شناسایی و نحوهٔ تشکیل کانی‌های رسی در خاک‌های منطقه فرخ‌شهر، استان چهارمحال و بختیاری

محمدحسن صالحی، حسین خادمی و مصطفی کریمیان اقبال[۱]

چکیده

کانی‌های رسی اثر چشم‌گیری بر ویژگی‌های فیزیکو شیمیایی خاک‌ها دارند. این پژوهش برای شناسایی کانی‌های رسی به روش‌های مختلف، و نحوه تشکیل آنها در منطقه فرخ شهر استان چهارمحال و بختیاری انجام شده است. منطقه مورد بررسی دارای مساحت تقریبی ۱۳۰۰ هکتار بوده و رژیم رطوبتی و حرارتی آن به ترتیب زریک و مزیک است. لندفرم‌های این منطقه را مسیل، دشت‌سر، تپه و دشت دامنه‌ای تشکیل می‌دهند. پس از آزمایش‌های صحرایی و آزمایشگاهی، واحدهای نقشه‌برداری تعیین شد، و در نهایت پنج پروفیل شاهد انتخاب، و از افق‌های آنها نمونه‌برداری گردید. نمونه‌های رس از دو نمونه سنگ مادر کرتاسه و کلیه افق‌های خاک جداسازی و تحت بررسی‌های پراش پرتو ایکس (XRD)، میکروسکوپ الکترونی (TEM و SEM) و پرتو مادون قرمز (IR) قرار گرفتند. هم‌چنین، سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی رس‌های خاک تعیین شد.

نتایج گویای این است که کانی‌های ایلیت، اسمکتیت، کلریت، پالیگورسکیت و کائولینیت در تمامی خاک‌ها وجود دارند. با توجه به انباشته شدن پالیگورسکیت در عمق همراه با کربنات کلسیم ثانویه، اشکال کشیده آن در میکروسکوپ الکترونی، و نبود آن در مواد مادری، تنها منشأ پدوژنیک برای این کانی پیشنهاد می‌شود. ولی در مورد اسمکتیت دو منشأ مواد مادری و تشکیل از پالیگورسکیت را می‌توان در نظر گرفت. به احتمال زیاد کانی‌های ایلیت، کلریت و کائولینیت در خاک تنها از سنگ مادر به ارث رسیده‌اند. نتایج پرتو مادون قرمز نیز نتایج پراش پرتو ایکس و میکروسکوپ الکترونی را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌های رسی، پراش پرتو ایکس، میکروسکوپ الکترونی، پرتو مادون قرمز*

---

۱. به ترتیب دانشجوی سابق دکتری، استادیار و دانشیار خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]

مقدمه

کانی‌های رسی با خواص ویژه خود اثر چشم‌گیری بر ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی خاک مانند تهویه، نفوذپذیری، انبساط و انقباض، تثبیت پتاسیم و تبادل کاتیونی دارند. به عنوان مثال، سطح ویژه رس‌ها ارتباط نزدیک و اثر تعیین کننده‌ای در ویژگی‌هایی همچون ظرفیت جذب و حدود سیلان و خمیری خاک دارد. کانی‌هایی مانند کائولینیت و برخی میکاها تنها سطح ویژه خارجی داشته و مقادیر آن ۱۰-۷۰ متر مربع بر گرم است. در صورتی که کانی‌های قابل انبساط مانند اسمکتیت‌ها دارای سطح ویژه داخلی نیز هستند، و مقادیر سطح ویژه کل آنها می‌تواند بالغ بر ۸۰۰ متر مربع بر گرم باشد. بنابراین، انواع کانی‌های موجود در خاک تعیین کننده سطح ویژه و خصوصیات مرتبط با آن هستند (۲۲ و ۳۲).

استفاده از پرتو مادون قرمز در کنار روش پراش پرتو ایکس و دیگر روش‌های مشابه، ابزار سودمندی برای آزمایش‌های کانی‌شناسی خاک است. این روش می‌تواند ترکیباتی را که برای پراش پرتو ایکس بی‌شکل باشند نیز تشخیص دهد (۲۲). روی هم قرار گرفتن و کیفیت ضعیف نقاط فراز (Peaks) برای برخی از کانی‌ها نیز مشکلاتی را برای روش پراش پرتو ایکس فراهم می‌کند (۳۹). مثلاً نقطه فراز ایلیت می‌تواند نقطه فراز مربوط به پالیگورسکیت را بپوشاند (۲۷). در این گونه موارد روش‌هایی مانند استفاده از پرتو مادون قرمز و یا میکروسکوپ الکترونی راهگشا هستند. میکروسکوپ الکترونی برای شناسایی برخی کانی‌های رسی با مورفولوژی مشخص (مانند شکل رشته‌ای برای پالیگورسکیت) استفاده فراوان دارد. بنابراین، به کارگیری مجموعه‌ای از روش‌ها کمک زیادی به شناسایی و تفسیر بهتر و نیز اطمینان بیشتر به نتایج می‌کند (۲۲).

کانی‌های رسی در خاک‌های مناطق خشک و نیمه خشک بیشتر به وسیله مواد مادری کنترل می‌شوند (۱۳). فلات مرکزی ایران در محل قدیمی دریای تتس قراردارد (۲٤)، که در دوره کرتاسه از اقیانوس جدا (٤۱) و به دنبال آن دریاچه‌های کم‌عمقی در طول ترشیاری در آن ایجاد گردیده، که مناسب تشکیل پالیگورسکیت و سپیولیت بوده است. حضور پالیگورسکیت در رسوب و خاک‌های خاورمیانه معمولاً مطابق با مناطقی است که ابتدا با این دریاچه‌های کم‌عمق پوشیده شده بوده است (۱٤). برابر نظر پرز-رودریگز و همکاران (۲۷)، کانی پالیگورسکیت در اثر فراهم بودن شرایطی همچون خاک‌های متأثر از صعود آب زیرزمینی، خاک‌های دارای انقطاع بافتی و نیز پدیده‌های خاکی مانند کلکریت‌ها (Calcretes)، پوسته‌های آهکی (Crusts)، و کلیچه‌ها (Caliches) ایجاد می‌شود.

اباحسین و همکاران (٤) منشأ اسمکتیت را در خاک‌های غنی از کربنات کلسیم ثانویه در عربستان به دو منبع، شامل مواد مادری آبرفتی انتقال یافته از مناطق بالادست و خاک‌زایی حاصل از محلول خاک نسبت داده‌اند. بیگهام و همکاران (۱۰) بیان نموده‌اند که پالیگورسکیت و اسمکتیت معمولاً با هم در خاک وجود دارند، وکاهش پالیگورسکیت را در سطح خاک با افزایش اسمکتیت هماهنگ می‌دانند. ارتباط اسمکتیت و پالیگورسکیت در بسیاری از خاک‌ها دیده، و تبدیل آنها به یکدیگر بحث شده است (۱۰، ۳۱ و ٤۰). بررسی‌های انجام شده در مناطق خشک اصفهان با حدود ۱۰۰ میلی‌متر بارندگی، گویای غالب بودن پالیگورسکیت است (۲ و ۲۰). از سویی، در خاک‌های منطقه نیمه خشک زاگرس با بارندگی بیش از ۵۰۰ میلی‌متر، کانی اسمکتیت به عنوان کانی غالب گزارش شده است (۱ و ۳).

بود یا نبود کانی معین، نمادی از مراحل تکامل خاک است، و شناسایی و روند تکاملی کانی‌ها، افزون بر دست‌یابی به چگونگی تشکیل، تحول و تکامل خاک، می‌تواند دیدگاه گسترده‌ای را در نحوه استفاده از آنها بگشاید (٦). بنابراین، اهداف این پژوهش عبارت است از: الف) شناسایی کانی‌های رسی مناطق حد واسط خشک و نیمه خشک و بررسی نحوه تشکیل آنها در منطقه و ب) مقایسه روش‌های شناسایی پراش پرتو ایکس، پرتو مادون قرمز، و میکروسکوپ الکترونی در شناسایی کانی‌ها.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]

مواد و روش‌ها

ویژگی‌های منطقه و نمونه‌برداری

منطقه مورد بررسی دارای وسعت تقریبی ۱۳۰۰ هکتار است، که در شمال شرقی فرخ‌شهر و ۱۵ کیلومتری شهرکرد، بین عرض‌های جغرافیایی ′ ۱۷ °۳۲ و ′۲۰ °۳۲ شمالی، و طول‌های جغرافیایی ′ ۳ °۵۱ و ″۳۰ ′ ۵ °۵۱ شرقی قرار دارد (شکل ۱). این منطقه دارای میانگین بارندگی سالیانه‌ای برابر ۲۳۰ میلی‌متر بوده و ارتفاع متوسط آن از سطح دریا ۲۲۰۰ متر است. تپه، دشت دامنه‌ای، مسیل و دشت‌سر، لندفرم‌های منطقه را تشکیل می‌دهند، و کوه‌هایی از سازندهای آهکی کرتاسه پیرامون این منطقه را فرا گرفته است. رژیم رطوبتی و حرارتی خاک به ترتیب زریک و مزیک می‌باشد.

