مطالعه کانی‌شناسی رسی خاک‌های واقع بر سطوح مختلف ژئومرفیک در منطقه‌ی ساردوئیه-جیرفت

صالح سنجری[1] و ناصر برومند

مربی گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه جیرفت؛ sanjari@ujiroft.ac.ir

استادیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه جیرفت؛ nbroomand@yahoo.com

دریافت: 91/2/28 و پذیرش: 92/7/22

چکیده

کانی‌شناسی به‌عنوان یکی از مهمترین ویژگی‌های خاک بسته به توپوگرافی تغییر می‌کند. هر کانی رسی دارای خصوصیات منحصر به فردی است و بر حسب اینکه هر کدام چقدر در خاک وجود داشته باشند خصوصیات آن خاک تحت تأثیر کانی یا کانی‌های رسی غالب قرار می‌گیرد. تحقیق حاضر به منظور مطالعه کانی‌شناسی رسی خاک‌های منطقه‌ی ساردوئیه-جیرفت در سطوح مختلف ژئومرفیک انجام گرفت. رژیم رطوبتی و حرارتی منطقه، به ترتیب زریک و مزیک می‌باشد. اشکال اراضی پدیمنت سنگی، تپه، پدیمنت پوشیده، دشت آبرفتی و اراضی پست در منطقه شناسایی گردید و هر شکل اراضی بر اساس میزان پایداری، به سطوح مختلف ژئومرفیک تقسیم گردید. بر روی هر سطح ژئومرفیک، یک خاکرخ شاهد حفر، تشریح و نمونه‌برداری شد. نمونه‌های خاک تحت آزمایش‌های کانی‌شناسی رسی قرار گرفتند. نتایج حاکی از وجود کانی‌های رسی ایلیت، کلریت، اسمکتیت، ورمی‌کولیت، پالیگورسکیت و کائولینیت می‌باشد. کانی اسمکتیت کانی غالب در خاک‌های منطقه می‌باشد که از هوادیدگی کانی ایلیت و کلریت تشکیل شده است و از طرفی، در سطح اراضی پست منشاء اتیژنیک دارد. کانی پالیگورسکیت در سطح پایدار پدیمنت پوشیده و در افق کلسیک مشاهده گردید. کانی ورمی‌کولیت در اراضی پست به دلیل وجود رطوبت زیاد از تبدیل کانی ایلیت ایجاد شده است. به نظر می‌رسد که کانی‌های کلریت، ایلیت و کائولینیت در خاک‌های منطقه تنها از مواد مادری به ارث رسیده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ژئومرفولوژی، اسمکتیت

مقدمه

به‌منظور درک بهتر روند پیدایش و توسعه خاک، به انجام رساندن بررسی‌های کانی‌شناسی در هر مطالعه خاکشناسی اجتناب‌ناپذیر می‌باشد. کیفیت و کمیت کانی‌های رسی، افزون بر اثری که در تشکیل خاک از راه نگهداری رطوبت، نفوذپذیری و ترکیب عناصر دارند، در برآورد توانایی خاک از نظر تولید محصولات گوناگون زراعی و جنگلی نیز عامل مهمی به‌شمار می‌روند. کانی‌ها در حدود 50 درصد از حجم بیشتر خاک‌ها را تشکیل می‌دهند، حمایت فیزیکی گیاه را به عهده دارند و آب و هوای مورد نیاز برای رشد مطلوب گیاهان را فراهم می‌کنند. از سوی دیگر، عناصر غذایی مورد نیاز گیاه از طریق هوادیدگی کانی‌ها آزاد می‌گردد (مور و رینولدز، 1989). کانی‌های رسی، بخش فعال معدنی خاک‌ها را تشکیل می‌دهند که اغلب به‌صورت کلوئیدی و بلورین

[1]. نویسنده مسئول، آدرس: جیرفت، دانشگاه جیرفت، دانشکده کشاورزی، گروه مهندسی علوم خاک

می‌باشند (برادی، 1990). کانی‌های رسی خاک به‌علت دارا بودن سطح ویژه بالا و بار منفی، نقش تعیین‌کننده‌ای در جذب عناصر غذایی مورد نیاز گیاه دارند.

خاک، به موقعیت ژئومرفیک بسیار وابسته می‌باشد و اگر در بررسی‌های تشکیل و طبقه‌بندی زمین‌نما[1] مفاهیم ژئومرفولوژی لحاظ شود، فرآیندهای تشکیل خاک بهتر درک می‌شوند (گراهام و بول، 1990). لی و همکاران (2003) با مطالعه بر روی خاک‌های مالی‌سول کالیفرنیا و بررسی موقعیت‌های ژئومرفیک شیب پشتی و پنجه شیب، کلریت را در تمام افق‌های مورد بررسی نسبتاً ثابت مشاهده کردند. آن‌ها نتیجه گرفتند که کلریت به ورمی‌کولیت و سپس به اسمکتیت با بار زیاد تغییر پیدا می‌کند که این وضعیت فقط در افق‌های تحتانی شیب پشتی رخنمون گردید. هم‌چنین کلریت با از دست دادن ورقه هیدروکسی بین لایه‌ای به کانی منظم بین لایه‌ای کلریت-ورمیکولیت تبدیل می‌شود. آن‌ها اسمکتیت را کانی ثانویه غالب در تمام افق‌ها معرفی کردند و چنین نتیجه گرفتند که اسمکتیت در این خاک‌های غنی از سرپنتین دارای دو منشاء تغییر شکل کلریت در موقعیت شیب پشتی و تشکیل مجدد به وسیله رسوب عناصر رها شده از هوازدگی سرپنتین است. اسمیت و بیول (1968) در تحقیقات خود در خاک‌های خشک و نیمه‌خشک نتیجه گرفتند که ایلیت کانی عمده خاک‌های این مناطق بوده و کائولینیت نیز به میزان اندک وجود دارد. غالب بودن کانی مونت‌موریلونیت در عمق به دلیل ریز بودن این رس‌ها و شستشوی آسان آن‌ها دانسته شده است. در بررسی دیگر حضور کانی‌های اسمکتیت و هماتیت و غیبت کانی‌های پالیگورسکیت و سپیولیت در کالکریت‌های جنوب شرق اسپانیا به حاکمیت اقلیم نیمه‌خشک در زمان تشکیل آنها نسبت داده شده است (جیمنزاسپینوسا و جیمنزمیلان، 2003).

