

## پراکنش پالیگورسکیت و عوامل خاکی مهم مؤثر بر آن در بخشی از خاک‌های استان بوشهر

زینب نادری زاده<sup>۱</sup>، حسین خادمی<sup>۲\*</sup> و شمس‌اله ایوبی<sup>۳</sup>

(تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۳/۱۰؛ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۸/۷)

### چکیده

در حالی که گزارشات متعددی از توزیع کانی پالیگورسکیت در خاک‌های مناطق خشک کشور در سایر استان‌ها وجود دارد، اطلاعات چندانی از وضعیت حضور و فراوانی این کانی رسی فیبری مهم در خاک‌های استان بوشهر در دسترس نیست. این پژوهش به منظور بررسی: (۱) پراکنش رس پالیگورسکیت و مهم‌ترین کانی‌های رسی همراه و (۲) رابطه بین میزان نسبی پالیگورسکیت در بخش رس و مهم‌ترین ویژگی‌های خاک‌ها در اراضی شهرستان دشتستان در استان بوشهر انجام شد. با استفاده از تصاویر گوگل ارث منطقه و بازدیدهای صحرایی پنج نوع زمین‌ریخت شامل سطوح فرسایشی، رخنمون سنگی، تپه‌های بریده بریده، مخروطه‌افکنه و دشت آبرفتی منطقه شناسایی شده و کانی‌شناسی رسی دو افق از خاک‌ریخ شاهد هر یک از زمین‌ریخت‌ها تعیین شد. نتایج پراش پرتو ایکس و تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی نشان داد که در خاک‌های منطقه مطالعاتی که متعلق به رده‌های انتی‌سول و اریدی‌سول هستند کانی فیبری پالیگورسکیت با مقادیر متفاوت در کلیه زمین‌ریخت‌ها حضور دارد. همچنین کانی‌های رسی ایلیت، کلریت، اسمکتیت، ایلیت-کلریت مختلط نامنظم و کائولینیت در خاک‌های منطقه مطالعاتی حضور دارند. فراوانی نسبی کانی‌های پالیگورسکیت و اسمکتیت بین سطوح مختلف ژئومرفیک متفاوت است. بدون توجه به نوع زمین‌ریخت، بیشترین مقدار کانی پالیگورسکیت را افق‌های جیسیک و پتروچیسیک دارند که به شرایط ژئوشیمیایی مناسب این افق‌ها جهت تشکیل و پایداری کانی پالیگورسکیت بر می‌شود. همبستگی معنی‌دار گچ با فراوانی نسبی پالیگورسکیت نشان می‌دهد که مقدار گچ نسبت به مقدار آهک اهمیت بیشتری در حضور و پراکنش این کانی در خاک‌های منطقه دارد. این کانی با مقادیر نسبت منیزیم به کلسیم محلول، پ‌هاش، گچ و منیزیم محلول همبستگی بالا و معنی‌داری داشته و این ویژگی‌ها مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر توزیع و تشکیل پالیگورسکیت در خاک‌های منطقه هستند. ضرورت دارد در مدیریت خاک‌های منطقه و پیش‌بینی رفتار آن‌ها به کانی‌شناسی رسی آن‌ها بویژه مقادیر قابل توجه کانی فیبری پالیگورسکیت توجه خاص مبذول شود.

واژه‌های کلیدی: کانی‌های رسی، دیاگرام پایداری، سطوح ژئومرفیک، اریدی‌سول، انتی‌سول

۱. بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان بوشهر، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، بوشهر

۲. گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

\*: مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: khkhademi@iut.ac.ir

## مقدمه

کانی‌های موجود در بخش رس خاک نقش مهمی در رفتار فیزیکی و شیمیایی آن دارند. به همین علت تعیین نوع، میزان نسبی، منشأ و نحوه تشکیل کانی‌های رسی اهمیت خاصی دارد (۳۴). پالیگورسکیت و سپیولیت از جمله کانی‌های رسی ۲:۱ با ریخت‌شناسی فیبری هستند که در محیط‌هایی مانند رسوبات دریاچه‌ای و دریایی، خاک‌های نواحی خشک و در مناطق نزدیک فعالیت‌های هیدروترمال حضور دارند (۳). پایداری این کانی‌های فیبری محدود به مناطق خشک و نیمه‌خشک است و در مناطق با متوسط بارش سالانه بیش از ۳۰۰ میلی‌متر، پالیگورسکیت می‌تواند به اسمکتیت تبدیل شود (۳). محققین منابع حضور پالیگورسکیت و سپیولیت برای محیط‌های رسوبی و خاک‌ساز را به ارث رسیدن از مواد مادری (یا منشأ آواری) و خودتشکیلی (Autogenic) در خاک‌های مناطق خشک پیشنهاد کرده‌اند (۱۷). پالیگورسکیت می‌تواند در خاک‌های دشت‌های سیلابی و مخروطه‌افکنه‌ها به وسیله نوسانات سفره آب، تغییر یا تبدیل اسمکتیت غنی از منیزیم یا به وسیله نوتشکیلی از محلول خاک تشکیل شود (۲۶).

کانی پالیگورسکیت در خاک‌ها و رسوبات دوران سنوزوئیک مناطق خشک و نیمه‌خشک دنیا بویژه منطقه خاورمیانه گسترش زیادی دارد (۳۰، ۲۸، ۲۷، ۱۸، ۱۷). در مطالعه‌ای در ایران مرکزی، وجود پالیگورسکیت در مواد مادری را به بالا آمدن فلات ایران و جدا شدن دریای تیس از اقیانوس اصلی در اواخر کرتاسه و تشکیل دریاچه‌ها و تالاب‌های کم عمق و شور برای تشکیل رس‌های یافی نسبت داده‌اند. پژوهشگران در این مطالعه بیان کردند که ته‌نشینی گچ باعث افزایش نسبت Mg/Ca و پهاش شده و شرایط مناسب برای تشکیل پالیگورسکیت ایجاد می‌شود (۱۷). در پژوهشی دیگر تشکیل خاک‌ساز پالیگورسکیت در خاک‌های منطقه فرخ‌شهر در استان چهارمحال و بختیاری گزارش شد. دلایل مهمی که محققین در این بررسی برای منشأ خاک‌ساز پالیگورسکیت بیان کردند، عبارتند از: ۱) عدم وجود پالیگورسکیت در تشکیلات زمین‌شناسی مجاور، ۲) مرفولوژی

کشیده فیبرهای پالیگورسکیت مشاهده شده توسط میکروسکوپ الکترونی عبوری و ۳) حضور همزمان پالیگورسکیت با کلسیت خاک‌ساز (۲۸).

مطالعه‌ای در مورد ارتباط با منبع پالیگورسکیت در اریدی‌سول‌های گچی و رسوبات مرتبط با آن‌ها در ایران مرکزی نشان داد که این کانی در خاک‌های گچی مورد مطالعه، به شدت در ارتباط با گچ است. محققین بیان کردند که احتمالاً بعد از رسوب اولیه گچ که پهاش و نسبت منیزیم به کلسیم بالا را ایجاد می‌نماید، پالیگورسکیت تشکیل شده است و هر دو منشأ خاک‌ساز و توارثی را برای حضور پالیگورسکیت در این خاک‌ها پیشنهاد دادند. به علت افزایش نسبت منیزیم به کلسیم در زمان تشکیل گچ در حوضچه‌های بسته ایران مرکزی، پالیگورسکیت در ارتباط نزدیک با بلورهای گچ تشکیل شده است (۱۷).

