# نگه‌داشت کربن آلی توسط رس‌های اسمکتایتی در خاک‌های مناطق خشک تا نیمه مرطوب

علیرضا راهب، احمد حیدری و شهلا محمودی
فارغ التحصیل دکتری تخصصی، استاد و استاد بازنشسته گروه علوم و مهندسی خاک دانشگاه تهران

## چکیده

رس موجود در خاک کربن آلی خاک را به شدت پویایی تحت تاثیر قرار می‌دهد. از بین رس‌ها، فیلوسیلیکات‌ها (کانی‌های رسی) توانایی بالایی در نگه‌داشت کربن آلی خاک نشان داده‌اند. در این تحقیق، تاثیر کانی‌های رسی بر ذخیره کربن آلی خاک، خصوصیات فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی ۶ خاکرخ در سه منطقه با اقلیم متفاوت مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج کانی‌شناسی گویای غالبیت اسمکتایت به ویژه در خاک‌های مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب بود. نتایج نشان داد که در یک ردیف اقلیمی خشک تا نیمه‌مرطوب با افزایش رطوبت ورودی به خاک و افزایش میزان اسمکتایت‌ها که دارای سطح ویژه بالاتر و قابلیت کمپلکس کردن بیشتر کربن آلی در برابر تجزیه زیستی هستند، میزان ذخیره کربن آلی خاک افزایش می‌یابد.

واژه های کلیدی: اقلیم نیمه‌مرطوب، فیلوسیلیکات، کربن آلی خاک.

## مقدمه

رشد سریع جمعیت جهان، تخریب خاک‌های کشاورزی و آزادسازی گازهای گلخانه‌ای از چالش‌های اصلی قرن ۲۱ می-باشند. با در نظر گرفتن این نکته که بخش قابل توجهی از چرخه کربن در خاک قرار دارد، توجه به مطالعات تغییرات کربن آلی خاک مورد توجه بسیاری از شاخه‌های علوم واقع گردیده است (Lal, 2004). عملکرد خاک‌ها تحت تأثیر ماده آلی موجود در آنها بوده (Barré et al., 2014) و توانایی خاک برای تأمین مواد غذایی گیاه، نگهداری آب، آزادسازی گازهای گلخانه‌ای و تولید پایدار محصولات، به شدت با کمّیت و کیفیت مواد آلی موجود در آن ارتباط دارد (مقیسه و همکاران، ۱۳۹۱).

کربن موجود در اجزای اندازه‌ای ذرات خاک اطلاعات مفیدی در ارتباط با پویایی آن در محیط‌های طبیعی و کشاورزی فراهم می‌نماید (راهب، ۱۳۹۵). اجزای اندازه‌ای تشکیل دهنده خاک از پارامترهایی هستند که به صورت غیرمستقیم بر روی میزان کربن آلی موجود در خاک موثرند (Six et al., 2002). کراو و همکاران (۲۰۰۷) بیان نمودند که بیش از ۹۰ درصد کل کربن آلی خاک‌ها به صورت کمپلکس‌های مواد آلی و رس است (Crow et al., 2007). برخی دیگر از مطالعات نیز گویای وجود ۷۵-۵۰ درصد کربن آلی به صورت کمپلکس با ذرات رس بوده است (Kaiser and Kalbitz, 2012). از اجزای مهم دیگر خاک، کانی‌های آن و به ویژه کانی‌های رسی هستند که شناسایی این اجزاء تشکیل دهنده خاک، مهمترین راهگشای تعیین نیازهای فیزیکی، شیمیایی و مدیریت خاک می‌باشد. با دانستن نوع کانی‌های خاک، تفسیر فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی و پایدار نگاه داشتن پتانسیل تولید خاک (تعادل میان اشکال کربن) و اراضی ممکن می‌گردد (Wilson, 1999).