تاکنون بررسی‌های زیادی در ارتباط با کانی‌شناسی رسی خاک‌های استان کرمان انجام شده است. برای مثال، فرپور و همکاران (2002) پس از مطالعه بر روی نحوه‌ی تشکیل و توزیع پالیگورسکیت و کانی‌های رسی همراه در خاک‌های موجود بر سطوح مختلف ژئومرفیک در حوالی رفسنجان دریافتند که رابطه‌ی نزدیکی بین مرفولوژی پالیگورسکیت و موقعیت ژئومورفیک وجود دارد، و بیان کردند در سطوح ژئومورفیک بالادست (پدیمنت سنگی)، بلورهای بزرگ‌تر و تعداد بیشتری از این کانی وجود دارند، در حالی که در قسمت‌های پایین‌تر (پلایا)، بلورها دارای تعداد کمتر و اندازه‌ی کوچکتر می‌باشند. هم‌چنین، پالیگورسکیت با منشأ پدوژنیک (در سطح بالاتر) و به ارث رسیده (در پدیمنت‌های پوشیده و پلایا) در منطقه‌ی مورد مطالعه دیده شد. این رس‌های فیبری در پدیمنت‌های پوشیده و پلایا که آب بیشتری از رواناب دریافت می‌کنند به اسمکتیت تبدیل شده‌اند. نورایی (1388) در مطالعه خاک‌های کویر لوت، کانی‌های اسمکتیت، ایلیت، کائولینیت و کلریت را به وفور شناسایی کردند و کم بودن پالیگورسکیت را به علت دقت روش پراش اشعه ایکس در تشخیص مقادیر اندک این کانی نسبت دادند. معاذالهی و فرپور (2012) نیز در حین مطالعه خاک‌های یک ردیف پستی و بلندی که در منطقه جنوب غرب کرمان (کرمان تا بافت) صورت پذیرفت، کانی‌های کلریت، ایلیت، پالیگورسکیت، اسمکتیت، کانی‌های مخلوط و کائولینیت را جزء کانی‌های رسی غالب در خاک‌های مورد مطالعه گزارش کردند. نتایج تحقیق نشان داد که به دلیل عدم وجود شرایط لازم برای تشکیل کائولینیت، این کانی به ارث رسیده از مواد مادری بوده است. حضور مقادیر فراوانی از ایلیت و کلریت در جز رس خاک‌ها منشاء موروثی دارد و ایلیت و کلریت معمولاً قابل هوادیده شدن هستند و می‌توانند در اثر واکنش‌های تغییر و تبدیل به کانی‌های انبساط‌پذیر مخلوط و اسمکتیت تغییر کنند. فرپور و ایران‌نژاد (2011) در مطالعه خاک‌های مخروط‌افکنه گیودری رفسنجان بیان کردند که کانی‌های غالب رسی در اکثر خاک‌ها، اسمکتیت، ایلیت، پالیگورسکیت و کائولینیت می‌باشند که این کانی‌ها، دارای منشأ توارثی هستند. سنجری و همکاران (1390) در مطالعه کانی‌شناسی رسی خاک‌های منطقه جیرفت، وجود کانی‌های کلریت، ایلیت، پالیگورسکیت، اسمکتیت و کائولینیت را گزارش کردند. آنها بیان کردند که به‌طرف دشت آبرفتی، به‌علت بالا بودن سطح آب زیرزمینی، از پایداری پالیگورسکیت کاسته می‌شود و اسمکتیت، کانی غالب خاک می‌باشد. منشأ کانی پالیگورسکیت در اشکال اراضی پدیمنت پوشیده، قدیمی حدواسط و دشت آبرفتی، به‌ترتیب، موروثی، پدوژنیک و آواری می‌باشد. هم‌چنین بیان کردند که به‌دلیل عدم وجود شرایط لازم برای تشکیل کائولینیت، این کانی به ارث رسیده از مواد مادری است. حضور کانی‌های ایلیت و کلریت در خاک‌های منطقه، منشأ موروثی دارند.

هدف از پژوهش حاضر برای دست‌یابی بررسی کانی-شناسی رسی خاک‌های منطقه ساردئیه-جیرفت واقع بر سطوح مختلف ژئومرفیک صورت پذیرفت.

---

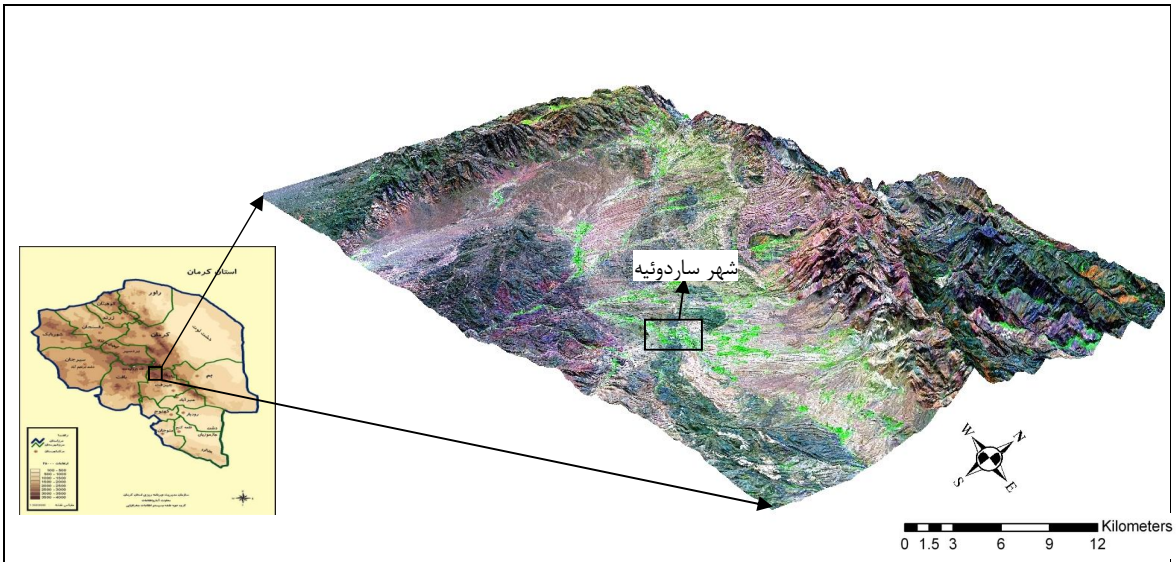
1. Landscape

روش مطالعه

مطالعات صحرایی

ساردوئیه از شهرهای استان کرمان در جنوب شرقی ایران واقع در شهرستان جیرفت در موقعیت جغرافیایی، شمال و شمال غربی است. منطقه مورد مطالعه در حد فاصل طول‌های جغرافیایی "57°19′25 تا "57°37′18 شرقی و عرض‌های جغرافیایی "29°07′14 تا "29°17′01 شمالی قرار گرفته است (شکل 1). این منطقه در ارتفاع 2500 تا 3500 متری از سطح دریا و در 85 کیلومتری شهرستان جیرفت واقع گردیده است. رژیم رطوبتی و حرارتی خاک منطقه‌ی مطالعاتی، به‌ترتیب، زریک و مزیک می‌باشند.