در مطالعه‌ای دیگر، محققین ارتباط نزدیکی بین مرفولوژی پالیگورسکیت و موقعیت ژئومرفیک دو ترانسکت در منطقه رفسنجان مشاهده کردند. این محققین گزارش کردند که سطوح ژئومرفیک بالایی (پدیمت سنگی) نسبت به موقعیت‌های پایینی، بلورهای بزرگ‌تر کانی پالیگورسکیت با فراوانی بالاتر را شامل می‌شوند. آن‌ها منشأ توارثی را برای پالیگورسکیت در موقعیت‌های پایینی شامل پدیمت پوشیده و پلایاها در نظر گرفتند و برای پالیگورسکیت تشکیل شده روی سطوح ژئومرفیک بالایی منشأ خاک‌ساز معرفی کردند (۷). تشکیل پالیگورسکیت به‌عنوان کانی غالب در خاک‌های با زهکشی خوب در دشت داراب نیز گزارش شد، اما در خاک‌های با زهکشی ضعیف، اسمکتیت کانی غالب بود (۱). در پژوهشی در خاک‌های واقع در طول یک ترانسکت با ماده مادری گرانیت و تپه‌های مارنی در جنوب مشهد، بر اساس شرایط تشکیل، مقدار و مرفولوژی پالیگورسکیت سه نوع از این کانی را معرفی کردند: ۱) پالیگورسکیت در قاعده رسوبات لسی شور، ۲) پالیگورسکیت مرتبط با افق‌های تجمع گچ و آهک و ۳) پالیگورسکیت آواری در رسوبات لسی بدون تغییر (۱۶).

### روش انجام مطالعه

ابتدا محدوده منطقه مورد مطالعه بر روی نرم افزار گوگل ارث مشخص شد، سپس برای تفکیک واحدها بر روی تصویر گوگل ارث از ساختار تحلیل سلسه مراتبی (Analytical Hierarchy Process) زمین ریختی شامل چهار سطح زمین نما، زمین ریخت، سنگ شناسی (ماده مادری) و سطح ژئومرفیک جهت تجزیه پیچیدگی زمین نماهای مختلف استفاده شد (۳۶).

لازم به ذکر است که پس از تفسیر تصاویر گوگل ارث بر اساس ویژگی های بیان شده، باز دیده های مکرری از منطقه صورت گرفت و بعضی از مرزهای ترسیم شده تصحیح شد. همچنین بعد از نمونه برداری و تشریح خاکرخی های حفر شده، سطوح ژئومرفیک نهائی شد (شکل ۲).

### نمونه برداری از خاک های منطقه مورد مطالعه

در هر یک از واحدهای ژئومرفیک خاکرخی حفر شد. در مجموع ۲۸ خاکرخی حفر و نمونه برداری از افق های ژنتیکی انجام و نمونه ها جهت تجزیه به آزمایشگاه منتقل شدند. تشریح و طبقه بندی خاک ها نیز بر اساس روش کلید رده بندی خاک سال ۲۰۲۲ صورت گرفت (۳۱).

### مطالعات آزمایشگاهی

نمونه های خاک پس از انتقال به آزمایشگاه هوا خشک شد و پس از کوبیدن، از الک ۲ میلی متری عبور داده شد. بافت خاک به روش هیدرومتر، کربن آلی به روش اکسیداسیون تر، کربنات کلسیم معادل از طریق تیتراسیون برگشتی با اسید کلریدریک ۲ نرمال (۳۲)، درصد گچ به وسیله رسوب با استون (۲۹) و مقادیر هدایت الکتریکی و پ هاش خاک در نسبت ۱:۲/۵ خاک به آب و به ترتیب با پ هاش متر و هدایت سنج الکتریکی تعیین شد. همچنین مقادیر کلسیم و منیزیم محلول با دستگاه جذب اتمی مدل Perkin Elmer 3030 و مقادیر سدیم و پتاسیم محلول نیز با دستگاه شعله سنج اندازه گیری شد (۳۲). علاوه بر این، مقدار سیلیسیم محلول در نمونه ها با روش رنگ سنجی (سیلیکومولیدوس) و از روی شدت رنگ آبی تولید شده در طول موج ۸۸۰ نانومتر تعیین شد (۳۲).

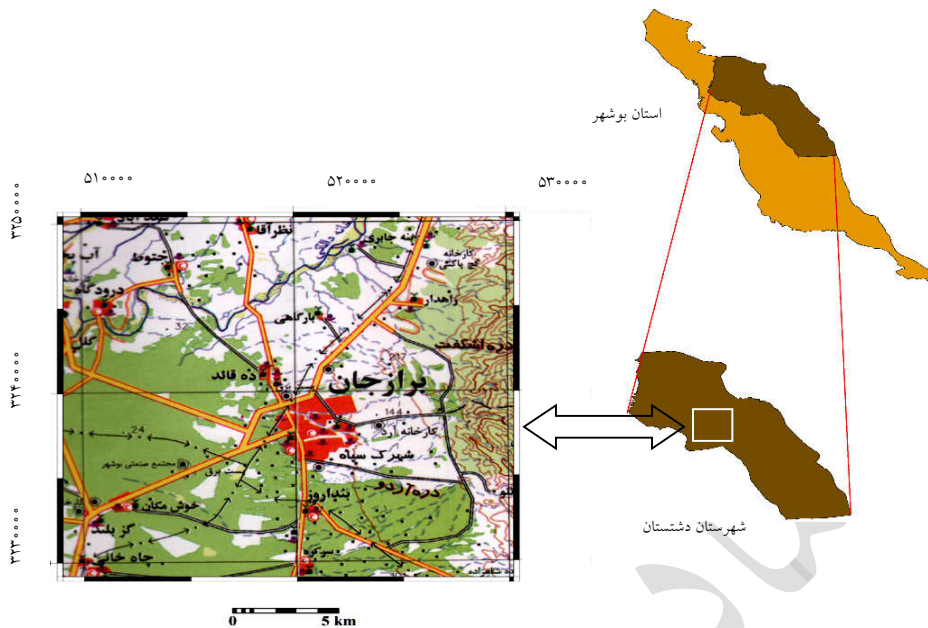
اطلاعاتی در زمینه کانی شناسی خاک های استان بوشهر از جمله پراکنش پالیگورسکیت و سایر کانی های رسی همراه در دست نیست. بنابراین، این پژوهش با اهداف زیر انجام شد: (۱) بررسی نحوه توزیع و تشکیل کانی پالیگورسکیت و کانی های رسی همراه، (۲) شناخت ویژگی های مهم خاکی مؤثر در تشکیل و/یا پایداری کانی رسی پالیگورسکیت در بخشی از خاک های استان بوشهر.