فیلوسیلیکات‌های خاک در حفظ کربن آلی خاک بسیار تاثیرگذار هستند. اشکال مختلف فیلوسیلیکات‌های خاک، دارای خصوصیات متفاوتی (سطح ویژه و بار سطحی) هستند که توانایی جلوگیری از تجزیه کربن و افزایش نگهداشت آن را دارند (Barre et al., 2014). کانی‌شناسی خاک در تخمین میزان کربن آلی حفظ شده در خاک اهمیت دارد (Adhikari and Bhattacharyya, 2015). جذب ماده آلی توسط کانی‌ها به عنوان یک راه مهم جهت نگهداری و همچنین تثبیت کربن آلی مطرح شده است (Kalbitz et al., 2005). ترکیبات آلی در خاک به طرق مختلف از جمله: (۱) ساختار و ماهیت شیمیایی (۲) برهم‌کنش‌های خاص با سطوح کانی‌ها و ترکیبات فلزی و (۳) محبوس شدن در فضای درون خاکدانه‌ها قابل تثبیت هستند (Von Lützow et al., 2006; Sollins et al., 2009). از یک طرف سطوح کانی‌های خاک، به ویژه کانی‌های رسی کوچک‌تر از ۲ میکرومتر شرایط را برای جذب مولکول‌های آلی فراهم می‌کنند (مکانیسم ۲) و از طرف دیگر ساختمان میکروسکوپی، سیستم حفرات و ساختار خاکدانه‌ها، سبب محافظت کربن آلی خاک از تجزیه زیستی می‌گردد (مکانیسم ۳) (Chenu and Stotzky, 2002). وایزمن و پوتمان (۲۰۰۵) در بررسی حفظ کربن آلی در چندین خاک در آلمان در یکی از نمونه‌ها مشاهده کردند که

رابطه ضعیفی بین سطح ویژه خاک با کربن آلی خاک وجود دارد که این نشان دهنده نفوذ مواد آلی در بین لایه‌های کانی‌هایی نظیر اسمکتایت و کانی‌های مختلط (ایلایت- اسمکتایت) می‌باشد (Wiseman and Püttmann, 2005).

به طور کلی شناخت عوامل تأثیرگذار بر کربن آلی خاک و درک چگونگی این فرآیند بسیار مهم بوده و ارزیابی تغییرات مکانی و ذخایر آن در مقیاس‌های ملی و محلی، گام مؤثر و ضروری برای مدیریت کربن خاک می‌باشد. بیشتر پژوهش‌ها در زمینه مقدار کربن آلی و عوامل موثر بر تغییرات آن در ایران و حتی در جهان بیشتر محدود به مناطق مرطوب بوده است و اطلاعات بسیار کمی در ارتباط با مناطق خشک و نیمه‌خشک وجود دارد. بنابراین این مطالعه با هدف بررسی روند تغییرات مقادیر کربن آلی و ارتباط آن با کانی‌شناسی رس در یک ردیف اقلیمی خشک تا نیمه‌مرطوب انجام شده است.

## مواد و روش‌ها

سه منطقه با اقلیم خشک، نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب دارای تشکیلات زمین‌شناسی بازالتی مورد بررسی قرار گرفت. منطقه خشک واقع در استان البرز، شهرستان اشتهارد با بارندگی متوسط سالیانه حدود ۱۵۰ میلی‌متر دارای رژیم رطوبتی اریدیک و رژیم حرارتی ترمیک بوده و منطقه نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب دارای رژیم رطوبتی زریک و رژیم حرارتی مزیک به ترتیب در استان قزوین، شهرستان قزوین با بارندگی متوسط سالیانه حدود ۲۵۰ میلی‌متر و استان گیلان، شهرستان رودبار با بارندگی متوسط سالیانه حدود ۴۰۰ میلی‌متر واقع می‌باشد. پس از تعیین محدوده و بررسی نقشه‌های شیب، جهت، ارتفاع و زمین-شناسی منطقه، تعداد ۶ خاکرخ (۲ خاکرخ در هرمنطقه) انتخاب، حفر، تشریح و نمونه‌برداری گردید.

جهت انجام مطالعات فیزیکوشیمیایی، نمونه‌های مورد نظر پس از هواخشک کردن، از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شده و آزمایش‌های لازم از جمله بافت به روش هیدرومتر، pH، EC، وزن مخصوص ظاهری به روش سیلندر و کربن آلی (والکلی-بلاک، ۱۹۳۴) انجام گردید (Sparks, 1996). ذخیره کربن آلی هر افق خاک براساس معادله ۱ بر حسب مگاگرم در هکتار ( $Mg\ ha^{-1}$) برآورد گردید (Batjes, 1996).

$$SOC=\sum SOC_i=\ \rho_i \times P_i \times D_i \times (1-S_i) \times 10^4 \qquad (1)$$

در این رابطه تعداد افق‌های مطالعه شده هر پروفیل k، مقدار کربن آلی ذخیره SOCi برحسب $Mg\ ha^{-1}$، کربن آلی هر افق Pi بر حسب $g\ C\ g^{-1}$، وزن مخصوص ظاهری هر افق خاک ρi بر حسب $Mg\ m^{-3}$، ضخامت هر افق نیز Di بر حسب متر وSi درصد سنگریزه‌های بزرگتر از دو میلی‌متر می‌باشد.