منطقه‌ی مورد مطالعه، دارای پنج شکل اراضی پدیمنت سنگی، تپه، پدیمنت پوشیده، دشت آبرفتی و اراضی پست می‌باشد. شکل اراضی پدیمنت پوشیده شامل دو سطح ژئومرفیک پایدار و ناپایدار می‌باشد. سطح پایدار و ناپایدار در این شکل اراضی با توجه به تکامل خاکرخ (مشاهده افق پتروکلسیک) و میزان تأثیر از رسوبات رودخانه تقسیم‌بندی شدند. از سوی دیگر، اشکال اراضی پدیمنت سنگی، تپه و دشت آبرفتی نیز به دو سطح پایدار و ناپایدار از نظر تکامل خاک جدا گردیدند. اراضی پست در منطقه‌ی مورد مطالعه به لحاظ ژئومرفولوژی و تکامل خاک، دارای هیچ‌گونه تنوع و تغییری نمی‌باشد و بنابراین به سطوح مختلف تقسیم نگردید. سطح آب زیرزمینی در موقعیت اراضی پست در سطح خاک مشاهده گردید. پس از حفر تعداد 25 خاکرخ در سطوح ژئومرفولوژی مختلف مذکور، برای هر سطح، یک خاکرخ شاهد (در مجموع، نه خاکرخ شاهد) انتخاب شد و با استفاده از راهنمای سرویس حفاظت منابع طبیعی آمریکا (2002) تفسیر و نمونه‌برداری شد. شکل (1) موقعیت منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل 1- موقعیت منطقه مورد مطالعه

بررسی‌های آزمایشگاهی

نمونه‌ها در آزمایشگاه خاک‌شناسی دانشگاه جیرفت، هواخشک و از الک دو میلی‌متری عبور داده شدند. برای تعیین بافت خاک از روش هیدرومتری (بایکاس، 1962) استفاده گردید. برای اندازه‌گیری پ‌هاش خمیر اشباع و قابلیت هدایت الکتریکی عصاره‌ی اشباع خاک به ترتیب از دستگاه پ‌هاش‌سنج و هدایت‌سنج الکتریکی مدل ملتی‌لاین پی4 استفاده شد. با قرار دادن خاک اشباع در حرارت 105 درجه‌ی سانتی‌گراد به‌مدت 24 ساعت، درصد وزنی رطوبت اشباع (SP) مشخص گردید. اندازه‌گیری کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون برگشتی (نلسون، 1982) انجام شد. از طرفی ماده آلی به روش اکسایش تر (نلسون و سامرز، 1982) اندازه‌گیری شد.

مطالعات کانی‌شناسی رس

برای تعیین نوع کانی‌های رسی در خاک از روش جکسون (1975) و کیتریک و هوپ (1963) برای حذف مواد سیمانی و جدا نمودن بخش رس استفاده گردید، و چهار تیمار مختلف شامل اشباع با منیزیم، اشباع با پتاسیم، اشباع با منیزیم و تیمار اتیلن‌گلیکول، اشباع با پتاسیم و تیمار حرارت 550 درجه‌ی سانتی‌گراد بر روی هر یک از نمونه‌ها اعمال گردید. نمونه‌ها پس از آماده‌سازی به‌وسیله‌ی دستگاه پراش پرتو ایکس مدل بروکر در ولتاژ 40 کیلوولت و آمپراژ 30 میلی‌آمپر در مرکز پیشرفته‌ی علوم محیطی کرمان بررسی گردیدند.

نتایج و بحث

خصوصیات مرفولوژیکی، فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها

جدول 1، برخی خصوصیات مرفولوژیکی، فیزیکی و شیمیایی خاکرخ‌های شاهد را نشان می‌دهد. هدایت الکتریکی تمام خاک‌های منطقه کم بوده و از حدود 0/2 تا 2/6 دسی‌زیمنس بر متر تغییر می‌کند به جز خاک جوان پروفیل هفتم که در افق C آن هدایت الکتریکی به 7/3 دسی‌زیمنس بر متر می‌رسد (جدول 1). واکنش خمیر اشباع خاک (pH) در تمام خاک‌ها همواره بالاتر از 7 و از 7/5 تا 8/5 متغیر است (جدول 1).

خاکرخ شماره یک (با ارتفاع 3129 متری از سطح دریا) در سطح ژئومرفیک پایدار و خاکرخ دوم (ارتفاع 2980 متری از سطح دریا) در سطح ژئومرفیک ناپایدار بر روی شکل اراضی پدیمنت سنگی قرار دارند (شکل 1) که دارای تکامل خاکرخی متفاوتی می‌باشند. خاکرخ اول دارای افق سطحی مالیک و دارای افق مشخصه زیرسطحی کمبیک می‌باشد. از طرفی خاکرخ دوم دارای افق سطحی اکریک و افق زیرسطحی کمبیک است. سنگ بستر در خاکرخ اول در عمق 100 سانتی‌متری از سطح زمین اما در خاکرخ دوم در عمق 50 سانتی‌متر قرار دارد. با توجه به خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها و تشریح صحرایی آن‌ها، خاکرخ‌های اول و دوم بر اساس رده‌بندی آمریکایی (2010) به ترتیب تیپیک هپلو زرآل و لیتیک هپلوزرپت طبقه‌بندی گردیدند (جدول 1).

خاکرخ سوم و چهارم به ترتیب بر روی سطوح پایدار و ناپایدار شکل اراضی تپه و به ترتیب در ارتفاعات 3012 و 2983 متری از سطح دریا قرار دارند (شکل 1). هر دو خاکرخ دارای افق کمبیک و کلسیک می‌باشند که کربنات‌کلسیم ثانویه در این خاکرخ‌ها به‌صورت سخت دانه تجمع یافته است. خاکرخ سوم دارای دارای افق سطحی مالیک و خاکرخ چهارم دارای افق سطحی اکریک می‌باشد. بر اساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (2010)، خاک‌های خاکرخ سوم و چهارم، به ترتیب، تیپیک کلسی زرآل و تیپیک کلسی زرپت طبقه‌بندی شدند (جدول 1).