### مواد و روش ها

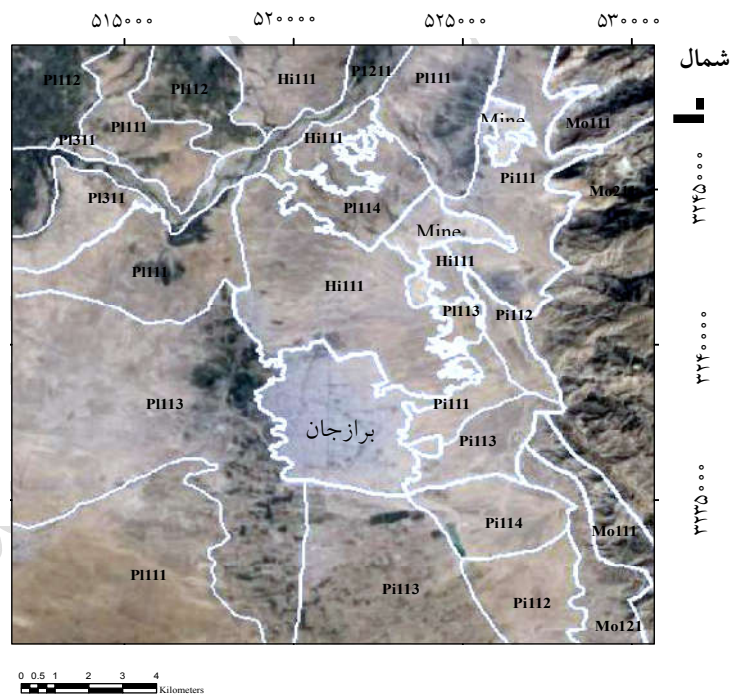
#### معرفی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه به مساحت ۴۰۰۰۰ هکتار در شهرستان دشتستان قرار دارد (شکل ۱). این شهرستان وسیع ترین شهرستان استان بوشهر، به مرکزیت برازجان، در فاصله ۵۰ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۵۲ درجه طول جغرافیایی شرقی و ۲۸ درجه و ۴۱ دقیقه تا ۲۹ درجه و ۴۶ دقیقه عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. دمای هوا در این شهرستان بین ۰ تا ۵۰ درجه در طول سال متغیر است و میانگین دما و بارش سالیانه نیز به ترتیب حدود ۲۸ درجه سانتی گراد و ۲۵۰ میلی متر است (۱۴). این شهرستان به مرکزیت برازجان بزرگ ترین شهرستان استان از لحاظ مساحت است. شهرستان دشتستان قطب کشاورزی استان بوشهر است. مجموع اراضی تحت کشت این شهرستان ۲۴۰۰۰۰ هکتار است. مهم ترین محصول کشاورزی آن خرما است که از بیش از ۴/۵ میلیون اصله نخل به دست می آید. بیشترین کلزا، کاهو، تنباکو و گندم استان در این شهرستان کشت می شود. با توجه به اهمیت کشاورزی در شهرستان دشتستان، بخشی از این شهرستان به عنوان منطقه مطالعاتی در نظر گرفته شد.

زمین ریخت های اصلی منطقه مورد مطالعه شامل مخروطه افکنه، تپه ها، دشت آبرفتی، دشت بریده بریده و دشت رودخانه ای است. بر اساس کلید رده بندی آمریکایی خاک، رژیم رطوبتی و حرارتی خاک به ترتیب اریدیک (Aridic) و هایپرترمیک (Hyperthermic) است (۳۱).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعاتی در شهرستان دشتستان، استان بوشهر



شکل ۲. نقشه سطوح ژئومرفیک تفکیک شده در منطقه مطالعاتی

تجمع گچ و آهک که در منابع مختلف بر تأثیر آن‌ها در ایجاد شرایط مناسب جهت تشکیل پالیگورسکیت تأکید شده است، بود. ابتدا کربنات‌ها و نمک‌های محلول نمونه‌ها با استفاده از استات سدیم حذف شد. سپس از طریق شستشوی مکرر با آب مقطر، گچ

جهت بررسی تغییرات مقادیر پالیگورسکیت در سطح و عمق خاکرخ از افق سطحی و یکی از افق زیرسطحی هر کدام از خاکرخ‌های شاهد (۲۷ نمونه) نمونه انتخاب شد. یکی از دلایل مهم در انتخاب نوع افق زیرسطحی جهت این مطالعه حضور و

شکل ۲ نیز سطوح ژئومرفیک تفکیک شده را نشان می‌دهد. چهار واحد زمین‌نما شامل کوه، تپه، دامنه و دشت در منطقه مطالعاتی مشخص شد. خاک‌های شناسایی شده در شش گروه بزرگ شامل پتروچیپسیدز، توری اورتنز، هاپلوچیپسیدز، هاپلوکلسیدز، هاپلوکمیدز و کلسی چیپسیدز قرار می‌گیرند. نتایج برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی افق‌های مورد مطالعه از سطوح ژئومرفیک مختلف که کانی‌شناسی رسی آن‌ها بررسی شده است، در جدول ۲ مشاهده می‌شود.

مقدار گچ این افق‌ها بین ۱/۱ تا ۷۸/۴ درصد متغیر است. به جزء افق پتروچیپسیدز در سطح ژئومرفیک Mo111 (زمین‌نمای کوه) بقیه افق‌ها مقدار آهک بالای ۲۰ درصد دارند. پهاش افق‌های مورد بررسی بین ۷/۵ تا ۸/۱۲ متغیر است که نشان‌دهنده وجود شرایط قلیایی در خاک‌ها است.

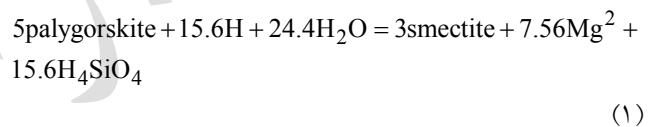
#### کانی‌شناسی رسی خاک‌های منطقه مورد مطالعه

بر اساس پراش‌نگاشت‌های پرتو ایکس بخش رس افق‌های مورد مطالعه، کانی‌های کوارتز، ایلیت، پالیگورسکیت، اسمکتیت، کلریت، ایلیت-کلریت مختلط نامنظم و کائولینیت در نمونه‌های مورد بررسی تشخیص داده شد (اشکال ۳ تا ۶).

نزدیکی قله‌های ۱۰ و ۱۰/۵ آنگستروم شناسایی پالیگورسکیت را با مشکل مواجه می‌سازد، بنابراین بر اساس قله ۶/۵ آنگستروم، کانی پالیگورسکیت در تمام افق‌های مورد مطالعه شناسایی شد. قله ۱۴/۵ آنگستروم در تیمار اشباع با منیزیم برخی نمونه‌ها، زمانی که تحت تیمار اتیلن‌گلیکول قرار گرفت، قله‌های بین ۱۵/۵ تا ۱۹ آنگستروم را نشان داد که نشان‌دهنده حضور اسمکتیت در این نمونه‌ها است. قله‌های ۱۰ و ۵/۰، بخشی از قله ۱۴/۵ و قله‌های ۴/۷۶ و ۷/۲، قله‌های ۱۰/۵ و ۶/۵، قله ۳/۳۳، و بخشی از قله‌های ۷/۲ و ۳/۵۶ آنگستروم در نمونه‌ها به ترتیب نشان‌دهنده حضور کانی‌های ایلیت، اسمکتیت، کلریت، پالیگورسکیت، کوارتز و کائولینیت است. با توجه به همپوشانی قله‌های رده دوم کلریت با رده اول کائولینیت از تغییرات شدت قله‌های رده چهارم کلریت و دوم کائولینیت و همچنین قله رده دوم کلریت و قله رده اول

نمونه‌ها نیز خارج شد. حذف ماده آلی و اکسیدهای آهن به ترتیب با آب اکسیژنه ۳۰ درصد و سترات بیکربنات دی‌تیونات صورت گرفت (۲۲). سپس جهت مطالعات کانی‌شناسی، اجزاء مختلف هر نمونه تفکیک و میزان ۵۰ میلی‌گرم از بخش رس هر نمونه پس از تهیه تیمارهای اشباع با منیزیم، اشباع با منیزیم و اتیلن‌گلیکول، اشباع با پتاسیم و تیمار حرارتی نمونه اشباع با پتاسیم با استفاده از پراش پرتو ایکس توسط دستگاه X-ray با مدل PMD Philips X-Pert و به وسیله فلز هدف مس، در دانشکده مواد دانشگاه صنعتی اصفهان مورد بررسی قرار گرفت. ریخت‌شناسی بعضی از نمونه‌ها نیز با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل Philips XI30 بررسی شد. برای این منظور نمونه‌های کوچک از خاکدانه‌ها روی پایه‌های آلومینیومی قرار داده شد و پس از ایجاد پوشش طلا روی آن‌ها، مورد بررسی قرار گرفت.

