل اسمکتیت‌ها می‌گردد (Borchardt, 1989). در مناطقی که زهکشی مناسب دارند کانی اسمکتیت از تغییر شکل کانی‌هایی همچون ایلات تشکیل می‌شود. همچنین در سطح خاک شرایط هوادیدگی مساعد بوده و شرایط تبدیل کانی‌های ایلات و کلریت به اسمکتیت وجود دارد. تشکیل اسمکتیت از هوادیدگی کلریت با اکسید شدن آهن دو ظرفیتی و خروج آهن و منیزیم و یا هیدروکسیل از بین لایه‌های کلریت صورت می‌گیرد (Mehra & Jackson, 1960). بنابراین منشأ اسمکتیت علاوه بر توارث می‌تواند پدوژنیک نیز می‌باشد (نیستانی و فرپور ۲۰۱۴) و (سنجری و برومند ۱۳۹۳).

در خاک‌های با رژیم رطوبتی اریدیک، یوستیک و زریک، ایلات وجود دارد ولی در رژیم‌های رطوبتی مرطوب‌تر به علت شدت هوادیدگی بالاتر ایلات نمی‌تواند حضور داشته باشد. همانطور که در خاکرخ ۲ توضیح داده شد، ایلات علاوه بر منشأ توارث، در افق‌های سطحی خاک‌های مناطق خشک به صورت پدوژنیک نیز تشکیل می‌شود (نتلتون و همکاران ۱۹۷۳). ایلات و کلریت می‌توانند در اثر هوا دیدگی و واکنش‌های تغییر و تبدیل به کانی‌های انبساط پذیر مختلط و اسمکتیت تبدیل شوند (معاذالهی و فرپور، ۲۰۱۲).

خاکرخ، امکان پذیر می باشد. از دیگر کانی‌های موجود در سنگ بستر و افق‌ها، کانی کائولینیت می‌باشد. علاوه بر کانی‌های ذکر شده، مقداری کانی ایلیت نیز وجود دارد. ایلیت علاوه بر پیک ۱۰ آنگستروم، دارای پیک‌های ۵ و ۳/۳ آنگستروم به ترتیب مربوط به رده‌های دوم (۰۰۲) و سوم (۰۰۳) ایلیت می‌باشند. پیک‌های محدوده ۱۳-۱۲ آنگستروم در تیمار 550°C -K نشان‌دهنده رده دوم کانی-های مختلط ایلیت- اسمکتیت یا ایلیت- ورمیکولیت هستند.

دیفراکتوگرام افق‌های Bw1 و Bw2 تقریباً مشابه با افق سطحی می‌باشد با این تفاوت که در افق Bw1 مقداری از شدت پیک ۱۰ و ۷ در همه تیمارها و پیک ۱۸ در تیماراتیلن گلیکول کاسته شده و در تیمار پتاسیم، پیک ۱۴ تغییر زیادی نداشته ولی از شدت آن در تیمار پتاسیم و حرارت کاسته شده است. در افق Bw3 پیک‌ها از تقارن بیشتری برخوردار هستند؛ و در افق Bt بر شدت پیک ۱۰ نسبت به بقیه افق‌ها افزوده شده است این افق مقدار بیشتری از کانی ایلیت (میکا) را نسبت به سایر افق‌ها نشان می‌دهد. حضور پالیگورسکایت در این افق قابل تشخیص است. شدت پیک ۱۸ آنگستروم در تیمار اتیلن گلیکول نسبت به بقیه افق‌ها بیشتر شده است. ضمن اینکه از شدت پیک ۱۴ آنگستروم کاسته شده و بر شدت پیک ۱۰ آنگستروم افزوده شده که موید حضور ورمی‌کولیت می‌باشد. بررسی دیفراکتوگرام سنگ مادر این خاکرخ (شکل ۲، الف)، پیک بسیار قوی در رده ۷ آنگستروم در تیمار منیزیم، منیزیم اتیلن گلیکول و پتاسیم را نشان می‌دهد که پس از تیمار با حرارت و پتاسیم از بین رفته است، این تغییر نشان‌دهنده حضور کانی کائولینیت می‌باشد. شرایط اسیدی، فعالیت متوسط سیلیسیم و اندک بودن کاتیون‌های قلیایی برای نوتشکلی کائولینیت از محلول خاک ضروری است و با توجه به اینکه این کانی در شرایط آب و هوای گرم و مرطوب حاره (استوایی) به صورت پدوژنیک تشکیل می‌شود (Khormali et al., 2003).