شکل اراضی پدیمنت پوشیده، شامل 2 سطح ژئومرفیک پایدار (خاکرخ پنجم) و ناپایدار (خاکرخ ششم) می‌باشد. خاکرخ پنجم (ارتفاع 2604 متری از سطح دریا)، دارای افق‌های کلسیک و پتروکلسیک است. با توجه به وجود افق پتروکلسیک در این سطح ژئومرفیک، این خاک قدیمی‌تر از خاک‌های دیگر به نظر می‌رسد. بر اساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (2010)، پتروکلسیک کلسی‌زرپت طبقه‌بندی شد. از سوی دیگر، خاکرخ ششم (ارتفاع 2720 متری از سطح دریا) به دلیل متأثر بودن از رسوبات آبرفتی دارای دو خاک جوان و مدفون شده می‌باشد. هر دو این خاک دارای افق زیر سطحی کمبیک است. درصد ذرات درشت در خاک جوان کمتر از خاک مدفون شده می‌باشد، بنابراین تغییر اقلیم منجربه نهشته شدن رسوبات ریزبافت بر روی رسوبات قبلی شده است. خاک موجود در این سطح ناپایدار، بر اساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (2010)، تیپیک هپلوزرپت طبقه‌بندی گردید.

خاکرخ هفتم و هشتم در سطح ژئومرفیک پایدار و ناپایدار شکل اراضی دشت آبرفتی و به ترتیب در ارتفاعات 2583 و 2556 متری از سطح دریا قرار دارند (شکل 1). خاکرخ هفتم به دلیل متأثر بودن از رسوبات رودخانه دارای دو خاک جوان و مدفون‌شده است. به‌نظر می‌رسد که در خاک مدفون شده، به دلیل وجود شرایط مناسب از لحاظ فاکتور زمان و وجود رطوبت فراوان، افق آرجیلیک در این سطح ژئومرفیک تشکیل گردیده است؛ در حالی که در خاک جوان رویی، خشکی اقلیم و به تبع آن تغییر رژیم رطوبتی رودخانه منجربه نهشته شدن رسوبات ریزبافت بر روی رسوبات قبلی شده است. بررسی درصد نسبی ذرات خاک، افزایش درصد رس در زیر افق A از 11/3 درصد به 16/8 درصد را نشان می‌دهد که به همراه سایر خصوصیات مورد نیاز از جمله مشاهده پوشش‌های رس، مؤید تشکیل افق آرجیلیک (Btb) می‌باشد (جدول 1). به‌طور کلی، وجود افق‌های مشخصه-ی کلسیک و آرجیلیک در این خاکرخ، حاکی از تکامل و تنوع خاکزایی آن می‌باشد. خاکرخ هشتم دارای افق‌های سطحی اکریک و زیر سطحی کمبیک می‌باشد. این خاک دارای تکامل کمتری نسبت به خاکرخ هفتم می‌باشد. هر دو خاکرخ بر اساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (2010)، تیپیک کلسی زرپت طبقه‌بندی شدند (جدول 1).

خاکرخ نهم در سطح اراضی پست واقع در دامنه کوه‌های سربیژن با ارتفاع بیش از 2785 متر از سطح دریا

تشکیل گردیده است. آب حاصل از ذوب برف به همراه آب باران، از تجزیه ماده آلی جلوگیری می‌کند، و تجمع مواد آلی باعث تشکیل افق‌های آلی (Oe) می‌گردد. به‌طور کلی، به دلیل اشباع بودن خاک از آب برای بیش از 30 روز تجمعی در سال، دو افق سطحی به صورت هیستیک جدا گردیدند. رده‌بندی این خاک براساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (2010)، تیپیک هپلو همیست می‌باشد (جدول 1).

جدول 1- برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاکرخ‌های شاهد

رده‌بندی جامع آمریکایی (2010)	کربنات کلسیم معادل (%)	ماده آلی (%)	EC (dS/m)	pH	رطوبت اشباع (%)	ذرات درشت (%)	رس (%)	سیلت (%)	شن (%)	عمق (cm)	افق
سطح پایدار پدیمنت سنگی: خاکرخ اول											
Typic Haploxerolls	2/5	3/1	0/2	7/3	33/5	35/0	2/8	21/2	76	0-45	**A**
	0/0	2/8	0/2	7/4	32/5	40/0	2/8	23/2	74	45-80	**Bw**
	0/0	1/9	0/2	7/6	23/4	29/0	0/8	19/2	80	80-100	**C**
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+100	**R**
سطح ناپایدارپدیمنت سنگی: خاکرخ دوم											
Lithic Haploxerepts	20/0	0/9	0/6	7/9	19/0	56/0	4/0	18/4	76/7	0-12	**A**
	2/5	0/8	0/7	8/0	48/3	49/0	20/0	28/9	50/9	12-50	**Bw**
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+50	**R**
سطح پایدار تپه: خاکرخ سوم											
Typic Calcixerolls	0/5	3/8	0/5	7/4	36/4	52/0	4/8	31/2	64	0-40	**A**
	2/5	2/2	0/5	7/3	34/3	49/0	6/8	31/2	62	40-75	**Bw**
	27/5	2/0	0/3	7/6	31/3	19/0	10/8	13/2	76	75-120	**Bk**
	0/0	0/5	0/2	7/6	28/2	24/0	2/8	17/2	80	120-160	**C**
سطح ناپایدارتپه: خاکرخ چهارم											
Typic Calcixerepts	6/0	1/0	1/0	7/8	23/0	30/0	12/0	29/4	58/6	0-5	**A**
	12/5	0/8	0/7	7/9	25/3	29/0	24/0	9/3	66/7	5-35	**Bw1**
	5/0	0/6	1/0	7/9	32/0	58/0	28/0	29/3	42/7	35-95	**Bw2**
	20/0	0/42	0/8	8/0	37/8	21/0	32/0	29/3	38/7	95-145	**Bk**
	2/5	-	0/9	7/8	38/9	2/0	26/0	23/3	50/7	145-180	**Bw**
سطح پایدار پدیمنت پوشیده: خاکرخ پنجم											
Petrocalcic Calcixerepts	25/0	0/5	0/4	8/0	26/7	15/0	20/0	19/5	60/5	0-15	**A**
	42/5	0/6	0/4	8/2	36/4	26/0	12/8	18/7	68/5	15-85	**Bk**
	44/3	0/4	1/1	7/9	31/5	23	11/0	27/5	61/5	+85	**Bkm**
سطح ناپایدار پدیمنت پوشیده: خاکرخ ششم											
Typic Haploxerepts	7/5	1/2	0/6	8/1	31/3	7/0	10/8	32/0	57/2	0-8	**A**
	7/5	0/9	0/7	8/1	27/2	20/0	16/8	15/2	68/0	8-30	**Bw**
	7/5	0/6	0/9	8/0	21/7	36/0	0/4	21/6	78/0	30-38	**C**
	10/0	0/5	1/1	7/8	31/0	44/0	16/0	14/0	70/0	38-62	**Bwb**
	5/0	0/4	0/6	8/0	18/1	70/0	10/8	7/2	82/0	62-85	**C**
سطح پایدار دشت آبرفتی: خاکرخ هفتم											
Typic Calcixerepts	22/5	1/3	1/3	7/9	28/8	8/0	11/3	34/0	54/7	0-27	**A**
	25/0	0/4	1/0	7/9	35/4	5/0	20/0	30/0	50/0	27-67	**Bk1**
	15/0	0/3	1/4	8/3	62/7	0/0	29/3	34/0	36/7	67-136	**Bk2**
	12/5	0/1	7/3	7/8	64/6	1/0	6/0	54/0	40/0	136-180	**C**
	5/0	0/2	2/6	8/1	59/1	2/0	16/8	44/0	39/2	180-240	**Btb**
	5/0	0/1	0/8	8/0	36/0	62/0	4/8	4/0	91/2	240-335	**C**