ظرفیت تبادل کاتیونی بخش رس نیز با روش استات سدیم در اسیدیته ۸/۲ (۴) اندازه‌گیری شد. نمودار پایداری با استفاده از روابط تعادلی ویور و بک (۱۹۷۷) ترسیم شد (معادلات ۱ و ۲) (۳۳).



$$\log(\text{Ksmectite palygorskite}) = \log(\text{Mg}^{2+}) + 2\text{pH} + 2\log(\text{H}_4\text{SiO}_4) \quad (2)$$

قدرت یونی نمونه‌ها با ضرب مقادیر هدایت الکتریکی (dSm) در ۰/۰۱۳ (۹) و ضرایب فعالیت با استفاده از معادله دیویس محاسبه شد (۲۰). تعیین همبستگی بین متغیرها با استفاده از نرم‌افزار SPSS صورت گرفت.

#### نتایج و بحث

##### خاک‌های شناسایی شده و برخی از ویژگی‌های افق‌های مورد مطالعه در منطقه مطالعاتی

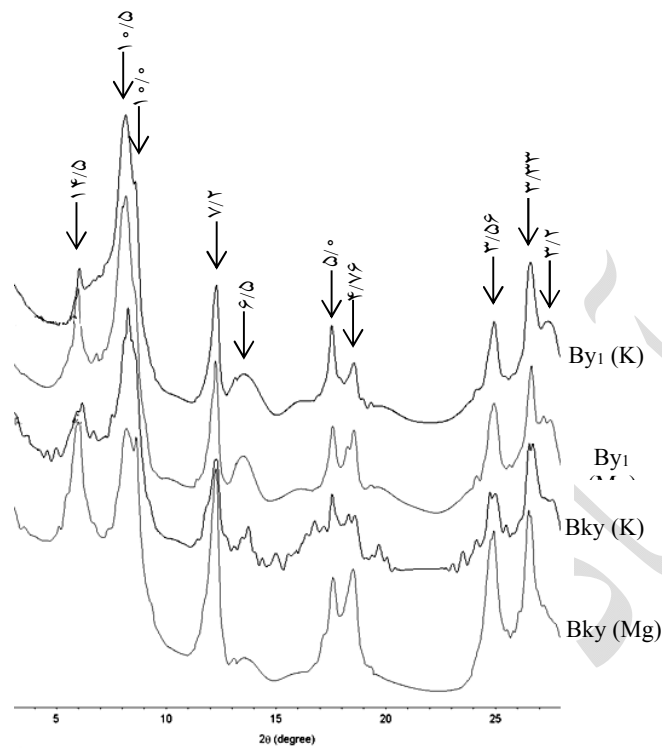
زمین‌نماها، زمین‌ریخت‌ها و سطوح ژئومرفیکی منطقه مطالعاتی که از تفسیر تصاویر گوگل‌ارث، بازدیدهای صحرایی و نتایج آزمایشگاهی تشخیص داده شد، در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱. راهنمای سطوح ژئومرفیک تفکیک شده در منطقه مطالعاتی

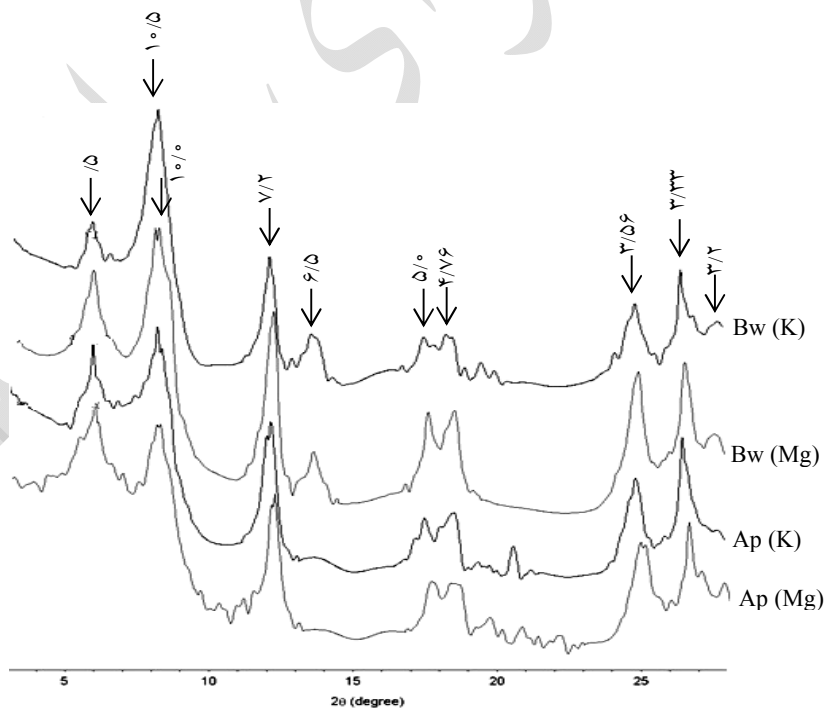
زمین نما	زمین ریخت	زمین شناسی	سطح ژئومرفیک	علامت	گروه بزرگ
کوه (Mountain)	سطوح فرسایشی	مارن، نمک و گچ	سطح فرسایشی	Mo111	پترو جیپسیدز (Petrogypsids)
		مارن و ماسه سنگ	سطح فرسایشی	Mo121	هاپلو جیپسیدز (Haplogypsids)
		سنگ آهک و سنگ آهک دولومیتی	سطح سنگی، در برخی نقاط خاک دار	Mo211	توری اورتننز (Torriorthents)
تپه (Hill)	تپه های بریده بریده	کنگلو مرای مارنی شنی	تپه های بریده بریده و گچی	Hi111	هاپلو جیپسیدز (Haplogypsids)
دامنه (Pediment)	مخروطه افکنه	رسوبات آبرفتی و جدید	زهکشی متراکم، بریده بریده و مرتع	Pi111	هاپلو جیپسیدز (Haplogypsids)
			بخش بالایی مخروطه افکنه، بریدگی متوسط، کشت دیم	Pi112	هاپلو کمبیدز (Haplocambids)
			بریدگی متوسط، عمدتاً کشت آبی	Pi113	هاپلو کلسیدز (Haplocalcids)
			بخش بالایی مخروطه افکنه، بریدگی متوسط، عمدتاً مرتع	Pi114	توری اورتننز (Torriorthents)
دشت (Plain)	دشت آبرفتی	رسوبات جدید و آبرفتی	بخش پایین دشت، کشت دیم و مرتع	Pl111	هاپلو جیپسیدز (Haplogypsids)
			پستی و بلندی کمتر، نخلستان	Pl112	هاپلو کلسیدز (Haplocalcids)
			توپوگرافی مسطح، نخلستان، انواع کشت آبی	Pl113	کلسی جیپسیدز (Calcigypsids)
			پستی و بلندی کمتر، نخلستان و کشت دیم	Pl114	پترو جیپسیدز (Petrogypsids)
			زهکشی ضعیف و در رطوبت بالا	Pl211	توری اورتننز (Torriorthents)
دشت بریده بریده و در بخش قسمت ها کشت دیم	Pl311	هاپلو کمبیدز (Haplocambids)			