برای بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی پس از حذف املاح محلول، آهک، کربن آلی و اکسیدهای آهن آزاد به ترتیب توسط آب مقطر، استات سدیم (pH=۵/۲)، آب اکسیژنه ۳۰ درصد و سیترات دی‌تیونات بی‌کربنات (CDB) ( Kunze and Dixon, 1986) از دستگاه تفرق اشعه ایکس بروکر مدل D8 ADVANCE با اشعه (λ =۱/۵۴۰۹ آنگستروم) CuKα در ولتاژ ۴۰ کیلو ولت و شدت جریان ۳۰ میلی‌آمپر استفاده شد. تشریح خاکرخ‌ها بر اساس روش‌های استاندارد (USDA-NRCS, 2012) و رده-بندی خاک‌ها نیز براساس دو سیستم رده‌بندی امریکایی (Soil Survey Staff, 2014) و سیستم رده بندی جهانی (FAO-WRB, 2014) صورت گرفت.

## نتایج و بحث

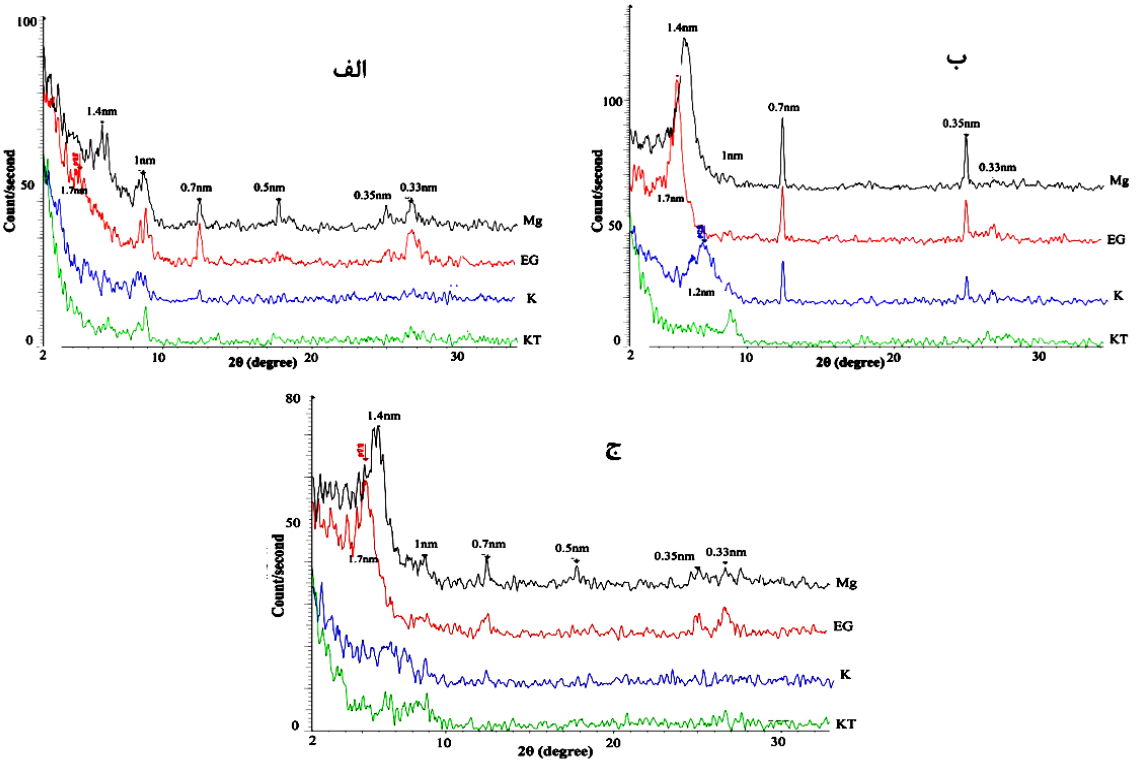
مطالعه خاکرخ‌های حفر شده نشان می‌دهد خاک‌های منطقه در سه رده اریدی‌سول، اینسپتی‌سول و مالی‌سول طبقه‌بندی می‌شوند. در منطقه خشک به لحاظ دمای بالا، بارندگی کمتر و عدم وجود پوشش گیاهی مناسب نسبت به دو منطقه مورد مطالعه دیگر، عوامل خاکسازی تأثیر چندانی در تحول و تکامل خاک نداشتند. جدول ۱ برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. مقدار و ذخیره کربن آلی در هر سه منطقه مورد مطالعه در افق‌های سطحی بیشتر از افق‌های زیرین بوده و با افزایش عمق کاهش می‌یابد و دامنه تغییرات آن در نمونه‌های مورد مطالعه بین حداقل ۰/۱۵ تا ۱/۹۳ درصد متغیر است و حداکثر مقدار آن در افق سطحی (A) خاکرخ ۴ منطقه نیمه‌خشک و دارای رده مالی سول است و حداقل آن در افق‌های تحت‌الارضی خاکرخ ۱ منطقه خشک دارای رده اریدی‌سول مشاهده گردید (جدول ۱).