سطح ناپایدار دشت آبرفتی: خاکرخ هشتم											
Typic Calcixerepts	17/5	2/4	2/0	7/8	34/1	13/0	24/0	23/3	52/7	0-10	**A**
	16/7	1/0	2/5	7/7	38/3	23/0	31/3	13/3	55/4	10-40	**Bk**
	13/7	-	2/0	7/8	25/7	35/0	25/3	21/1	53/6	40-60	**Bw1**
	12/5	-	1/9	7/8	37/9	63/0	28/0	25/3	46/7	60-120	**Bw2**
سطح اراضی پست: خاکرخ نهم											
Typic Haplohemists	20/0	27/8	2/1	7/5	187/0	0/0	6/3	16/0	78/0	0-30	**Oe1**
	40/0	22/3	0/8	8/2	159/0	0/0	12/4	25/6	62/0	30-60	**Oe2**
	32/5	17/4	1/1	8/6	143/0	0/0	12/0	28/8	59/2	60-90	**Bwg**

کانی‌شناسی رس‌ها

نتایج حاصل از دستگاه پراش پرتو ایکس، نشان‌دهنده‌ی این واقعیت هست که منطقه مطالعاتی حاوی کانی‌های ایلیت، اسمکتیت، کلریت، ورمی‌کولیت، پالی‌گورسکیت و هم‌چنین کانی کائولینیت می‌باشد. این کانی‌های، کانی‌های غالب در مناطق خشک و نیمه‌خشک محسوب می‌شوند (دیکسون، 1989).

کانی‌های اسمکتیت، ایلیت و کائولینیت در خاکرخ دوم (افق Bw) واقع بر سطح ناپایدار شکل اراضی پدیمنت سنگی مشاهده شدند (شکل2-الف). نظر به این‌که پیک 14 آنگستروم در خاکرخ دوم در تیمار 550 درجه‌ی سانتی‌گراد از بین رفته است؛ بنابراین کانی کلریت در این خاک وجود ندارد (شکل2-الف)، لذا وجود این پیک را به کانی اسمکتیت می‌توان نسبت داد. از طرفی به علت کاهش پیک 7 آنگستروم در تیمار حرارت 550 درجه سانتی‌گراد می‌توان وجود کانی کائولینیت را نتیجه گرفت. با توجه به شرایط تشکیل کانی‌های کائولینیت، ایلیت و کلریت، منشأ مادری برای این کانی‌ها در خاک‌های منطقه، مورد انتظار است (سنجری و همکاران، 1390؛ فرپور و همکاران، 2002). به‌نظر می‌رسد که منشأ کانی اسمکتیت در خاک‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، پدوژنیک باشد و در این سطح ژئومرفیک، در نتیجه‌ی هوادیدگی، کانی‌های ایلیت و کلریت تشکیل شده است. محققین زیادی در ایران منشأ پدوژنیک را برای کانی اسمکتیت گزارش نموده‌اند (سنجری و همکاران، 1390؛ فرپور و همکاران، 2002؛ ابطحی، 1980).

کانی‌های اسمکتیت، ایلیت، کلریت و کائولینیت در خاکرخ سوم (افق C)، بر روی سطح پایدار شکل اراضی تپه مشاهده شدند (شکل2- ب). با توجه به اینکه پیک 14 آنگستروم در تیمار 550 درجه‌ی سانتیگراد از بین نرفته است، نشان‌دهنده کانی کلریت است (شکل2- ب) و همچنین از بین نرفتن پیک 10 آنگستروم در تیمار حرارت 550 درجه سانتی‌گراد بیانگر کانی ایلیت می‌باشد. وجود کلریت در خاک‌ها گاهی به علت تحول اسمکتیت است ولی در شرایط خاک‌های مورد مطالعه با pH بیش از 7، امکان این تحول از بین رفته، و با توجه به اینکه این کانی فقط در افق C مشاهده گردید، بنابراین وجود کانی کلریت ناشی از مواد مادری می‌باشد (سنجری و همکاران، 1390؛ خادمی و مرموت، 1998).