جدول ۲. برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی افق‌های منتخب خاک‌های مورد مطالعه

افق	عمق (سانتی متر)	گچ (درصد)	آهک معادل (درصد)	هدایت الکتریکی (دسی زیمنس بر متر)	پهاش	نسبت منیزیم به کلسیم محلول	ظرفیت تبادل کاتیونی (سانتی مول+) بر کیلوگرم رس)	شن (درصد)	سیلت (درصد)	رس (درصد)	سطح ژئومرفیک
A	۰-۱۷	۱۲/۱	۴۷/۴	۲/۱۸	۷/۶۰	۰/۲۱	۳۸/۷	۶/۰	۸۹/۰	۵/۰	Mo111
Bym	۶۵-۸۰	۷۸/۴	۷/۶	۲/۰۸	۸/۱۰	۰/۲۴	۱۵/۵	۱۸/۰	۷۹/۱	۳/۰	Mo111
A	۰-۱۲	۴/۳	۴۲/۱	۰/۲۳	۷/۷۰	۰/۱۵	۲۸/۶	۱۶/۰	۵۸/۰	۲۶/۰	Mo211
BC	۱۲-۳۶	۵/۲	۴۸/۰	۰/۲۰	۷/۹۰	۰/۱۴	۴۴/۱	۱۶/۰	۷۲/۰	۱۲/۰	Mo211
A	۰-۵	۷/۶	۴۸/۱	۲/۱۸	۷/۶۰	۰/۱۸	۳۰/۲	۶/۹	۸۸/۱	۵/۰	Mo121
By <sub>1</sub>	۵-۲۸	۶۰/۵	۲۰/۳	۲/۱۷	۷/۸۰	۰/۱۷	۳۱/۰	۱۶/۳	۸۱/۷	۲/۰	Mo121
A	۰-۱۰	۷/۶	۳۹/۳	۲/۱۲	۷/۷۰	۰/۲۴	۴۰/۰	۵/۹	۸۹/۱	۵/۰	Hi111
By <sub>2</sub>	۳۵-۵۶	۲۰/۵	۵۲/۰	۲/۱۳	۷/۸۰	۰/۲۲	۱۴/۷	۲۴/۱	۷۳/۹	۲/۰	Hi111
A	۰-۸	۴/۰	۵۴/۶	۰/۱۵	۷/۵۰	۰/۱۱	۴۷/۳	۲۰/۰	۶۰/۰	۲۰/۰	Pi111
By	۲۴-۵۱	۷/۵	۴۳/۹	۰/۲۶	۷/۶۶	۰/۱۲	۴۰/۸	۱۸/۰	۶۲/۰	۲۰/۰	Pi111
Ap	۰-۵	۳/۴	۵۳/۷	۰/۱۹	۷/۶۰	۰/۱۳	۴۶/۹	۳۲/۰	۵۸/۰	۱۰/۰	Pi112
Bw	۵۹-۷۰	۳/۹	۵۹/۶	۱/۴۵	۷/۹۱	۰/۴۳	۳۳/۵	۲۸/۰	۶۰/۰	۱۲/۰	Pi112
Ap	۰-۱۵	۲/۶	۶۴/۳	۰/۳۳	۸/۰۲	۰/۱۴	۳۶/۷	۵۴/۰	۲۸/۰	۱۸/۰	Pi113
Bk	۴۴-۷۳	۳/۳	۶۶/۶	۱/۹۹	۷/۵۸	۰/۱۹	۳۷/۵	۴۸/۰	۳۶/۰	۱۶/۰	Pi113
A	۰-۱۰	۴/۲	۵۵/۱	۰/۲۱	۷/۷۰	۰/۱۳	۴۹/۰	۲۸/۰	۵۶/۰	۱۶/۰	Pi114
A	۰-۱۳	۴/۷	۴۵/۰	۷/۴۰	۷/۸۰	۰/۱۴	۴۰/۸	۲۸/۰	۶۸/۰	۱۰/۰	PI111
By <sub>1</sub>	۱۳-۳۳	۱۳/۵	۵۲/۷	۱۰/۳۰	۷/۸۱	۰/۳۱	۴۴/۱	۱۲/۰	۷۴/۰	۱۴/۰	PI111
Ap	۰-۲۵	۲/۰	۶۳/۰	۱/۷۰	۷/۷۶	۰/۱۵	۳۷/۵	۳۸/۰	۴۸/۰	۱۴/۰	PI112
Bk	۴۶-۷۰	۲/۰	۶۴/۰	۰/۸۶	۸/۱۲	۰/۴۹	۲۹/۴	۵۰/۰	۳۴/۰	۱۶/۰	PI112
Ap	۰-۵	۶/۸	۶۰/۰	۳/۴۷	۷/۹۰	۰/۴۹	۴۰/۰	۲/۰	۸۲/۰	۱۶/۰	PI113
Bk <sub>2</sub>	۲۸-۴۹	۸/۵	۵۱/۹	۳/۸۳	۷/۹۳	۰/۱۸	۳۶/۰	۴/۸	۹۲/۲	۳/۰	PI113
Bky	۴۹-۷۰	۷/۸	۵۶/۰	۵/۰۸	۸/۰۱	۰/۴۲	۳۶/۰	۶/۷	۹۰/۳	۳/۰	PI113
Ap	۰-۷	۷/۸	۵۸/۱	۲/۱۵	۷/۴۵	۰/۱۳	۳۲/۶	۱۵/۰	۶۸/۰	۱۷/۰	PI114
Bym	۳۹-۶۵	۵۵/۷	۳۷/۲	۲/۲۲	۷/۵۹	۰/۱۴	۳۱/۸	۱۶/۲	۷۹/۸	۴/۰	PI114
A	۰-۵	۱/۱	۶۱/۶	۲/۱۸	۷/۶۰	۰/۱۵	۴۰/۸	۳۶/۰	۵۰/۰	۱۴/۰	PI211
C <sub>2</sub>	۲۳-۳۰	۲/۰	۶۰/۰	۲/۱۷	۷/۹۰	۰/۳۰	۳۸/۴	۴۰/۰	۴۶/۰	۱۰/۰	PI211
A	۰-۱۰	۲/۰	۵۸/۵	۰/۴۵	۷/۶۰	۰/۱۳	۳۶/۷	۳۰/۰	۵۶/۰	۱۴/۰	PI311
Bw <sub>4</sub>	۶۱-۱۰۰	۳/۶	۵۵/۹	۴۴/۹۱	۷/۶۵	۰/۱۱	۳۹/۲	۱۴/۰	۶۶/۰	۲۰/۰	PI311