برای رسیدن به اهداف پژوهش، با توجه به لندفرم‌های موجود در منطقه، و پس از بررسی و تفسیر عکس‌های هوایی، نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی، و نیز بازدیدهای صحرایی، ۳۵ پروفیل حفر و واحدهای نقشه خاک منطقه تعیین گردید (شکل ۲). سپس افق‌های پروفیل‌های شاهد این واحدها (در مجموع پنج پروفیل شاهد) تشریح و از افق‌های آنها نمونه‌برداری شد. درصد سنگ‌ریزه در آزمایش‌های صحرایی، پس از کوبیدن خاک با استفاده از الک دو میلی‌متری و بشر پلاستیکی تعیین شده است.

روش‌های تجزیه

خاک‌ها پس از خشک شدن در برابر هوا، کوبیده شده و از الک دو میلی‌متری عبور داده شدند. اجزای بافت بدون آهک‌زدایی خاک به روش پیپت، پ-هاش در خمیر اشباع توسط پ-هاش‌سنج مدل متراهم، هدایت الکتریکی عصاره اشباع توسط هدایت‌سنج مدل متراهم و تصحیح در ۲۵ درجه سانتی‌گراد، آهک با تیتراسیون برگشتی، منیزیم محلول در عصاره اشباع با تیتراسیون توسط EDTA، و درصد مواد آلی به روش والکلی بلاک تعیین گردید (۲۲). برای جداسازی رس نمونه‌ها از روش کیتریک و هوپ استفاده گردید (۲۱). بدین منظور، پیش تیمارهای لازم، از جمله حذف آهک با استات سدیم (پ-هاش برابر پنج)، حذف مواد آلی با آب اکسیژنه ۳۰٪ و حذف اکسیدهای آهن با بافر دی‌تیونات، سیترات و بی‌کربنات سدیم (DCB) با پ-هاش برابر ۷/۳، انجام شد. دو نمونه سنگ آهکی متعلق به سازندهای زمین‌شناسی منطقه، و به عنوان مواد مادری غالب پس از آسیا شدن، توسط استات سدیم (پ-هاش برابر پنج) آهک‌زدایی و رس آنها با همان روش جدا شد. بخش رس خاک‌ها و نمونه‌های سنگ با چهار تیمار جداگانه، شامل اشباع با منیزیم، اشباع با پتاسیم، اشباع با منیزیم وگلیسرول به مدت یک شبانه‌روز و اشباع با پتاسیم و دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت دو ساعت تهیه، و سپس اسلایدهای مربوطه با استفاده از یک دستگاه پراش پرتو ایکس مدل ریگاکو تجزیه گردیدند. در این تجزیه، تابش منوکروماتیک Fe-Kα در ٤٠ کیلوولت و ۱۳۰ میلی‌آمپر به کار رفت. هم‌چنین، برای بررسی وجود نقطه فراز (پیک) ۲/۳۸ آنگستروم (رده سوم کائولینیت)، تمامی نمونه‌های رس با تابش Cu-Kα در ٤٠ کیلوولت و ٤٠ میلی‌آمپر توسط دستگاه شیمادزو آزمایش شدند.

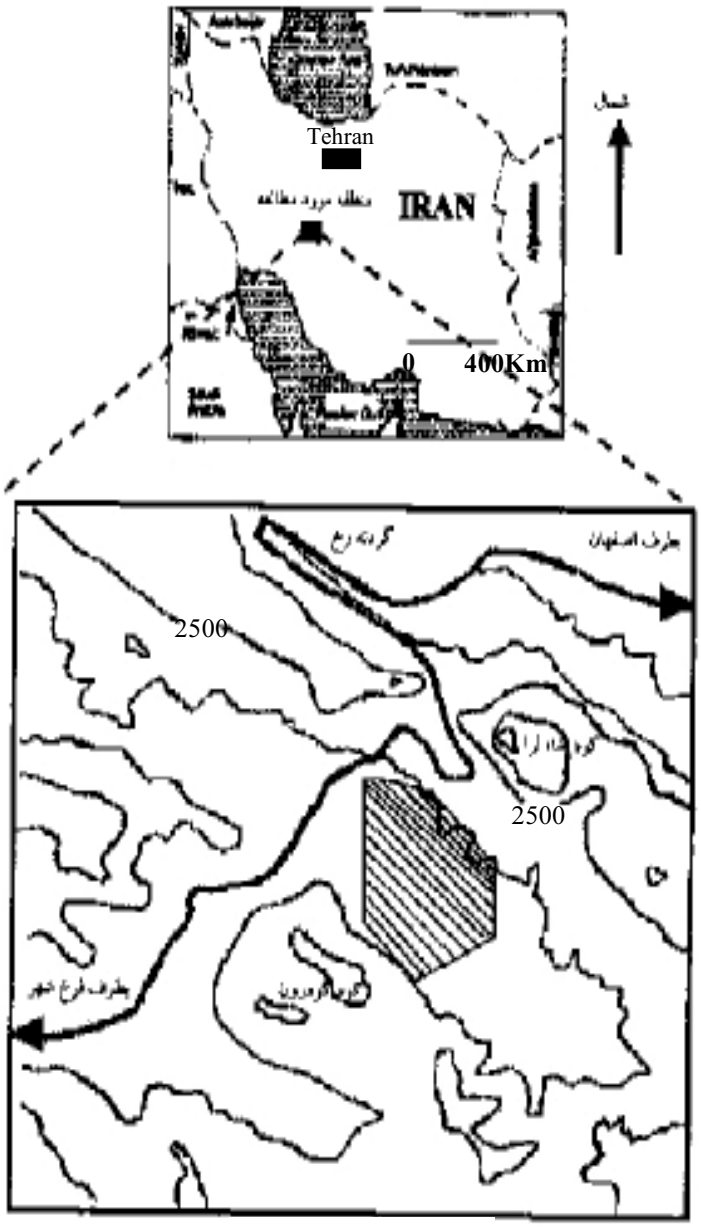
برای بررسی کانی‌های رسی توسط پرتو مادون قرمز، نمونه‌های رس با تهیه قرص (Pellet method) به همراه برمید پتاسیم (۲۲) آماده شدند و با اسپکترومتر Bio-Rad مدل FTS-40 در دامنه اعداد موجی ٤٠٠ تا ٤٤٠٠ (بر سانتی‌متر) تجزیه گردیدند.

سطح ویژه خارجی رس‌ها با استفاده از روش N_2-BET (۱۲) با دستگاه جذب خودکار، (Quantachrome Corp., NY)، و سطح ویژه کل آنها با استفاده از اتیلن گلیکول منو اتیل اتر (EGME) (۱۵) تعیین گردید. هم‌چنین، ظرفیت تبادل کاتیونی رس‌ها با عصاره‌گیری توسط کلرید باریم اندازه‌گیری شد (۲٦).

خاک‌دانه‌های شماری از نمونه‌های خاک پس از چسباندن روی پایه‌های آلومینیمی و پوشش دادن با طلا توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل فیلیپس۵۰۵ بررسی شدند. هم‌چنین، قطراتی از سوسپانسیون رقیق تعدادی از نمونه‌های رس که با سدیم اشباع شده بود روی شبکه‌های

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد بررسی (قسمت هاشور خورده)

۲۰۰ مش مسی خشک شده و با یک میکروسکوپ الکترونی عبوری (TEM) مدل فیلیپس CM10 بررسی گردیدند.