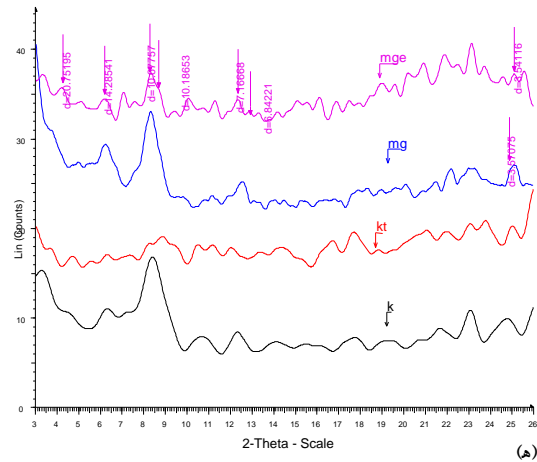
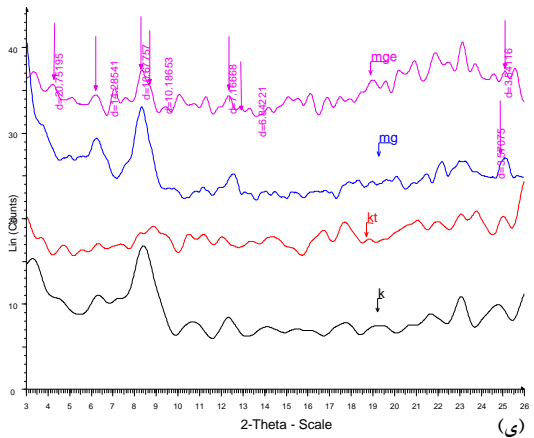
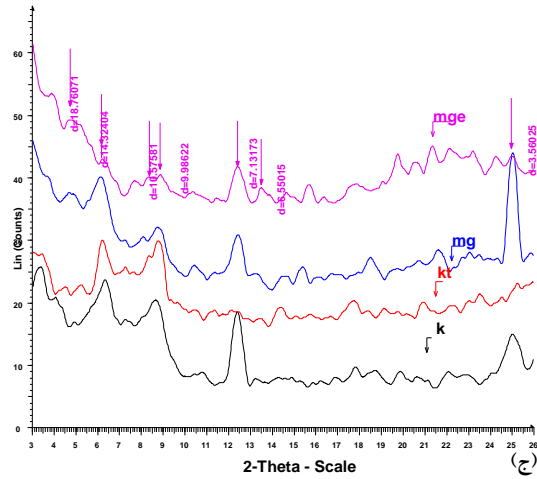
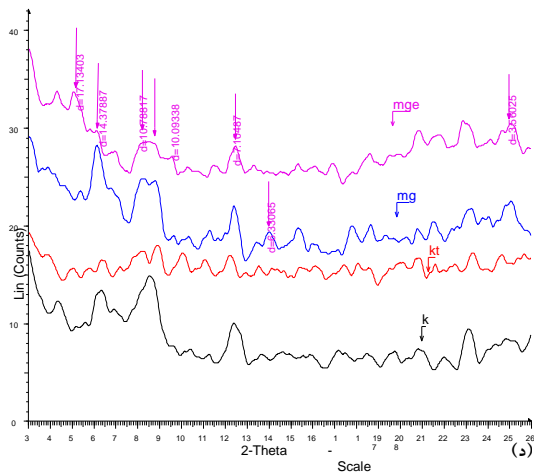
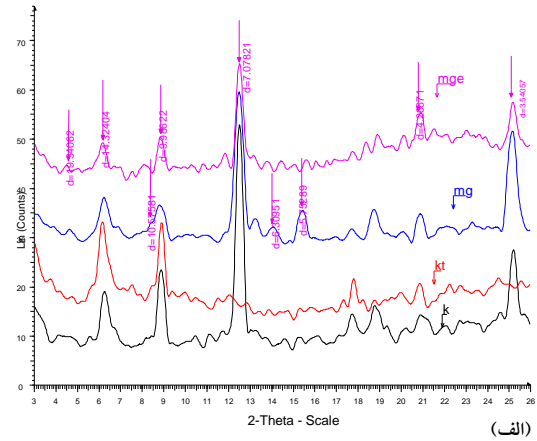
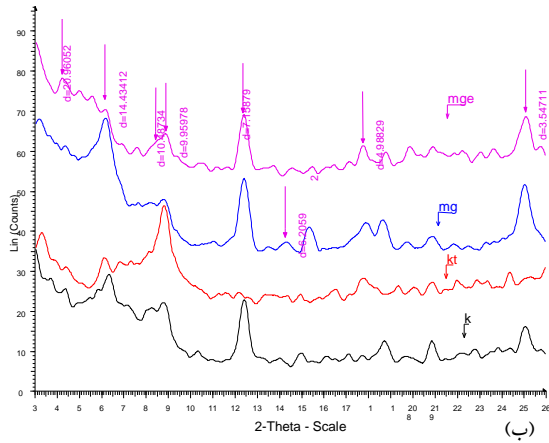
به صورت پوسته‌های رسی، مخصوصاً در افق Bt در مطالعات صحرایی مشاهده گردید. به همین دلیل افق Bt به علت دارا بودن شواهد تجمع رس‌های سیلیکاتی، پسوند t را کسب ولی به علت دارا نبودن شرایط کمی مقدار رس، نسبت به افق یا افق‌های الویال، شرایط افق آرچلیک را ندارد. بنابراین با توجه به حضور هر چند کم کانی اسمکتیت در ماده مادری این خاکرخ، می‌توان گفت که بخشی از آن، به ارث رسیده از ماده مادری باشد. ضمن اینکه مطالعه ی نیمه کمی کانی اسمکتیت نشان می‌دهد (جدول ۲) که بخشی از آن نیز می‌تواند ناشی از فرایند پدوژنیک (خاکزاد) باشد. تغییر شکل ساده کانی‌هایی مانند کلریت و ایلیت به اسمکتیت توسط بسیاری از محققین گزارش شده است.