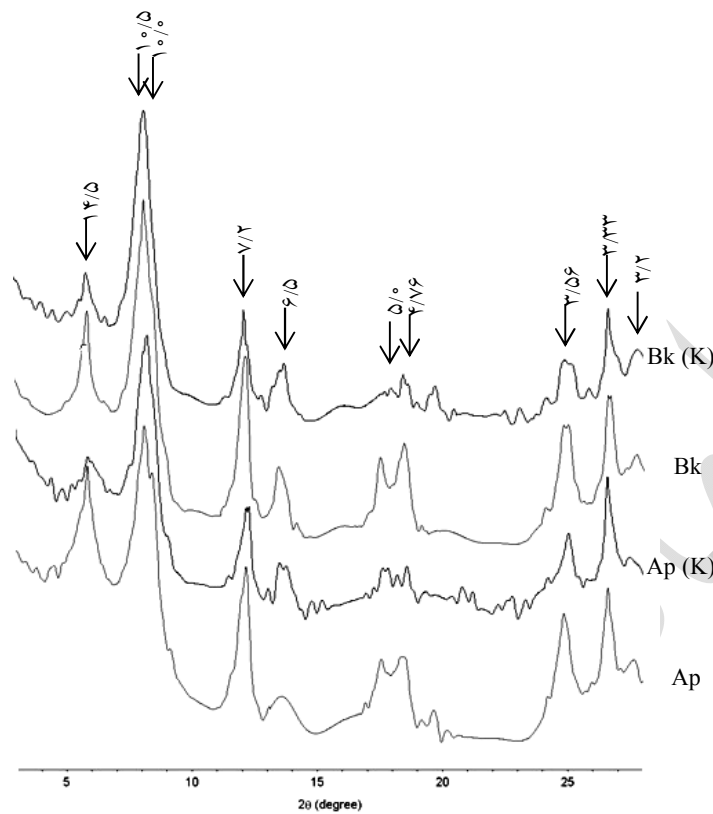


شکل ۳. پراش‌نگاشت‌های پرتو ایکس تیمارهای اشباع با منیزیم (Mg) و پتاسیم (K) بخش رس افق‌های By<sub>1</sub> و Bky به ترتیب مربوط به سطوح ژئومرفیک Pi113 و Mo121. واحد مقادیر قله‌ها آنگستروم است

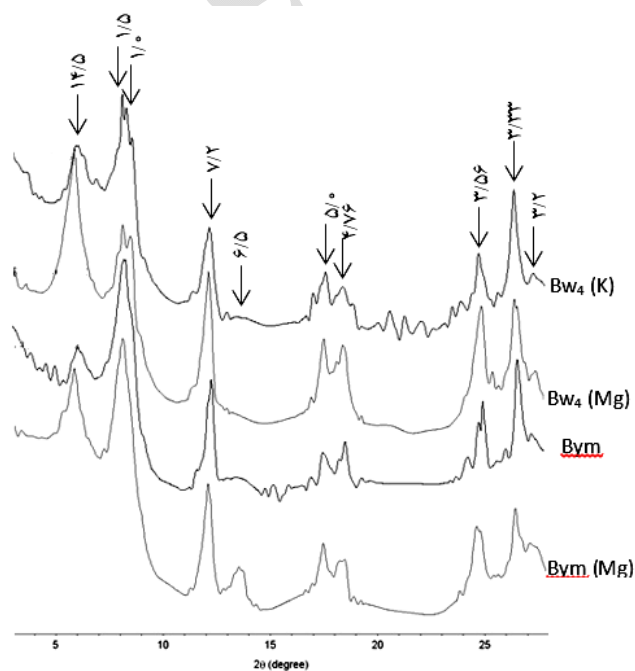


شکل ۴. پراش‌نگاشت‌های پرتو ایکس تیمارهای اشباع با منیزیم (Mg) و پتاسیم (K) بخش رس افق‌های Bw و Ap مربوط به سطح ژئومرفیک Pi112. واحد مقادیر قله‌ها آنگستروم است





شکل ۵. پراش‌نگاشت‌های پرتو ایکس تیمارهای اشباع با منیزیم (Mg) و پتاسیم (K) بخش رس افق‌های Ap و Bk مربوط به سطح ژئومرفیک PI112. واحد مقادیر قله‌ها آنگستروم است



شکل ۶. پراش‌نگاشت‌های پرتو ایکس تیمارهای اشباع با منیزیم (Mg) و پتاسیم (K) بخش رس افق‌های Bw4 و Bym به ترتیب مربوط به سطوح ژئومرفیک PI114 و PI311. واحد مقادیر قله‌ها آنگستروم است

توارثی دارد. با این وجود تشکیل خاک‌ساز پالیگورسکیت در افق پتروچیسیک محتمل است.

بررسی خاک‌های گچی گسترش یافته بر رسوبات سنوزوئیک در بخشی از ایران مرکزی نشان داد فراوانی پالیگورسکیت در برخی از این خاک‌ها به دلیل پایداری این کانی در شرایط خشک و وجود آن در سنگ‌های رسوبی منطقه است (۱۷). تشکیل پالیگورسکیت در محیط خاک نیازمند شرایط زمین‌شناسی ویژه‌ای است. همراهی پالیگورسکیت و افق‌های تجمع گچ و آهک احتمالاً به دلیل شرایط زمین‌شناسی است که در این افق‌ها پس از ترسیب کلسیم به شکل‌های گچ و آهک پدید می‌آید. چنین شرایطی با افزایش منیزیم محلول، محیط مناسبی را برای تشکیل پالیگورسکیت فراهم می‌آورد (۳۵). در سطح ژئومرفیک Mo121 (زمین‌ریخت رخنمون سنگی فرسایشی) که خاک‌ها در گروه بزرگ هاپلوچیسیدز قرار می‌گیرند، فراوانی نسبی پالیگورسکیت در هر دو افق مورد مطالعه (A و By<sub>1</sub>) زیاد است. با توجه به مقدار خیلی زیاد گچ در افق جیسیک انتظار این است که مقدار پالیگورسکیت این افق بیشتر از افق سطحی باشد. اما این اتفاق رخ نداده و در افق سطحی فراوانی پالیگورسکیت بیشتر است. در افق سطحی احتمال تبدیل اسمکتیت به پالیگورسکیت وجود دارد. بخشی از پالیگورسکیت موجود در این افق‌ها احتمالاً منشأ توارثی دارند، زیرا در ماده مادری این خاکرخ (سازند گوری) پالیگورسکیت مشاهده شد (۲۳).

کانی‌های رسی در افق‌های مربوط به گروه بزرگ توری‌اورتنز (سطح ژئومرفیک Mo211 در زمین‌ریخت رخنمون سنگی) که خاک تکامل چندانی ندارد، بیشتر تحت تأثیر مواد مادری هستند و کانی‌ها منشأ توارثی دارند. مقادیر کم و توزیع یکنواخت اسمکتیت و پالیگورسکیت در خاکرخ نشان‌دهنده توارثی بودن این کانی‌ها است. این خاکرخ بر روی مواد مادری مربوط به سازند آسماری-جهرم واقع شده است. مواد مادری این سازند مقدار پالیگورسکیت و اسمکتیت کمی دارند و کانی کائولینیت نیز در آن‌ها مشاهده نشد (۲۳). در این دو افق مورد مطالعه نیز

کائولینیت در تیمار اشباع با پتاسیم و تحت حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد جهت شناسایی کائولینیت استفاده شد (۵).