**جدول۱- برخی خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌های مناطق مورد مطالعه (رده بندی خاک‌ها USDA/WRB)**

| افق | عمق cm | سنگریزه ٪ | BD $gcm^{-3}$ | شن | سیلت | رس | بافت | pH | EC $dSm^{-1}$ | کربن آلی ٪ | ذخیره کربن آلی $Mg\ ha^{-1}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| منطقه خشک- خاکرخ ۱ (Lithic Haplocambids/Leptic Cambisols) | | | | | | | | | | | |
| A | ۰-۲۲ | ۴۱ | ۱/۴۴ | ۷۷ | ۱۵ | ۸ | S.L | ۸/۵ | ۰/۸۳ | ۰/۳۹ | ۸/۹۷ |
| Bw | ۲۲-۴۵ | ۴۳ | ۱/۲۶ | ۵۱ | ۲۱ | ۲۸ | S.C.L | ۸/۵ | ۰/۳۶ | ۰/۱۵ | ۳/۲ |
| منطقه خشک- خاکرخ ۲ (Typic Haplocalcids/ Leptic Calcisols) | | | | | | | | | | | |
| A | ۰-۱۵ | ۳۰ | ۱/۱۸ | ۴۵ | ۳۰ | ۲۵ | L | ۸/۵ | ۱/۰۴ | ۰/۵۳ | ۷/۸۸ |
| Bk1 | ۱۵-۴۰ | ۳۱ | ۱/۳۲ | ۴۱ | ۲۴ | ۳۵ | C.L | ۸/۴ | ۱/۳۳ | ۰/۳۵ | ۹/۴۴ |
| Bk2 | ۴۰-۷۰ | ۴۲ | ۱/۳۲ | ۵۱ | ۲۳ | ۲۶ | S.C.L | ۸/۴ | ۰/۸۳ | ۰/۲۶ | ۷/۵۷ |
| منطقه نیمه‌خشک- خاکرخ ۳ (Typic Calcixerepts/ Haplic Calcisols) | | | | | | | | | | | |
| A | ۰-۱۴ | ۱۰ | ۱/۰۷ | ۵۴ | ۲۶ | ۲۰ | S.C.L | ۸/۲ | ۰/۷۱ | ۱/۴۹ | ۲۲/۰۴ |
| Bk | ۱۴-۳۵ | ۳ | ۱/۰۷ | ۴۸ | ۲۸ | ۲۴ | S.C.L | ۸/۳ | ۰/۷۳ | ۰/۸۲ | ۱۷/۴۸ |
| Cr | ۳۵-۸۰ | ۲ | ۱/۰۶ | ۴۴ | ۳۰ | ۲۶ | L | ۸/۳ | ۰/۴۸ | ۰/۵۱ | ۲۴/۳۶ |
| منطقه نیمه‌خشک- خاکرخ ۴ (Calcic Argixerolls/Calcic Kastanozem) | | | | | | | | | | | |
| A | ۰-۱۵ | ۱۹ | ۱/۰۴ | ۲۶ | ۳۲ | ۴۲ | C | ۸/۵ | ۰/۵۹ | ۱/۹۳ | ۲۷/۵۷ |
| Bt | ۱۵-۴۵ | ۱۵ | ۱/۲ | ۱۷ | ۲۵ | ۵۸ | C | ۸/۵ | ۰/۵۷ | ۰/۸۴ | ۲۸ |
| Btk | ۴۵-۸۰ | ۲۲ | ۱/۰۷ | ۱۸ | ۳۰ | ۵۲ | C | ۸/۵ | ۰/۵۸ | ۰/۳۹ | ۱۳/۱۱ |
| Bk | ۸۰-۱۱۰ | ۱۸ | ۱/۱۱ | ۱۹ | ۳۲ | ۴۹ | C | ۸/۶ | ۰/۳۳ | ۰/۳۷ | ۱۱/۲۸ |
| منطقه نیمه‌مرطوب- خاکرخ ۵ (Typic Calcixerolls/ Calcic Kastanozem) | | | | | | | | | | | |
| A | ۰-۴۵ | ۴ | ۱/۰۲ | ۱۵ | ۳۷ | ۴۸ | C | ۸/۴ | ۰/۷۵ | ۱/۱۱ | ۵۰/۱۴ |
| Bk1 | ۴۵-۱۲۰ | ۹ | ۰/۹۶ | ۱۵ | ۳۷ | ۴۸ | C | ۸/۳ | ۱/۰۷ | ۰/۷۹ | ۵۴/۹۱ |
| Bk2 | ۱۲۰-۲۰۰ | ۷ | ۰/۹۹ | ۱۲ | ۳۲ | ۵۶ | C | ۸/۳ | ۰/۵۶ | ۰/۲۲ | ۱۶/۹۵ |
| منطقه نیمه‌مرطوب- خاکرخ ۶ (Calcic Haploxerepts/Calcaric Cambisols) | | | | | | | | | | | |
| A | ۰-۲۱ | ۸ | ۱ | ۳۲ | ۳۲ | ۳۶ | C.L | ۸/۴ | ۱ | ۱/۱۵ | ۲۳/۳۸ |
| Bk1 | ۲۱-۹۰ | ۱۷ | ۰/۹۸ | ۲۳ | ۳۲ | ۴۵ | C | ۸/۵ | ۰/۵۱ | ۱ | ۶۲/۸۶ |
| Bk2 | ۹۰-۱۶۰ | ۳ | ۰/۹۴ | ۲۱ | ۲۹ | ۵۰ | C | ۸/۴ | ۰/۳۶ | ۰/۴۶ | ۲۹/۹۴ |