همچنین حضور پیک ۱۴ آنگستروم در تیمار منیزیم موید حضور ورمی‌کولیت و کلریت می‌باشد. تیمار پتاسیم وجود کانی ورمی‌کولیت را اثبات می‌کند. در تیمار پتاسیم از شدت پیک ۱۴ کاسته شده و مقداری بر شدت پیک ۱۰ آنگستروم اضافه شده که نشان‌دهنده کانی ورمی‌کولیت است. در خاک‌ها هوا دیدگی میکا بیشترین منشأ وجود ورمی‌کولیت می‌باشد. شواهدی از هوا دیدگی کلریت و تبدیل آن به ورمی‌کولیت و نیز تبدیل پیروکسن به ورمی‌کولیت نیز وجود دارد (Wilson, 1999). همچنین باقی ماندن پیک ۱۴ آنگستروم در تیمار منیزیم و منیزیم گلیسرول و پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه نشان‌دهنده کانی کلریت در این افق می‌باشد. در شرایط خشک و نیمه-خشک که هوا دیدگی فیزیکی بارزتر است، در صورت وجود پتاسیم و منیزیم در مواد مادری خاک، ایلیت و کلریت به وجود می‌آید. همچنین دیفراکتوگرام‌ها حضور کانی پالیگورسکایت را نشان می‌دهند که در همه افق‌های این خاکرخ دیده شد. بنابراین علیرغم اثبات به ارث رسیدن پالیگورسکایت، به علت مشاهده ی آن در برخی سنگ‌های بستر، احتمال تشکیل پدوژنیک (خاکزاد) آن نیز به علت افزایش مقدار نسبی آن در برخی افق‌های