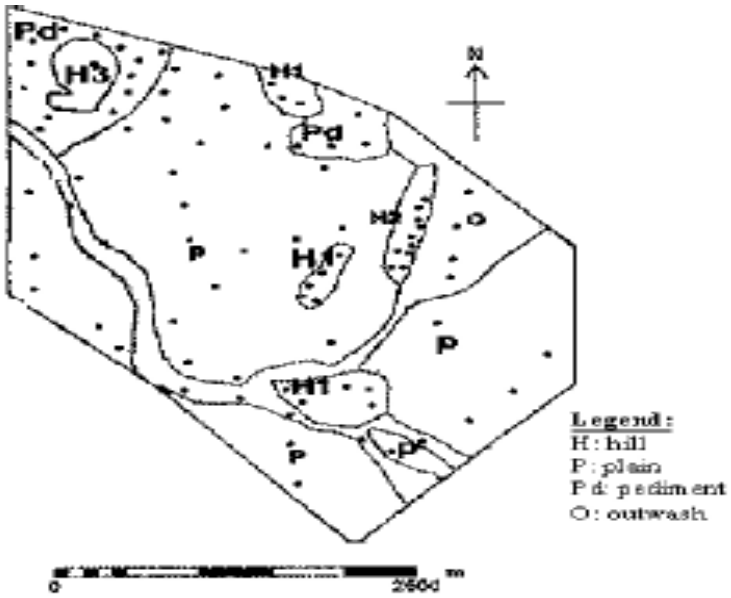
نتایج و بحث

کانی‌شناسی رس‌های نمونه‌های مواد مادری

نقاط فراز به دست آمده از پراش پرتو ایکس از بخش رس نمونه‌های سنگ آهک کرتاسه گویای وجود ایلیت، اسمکتیت، و مقادیر کمتری کلریت،کائولینیت و کوارتز است (شکل ۳، الف و ب). بودن کانی‌های میکا، کلریت وکائولینیت در سازند کرتاسه پایینی توسط پژوهندگان دیگر نیز در ایران (۲۰)، اردن (۲۹)، عربستان (۳۱) و مصر (۳۰) گزارش شده است. در بررسی پراش پرتو ایکس در نمونه‌های مواد مادری نقطه فراز

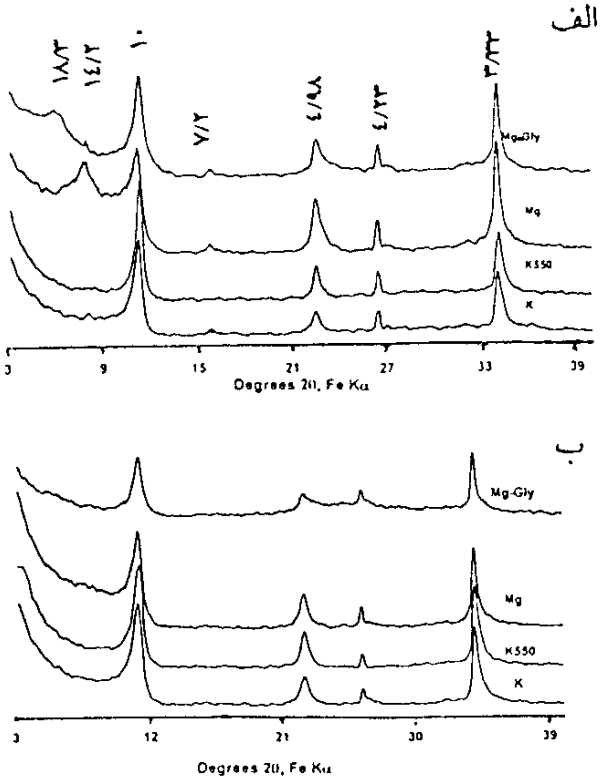
[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]



خاک یک: دشت سر
خاک دو: دشت
خاک سه: مسیل
خاک چهار: تپه (H1)
خاک پنج: تپه (H2)

شکل ۲. نقشه خاک منطقه مورد بررسی. واحدهای H3 (تپه) و P (دشت) از نظر نوع خاک در سطح سری یکسان، ولی از نظر فاز سری به دلیل شیب متفاوت بوده اند.



شکل ۳. الف و ب) پراش نگاشت‌های پرتو ایکس در بخش رس سنگ آهک کرتاسه (اعداد نقاط فراز برحسب آنگستروم می‌باشند). K : نمونه اشباع شده با پتاسیم، K550 : نمونه اشباع شده با پتاسیم و دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت دو ساعت، Mg : نمونه اشباع شده با منیزیم، Mg-Gly : نمونه اشباع شده با منیزیم همراه با گلیسرول.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]

۱۰ آنگستروم دو شاخه‌ای نبوده و اثری از پالیگورسکیت دیده نمی‌شود. در پژوهش‌های شادفان و مشهدی (۳۱)، و خادمی و مرموت (۲۰) نیز در رسوبات دوره‌های کرتاسه پایینی (سن و جنس مشابه پژوهش حاضر) و ژوراسیک، کانی پالیگورسکیت دیده نشده، و در پژوهش خادمی و مرموت (۲۰) با بررسی میکروسکوپ الکترونی عبوری نیز این مسئله ثابت شده است.

هر دو نمونه سنگ مادری حدود ۹۸ درصد آهک داشته و پراش نگاشت‌های پرتو ایکس در نمونه‌های پودری تنها نشان دهنده وجود کلسیت و مقدار کمی کربنات منیزیم آبدار بوده است (نتایج نشان داده نشده است).

کانی‌شناسی رس‌های نمونه‌های خاک

برخی از ویژگی‌های مورفولوژیک و فیزیکوشیمیایی خاک‌ها در جداول ۱ و ۲ نشان داده شده است. تمامی خاک‌ها آهکی، بجز یکی از آنها، دارای کربنات ثانویه (افق کلسیک) هستند. میکروگراف میکروسکوپ الکترونی روبشی وجود کلسیت را در افق‌های دارای آهک ثانویه، و حتی برخی قسمت‌های افق کمبیک نشان می‌دهد (شکل ٤، الف تا د). پراش نگاشت‌های به دست آمده از پراش پرتو ایکس بیان کنندهٔ وجود کانی‌های ایلیت، اسمکتیت، کلریت، پالیگورسکیت، کائولینیت و کوارتز در تمامی خاک‌هاست (شکل٥، الف تا و)، که مقادیر آنها در خاک‌ها و نیز افق‌های یک خاک تا حدود کمی با توجه به شدت نقاط فراز متفاوت است. یکی از تفاوت‌های موجود در این نقاط فراز با نمونه‌های مواد مادری وجود حالت دو شاخه‌ای نقطه فراز Å ۱۰ (در حقیقت نقطه فراز ۱۰/۵) در کلیه نمونه‌هاست، که نشان دهندهٔ وجود پالیگورسکیت است؛ در حالی که این حالت در نمونه‌های مواد مادری دیده نشده است. پله‌ای شدن نقطه فراز Å ۱۸ مربوط به اسمکتیت موجود در این خاک‌ها بار لایه‌ای کم یا تبلور ضعیف آن را نشان می‌دهد (۱۷). بررسی‌های انجام شده توسط نویسندگان (منتشر نشده) با استفاده از روش آلکیل آمونیوم نیز وجود اسمکتیت‌های با بار کم را نشان می‌دهد.

شکل‌های فیبری به دست آمده از میکروسکوپ الکترونی نیز وجود پالیگورسکیت را در نمونه‌های خاک تأیید می‌کند (شکل ٦، الف، د، ه و و). به طور کلی با توجه به موارد زیر، بیشتر پالیگورسکیت در این خاک‌ها منشأ پدوژنیک نشان می‌دهد:

۱. نبود حالت دو شاخه‌ای برای نقطه فراز ۱۰ آنگستروم، و بنابراین نبود کانی پالیگورسکیت در نمونه‌های مواد مادری (شکل۳، الف و ب).

۲. مورفولوژی کشیده و بلند پالیگورسکیت در میکروگراف‌های الکترونی (شکل ٦، الف، ه و و).

۳. انباشته بودن هم‌مکان کربنات کلسیم ثانویه و پالیگورسکیت در افق‌های زیرین خاک‌های شماره چهار و یک (شکل‌های ٤، الف و ب، و ٦، الف و و). لازم به یادآوری است که از میکروگراف‌های تهیه شده تنها شماری در این پژوهش آورده شده است. ارتباط تنگاتنگ پالیگورسکیت با بلورهای کلسیت به میزان گسترده‌ای دیده شده است (۲۸، ۳۲ و ۳۷)، که احتمالاً به خاطر شرایط مناسب برای تشکیل و حفظ آن است.

در افق پتروکلسیک خاک شماره یک، علاوه بر بلورهای رشد کرده کلسیت (شکل ٤، الف)، مقادیر زیادی از پالیگورسکیت نیز با اشکال کشیده (شکل ٦، الف) وجود دارد. ظرفیت تبادل کاتیونی پایین در این افق (جدول۳) همراه با میزان نسبتاً بالای سطح ویژه نیز می‌تواند نشانه دیگری از وجود مقدار زیاد پالیگورسکیت همراه با کانی‌هایی مانند کلریت و میکا در این افق باشد. احتمالاً با رسوب کربنات کلسیم، فعالیت یون منیزیم افزایش یافته و شرایط تشکیل پالیگورسکیت فراهم شده است (٣٦). هم‌چنین، سطح ژئومورفیک این خاک با توجه به وجود افق پتروکلسیک، قدیمی‌تر از خاک‌های دیگر به نظر می‌رسد.