ترکیب کانی‌شناسی رسی افق Bk موجود در خاکرخ چهارم (شکل2-پ) واقع بر سطح ناپایدار تپه، همانند سطح ناپایدار پدیمنت سنگی می‌باشد. پیک 14 آنگسترومی در تیمار منیزیم-اتیلن گلیکول انبساط پیدا کرده و به حدود 16 آنگسترومی رسیده است که حاکی از وجود کانی اسمکتیت می‌باشد. کانی اسمکتیت، کانی غالب در این سطح می‌باشد، از طرفی کانی ایلیت نیز با شدت کمتر مشاهده شد. بنابراین به نظر می‌رسد غالب بودن کانی اسمکتیت دلیلی بر هوادیدگی بیشتر کانی ایلیت و مساعد بودن شرایط برای تأثیر فاکتورهای خاکسازی بوده است. فانینگ و همکاران (1989) تشکیل اسمکتیت حاصل از هوادیدگی کانی ایلیت را مطرح کردند که برای این عمل و خروج پتاسیم از لایه‌های ایلیت و تبدیل آن به اسمکتیت، غلظت خیلی کم پتاسیم در محیط خاک الزامی است. همچنین بر طبق اظهارات خرمالی و همکاران (2003)، کانی ایلیت می‌تواند به انواع دیگری از کانی‌ها و غالباً اسمکتیت تبدیل شود.

ترکیب کانی‌شناسی رسی افق Bk خاکرخ پنجم واقع بر سطح پایدار پدیمنت پوشیده مشابه خاکرخ دوم و چهارم می‌باشد (شکل2-ت)، با این تفاوت که در این سطح کانی پالیگورسکیت نیز مشاهده شد. خشکسالی‌های اخیر و همراهی آهک و از طرفی واقع شدن در سطح پایدار و کمتر قرار گرفتن در معرض رطوبت ناشی از رواناب‌های فصلی، شرایط را برای تشکیل و پایداری پالیگورسکیت فراهم نموده است. همراهی و حفظ کانی

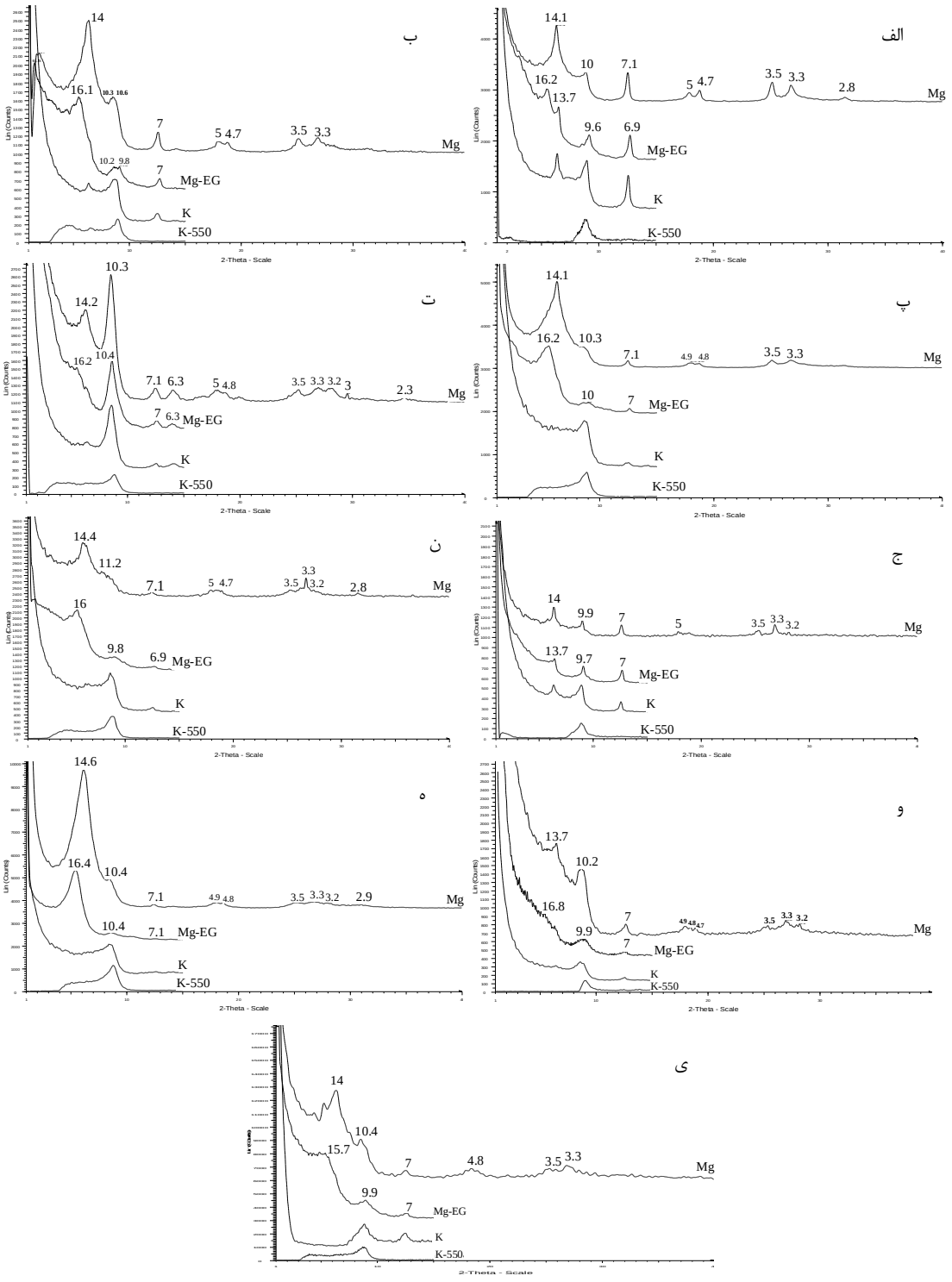
پالیگورسکیت در اطراف بلورهای آهک در افق‌های کلسیک توسط محققین مختلف در ایران مرکزی گزارش شده است (فرپور و ایران‌نژاد، 1390؛ صالحی و همکاران، 1382؛ خادمی و مرموت، 1998). به طور کلی می‌توان عنوان کرد که پالیگورسکیت مختص مناطق خشک و با بارندگی کمتر از 300 میلی‌متر است و در این شرایط پایدار می‌ماند، اما از طرفی وجود این کانی توسط صالحی و همکاران (1998) و خرمالی و ابطحی (2003) در شرایط نیمه خشک و نیمه مرطوب ایران نیز گزارش شده است.