خاک‌های منطقه مورد مطالعه نسبت به خاک‌های مناطق مرطوب و گرم و مرطوب، از تکامل زیادی برخوردار نیستند و جزء خاک‌های جوان محسوب می‌شوند و در رده‌های اینسپتی سول و انتی سول قرار دارند. نتایج کانی‌شناسی رس حاکی از حضور کانی‌های رسی ایلیت (میکا)، اسمکتیت، کلریت، کائولینیت، ورمیکولیت، پالی گورسکایت و برخی کانی‌های مختلط؛ میکا-کلریت، کلریت-اسمکتیت، کلریت-ورمیکولیت در خاک و سنگ بستر (مواد مادری) این منطقه می‌باشد. اگرچه از منظر تنوع رس در خاک‌های با مواد مادری مختلف، تفاوت زیادی به چشم نمی‌خورد ولی فراوانی نسبی کانی‌ها تحت تاثیر نوع ماده مادری (تشکیلات زمین‌شناسی) است. منشاء کلریت در این منطقه توارثی است. زیرا شرایط اقلیمی، شیمیایی و ترمودینامیکی محلول خاک، امکان تشکیل چنین کانی‌هایی را در خاک‌های منطقه، فراهم نمی‌سازد. بنابراین با توجه به حضور این کانی در همه ی تشکیلات زمین‌شناسی منطقه، می‌توان گفت که وجود کلریت در خاک‌های منطقه، منشا توارثی دارد. کائولینیت نیز در همه خاک‌ها مشاهده شد. در عین حال، مشاهده ی کائولینیت در همه ی تشکیلات زمین‌شناسی منطقه، نشان داد که کائولینیت موجود در نمونه های خاک تمامی خاک‌ها نیز منشاء توارثی دارند. از آنجایی تشکیل پدوژنیک (خاکزاد) کائولینیت در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب حاره صورت می‌گیرد، می‌توان شواهدی از تشکیل این کانی در سطح خاک به دلیل جذب پتاسیم توسط کانی‌هایی مانند ورمیکولیت و تبدیل آن به ایلیت (میکا) وجود دارد که سبب افزایش مقدار این کانی در برخی افق‌های سطحی خاک‌ها شده است. در حالی که انتظار عمومی آن است که در سطح خاک به علت افزایش شدت هوادیدگی، مقدار کانی ایلیت (میکا) کمتر از افق‌های زیرسطحی باشد. اسمکتیت نیز همانند کائولینیت در همه ی مواد مادری و همه ی خاک‌ها از مقدار خیلی کم تا متوسط مشاهده شد.

(Jolicoeur S et al., 2000)، بنابراین شرایط تشکیل پدوژنیک این کانی در خاک‌های مورد مطالعه وجود ندارد و نمی‌توان انتظار داشت که کائولینیت موجود در خاک، حاصل فرایند هوازدگی و تغییر شکل ساده و یا پیچیده در محیط خاک این مناطق باشد به همین دلیل، حضور این کانی در این خاک‌ها را می‌توان قویاً به ارث رسیده از ماده مادری دانست. وجود پیک بسیار قوی در ناحیه ۷ آنگستروم در شکل (۲، الف) نشان دهنده ی وجود کانی کائولینیت در نمونه ی سنگ بستر این خاک و تاییدی بر توارثی بودن این کانی است. این دیفراکتوگرام حضور کانی‌های کلریت، میکا، ورمیکولیت، پالیگورسکایت و مقدار کمی مونت مورینیت را نشان می‌دهد. با توجه به نتایج مربوط به سنگ بستر این خاک‌ها، می‌توان گفت که با توجه به مشاهده کانی کلریت در ماده مادری، منشا کانی کلریت در این خاک‌ها توارثی است (Khormali et al., 2003; Wilson, M. J. 1999) زیرا شرایط اقلیم نیمه‌خشک حاکم بر این منطقه امکان تشکیل پدوژنیک کلریت را فراهم نمی‌سازد (شکل ۲، الف). با توجه به گزارش‌های محققان نیز تشکیل پدوژنیک کلریت در مناطق خشک و نیمه-خشک امکان‌پذیر نیست (Barn hisel & Bertsch, 1989). همچنین میزان کانی کلریت از سطح به سمت عمق تا حدودی افزایش می‌یابد. این افزایش با توجه به نزدیک شدن به سنگ بستر (ماده ی مادری) قابل تصور می‌باشد، ضمن اینکه کاهش آن در افق‌های بالایی را می‌توان به هوادیدگی این کانی و تبدیل آن به کانی‌هایی مانند اسمکتیت یا ورمیکولیت و یا مختلط کلریت-ورمیکولیت یا کلریت-اسمکتیت دانست. کانی ورمیکولیت روند معکوس با کلریت دارد (جدول ۲). با توجه به این‌که ورمیکولیت‌های خاک می‌تواند از تغییر بیوتیت و یا حتی کلریت تشکیل شود (Allen & Hajek. 1989)، افزایش ورمیکولیت به سمت افق‌های بالایی قابل انتظار می‌باشد.