تغییرات اجزای بافتی در این خاک‌ها (جدول ۲) می‌تواند عامل دیگری بر فراهم کردن شرایط تشکیل درجای این کانی باشد، که توسط برخی پژوهندگان گزارش شده است (۳۳ و ٤٠). خادمی و مرموت (۲۰) نیز منشأ این کانی را در بیشتر

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]

جدول ۱. برخی از ویژگی‌های مورفولوژیک پروفیل‌های شاهد

افق	عمق (cm)	رنگ مرطوب	ساختمان	پایداری خشک	واکنش خاک	پوشش رسی	درصد سنگ‌ریزه
Loamy skeletal, carbonatic, mesic, Petrocalcic Calcixerepts[1]						خاک شماره یک (دشت‌سر)	
A	۰-۲۵	10YR4/4	gr2f	sh	esd	-	۱٤
Bk_1	۲۵-٤۲	10YR5/4	abk2f	h	evf1rsf	–	۵۱
Bk_2	٤۲-٦۵	10YR5/4	abk1f	vh	evc1rsm, sf	–	۵۷
Bk_3	٦۵-۱۰۰	10YR6/4	abk1vf	vh	evm2rsm	–	٦٤
Bkm	>۱۰۰	10YR6/4	ma	eh	evm3ism, sc	–	٦۳
Clayey skeletal, carbonatic, mesic, Typic Calcixerepts						خاک شماره دو (دشت دامنه‌ای)	
A	۰-۲۲	10YR4/4	gr3f	lo	esd	–	۱
Btk_1	۲۲-۵۵	10YR5/4	abk3f	sh	esc2rsm	v1npf	۲۸
Btk_2	۵۵-۱۰۰	10YR5/4	abk3f	sh	esc3rsm	1npf	۵۰
Btk_3	>۱۰۰	10YR5/4	abk1f	sh	esc3rsm, sc	1nbr	۷۵
Loamy skeletal, carbonatic, mesic, Typic Haploxerepts						خاک شماره سه (مسیل)	
A	۰-۲۲	10YR4/4	pl2m	lo	esd	–	٤۳
Bw_1	۲۲-۵۵	10YR5/4	abk1f	sh	esd	–	۵۷
Bw_2	۵۵-۱۲۰	10YR4/4	abk1f	sh	esd	–	۸٤
Clayey skeletal, carbonatic, mesic, Typic Calcixerepts						خاک شماره چهار (تپه)	
A	۰-۲۵	10YR5/4	gr3f	lo	esd	–	۲۸
Bk	۲۵-۷۵	10YR6/6	abk2c	sh	evc3ism	–	٤۷
R	>۷۵	–	–	–	–	–	–
Clayey skeletal, carbonatic, mesic, Typic Calcixerepts						خاک شماره پنج (تپه)	
A	۰-۲۲	10YR4/4	gr2vf	lo	esd	-	۳٦
Bw	۲۲-۵۵	10YR5/4	abk2f	sh	esd	–	٤۳
Bk	۵۵-۷۵	10YR5/4	abk2f	h	esc1rsm, sc	–	۵۰
R	>۷۵	-	-	–	-	–	–

۱. فامیل خاک‌ها بر اساس رده‌بندی آمریکایی ۱۹۹۹ (۳٤)

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]

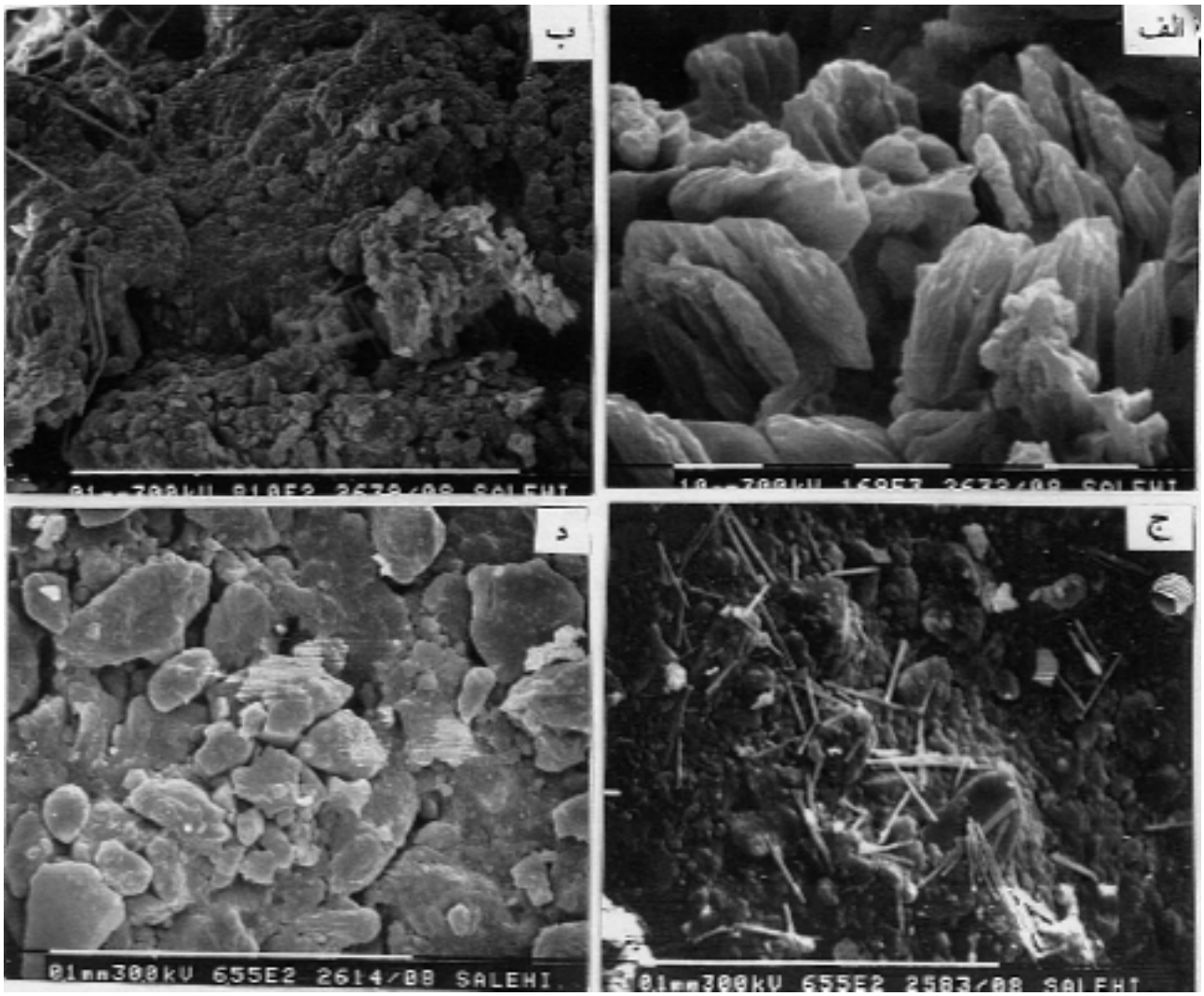
جدول ۲. برخی از ویژگی‌های فیزیکو-شیمیایی پروفیل‌های شاهد