قله‌های حدواسط ۱۰ تا ۱۴ آنگستروم نیز در برخی از نمونه‌ها مشاهده شد. عدم بازگشت کامل این قله حدواسط، به ۱۰ آنگستروم در تیمارهای اشباع با پتاسیم و تیمار حرارت و همچنین افزایش نیافتن بیش از ۱۳ آنگستروم در تیمار اتیلن‌گلیکول نشان می‌دهد این کانی مختلط نامنظم، ایلیت کلریت است (۵). کانی‌های کلریت، کائولینیت، اسمکتیت، ایلیت، پالیگورسکیت، ایلیت - کلریت مختلط نامنظم و کوارتز در نمونه‌های مورد مطالعه با فراوانی نسبی متفاوت مشاهده می‌شود. فراوانی نسبی کانی‌های پالیگورسکیت و اسمکتیت بین سطوح مختلف ژئومرفیکی منطقه مورد مطالعه متفاوت است (جدول ۳). با توجه به اینکه عمده مواد مادری بررسی شده در منطقه مورد مطالعه دارای کانی پالیگورسکیت و اسمکتیت هستند (۲۳)، بنابراین بخشی از این کانی‌ها در خاک‌های منطقه می‌تواند منشأ توارثی داشته باشد. البته در بین نمونه‌های مادری که کانی پالیگورسکیت دارند، تنها در مواد مادری مربوط به سازند آغاچاری، مقدار کانی پالیگورسکیت زیاد است و در بقیه به مقدار کم و ناچیز است (۲۳).

در خاک‌های گروه بزرگ پتروچیسیدز (سطح ژئومرفیکی Mo111 در زمین‌ریخت رخنمون سنگی فرسایشی) که بر روی مواد مادری مربوط به سازند گچساران قرار دارند، در هر دو افق سطحی و عمقی (پتروچیسیک) مورد بررسی مقدار پالیگورسکیت زیاد است. فراوانی نسبی پالیگورسکیت در افق پتروچیسیک بیشتر از افق سطحی است (جدول ۳). افق پتروچیسیک برخلاف افق سطحی کانی اسمکتیت و کائولینیت ندارد. حضور مقادیر بالای گچ و نسبت منیزیم به کلسیم بالا (جدول ۲)، شرایط مناسبی جهت پایداری و حضور پالیگورسکیت در این افق فراهم کرده است و احتمال تبدیل کانی اسمکتیت به پالیگورسکیت وجود دارد. البته با وجود مقدار تقریباً زیاد پالیگورسکیت در ماده مادری مربوط به سازند گچساران (۲۲)، بخشی از این کانی در این گروه بزرگ، منشأ

جدول ۳. فراوانی نسبی کانی‌های مختلف بخش رس برخی از افق‌ها

سطح ژئومرفیک	کوارتز	ایلیت - کلریت مختلط نامنظم	اسمکتیت	پالیگورسکیت	کائولینیت	ایلیت	کلریت	افق
Mo111	+	-	++	+++	+	+++	+++	A
	+	-	-	+++++	-	+++	+++	Bym
Mo121	+	tr	-	+++++	-	++	++	A
	+	tr	++	+++++	+	++	+++	By <sub>1</sub>
Mo211	+	+	+	+	-	+++	++++	A
	+	+	+	++	-	+++	+++	BC
Hi111	++	-	+	++++	+	+++	+++	A
	+	-	+	+++++	+	+++	+++	By <sub>2</sub>
Pi111	+	+	+	++	+	+++	+++	A
	+	++	+	++	-	+++	+++	By
Pi112	++	tr	+	+	+	++	++++	Ap
	+	-	++	++++	++	+++	++++	Bw
Pi113	+	tr	++	+++	+	+++	++++	Ap
	++	+	-	+++++	++	+++	++++	Bk
Pi114	+	-	++	+	+	+++	++++	A
Pl111	+	-	+++	+	+	++	++++	A
	+	-	+	++++	+	+++	++++	By <sub>1</sub>
Pl112	+	tr	++	+++	++	++	+++	Ap
	+	tr	+	+++++	++	++	+++	Bk
Pl113	+	+	++	+++	++	+++	+++	Ap
	+	+	++	+++	+	++	+++	Bk <sub>2</sub>
	+	tr	++	+++	++	+++	+++	Bky
Pl114	+	-	++	+++	++	+++	+++	Ap
	+	tr	++	++++	+	+++	+++	Bym
Pl211	+	-	++	+++	+	++	+++	A
	+	-	+++	+++++	+	++	+++	C <sub>2</sub>
Pl311	++	-	++	+++	++	+++	++	A
	++	-	+++++	+	++	+++	++	Bw <sub>4</sub>

tr: Trace/V< /%=+++++ ۵۰-۷۰ /%=+++++ ۳۰-۵۰ /%=++++ ۲۰-۳۰ /%=+++ ۵-۱۰ /%=+ ۱۰-۲۰ /%=++

می‌رسد عامل توارثی را باید منشأ این دو کانی در این سطح ژئومرفیک دانست. در سطح ژئومرفیک Pi112 (واقع در ریخت مخروطه‌افکنه) که شامل خاک‌های هاپلوکمپیدز است، نتایج نشان داد که در افق عمقی مقدار پالیگورسکیت به‌طور قابل ملاحظه‌ای بیشتر از افق سطحی است (جدول ۳). احتمالاً مقدار بالای نسبت منیزیم به کلسیم، شرایط ژئوشیمیایی مناسبی جهت تشکیل خاک‌ساز پالیگورسکیت در افق کمبیک فراهم کرده است.

تغییر فراوانی پالیگورسکیت و اسمکتیت در افق سطحی و افق عمقی گروه بزرگ هاپلوکلوسیدز (سطح ژئومرفیک Pi113 واقع در زمین‌ریخت مخروطه‌افکنه) عکس همدیگر است و در عمق، مقدار پالیگورسکیت بیشتر از سطح است. در افق عمقی کلسیک، اسمکتیت مشاهده نمی‌شود. مقدار آهک، گچ و نسبت منیزیم به کلسیم در افق کلسیک بیشتر از افق سطحی است، اما این تفاوت کم است. به نظر نمی‌رسد افزایش مقدار پالیگورسکیت در افق کلسیک به علت تشکیل در جای پالیگورسکیت باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که در این افق احتمالاً تبدیل اسمکتیت به پالیگورسکیت اتفاق افتاده است. تغییر یا تبدیل اسمکتیت به پالیگورسکیت را یکی از راه‌های تشکیل پالیگورسکیت در خاک‌های مناطق خشک ذکر کرده‌اند (۲۶).

در خاک‌های گروه بزرگ هاپلوچیپسیدز (سطح ژئومرفیک Pi111 واقع در زمین‌ریخت دشت آبرفتی) تغییر در فراوانی کانی‌های پالیگورسکیت و اسمکتیت افق‌های سطحی و عمقی عکس یکدیگر است. مقدار پالیگورسکیت در افق چیپسیک نسبت به افق سطحی به میزان زیادی افزایش یافته است. فراوانی اسمکتیت نیز در افق سطحی بیشتر از افق چیپسیک است. این احتمال وجود دارد که در افق سطحی در اثر فرایندهای هوازدگی، کانی پالیگورسکیت به اسمکتیت تبدیل شده باشد. همچنین در افق عمقی عکس این مسأله صورت گرفته و تبدیل کانی اسمکتیت به کانی پالیگورسکیت رخ داده است. نسبت Mg/Ca و مقدار گچ در افق چیپسیک افزایش نشان می‌دهد و این مسأله شرایط مناسب برای تشکیل پالیگورسکیت در این افق فراهم کرده است.