نتیجه گیری



شکل ۲. پراش نگار نمونه ها الف) سنگ مادر خاکرخ ۱۳ در لایه ی R ، ب) افق Ap ، ج) افق Bw1 ، د) افق Bw2 ، ه) Bw3 ، ی) Bt

های مورد مطالعه مشاهده گردید. بنابراین می توان گفت بخش بزرگی از میکا در خاک های منطقه، منشاء توارثی دارند. اما مشاهده ی نتایج نیمه کمی کانی ها نشان داد که

بنابراین می توان گفت که امکان تشکیل پدوژنیک این کانی در منطقه ی مورد مطالعه وجود ندارد. ایلات (میکا) نیز در همه ی تشکیلات زمین شناسی و همه ی خاکرخ-

آهک خاکستری ریز بلور و تناوب دولومیت-آهک دولومیتی- سنگ آهک و در نمونه‌های خاک آنها نیز مشاهده نشده است. بنابراین با توجه به مشاهده این کانی در بیشتر تشکیلات زمین‌شناسی و نمونه‌های خاک تشکیل شده بر روی آنها، می‌توان بخش بزرگی از آن را توارثی دانست. هر چند شواهدی از قبیل افزایش این کانی در برخی از افق‌های خاک نشان‌دهنده‌ی تشکیل پدوژنیکی پالیگورسکایت در خاک‌های منطقه است. از آنجایی که در داخل سنگ‌های رسوبی مقادیر متفاوتی از اجزاء رس، سیلت و شن وجود دارد و شرایط ژئوشیمیایی و ترمودینامیکی زمان تشکیل هر یک از آنها متفاوت است، بنابراین می‌توان انتظار داشت که مقادیر نسبی کانی‌ها و حتی در برخی موارد نوع کانی‌های موجود در بخش رس آنها متفاوت باشد.

سپاسگزاری

بدین وسیله از حمایت‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به ویژه از آقای مهندس سرتیبی مدیر کل زمین‌شناسی و اکتشافی آذربایجان غربی، در انجام تحقیق، تشکر و قدردانی می‌شود.

گفت بخشی از اسمکتیت موجود در نمونه‌های خاک منطقه منشاء توارثی داشته، اما شواهد محکمی نیز از قبیل افزایش زیاد تا خیلی زیاد آن در برخی افق‌های خاک وجود دارد که نشان می‌دهد، اسمکتیت می‌تواند از طریق نوتشکلی و یا تغییر شکل ساده کانی‌هایی مانند میکا و یا کلریت در خاک تشکیل شود. این کانی بیشتر در خاکرخ-های با ماده مادری آهک، آهک و مارن، مارن و شیل و ماسه سنگ دیده شد. هیچ شواهدی از وجود ورمیکولیت در خاکرخ‌های موجود در سه نوع تشکیلات زمین‌شناسی شیل- ماسه‌سنگ، تناوب دولومیت-آهک دولومیتی- سنگ آهک و آهک خاکستری ریز بلور دیده نشد. ورمیکولیت‌های موجود در خاک‌های این منطقه اغلب منشاء پدوژنیکی داشته و در خاک‌های با ماده مادری آهک و آهک و مارن و مارن در خاکرخ‌های ۵، ۹ و ۱۱، بیشترین فراوانی را داشتند. ورمیکولیت‌ها از هوادیدگی کانی‌هایی مانند ایلات (میکا) و کلریت به صورت پدوژنیک در خاک‌های مورد اشاره تشکیل شده‌اند. کانی پالیگورسکایت در مواد مادری (تشکیلات زمین‌شناسی) تناوب ماسه سنگ-شیل-سنگ سیلت، بیشترین مقدار را داشته است. این کانی در تشکیلات زمین‌شناسی سنگ