افق	عمق (cm)	آهک (٪)	شن (٪)	سیلت (٪)	رس (٪)	pH	مواد آلی (٪)	هدایت الکتریکی (dSm^{-1})	منیزیم محلول ($meqL^{-1}$)
Loamy skeletal, carbonatic, mesic, Petrocalcic Calcixerepts									خاک شماره یک (دشت‌سر)
A	۰-۲۵	۱۳	۳	٦٥	۳۲	۷/۷	۰/٦	۰/٤۳	۳/۲
Bk_1	۲۵-٤۲	۲۷	۲٦	٤٦	۲۸	۷/۷	۰/٦	۱/٦۰	۱/٦
Bk_2	٤۲-٦٥	٥۰	۲۹	۳٥	۳٦	۷/۷	۰/٥٥	۰/٦۲	۲
Bk_3	٦٥-۱۰۰	٥٤	۳۲	۳۳	۳٥	۷/۷	۰/۲٥	۰/۸۱	۱/٦
Bkm	>۱۰۰	۷۰	۷۸	۸	۱٤	۷/۷	۰/۳	۱/۲۰	۰/٤
Clayey skeletal, carbonatic, mesic, Typic Calcixerepts									خاک شماره دو (دشت دامنه‌ای)
A	۰-۲۲	۲٥	۹	٥٤	۳۷	۷/۷	۰/٦٤	۰/٤٥	۰/٤
Btk_1	۲۲-٥٥	٤۷	٥	٥۱	٤٤	۷/۷	۰/٥	۰/٤۸	۱/۲
Btk_2	٥٥-۱۰۰	۳۸	۸	٥۱	٤۱	۷/۷	۰/٤٥	۱/۰٤	۳/۲
Btk_3	>۱۰۰	۷۲	٥۸	۲٥	۱۷	۷/۷	۰/۱٥	۰/۷۳	۲/۸
Loamy skeletal, carbonatic, mesic, Typic Haploxerepts									خاک شماره سه (مسیل)
A	۰-۲۲	۳۲	۳۳	٤۷	۲۰	۷/۷	۰/٦۷	۰/٥۲	۰/٤
Bw_1	۲۲-٥٥	۳۰	٤۱	۲۲	۳۷	۷/٦	۰/۳	۰/٥۳	۰/٤
Bw_2	٥٥-۱۲۰	٦۲	٥۷	۱۹	۲٤	۷/٦	۰/۲۱	۰/٥۳	۲/٤
Clayey skeletal, carbonatic, mesic, Typic Calcixerepts									خاک شماره چهار (تپه)
A	۰-۲٥	۳۰	۱٤	٤۳	٤۳	۷/۷	۱	۰/۳٥	۰/٤
Bk	۲٥-۷٥	٦٥	۲٥	٤۰	۳٥	۷/٤	۰/٤٥	۰/۷۸	۱/٤
Clayey skeletal, carbonatic, mesic, Typic Calcixerepts									خاک شماره پنج (تپه)
A	۰-۲۲	٤۰	۳٤	٤۲	۲٤	۷/۱	۱	۱/۰۰	۰/۸
Bw	۲۲-٥٥	٤٤	۱۷	٥۰	۳۳	۷/۲	۰/۳٥	۰/٥۸	۱/٦
Bk	٥٥-۷٥	٤٤	۳۰	٥٦	۱٤	۷/۲	۰/۲۳	۱/٤۰	۳/۲

خاک‌های اصفهان، خاک‌زایی بیان می‌کنند. به رغم کمتر بودن میزان این کانی در مقایسه با خاک‌های مورد بررسی آنها، تشکیل درجای پالیگورسکیت در این منطقه نشان می‌دهد که این کانی علاوه بر مناطق خشک، در شرایط نیمه خشک ایران نیز می‌تواند تا حدی پایدار باشد، که برای تعیین میزان گسترش و نیز اثر آن بر ویژگی‌های خاک نیاز به بررسی‌های بیشتر است. پژوهندگان دیگری نیز تشکیل درجای این کانی را در خاک‌های ایران گزارش کرده‌اند، ولی برای اثبات نظر خود مواد مادری را تجزیه ننموده‌اند (۵، ۱۸ و ۲۵). این کانی در خاک شماره دو به صورت فیبرهای شکسته و اندازه کوچک نیزوجود دارد (شکل ٦، د)، که برابر نظر چاملی (١٦)، احتمالاً گویای منشأ آواری و انتقالی بودن آن است. هم‌چنین، با حضور این کانی با مورفولوژی طویل در خاک شماره سه، که در آزمایش‌های صحرایی بدون کربنات ثانویه بوده است، و با توجه به وجود

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]



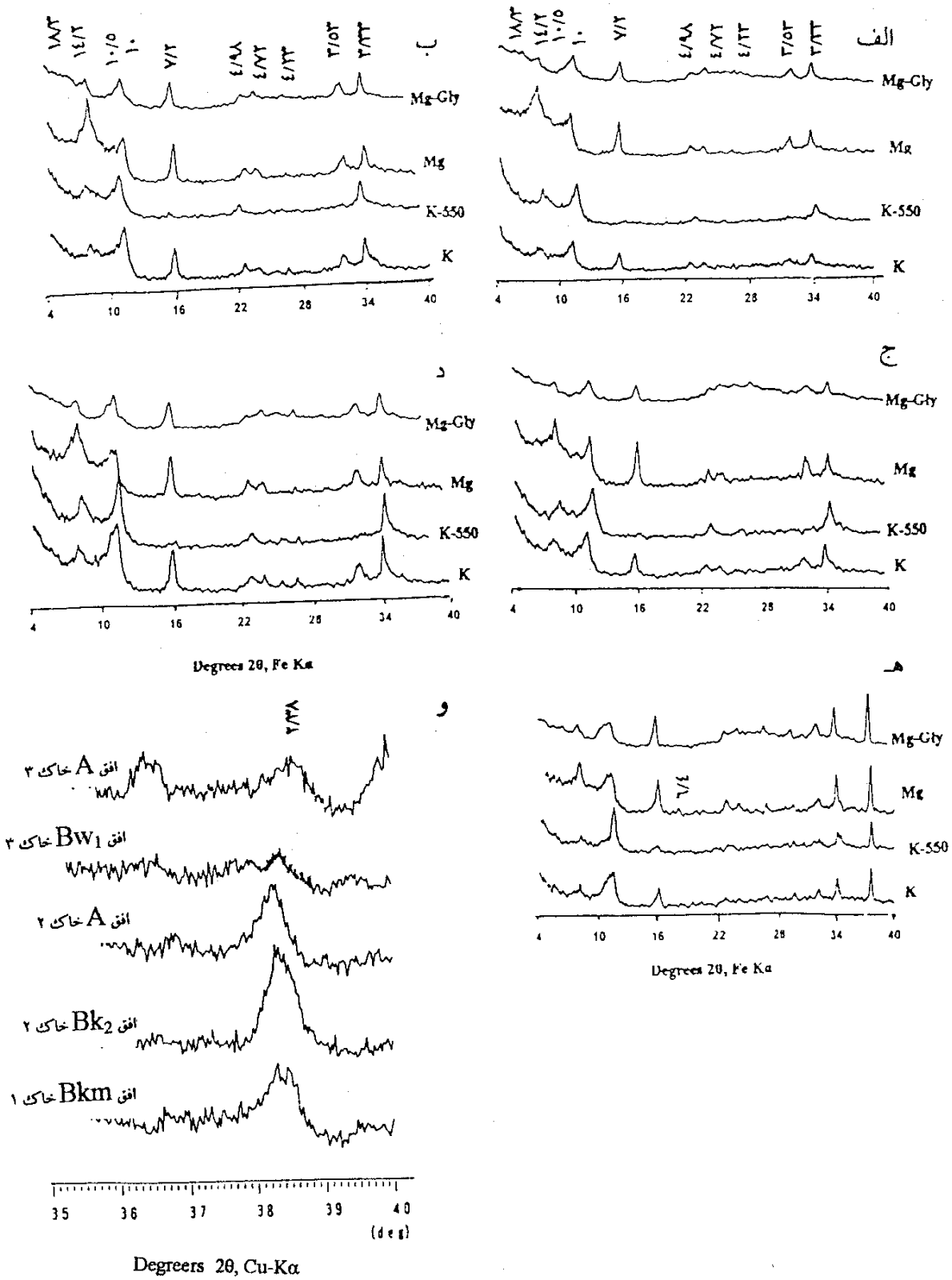
شکل ٤. میکروگراف‌های میکروسکوپ الکترونی روبشی: الف) کربنات‌های ثانویه در افق Bkm خاک شماره یک، ب) کربنات‌های ثانویه همراه با اجزای خاک در افق Bk خاک شماره چهار، و ج و د) به ترتیب، بود یا نبود کربنات ثانویه سوزنی شکل در افق Bw_1 خاک شماره سه.

کلسیت در قسمت‌هایی از افق Bw_1 در تصویر میکروگراف الکترونی (شکل ٤، ج)، می‌توان گفت این کانی در شرایط آهکی با آهک ثانویه کم نیز می‌تواند ایجاد شود. این خاک تحت تأثیر سیلاب‌ها در دوران پرآبی ایجاد شده و تکامل زیادی ندارد. افق سطحی با رنگ روشن‌تر و ساختمان بشقابی نسبتاً قوی دلالت بر این شرایط دارد، که با درصد زیاد سیلت (جدول ۲) نیز هماهنگ است. افق‌های زیرین نیز فاقد آهک ثانویه بوده، ولی به رغم سنگ‌ریزه زیاد، به دلیل تکامل کم و وجود ساختمان ضعیف مکعبی، به عنوان افق Bw جدا شده‌اند.