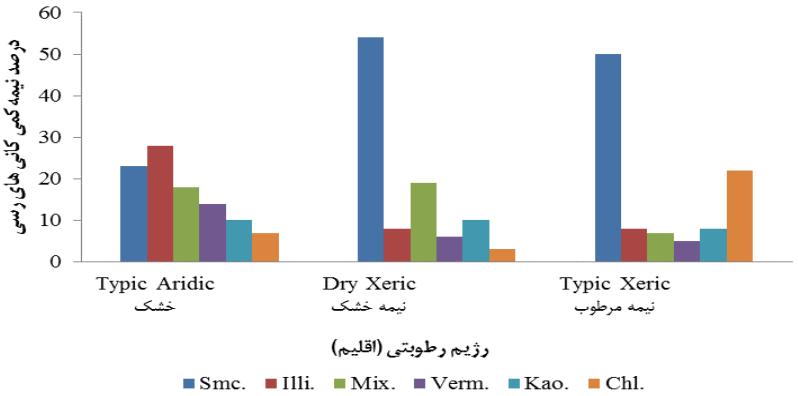
بیشترین مقدار ذخیره کربن آلی همانند مقدار کربن آلی در افق‌های سطحی سه منطقه مشاهده گردید. کمترین مقدار ذخیره کربن آلی در منطقه خشک به دلیل پوشش گیاهی ضعیف، ورودی کمتر کربن آلی و همچنین عمق توسعه کمتر خاک-های این مناطق، مشاهده گردید. بیشترین مقدار ذخیره کربن آلی نیز در منطقه نیمه‌مرطوب مشاهده شد که از دلایل آن می-توان به تکامل بیشتر خاکرخ‌های این منطقه و افزایش عمق توسعه خاک اشاره نمود. مطالعات فرانزلوبرز (۲۰۰۲) نشان داد که کربن آلی خاک برای خاک‌های متاثر از اقلیم مرطوب و سرد نسبت به خاک‌های تحت اقلیم خشک‌تر که در یک توالی اقلیمی بودند، بیشتر تجمع یافته بود (Franzluebbers, 2002).

از طرف دیگر با مطالعه پراش نگاشت‌های حاصل از دستگاه پراش پرتو ایکس (شکل ۱) تجزیه و تحلیل آن‌ها و همچنین در نظرگرفتن مقادیر CEC اندازه‌گیری شده در نمونه‌های خاک و محاسبه CEC ظاهری چنین نتیجه‌گیری شد که در این تحقیق به طور کلی کانی‌های اسمکتایت، ایلایت، کانی‌های مخلوط (احتمالاً اسمکتایت-ایلایت)، ورمی‌کولایت، کائولینایت و کلرایت کانی‌های رسی غالب مناطق مورد مطالعه بودند.