منابع مورد استفاده

- ابطحی، ع. و صلحی، م. ۱۳۷۱. تأثیر پستی و بلندی و زمان در تشکیل خاک با مواد مادری خیلی آهکی تحت شرایط نیمه خشک منطقه باجگاه ایران. گزیده خلاصه مقالات سومین کنگره علوم خاک ایران. شهریور، دانشگاه تهران، ۲۴-۱.
- اوجی، م. ر. و باقرنژاد، م. ۱۳۸۶. مطالعه خصوصیات فیزیکوشیمیایی، مورفولوژیکی و کانی‌شناسی برخی از خاک‌های جلگه‌های مرتفع استان فارس، ششمین کنگره علوم خاک ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- اولیایی، خ. م. ۱۳۸۸. کانی‌شناسی، میکرومورفولوژی و تکامل خاک‌های مناطق مختلف اقلیمی استان کهگیلویه و بویراحمد، رساله دکترا. دانشگاه شیراز.
- خرمالی، ف. ابطحی، ع. و تازیکه، ح. ۱۳۹۱. کانی‌های رسی (ویژگی‌ها و شناسایی). انتشارات دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان. ۳۱۵ص.
- سنجری، ص. و برومند، ن. ۱۳۹۳. مطالعه کانی‌شناسی رسی خاک‌های واقع بر سطوح ژئومرفیک در منطقه ساردوئیه-جیرفت، مجله پژوهش‌های خاک (علوم خاک و آب)، ۲۸(۱)، ۲۱۹-۲۰۹.

نیستانی، م. و فرپور، م. ۱۳۹۳. بررسی نحوه تشکیل، کانی شناسی رس و میکرومورفولوژی خاک‌های گچی - نمکی پلایای