در خاک شماره دو، به خصوص افق سطحی، مقادیر ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه (جدول ۳) دلالت بر غالب بودن اسمکتیت دارد، که با میکروگراف‌های الکترونی (شکل٦، ج و د) و نیز تفاوت شدت نقاط فراز ١٤ و ١٨ آنگستروم در دو تیمار منیزیم و منیزیم همراه با گلیسرول در پراش پرتو ایکس (شکل ٥) هم‌خوانی نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد واقع شدن این خاک در دشت، شرایط هوادیدگی پالیگورسکیت و تبدیل آن به اسمکتیت را بهتر فراهم می‌کند. با توجه به همین نتایج مقادیر اسمکتیت در سطح خاک‌های شماره یک، سه، چهار و

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

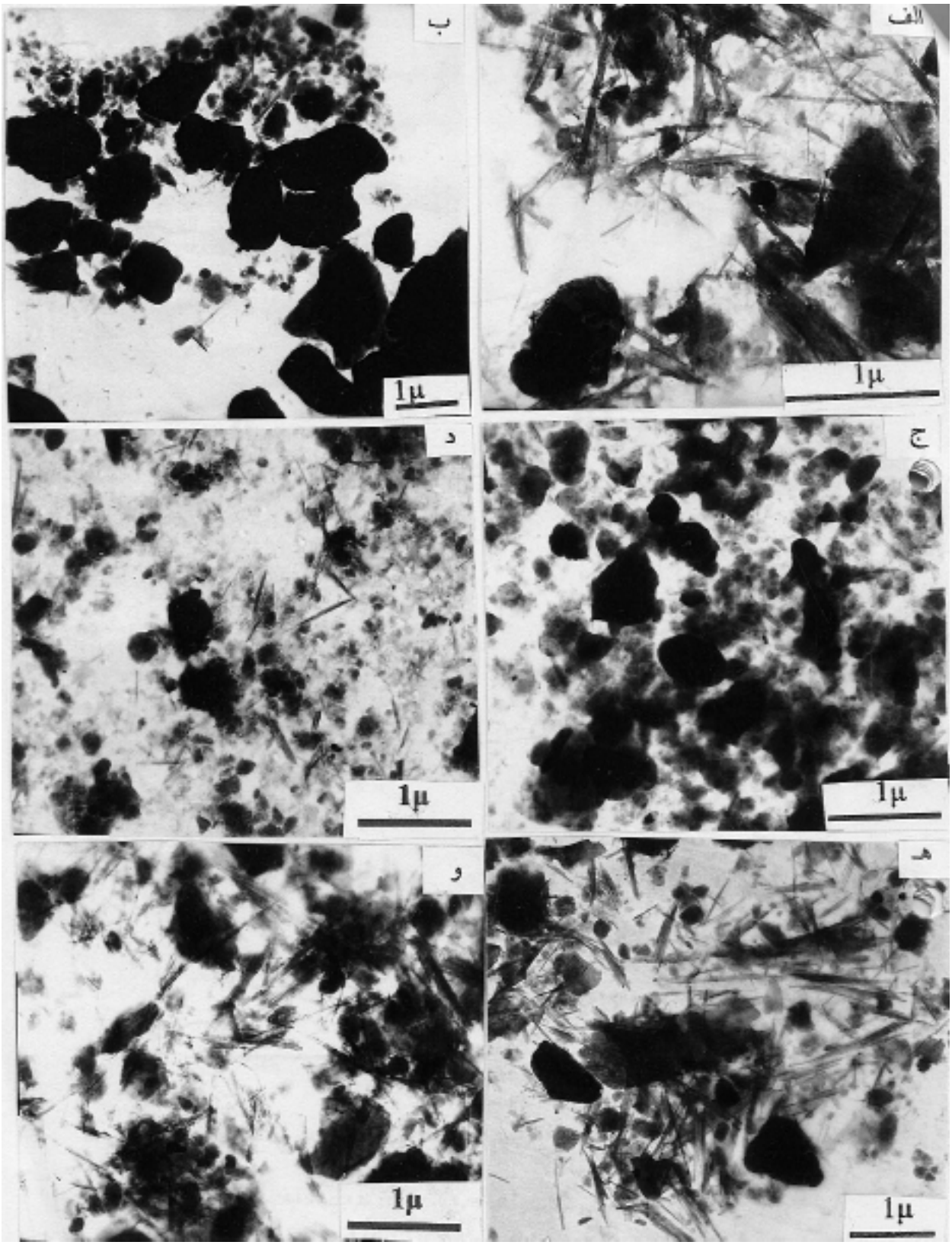
[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]



شکل ۵. پراش نگاشت‌های پرتو ایکس در بخش رس نمونه‌های خاک: الف و ب) به ترتیب، افق‌های **A** و **Bw_1** در خاک سه، ج و د) به ترتیب، افق‌های **A** و **Bk_2** در خاک دو، هـ) افق **Bkm** در خاک یک، و) نقطه فراز ۲/۳۸ در افق‌های مذکور (کلیه اعداد برحسب آنگستروم می‌باشد).

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]



شکل ٦. میکروگراف‌های میکروسکوپ الکترونی عبوری: الف و ب) به ترتیب، افق‌های Bkm و Bk_1 در خاک شمارهٔ یک، ج و د) به ترتیب، افق‌های A و Bk_2 در خاک شمارهٔ دو، هـ و و) به ترتیب، افق Bw_1 در خاک شماره سه و افق Bk در خاک شماره پنج.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]

جدول ۳. سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی رس‌های مورد مطالعه.

افق	سطح ویژه کل (m^2gr^{-1})	سطح ویژه خارجی (m^2gr^{-1})	ظرفیت تبادل کاتیونی ($cmol_{(+)}kg^{-1}$)
		خاک شماره یک[1]	
A	۱٤۹	۱۵	٦٦
Bk_1	۲۷۵	۳۳	۹۰
Bk_2	۲۱۰	۱۳	٦۱
Bk_3	۳۱۹	۱۵	٤۸
Bkm	۱۷۵	٦	۳۵
		خاک شماره دو	
A	۳۵٤	۲۲	۸۷
Btk_1	۱۷۸	۱۸	۸۲
Btk_2	۱۷۲	۱۸	٦۹
Btk_3	۱۹۳	۱٤	۷۱
		خاک شماره سه	
A	۱۵۸	۱٤	٦۹
Bw_1	۲٤۹	۱۸	٦۱
Bw_2	۱۵۹	۱۵	٤۰
		خاک شماره چهار	
A	۳۹٦	۲۰	۷۳
Bk	۳۱۷	۸	٤۹
		خاک شماره پنج	
A	۱٦۳	۱٤	٦۹
Bw	۳۹٤	۱۸	۵۸
Bk	٤۰۰	۱۹	٦٤

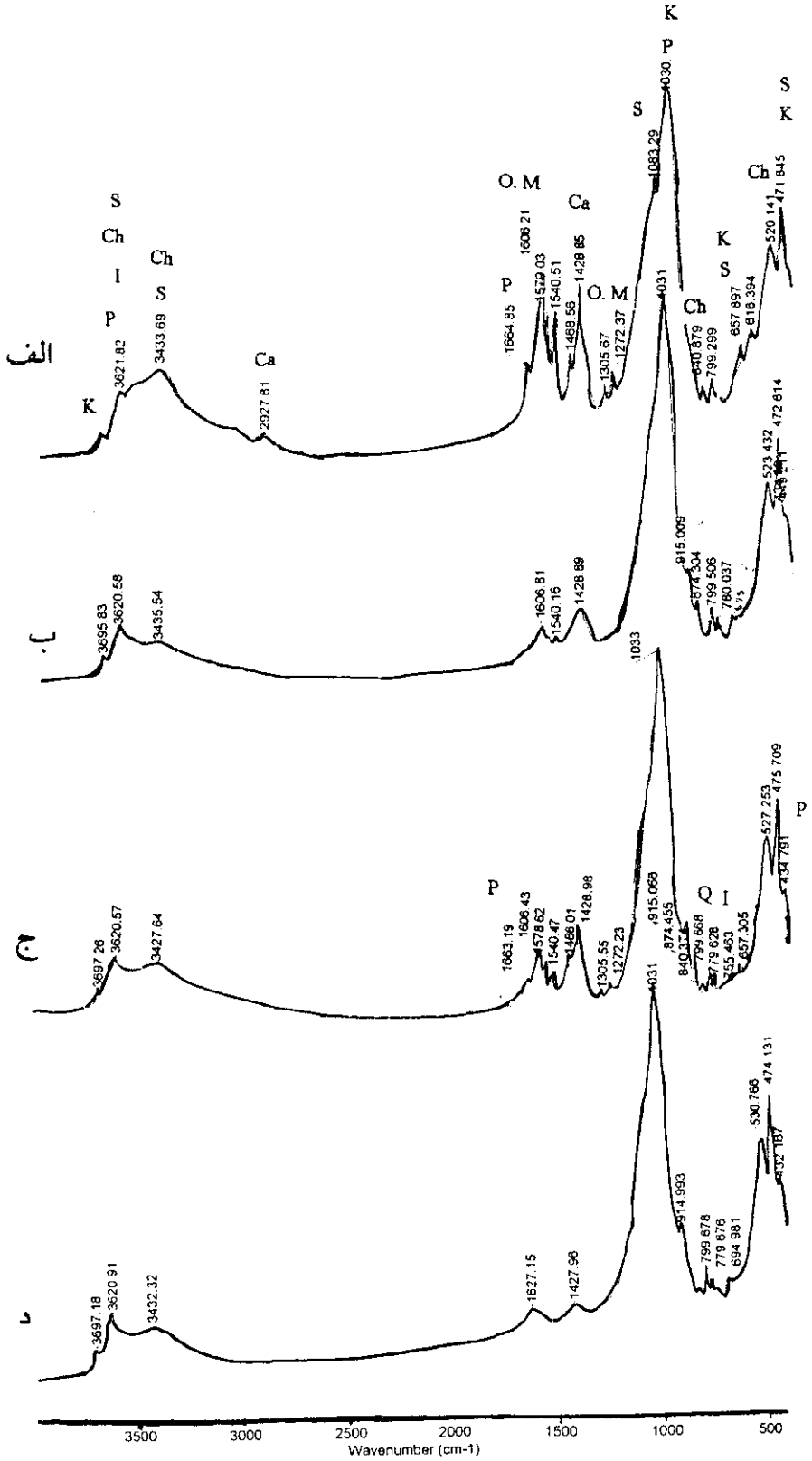
۱. فامیل خاک‌ها در جداول ۱ و ۲ بیان شده است.