**شکل۱- پراش‌نگاشت برخی نمونه‌های مورد مطالعه: الف: افق Bk2 خاکرخ ۲، ب: افق Bk خاکرخ ۳، ج: افق Bk1 خاکرخ ۶**

اسمکتایت فراوانترین کانی رسی خاک‌های با رژیم رطوبتی زریک (به ویژه در افق سطحی) بوده و حدوداً بیش از دو برابر مقداری است که در خاک‌های با رژیم رطوبتی اریدیک تعیین شده است. برعکس در خاک‌های مناطق با رژیم رطوبتی اریدیک کانی ایلایت کانی غالب بوده و بسیار بیشتر از مقدار آن در خاک‌های با رژیم رطوبتی زریک است. با وجود این ایلایت در اعماق زیرین خاک سایر مناطق تغییرات کمی نشان می‌دهد و جزو کانی‌های مغلوب است (شکل ۲). به طور کلی جرارد (۲۰۰۰) در ارتباط با نقش اقلیم در هوادیدگی شیمیایی، به ویژه رابطه بین اقلیم و انواع خاص کانی‌های رسی تولید شده در خاک، اظهار می‌دارد که رس‌های منبسط شونده نظیر اسمکتایت معمولاً به اقالیم خشک و نیمه‌خشک مربوط می‌شوند (Gerrard, 2000).




**شکل۲- درصد نیمه‌کمی کانی‌های رسی در مناطق سه گانه با رژیم رطوبتی مختلف**

در اکثر خاکرخ‌های مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب، با افزایش رطوبت، مقدار کانی اسمکتایت با فراوانی قابل توجه (به ویژه در خاکرخ‌های ۳ و ۶) غالبیت دارد و سایر کانی‌ها به مقدار ناچیز جزو کانی‌های مغلوب می‌باشند. افزایش رطوبت قابل دسترس خاک و به دنبال آن محیطی با آبشویی نسبی بیشتر برای آزادسازی $K^+$ از کانی‌های میکایی، مشخصاً ایلایت، در محیط با $Mg^{2+}$ بالا و تحرک Si بالا ممکن است شرایط مطلوبی برای تشکیل اسمکتایت از طریق تغییر شکل کانی‌های رسی را فراهم کند. به احتمال زیاد مکانیسم نوتشکیلی در اثر وجود pH بالا، فراوانی عنصر Mg و فراوانی نسبت عنصر Si نسبت به Al

شرایط را برای تشکیل خاک‌ساخت اسمکتایت فراهم و مساعد می‌نماید. از طرف دیگر سنگ مادر بازالت دارای کاتیون‌های بازی فراوان بوده و در نتیجه آن خاک‌های تشکیل شده بر روی آن دارای pH بالا هستند که شرایط را برای تشکیل خاک-ساخت اسمکتایت فراهم و مساعد می‌نماید. علاوه بر این مکانیسم، تشکیل اسمکتایت از طریق تغییر شکل کانی‌های دیگر به ویژه ایلایت در این مطالعه بسیار مهم است. زیرا فرآیند نوتشکیلی نمی‌تواند به تنهایی افزایش مقدار این کانی بویژه با افزایش رطوبت در شرایط مرطوبتر (رژیم رطوبتی زریک در مقایسه با اریدیک) را توجیه کند. زیرا که در مقایسه خاکرخ‌های تشکیل شده در شرایط مرطوبتر (رژیم رطوبتی زریک در مقایسه با اریدیک) نه شرایط توپوگرافی و نه شرایط زهکشی نمی‌توانند دلیل فراوانی اسمکتایت‌ها در این خاک‌ها باشند و لذا بایستی فرآیند تغییر شکل ایلایت به اسمکتایت را عامل اصلی تشکیل این کانی مد نظر قرار داد. حضورکانی مختلط ایلایت-اسمکتایت در اکثر خاکرخ‌های مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب می‌تواند نشان دهنده مرحله واسطه تغییر شکل ایلایت به اسمکتایت باشد.