خیرآباد سیرجان. دو فصلنامه علمی-پژوهشی خشک بوم، ۴(۱)، بهار و تابستان، ۶۵-۷۸

- Akihiro, I. Kazahito, M. and Seiichi. O. 2002. Chemical properties and classification of Japanese brown forest soils derived from various parent materials. In: Proceeding of the 17th Congress of Soil Science. August 14-21, Bangkok, Thailand. Symposium, No. 40, Paper No. 468.
- Allen, B. L. and Hajek, B. F. 1989. An introduction to soil mineralogy. In: Dixon, J. B. and S. B. Weed. (Eds.), Minerals in Soil Environments, 2nd ed. SSSA Book Ser. Madison, WI. pp. 199-278.
- Barn hisel, R. I. and Bertsch, P. M. 1989. Chlorite and hydroxy interlayered vermiculite and smectite. Pp 729-788. In; Minerals in soil Environment (J.B. Dixon & S.B Weed, editors, Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, Wisconsin; 729-788.
- Barros, G. M., Santos, J.C.B. Júnior, V. S., delarmelinda, E. A., Filho, J.C., and Cámara E. R. 2018. Association between parent materials and soils attributes along different geological environments in western Pará, Brazil, Acta Amaz, Vol. 48, no 3. <https://doi.org/10.1590/1809-4392201703322>
- Borchardt, G.1989. Smectites. In: Dixon, J. B. and S. B. Weed (Eds.), Minerals in Soil Environments, 2nd ed. SSSA Book Ser., vol: 1. SSSA, Madison, WI, pp. 675- 718.
- Brady, N.C. 1990. The nature and properties of soils. Macmillian. New York. P 621.
- Buol, S. W. Southard, R. J. Graham, R. C. and McDaniel, P. A. 2011. Soil Genesis and classification (6th ed). New York: Wiley.
- Buol, S. W. Southard, R.J. Graham, R.C. and McDaniel, P.A. 2003. Soil Genesis and classification. 5nd ed., Iowa State Press. 360p
- Buol, S.W.F.O.Hole, and R.J.McCracken.1989. Soil genesis and classification.The Iowa state University Press.Am.third edition, 446p.
- Coude-Gausser, C. (1987). Observation au MEB de fibers de palygorskite transportee engrains par le vent. In: Federoff, N., Bresson, L. M., Courty, M. A., (Eds.), Micromorphologie des sols. Association francaise pour Etude du sol, Paris pp. 199-205
- Dixon, J.B. 1989. Kaolin and serpentine group minerals. Minerals in Soil Environment (J.B. Dixon & S.B Weed, editors). Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA. pp. 467-525
- Dixon, J.B., and S.B.Weed. 1992. Properties of intergradient chlorite expansible layer silicates of soils. Soil Sci.Am.Proc. 26:258-362
- Elprince, A. M. Mashhad, A. S. and AbaHussein, M. M. 1997. The occurrence of pedogenic palygorskite (attapulgitite) in soils of Saudi Arabia. Soil Science, 128, 211-218.
- Fanning D. S. 1989. Soil morphology, genesis and classification, John Wiley and Sons, New York, 369 P.
- Gee, G.W. and Bauder, J. W. 1986. Physical and mineralogical methods, second Edition 383-441. In: Method of soil Analysis, Part I.
- Gremillion, R. L. 1965. The Origin of Attapulgitite in the Miocene Strata of Florida and Georgia. Ph.D. Thesis, Florida State University, Tallahassee, Florida.
- Grim R.E. 1962. Applied clay mineralogy: McGraw Hill, New York, 422 P.
- Islam A.K.M.E. & Lotse E.G. 1986. Quantitative mineralogical analysis of some Bangladesh soils with X- ray, ion exchange and selective dissolution techniques. Clay Miner. 2
- Jackson, M. L. 1975. Soil Chemical Analysis-advanced Course. Univ. Of Wisconsin College of Agric., Dept of Soils Sci., Madison, WI.
- Jolicoeur S. Ilde Fons P. and Bouchard M. 2000. Kaolinite and gibbsite weathering of biotite within saprolites and soils of central Virginia. Soil Sci. Soc. Am. J. 64: 1118-1129.
- Khormali F. Abtahi A. Mahmoodi S. and Stoops G. 2003. Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semi-arid regions of Southern Iran. Catena 776: 1-29.
- Khormali F., and Abtahi A. 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.
- Khormali, F. & Abtahi, A. 2003- Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran. Clay Minerals, 38, 511-527.
- Kittrik, J.A., and Hope. E.W. 1963. A procedure for the particle size separation of soil for X-ray diffraction analysis. Soil Sci. Soc. 96: 312-325.
- McLean, E.D. 1982. Soil pH and lime requirement. In: A.L. Page (Editor), Methods of soil analysis. Part 2. 2nd edition. Agronomy Monograph, Vol 9. ASA and SSSA, Madison, WI, 199-224.
- Mehra, O. P. and Jackson. M. L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals. 27: 317-327.