پنج نیز به مقدار چشم‌گیری افزایش نشان می‌دهد.

خاک شماره چهار دارای افق کلسیک کاملاً سفید رنگ است. علت ایجاد رنگ سفید می‌تواند ناشی از دو عامل هوادیدگی از سنگ بستر زیرین و نیز فعالیت فرسایش و رسوب از افق بالایی باشد. به طوری که با ادامه فرسایش افق بالایی و آب‌شویی آهک به سمت افق زیرین به مرور زمان، آهک موجود در افق‌های بالا به این افق افزوده می‌شود. وجود بارزتر عدد موجی ۱٦٦۵ (بر سانتی‌متر) به دست آمده از پرتو مادون قرمز در عمق کلیه پروفیل‌ها، و نبود آن در افق‌های سطحی، از جمله همین خاک (شکل۷)، می‌تواند دلیل دیگری بر ایجاد اسمکتیت

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]



شکل ۷. طیف‌های مادون قرمز: الف و ب) به ترتیب، افق‌های Bk_2 و A در خاک شمارهٔ دو، ج و د) به ترتیب، افق‌های Bk و A در خاک شماره چهار. P: پالیگورسکیت، K: کائولینیت، Ch: کلریت، I: ایلیت، S: اسمکتیت، Q: کوارتز، Ca: کلسیت، O.M: مواد آلی

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]

ناشی از هوادیدگی پالیگورسکیت باشد. در مجموع، اگرچه تشکیل کانی پالیگورسکیت در این خاک‌ها درجا به نظر می‌رسد، ولی این تشکیل در شرایط گذشته منطقه تحت تأثیر پ-هاش و منیزیم محلول زیاد صورت گرفته، و در شرایط حال حاضر، وجود منیزیم محلول کم و پ-هاش کوچک‌تر یا مساوی ۷/۷ (جدول ۲) باعث ناپایداری پالیگورسکیت و تبدیل آن به اسمکتیت می‌شود، که با نتایج برخی پژوهندگان (۱۰، ۲۷ و ۳۳) هم‌خوانی دارد. پژوهش‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن توسط نویسندگان (منتشر نشده) نیز تغییر شرایط امروزی خاک را نسبت به گذشته نشان می‌دهد. به هر حال با توجه به کم بودن هدایت الکتریکی در خاک‌های منطقه مورد بررسی (جدول ۲)، تشکیل درجای پالیگورسکیت در این منطقه با شوری ارتباطی نشان نمی‌دهد، که با نتایج برخی پژوهندگان هماهنگی (۱۹) و با برخی دیگر ناهماهنگی دارد (۳۸).

با توجه به مطالب گفته شده و نبودن نشانه‌ای از کانی ورمی‌کولیت، کانی‌های مختلط، و نیز تشکیل از طریق کلریت و میکا، دو منشأ مواد مادری و تبدیل از کانی پالیگورسکیت برای اسمکتیت در خاک‌ها به نظر می‌رسد. به طوری که در کلیه افق‌های سطحی، پالیگورسکیت به مرور جای خود را به اسمکتیت می‌دهد. برخی پژوهندگان (۱۰ و ۲۷) نیز مقدار کمتر پالیگورسکیت در خاک سطحی، در مقایسه با خاک عمقی را به تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتیت نسبت داده‌اند. افزایش ظرفیت تبادل کاتیونی در افق‌های سطحی یا نزدیک به سطح این پژوهش (جدول ۳) نیز این نظر را تأیید می‌کند. بدراوی و همکاران (۸) نیز منشأ اسمکتیت را در خاک‌های زراکرپت (Xerochrept) مراکش ناشی از تخریب پالیگورسکیت و به ارث رسیدن از سنگ مادر می‌دانند. در بررسی آنها پالیگورسکیت‌های موجود در بخش رس در افق A باقی مانده‌اند، در صورتی که در بخش شن و سیلت از بین رفته‌اند.

در مورد ایلیت، کلریت و کائولینیت، با توجه به عدم تغییر محسوس شدت نقاط فراز مربوطه در افق‌ها و خاک‌ها، مقایسه پراش نگاشت‌های پراش پرتو ایکس در نمونه‌های خاک و مواد مادری، و نیز شرایط منطقه، تنها منشأ مواد مادری به نظر می‌رسد. وجود هم‌زمان کانی کائولینیت و پالیگورسکیت نیز نشان می‌دهد که شرایط تشکیل آنها بایستی متفاوت باشد. پرز-رودریگز و همکاران (۲۷) وجود کائولینیت همراه با پالیگورسکیت را به آواری بودن کائولینیت نسبت داده‌اند. با توجه به بالاتر بودن شدت نقاط فراز زوج (۷ و ۳/۵٤) نسبت به فرد (١٤ و ٤/٧) در پراش‌های پرتو ایکس، کلریت‌های منطقه غنی از آهن هستند (۹ و ۱۱)، که با اعداد موجی ٦٥٧ و ٣٤٣٠ (بر سانتی‌متر) ناشی از تجزیهٔ مادون قرمز نیز هماهنگی دارد (شکل۷). هم‌چنین، افزایش شدت نسبی نقطه فراز ١٤/٢ در دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و جا به جایی آن به سمت ۱۳/۸ (شکل ۵)، می‌تواند نشان دهندهٔ تری‌اکتاهدرال کلریت باشد (۷)، که با عدد موجی ٣٦٢٠ (بر سانتی‌متر) به دست آمده از پرتو مادون قرمز (شکل ۷)، که دلالت بر وجود فیلوسیلیکات‌های ۲:۱ تری‌اکتاهدرال دارد، هم‌خوانی نشان می‌دهد. در مقایسه با منابع مربوط به طیف‌های ویژه مادون قرمز برای کانی‌های رسی (۲۲، ۲۳ و ۳۵)، کانی‌های اسمکتیت، پالیگورسکیت، ایلیت، کلریت،کائولینیت، و نیز مقادیر ناچیزی مواد آلی و کربنات کلسیم باقی‌مانده در برخی نمونه‌ها توسط مادون قرمز شناسایی شده است و نتایج حاصل از روش‌های دیگر را تأیید می‌کند. اگرچه در روش پراش پرتو ایکس، وجود کلریت و کائولینیت همراه یکدیگر مشکلاتی را برای تشخیص کائولینیت ایجاد می‌کند، در روش مادون قرمز وجود طیف ٣٦٩٧ (بر سانتی‌متر) ویژه کائولینیت سبب از بین رفتن این ابهام شده است. هم‌چنین، وجود نقاط فراز رده سوم این دو کانی (٤/٧ و ٢/٣٨) در پراش پرتو ایکس (شکل ۵) وجود هر دوی آنها را نشان می‌دهد.