ترکیب کانی‌شناسی رسی مربوط به خاکرخ ششم (سطح ناپایدار پدیمنت پوشیده) از تنوع بیشتری برخوردار می‌باشد. خاک سطحی (افق A)، دارای کانی‌های ایلیت و کائولینیت می‌باشد (شکل2- ج)، در حالی که کانی اسمکتیت مشاهده نگردید. به نظر می‌رسد با توجه به اقلیم خشک و نیمه‌خشک منطقه و جوان بودن خاک در این سطح، به دلیل فقدان هوادیدگی، کانی ایلیت نتوانسته سیر تکاملی را تا تشکیل اسمکتیت طی کند، این به دلیل عدم امکان تکامل خاک می‌باشد. از طرفی در خاک مدفون (افق Bwb) شده کانی اسمکتیت کانی غالب می‌باشد (شکل2-ن). بنابراین به نظر می‌رسد شرایط رطوبت زیاد گذشته در این خاک‌ها شرایط هوادیدگی مناسبی را برای تشکیل اسمکتیت از تغییر شکل ایلیت یا نو تشکیلی[1] آن از محلول خاک فراهم کرده است (سنجری و همکاران، 1390؛ کریم‌زاده و همکاران، 1390). بیرکلند (1990) معتقد است که سرعت تشکیل رس‌های انبساط پذیر با افزایش رطوبت زیاد شده و بیشترین میزان رس در محیط مرطوب و گرم ایجاد می‌شود.

نتایج کانی‌شناسی رسی سطح پایدار دشت آبرفتی (خاکرخ هفتم)، مشابه سایر خاک‌های منطقه است (شکل2-و و ه). مقدار نسبی کانی اسمکتیت در خاک مدفون شده (افق Btb) به حدی زیاد است که پیک کانی ایلیت را پوشانده است (شکل 2- ه) نتیجه فوق نشان-دهنده شرایط مرطوب‌تر در زمان گذشته تشکیل این خاک مدفون شده می‌باشد. به‌نظر می‌رسد که کانی اسمکتیت در این سطح، دارای دو منشأ اتوژنیک و تغییر شکل‌یافته می‌باشد. با توجه به این که مقدار این کانی با وضعیت رطوبت خاک‌ها در ارتباط است؛ بنابراین به‌دلیل رطوبت بیشتر در زمان گذشته، تشکیل اسمکتیت به‌صورت اُتوژنیک در این خاک‌ها محتمل می‌باشد. خرمالی و ابطحی (2003) شرایط لازم برای تشکیل کانی اسمکتیت را رطوبت مناسب، پ‌هاش بالا و وجود یون‌های کلسیم و منیزیم بیان کردند.

در خاکرخ نهم (افق Oe1) واقع بر روی سطح اراضی پست کانی‌های اسمکتیت، ایلیت، ورمی‌کولیت و کائولینیت نیز مشاهده گردید (شکل2- ی). تشکیل کانی اسمکتیت در این خاک‌ها به دلیل زهکشی ضعیف و وجود آب زیرزمینی بالا، به صورت اتوژنیک می‌باشد (عباسلو و ابطحی، 2007؛ کریم زاده و همکاران، 2004). از طرفی با توجه به کاهش شدت پیک 14 آنگسترومی در تیمار پتاسیم نسبت به تیمار منیزیم، این خاک دارای مقداری کانی ورمی‌کولیت نیز باشد (شکل2- ی). در این پروفیل به دلیل شرایط مناسب تشکیل خاک هیستوسول ایلیت به ورمی‌کولیت تبدیل شده است. مهجوری (1975) ضمن مطالعه شش خاک آهکی در سه منطقه ایران، ورمی-کولیت و ایلیت را کانی‌های عمده تشخیص داده و اعلام می‌کند که وجود ورمی‌کولیت در خاک‌های فوق به دلیل تغییر ساختمانی مواد مادری در اثر هوادیدگی میکا به ورمی‌کولیت می‌باشد. خرمالی و ابطحی (2003) در مطالعات خود در جنوب استان فارس گزارش کردند که کانی رسی ورمی‌کولیت در مناطقی با رطوبت قابل دسترس بالا وجود دارد.

1. Neoformation



شکل 2- نمودارهای پراش اشعه‌ی ایکس در افق Bw خاکرخ دوم (الف)؛ افق C خاکرخ سوم (ب)؛ افق Bk خاکرخ چهارم (پ)؛ افق Bk خاکرخ پنجم (ت)؛ افق A و Bwb خاکرخ ششم (به ترتیب ج و ن)؛ افق A و Btb خاکرخ هفتم (به ترتیب و و ه)؛ افق Oe1 خاکرخ نهم (ی) (Mg: اشباع با منیزیم، Mg-E: اشباع با منیزیم و اتیلن‌گلیکول، K:اشباع با پتاسیم، K-550: اشباع با پتاسیم و حرارت 550 درجه‌ی سانتی‌گراد)

نتیجه‌گیری

نتایج تحقیق، حاکی از وجود کانی‌های رسی ایلیت، اسمکتیت، کلریت، ورمی‌کولیت، پالیگورسکیت، و کائولینیت در خاک‌های منطقه می‌باشد. به‌دلیل عدم وجود شرایط لازم برای تشکیل کائولینیت، این کانی به ارث رسیده از مواد مادری است. از طرفی حضور کانی‌های ایلیت و کلریت در خاک‌های منطقه، منشأ موروثی دارند. کانی پالیگورسکیت در سطح پایدار پدیمنت پوشیده که دارای افق کلسیک و پتروکلسیک می‌باشد مشاهده گردید، به نظر می‌رسد این کانی دارای منشاء خاکساز می‌باشد که کربنات کلسیم ثانویه باعث حفظ این کانی گردیده است. از طرفی کانی ورمی‌کولیت در سطح اراضی پست مشاهده گردید که با توجه به شرایط این سطح، از تغییر شکل کانی ایلیت ایجاد شده است. کانی اسمکتیت به دلیل رطوبت بیشتر به خصوص در اقلیم مرطوب‌تر گذشته، دارای منشأ تغییر شکل یافته از کانی‌های ایلیت و کلریت می‌باشد و از طرفی این کانی در سطح اراضی پست، منشاء اتوژنیک دارد.

بنابراین نتایج تحقیق، حاکی از آن است که موقعیت سطوح ژئومرفیک، نقش قابل توجهی در تغییر کانی‌شناسی رسی خاک داشته است.

قدردانی

بدین‌وسیله از دانشگاه جیرفت، به‌خاطر فراهم آوردن امکان تحقیق و نیز انجام آزمایش‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی رسی قدردانی می‌شود.

فهرست منابع:

۱. سنجری، ص.، م.ه. فرپور، م. کریمیان اقبال، و ع. اسفندیارپور بروجنی. 1390. نحوه‌ی تشکیل، میکرومرفولوژی و کانی‌شناسی رسی خاک‌های واقع بر سطوح ژئومرفیک گوناگون در منطقه‌ی جیرفت. نشریه آب و خاک مشهد، شماره 2، ص 411-425.