- Moazallahi, M., and M.H. Farpoor. 2012. Soil genesis and clay mineralogy along the xeric–aridic climotoposequence, south central Iran. *Journal of Agricultural Science and Technology*, Tarbiat Modarres, Tehran, Iran, 14: 683-696.
- Nael M. Khademi H, Jalalian A and Sotohian F. (2014). Soil Parent material relationship in forest ecosystem of western Alborz: Clay mineralogy. *Journal of Water and Soil Conservation*, Vol. 21(3).
- Nelson, D. W., and L.E. Sommers. 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter. In A.L. Page *et al.* (ed). *Methods of soil analysis. Part 2. Agron. Monogr. 9.* 2nd ed. ASA and SSSA, Madison, WI. PP: 539-579.
- Nelson, RE., 1986. Carbonate and gypsum. Pp. 181-197. In: A. L. Page *et al* (Ed). *Methods of soil Analysis*.
- Nettleton, W D., Nelson, R.E. and Flach, K.W., 1973. Formation of mica in surface horizons of dryland soils. *Soil Sci. Soc.Amer. Proc.*, 37: 473-478.
- Paquet, H. & Millot, C. (1972). Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products and soils of Mediterranean climates. In: *Procmt. Clay Conference Madrid, Spain*, pp. 199-202.
- Raheb A.R. Haidari, A. and Mahmoodi, Sh. 2017. Geochemical properties of some soils developed on basalts rocks of North-west Iran. *Iranian journal of Soil and Water Research*, Vol 47, pp. 807-818.
- Rahman Salari, K., Delavar, M. A., Esfandyari. M., and Pazira. E. 2019. Morphological, physical, and clay mineralogy of calcareous and gypsiferous soils in North of Loresta, Iran. *Canadian Journal of Soil science*, 99(4): 485-494, <https://doi.org/10.1139/cjss-2018-0141>
- Rhoades, J.D. 1982. Cation exchangeable capacity. In: Page, A. L., Miller, R.H., Keeney, D.R. (Eds.), *Methods of soil Analysis: Part2. Chemical and Microbiological Properties. Agronomy Monograph, Vol. 9.* ASA and SSSA, Madison, WI, 149-157.
- Sandler A. Meunier A. velde, B. 2015. Mineralogical and chemical variability of mountain red/brown Mediterranean soils. *Geoderma*, 239-240: 156-167.
- Sang, P.N., Liu Z., Zhao Y., Zhao X., Dong pha P and Long H.V. 2018. Chemical weathering in central Vietnam from clay mineralogy and major-element geochemistry of sedimentary rocks and river sediments. *Heliyon*, Vol 4, issue 7.
- Schenk, H.J. and Jackson, R.B. 2002. The global biogeography of roots. *Ecol. Monogr.* 72: 311-328.
- Smith, D. W. 2014. *Soil survey staff: keys to soil taxonomy.* Natural Resources Conservation Service: Washington, DC, USA.
- Sumner, M.E. L. de Ramos, & U. Kukier. 1994. Modification to compulsive exchange method for determining cation exchange capacity of soils, *Comm. Soil Sci. Plant Anal*, 25,567-572.
- Thanachit S. Suddhiprakarn A., Kheoruenromne I., and Gilkes J.R. 2006. The geochemistry of soils on a catena on basalt at Khon Buri, northeast Thailand. *Geoderma*, 135: 81–96.
- Wilson, M. J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives.



Study of clay mineralogy of soil in different parent material in the southern basin of Urmia Lake in Miandoab city

Eleam Habibi¹, Raziye Lak², Hossein Torabi-GolSEFIDI^{3*}, Shahla Mahmoudi⁴ and Hamidreza Momtaz⁵

1) PhD of Soil Science, Department of Horticultural and Agronomy, Science and research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran.

2) Associated Professor of Research institute of earth science, Geological survey of Iran, Tehran.

3*) Assist. Professor, Department of Soil Science, Faculty of Agricultural Sciences, Shahed University, Tehran, Iran

*Corresponding author email: htorabi@shahed.ac.ir

4) Professor, Department of Soil Science, Tehran University, Tehran, Iran

5) Associated professor, Soil Science Department, College of Agricultural, Urmia University, Urmia, Islamic Republic of Iran

Received: 14-08-2020

Accepted: 03-07-2021

Abstract

According to the environmental crisis of the last two decades and the drying of some parts of the Urmia Lake and its impact on the surrounding agricultural lands, this study aimed to identify minerals in soils in different parent materials in order to understand the interaction of soils with parent materials and to predict their change trends. Twenty six soil profiles were described on different parent material and thirteen were selected as index profiles and studied precisely. Clay mineralogy results indicated the presence of clay minerals of illite, smectite, chlorite, kaolinite, vermiculite and palygorskite in this area. The presence of palygorskite in the profiles had two origins, pedogenic and inherited from parent material. Also, kaolinite and chlorite minerals are inherited from parent materials due to the lack of conditions for pedogenic formation. Illite was inherited in most soils and in profiles with agricultural use, potassium adsorption was carried out by expanded minerals and formed the illite on the soil surface. The origin of smectite was also pedogenic in some soils of this region, probably due to illite weathering, and in others it was hereditary, because they have also been observed in their parent rocks. Vermiculites in this area were also often of pedogenic origin and are derived from mica and chlorite. The results showed that different parent materials have a high effect on soil physicochemical and the amount of minerals in this area.

Keywords: Soil Profiles, Smectite, Illite, Kaolinite, Palygorskite.