نتیجه‌گیری

به طور کلی نتایج پرتو ایکس، پرتو مادون قرمز و میکروسکوپ الکترونی مکمل هم بوده و نتایج همدیگر را تأیید کرده‌اند. با توجه به شواهد به دست آمده، پالیگورسکیت در خاک‌های

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]

مناطق حد واسط خشک و نیمه خشک نیز وجود داشته و منشأ پدوژنیک دارد، ولی به دلیل ناپایدار شدن آن در شرایط امروزی، برای اسمکتیت دو منشأ مواد مادری و پدوژنیک (تشکیل از پالیگورسکیت) اعلام می‌شود. این تبدیل بیشتر در افق‌های سطحی اتفاق افتاده است، که احتمالاً دلیل آن مناسب‌تر بودن شرایط هوادیدگی این کانی است. کانی‌های دیگر به احتمال زیاد تنها از طریق مواد مادری به ارث رسیده‌اند. استفاده از روش پرتو مادون قرمز توانسته است وجود کانی کائولینیت را در مقادیر کم نشان دهد. هم‌چنین، به رغم وجود لندفرم‌های مختلف و تکامل متفاوت خاک‌ها، با توجه به شباهت کانی‌های رسی، می‌توان نتیجه گرفت که نوع لندفرم‌ها اثر تعیین کننده‌ای بر نوع کانی‌های رسی منطقه نداشته، بلکه بر میزان آنها در خاک‌ها و افق‌های مختلف تا حدی مؤثر بوده است.

سپاسگزاری

بدین وسیله از دانشگاه ساسکاچوان کانادا به خاطر تأمین مواد و دستگاه‌های لازم در تجزیه‌ها، و نیز جناب آقای پروفسور مرموت برای پیشنهادهای ارزنده ایشان تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع مورد استفاده

۱. امیری نژاد، ع. ا. و م. باقر نژاد. ۱۳۷۷. روند کلسیمی شدن خاک‌ها در یک ردیف توپوگرافی در شرایط نیمه خشک کرمانشاه. علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی ۲(٤): ۳۳-٤۷.

۲. تومانیان، ن. ۱۳۷٤. منشأ گچ و چگونگی تکوین و تکامل خاک‌های گچی منطقه شمال غربی استان اصفهان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.

۳. رمضان‌پور، ح. و ا. جلالیان. ۱۳۷۵. مطالعه کانی‌های رسی در یک ردیف اراضی در منطقه شهرکرد. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ٤(۱و۲): ۵۹-۷٦.

4. Aba-Husayn, M. M., J. B. Dixon and S. Y. Lee. 1980. Mineralogy of Saudi Arabian soils: southwestern region. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 643-649.
5. Abtahi, A. 1980. Soil genesis as affected by topography and time in highly calcareous parent materials under semiarid conditions of Iran. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 329-336.
6. Al-Rawi, A. H., M. L. Jackson and F. D. Hole. 1969. Mineralogy of some arid and semiarid soils of Iraq. Soil Sci. 107: 480-486.
7. Arnaud, R. G. S. T. and M. D. Sudom. 1981. Mineral distribution and weathering in Chernozemic and Luvisolic soils from central Saskatchewan. Can. J. Soil Sci. 61: 79-89.
8. Badraoui, M., P. L. Bloom and R. Bouabid. 1992. Palygorskite-smectite association in a Xerochrept of High Chaouia region of Morocco. Soil Sci. Soc. Am. J. 56: 1640-1646.
9. Bain, D. C. 1977. The weathering of chloritic minerals in some Scottish soils. J. Soil Sci. 28: 144-164.
10. Bigham, J. M., W. F. Janes and B. L. Allen. 1980. Pedogenic degradation of sepiolite and palygorskite on the Texas High Plain. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 159-167.
11. Brindley, G. W. 1961. Chlorite minerals. PP. 242-296. *In*: G. Brown (Ed.), The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. Mineralogical Society, London.
12. Brunauer, S., P. H. Emmett and E. Teller. 1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. J. Am. Chem. Soc. 60: 309-319.
13. Buol, S. W., F. D. Hole and R. J. McCraken. 1989. Soil Genesis and Classification. Iowa State University Press, Ames, Iowa, USA.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]

14. Callen, R. A. 1984. Clays of palygorskite-sepiolite group: depositional environment, age and distribution. PP. 1-38. *In*: A. Singer and E. Galan (Eds.), Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses. Developments in Sedimentology 37, Elsevier, Amsterdam.
15. Carter, D. L., M. D. Heilman and C. L. Gonzalez. 1965. Ethylene glycol monoethyl ether for determining surface area of soil minerals. Soil Sci. 100: 356-360.
16. Chamley, H. 1989. Clay Sedimentology. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, Germany.
17. Fitzpatrick, R. W. and J. L. E. Roux. 1977. Mineralogy and chemistry of a Transvaal Black clay toposequence. J. Soil Sci. 28: 165-179.
18. Gharaee, H. A. and R. A. Mahjoori. 1984. Characteristics and geomorphic relationships of some representative Aridisols in southern Iran. Soil Sci. Soc. Am. J. 48: 1115-1119.
19. Ingles, M. and P. Anadon. 1991. Relationship of clay minerals to depositional environment in the non-marine Eocene Pontils Group, SE Ebro Basin (Spain). J. Sed. Pet. 61: 926-936.
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. Kittrick, J. A. and E. W. Hope. 1963. A procedure for the particle size separation of soils for X-ray diffraction analysis. Soil Sci. 96: 312-325.
22. Klute, A. 1986. Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods. 2nd ed., SSSA book series, No. 5, Madison, WI.
23. Kodama, H. 1985. Infrared spectra of minerals, reference guide to identification and characterization of minerals for the study of soils. Technical Bulletin, Agriculture Canada, Research Branch.
24. Krinsley, D. B. 1970. A geomorphological and paleoclimatological study of the playas of Iran. Geological Survey, US Department of Interior, Washington, D.C.
25. Mahjoori, R. A. 1979. The nature and genesis of some salt-affected soils in Iran. Soil Sci. Soc. Am. J. 43: 1019-1024.
26. McKeague, J. A. 1978. Manual of Soil Sampling and Methods of Analysis. Can. Soc. Soil Sci., Ottawa.
27. Perez-Rodriguez, J. L., C. Maquedea and E. Morillo. 1990. Occurrence of palygorskite in soils of Ecija (Spain). Austral. J. Soil Res. 28: 117-128.
28. Sancho, C., A. Melendez, M. Singes and J. Batisda. 1992. Chemical and mineralogical characteristics of Pleistocene caliche deposits from the central Ebro Basin, NE Spain. Clay Miner. 27: 293-308.
29. Shadfan, H. and J. B. Dixon. 1984. Occurrence of palygorskite in the soils and rocks of the Jordan Valley. PP. 187-198. *In*: A. Singer and E. Galan (Eds.), Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses. Developments in Sedimentology 37, Elsevier, Amsterdam.
30. Shadfan, H., A. A. Hussen and F. Alaily. 1985. Occurrence of palygorskite in Tertiary sediments of western Egypt. Clay Miner. 20: 405-413.
31. Shadfan, H. and A. S. Mashhady. 1985. Distribution of palygorskite in sediments and soils of eastern Saudi Arabia. Soil Sci. Soc. Am. J. 49: 243-250.
32. Singer, A. 1989. Palygorskite and sepiolite group minerals. PP. 829-872. *In*: J. B. Dixon and S. B. Weeds (Eds.), Minerals in Soil Environments. SSSA book series, No. 1, Soil Sci. Soc. of Am., Madison, WI.
33. Singer, A. and K. Norrish. 1974. Pedogenic palygorskite occurrences in Australia. Am. Miner. 59: 508-517.
34. Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. USDA, SCS, US. Govt. Print. Office, Washington, D.C.
35. Van der Marel, H. W. and H. Beutelspacher. 1976. Atlas of Infrared Spectrometry of Clay Minerals and Their Admixtures. Elsevier Scientific Publ. Co., Amsterdam.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]

36. Verrecchia, E. P. and M. N. Le Coustumer. 1996. Occurrence and genesis of palygorskite and associated clay minerals in a Pleistocene calcrete complex, Sde Boder, Negev Desert, Israel. Clay Miner. 31: 183-202.
37. Watts, N. L. 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. Sedimentology 27: 661-686.
38. Weaver, G. E. and K. C. Beek. 1977. Miocene of the SE United States: a model for chemical sedimentation in a perimarine environment. Sed. Geol. 17: 1-324.
39. Weir, A. H. and J. H. Rayner. 1974. An interstratified illite-smectite from Denchworth series soil in weathered Oxford clay. Clay Miner. 10: 173-187.
40. Yaalon, D. M. and M. Wieder. 1976. Pedogenic palygorskite in some arid brown (Calciorthid) soils of Israel. Clay Miner. 11: 73-80.
41. Zahedi, M. 1976. Explanatory Text of the Esfahan Quadrangle Map 1:250000. Geological Survey of Iran.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1382.7.1.6.5]