۲. سنجری، ص.، م.ه. فرپور، ع. اسفندیارپور بروجنی و م. کریمیان اقبال. 1390. مقایسه‌ی میکرومرفولوژی و کانی‌شناسی رسی خاک‌های قدیمی و عهد حاضر در منطقه‌ی جیرفت. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، شماره 58، صفحه 173-185.

۳. صالحی، م.ح.، ح. خادمی، و م. کریمیان اقبال. 1382. شناسایی و نحوه تشکیل کانی‌های رسی در خاک‌های منطقه فرخ شهر، استان چهارمحال و بختیاری. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، شماره 1، صفحه 73-89.

۴. فرپور م.ه.، و م. ایران نژاد. 1390. بررسی چگونگی تشکیل، کانی شناسی رسی و ریخت شناسی خاک‌های قدیمی واقع بر مخروط افکنه گیودری رفسنجان. مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره 4، ص 761-772.

۵. کریم زاده، ح.ر.، ا. جلالیان، و ح. خادمی. 1383. مطالعه کانی‌های رسی خاک‌های گچی زمین ریخت‌های مختلف در منطقه شرق اصفهان. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، شماره 1، صفحه 73-92.

۶. کریم زاده، ح.ر.، ح. خادمی، و ا. بیات. 1390. کانی‌های رسی در دو خاک قدیمی روی سطوح زمین‌ریخت شرق اصفهان. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره 1، ص 45-58.

۷. نورایی، ک. 1388. نحوه تشکیل و رده‌بندی خاک‌های ردیف پستی و بلندی سیرچ-کله شور در حوزه لوت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، 127 ص.

8. Abbaslou, H., and A. Abtahi. 2007. Origin and distribution of clay minerals in calcareous, gypsiferous, saline soils and sediments of Bakhtegan Lake bank, southern Iran. Iran Agric Res 25:71–86.
9. Abtahi, A. 1980. Soil genesis as affected by topography and time in highly calcareous parent material under semiarid conditions in Iran. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 329-336.
10. Birkeland, P.W. 1990. Soils and Geomorphology. Oxford University Press, Inc., NewYork.
11. Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soil. Agron. J. 54: 464-465.

12. Brady, N.C. 1990. The nature and properties of soils. 10th ed., Macmillan Publishing Company.
13. Dixon, J.B. 1989. Kaolin and Serpentine group minerals In: J.B. Dixon, and S.B. Weed (ed) Minerals in soil environments, Soil. Sci. Soc. Am. J. Madison. Wisconsin, 551-634.
14. Fanning, D.S., V.Z. Keramidas, and M.A. Desoky. 1989. Micas. P: 551-634.In Dixon J. B., Weed S.B., "Minerals in soil environment' (2nd) SSSA.Book series. Madison. WI.
15. Farpoor, M.H., H. Khademi, and M.K. Eghbal. 2002. Genesis and distribution palygorskite and associated clay minerals in Rafsanjan soils on different geomorphic surface. Iran Agric. Res. 21: 39-60.
16. Farpoor, M.H., and M. Irannejad. 2011. Soil genesis and clay mineralogy on Aliabbas River Alluvial Fan, Kerman Province. doi: 10.1007/s12517-011-0395-3.
17. Graham, R.C., and S.W. Boul. 1990. Soil-geomorphic relations on the Blue Ridge Front. II. Soil characteristics and pedogenesis. Soil Sci. Soc. Am. J. 54: 1188-1194.
18. Jackson, M.L. 1975. Soil Chemical Analysis-advanced Course. Univ. of Wisonsin College of Agric., Dept of Soils Sci., Madison, WI.
19. Jimenez-Espinosa, R., and J. Jimenez-Millan. 2003. Calcrete development in Mediterranean colluvial carbonate system from SE Spain. Journal of Arid Environments 53: 479-489.
20. Khademi, H., and A.R. Mermut. 1998. Source of palygorskite in gypsiferous aridisols and associated sediments from central Iran. Clay Miner. 33: 561-578.
21. Khormali, F., and A. Abtahi. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semiarid soils of Fars Province, Southern Iran. Clay Miner. 38: 511-527.
22. Khormali, F., A. Abtahi., S. Mahmoodi., and G. Stoops. 2003. Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semiarid regions of southern Iran. Catena, 53: 273-301.
23. Kittrik, J.A., and E.W. Hope. 1963. A procedure for the particle size separation of soil for X-ray diffraction analysis. Soil Sci. Soc. 96: 312-325.
24. Lee, B.D., S.K. Sears, R.C. Graham, C. Amrhein, and H. Vali. 2003. Secondary mineral genesis from chlorite and serpentine in an ultramafic soil toposequence. Soil. Sci. Soc. Am. J. 67:1309-1317.
25. Mahjoory, R.A. 1975. Clay mineralogy, physical and chemical properties of some soils in arid regions of Iran. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39: 1157-1164.
26. 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.
27. Moore, D.M., and R.C. Reynolds. 1989. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. 2nd ed., Oxford Univ. Press, New York, NY. 378p.
28. Nelson, R.E. 1982. Carbonate and Gypsum. P. 181-196. In: A. L. Page et al.(ed), Methods of Soil Analysis. Part II. 2nd ed., Agron. Monogar. No: 9, ASA and SSSA. Madison, WI.
29. Nelson, D.W., and L.E. Sommers. 1982. Total Carbon, Organic Carbon and Organic Matter. pp. 539-577. In: A.L. Page et al., (Ed), Methods of Soil Analisis. Part II. 2nd ed., Agron. Monogar. No: 9, ASA and SSSA. Madison, WI.
30. Salehi, M.H., H. Khademi, and M.K. Eghbal. 2002. Genesis of Clay Minerals in Soils from Chaharmehal Bakhtiari Province, Iran. Book of Abstracts of the Conference on Sustainable Use and Management of Soils in Arid and emiarid Region, September 2002. Cartagena, Spain, PP.47-48.
31. Schoeneberger, P.J., D.A. Wysocki, E.C. Benham, and W.D. Broderson. 2002. Field book for describing and sampling soils. Natonal Soil Survey Center, Natural Resources Conservation Service, U. S. Dept. of Agriculture, Lincoln, Nebraska.

32. Smith, B.R., and S.W. Buol. 1968. Genesis and relative weathering intensity studies in three semiarid soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32: 261-265.
33. Soil Survey Staff. 2010. Keys to Soil Taxonomy. 11th ed., USDA.