علاوه بر تاثیر اقلیم و پوشش گیاهی یکی دیگر از مهمترین دلایل بیشتر بودن ذخیره کربن آلی در دو منطقه نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب نسبت به منطقه خشک، غالبیت بارز کانی رسی اسمکتایت در خاک این مناطق است. چرا که سطح ویژه بالا و وجود فضاهای بین لایه‌ای زیاد، سبب حفاظت در برابر عوامل زیستی تجزیه کننده و در نهایت افزایش نگهداری کربن آلی شده است. پیوند ترکیبات آلی با کانی‌ها، معدنی‌شدن میکروبی را کاهش می‌دهد (Kalbitz et al., 2005) که احتمالاً به دلیل قدرت پیوندهای تشکیل شده بین مولکول‌های آلی و سطح کانی‌ها است (Kaiser and Guggenberger, 2007) و یا به علت جذب در منافذ مولکولی کانی‌ها (۱۰ نانومتر~>) که غیرقابل دسترس برای میکروب‌ها و آنزیم‌ها است، می‌باشد ( Zimmerman et al., 2004). بالدوک و سمستاد (۲۰۰۰) بیان کردند که بخشی از ماده آلی خاک در پیوند با کانی‌های خاک است. این پیوند، استرداد ماده آلی توسط تخریب بیولوژیکی را نسبت به حالت آزاد کم می‌کند. از این رو این ارتباط یکی از فاکتورهای کنترل کننده حفظ کربن در خاک است (Baldock and Skjemstad, 2000). واتل کوکوک و همکاران (۲۰۰۱) نیز در تحقیقی اظهار داشتند که خاک‌ها با رس غالب اسمکتایت که در مناطق پست یافت می‌شوند و بالا بودن سطح ایستابی آب زیرزمینی و تغییرات مکرر آن، محدودیت تهویه در این خاک‌ها را ایجاد می‌کند. تحت این شرایط، فعالیت میکروبی محدود شده و تجزیه و تخریب ماده آلی کاهش می‌یابد و ترکیبات هومیکی ممکن است انباشته شوند (Wattel-Koekkoek et al., 2001). بار و همکاران (۲۰۱۴) که به طور کامل مکانیسم‌های ارتباط بین ترکیبات آلی خاک و فیلوسیلیکات‌ها را مورد بررسی قرار دادند، دریافتند که کانی‌های ۲:۱ توانایی بالاتری برای تثبیت کربن آلی خاک دارند و از بین آن‌ها نیز کانی رسی اسمکتایت تاثیر بسیار بیشتری نسبت به سایرین دارد (Barre et al., 2014).

به طور کلی کانی‌های رس درحفظ و نگهداری کربن و جلوگیری از تجزیه آن نقش مهمی ایفا می‌کند و این موضوع می-تواند احتمالاً ناشی از چندین عامل باشد: ۱) بخش رس با کاهش تهویه، تجزیه میکروبی را محدود می‌کند، ۲) سطح ویژه بیشتر کانی‌های رسی (غالبیت کانی رسی اسمکتایت در مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب) و بخش رس باعث جذب بیشتر کربن می‌شود و ۳) ذرات و کانی‌های رس همچنین قادرند تا آنزیم‌های میکروبی را جذب و آن‌ها را غیرفعال نمایند.

## منابع

راهب، ع. ۱۳۹۵. تاثیر عوامل زیست اقلیمی بر مقادیر کربن آلی و غیرآلی خاک در تشکیلات زمین‌شناسی بازالتی. رساله دکتری تخصصی علوم و مهندسی خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران.

مقیسه، ا. حیدری، ا. قنادی‌مراغه، م. توفیقی، ح. سرمدیان، ف. و کریمیان‌اقبال، م. ۱۳۹۱. اثرات تغییر کاربری جنگل برخصوصیات فیزیکوشیمیایی، ذخیره کربن آلی و تنفس خاک در منطقه کلاردشت. مجله تحقیقات آب و خاک ایران، جلد ۴۳، شماره ۱، صفحه‌های ۳۷ تا ۴۶.

Adhikari, G. and Bhattacharyya, K.G. 2015. Correlation of soil organic carbon and nutrients (NPK) to soil mineralogy, texture, aggregation, and land use pattern. Environmental monitoring and assessment, 187:735: 1-18.

Baldock, J.A. and Skjemstad, J. 2000. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. Organic geochemistry, 31(7): 697-710.

Barré, P., Fernandez-Ugalde, O., Virto, I., Velde, B. and Chenu, C. 2014. Impact of phyllosilicate mineralogy on organic carbon stabilization in soils: incomplete knowledge and exciting prospects. Geoderma, 235: 382-395.
Batjes, N.H. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. European Journal of Soil Science, 47: 151-164.
Chenu, C., Stotzky, G. 2002. Interactions between microorganisms and soil particles: an overview. In: Huang, P.M., Bollag, J.M., Senesi, N. (Eds.), Interactions Between Soil Particles and Microorganisms IUPAC Series of Applied Geochemistry. Wiley and Sons, New York, pp. 3-40.
Crow, S.E., Swanston, C.W., Lajtha, K., Brooks, J.R. and Keirstead, H. 2007. Density fractionation of forest soils: methodological questions and interpretation of incubation results and turnover time in an ecosystem context. Biogeochemistry, 85(1): 69-90.
Franzluebbers, A.J. 2002. Soil organic matter stratification ratio as an indicator of soil quality. Soil and Tillage Research, 66: 95-106.
Gerrard, J. 2000. Fundamentals of soils. Routedge fundamentals of physical Geography. Taylor and Francis.
Kaiser, K. and Guggenberger, G. 2007. Sorptive stabilization of organic matter by microporous goethite: sorption into small pores vs. surface complexation. European Journal of Soil Science, 58(1): 45-59.
Kaiser, K. and Kalbitz, K. 2012. Cycling downwards–dissolved organic matter in soils. Soil Biology and Biochemistry, 52: 29-32.
Kalbitz, K., Schwesig, D., Rethemeyer, J. and Matzner, E. 2005. Stabilization of dissolved organic matter by sorption to the mineral soil. Soil Biology and Biochemistry, 37(7): 1319-1331.
Kunze, G.W. and Dixon, J.B. 1986. Method of soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogycal Methods. American Society of Agronomy.
Six, J., Conant, R., Paul, E.A. and Paustian, K. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. Plant and Soil, 241(2): 155-176.
Soil Survey Staff. (2014). Keys to Soil Taxonomy (12nd ed.). United States Department of Agriculture. NRCS.
Sollins, P., Kramer, M.G., Swanston, C., Lajtha, K., Filley, T., Aufdenkampe, A.K.,Wagai, R. and Bowden, R.D. 2009. Sequential density fractionation across soils of contrasted mineralogy: evidence for both microbial- and mineral-controlled soil organic matter stabilization. Biogeochemistry, 96: 209–231.
Sparks, D.L. 1996. Method of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods. American Society of Agronomy.
USDA-NRCS. 2012. Field Book for Describing and Sampling Soils. Version 3.0, National Soil Survey Center.
Von Lützow, M., Kogel-Knabner, I., Akschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B. and Flessa, H. 2006. Stabilization of soil organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions - a review. Eurapian Journal of Soil Science, 57: 426-445.
Wattel-Koekkoek, E., Van Genuchten, P., Buurman, P. and Van Lagen, B. 2001. Amount and composition of clay-associated soil organic matter in a range of kaolinitic and smectitic soils. Geoderma, 99(1): 27-49.
Wilson, M. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. Clay Minerals, 34(1): 7-24.
Wiseman, C. and Püttmann, W. 2005. Soil organic carbon and its sorptive preservation in central Germany. European Journal of Soil Science, 56(1): 65-76.
World Reference Base for Soil Resources. 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Report. Rome, I. Food and Agriculture Organisation of the United Nations.
Zimmerman, A.R., Chorover, J., Goyne, K.W. and Brantley, S.L. 2004. Protection of mesopore-adsorbed organic matter from enzymatic degradation. Environmental Science and Technology, 38(17): 4542-4548.

**Organic carbon retention by smectitic clay minerals in the soils of arid to semihumid regions**

A.R. Raheb[1], A. Heidari[2] and S. Mahmoodi[2]
[1]Ph.D and [2]Professor of Soil Science Department, University of Tehran

**Abstract**
Clay fraction strongly influences soil organic carbon (SOC) dynamics. Phyllosilicates among the clay size minerals have been shown that efficiently protect SOC. In this study, the effects of clay minerals on soil organic carbon storage, physicochemical and mineralogical properties were studied in 6 profiles from three different climates. Results demonstrated that smectite was the most dominant mineral especially in the semiarid and semihumid soils. Generally, the results showed that in an arid-semihumid climosequence, with increasing the entering humidity to soil, more smectite with higher specific surface area that is able to protect more organic carbon from bio-decomposition increases.

**Keywords:** Semihumid climate, phyllosilicate, Soil organic carbon.