کانی کائولینیت حضور ندارد. بر اساس این نتایج می‌توان بیان کرد که در زمین‌نمای کوه فراوانی کانی پالیگورسکیت در زمین‌ریخت‌های مربوط به کوه‌های دارای سطوح فرسایشی و خاک‌دار (Mo111 و Mo121) واقع در زمین‌ریخت رخنمون سنگی فرسایشی) نسبت به زمین‌ریخت سطح سنگی (Mo211) بیشتر است و این را می‌توان به وجود شرایط مناسب جهت تشکیل و پایداری پالیگورسکیت از جمله مقادیر بالای گچ و نسبت Mg/Ca بیشتر در این سطوح دانست.

خاک واقع بر تپه‌های منطقه مطالعاتی در گروه بزرگ هاپلوچیپسیدز قرار دارد، از نظر فراوانی نسبی، اسمکتیت کم و تفاوتی بین دو افق بررسی شده وجود ندارد (جدول ۳). مقدار کانی رسی پالیگورسکیت در این خاک‌ها بالاست و مقدار آن در افق عمقی چیپسیک نسبت به افق سطحی اکریک بیشتر است، اما تفاوت قابل ملاحظه‌ای وجود ندارد. در ماده مادری این سطح ژئومرفیک که کنگلومرای بختیاری است، کانی پالیگورسکیت به مقدار خیلی ناچیز مشاهده شد (۲۳). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت کانی پالیگورسکیت در این خاک‌ها عمدتاً منشأ خاک‌ساز دارد. در این زمین‌ریخت مقدار بالای گچ و نسبت Mg/Ca شرایط مناسبی را جهت تشکیل در جای پالیگورسکیت فراهم کرده است. البته کانی اسمکتیت نیز در ماده مادری کنگلومرای بختیاری حضور ندارد، ولی در این دو افق به مقدار کم مشاهده می‌شود. نتایج مطالعه محققین در داراب فارس نشان داد که در کنگلومرای بختیاری مقدار پالیگورسکیت کمتر از خاک‌های تشکیل یافته بر آن است. این محققین بیان کردند که تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی پالیگورسکیت را به صورت الیاف شکسته و با اندازه کوچک نشان داد که به احتمال زیاد گویای خاستگاه آواری و انتقالی بودن آن است (۳۰).

در خاک‌های (هاپلوچیپسیدز) سطح ژئومرفیک Pi111 که مربوط به زمین‌ریخت مخروطه‌افکنه است، فراوانی کانی‌های اسمکتیت و پالیگورسکیت کم و تفاوتی در مقدار این کانی‌ها در افق‌های سطحی و عمقی مورد مطالعه وجود ندارد. به نظر

تفاوتی نشان نمی‌دهد. نتایج نشان داد که بیشترین مقدار کانی پالیگورسکیت در زمین‌ریخت دشت آبرفتی، مربوط به افق کلسیک در سطح ژئومرفیک P112 واقع در زمین‌ریخت دشت آبرفتی است (جدول ۳). احتمالاً نسبت منیزیم به کلسیم بالا در این افق، باعث افزایش مقدار پالیگورسکیت شده است.

در زمین‌ریخت دشت رودخانه‌ای (سطح ژئومرفیک P121) مقدار پالیگورسکیت در افق عمقی بالاست. در افق عمقی (C<sub>2</sub>) که شرایط احیا و اکسید نیز مشاهده شد، فراوانی نسبی پالیگورسکیت نسبت به افق سطحی افزایش قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهد. با توجه به اینکه مقدار اسمکتیت نیز در افق عمقی نسبت به سطح افزایش نشان می‌دهد، بنابراین در افق عمقی تغییر شکل اسمکتیت به پالیگورسکیت رخ نداده است. احتمالاً بالا بودن سطح آب زیرزمینی در این سطح ژئومرفیکی شرایط تشکیل درجای پالیگورسکیت را فراهم کرده است. محققین در مطالعه‌ای تشکیل پالیگورسکیت تحت تأثیر سفره آب زیرزمینی شور و قلیا در برخی خاک‌های ایران مرکزی بررسی کرده‌اند. نتایج نشان داد که در خاک‌های با عمق آب زیرزمینی بسیار کم، پالیگورسکیت و اسمکتیت همراه یکدیگر دیده می‌شوند و به نظر می‌رسد که در چنین شرایطی کانی پالیگورسکیت به صورت مستقیم از محلول خاک ایجاد شده باشد. آن‌ها بیان کردند در خاک‌رخی‌هایی که سطح آب زیرزمینی پایین‌تر بود، کانی پالیگورسکیت به احتمال زیاد از هوادیدگی اسمکتیت به دلیل محیط شور و قلیای حاکم بر منطقه مورد مطالعه ایجاد شده باشد (۱۳).

بیشترین مقدار اسمکتیت در بین تمامی افق‌های مورد بررسی در این مطالعه، مربوط به افق کمبیک (BW<sub>4</sub>) خاک‌رخ واقع زمین‌ریخت دشت بریده بریده (سطح ژئومرفیک P131) است. در این دو افق تغییرات مقدار پالیگورسکیت و اسمکتیت عکس همدیگر است. بنابراین احتمال تبدیل این دو کانی به همدیگر وجود دارد. افزایش اسمکتیت در افق BW<sub>4</sub> احتمالاً به علت تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتیت است. تمامی کانی‌های موجود در خاک‌های منطقه (کوارتز،

سطح ژئومرفیک P112 در زمین‌ریخت دشت آبرفتی و در نخلستان‌های منطقه مطالعاتی واقع شده است و خاک آن در گروه بزرگ هاپلوکلسیدز رده‌بندی شد، نتایج نشان داد که در افق کلسیک مقادیر کانی‌های پالیگورسکیت و اسمکتیت به ترتیب بیشتر و کمتر از افق سطحی است. تغییرات عکس یکدیگر در فراوانی این دو کانی را می‌توان به تبدیل آن‌ها به همدیگر طی فرایندهای هوادیدگی نسبت داد. مقادیر گچ و آهک در این دو افق تفاوتی با هم ندارد و به نظر می‌رسد شرایط تشکیل خودبخودی پالیگورسکیت فراهم نبوده است و احتمال تغییر شکل کانی‌ها به همدیگر بیشتر است. حضور پالیگورسکیت را در برخی از خاک‌های آهکی مناطق نیمه‌خشک جنوب ایران را نتیجه تغییر شکل و تبدیل سایر کانی‌ها مانند ایلیت و اسمکتیت گزارش کردند. همچنین بخشی از حضور پالیگورسکیت در خاک‌های این مناطق نتیجه به ارث رسیدن آن از ماده مادری عنوان کردند (۶).

کانی‌شناسی افق‌های Ap، Bk و Bky در سطح ژئومرفیک P113 (در زمین‌ریخت دشت آبرفتی) نشان می‌دهد که این سه افق از نظر فراوانی نسبی پالیگورسکیت و اسمکتیت تفاوتی با هم ندارند. علیرغم تجمع آهک در افق Bk و تجمع همزمان گچ و آهک در افق Bky، احتمالاً به دلیل عدم تغییر قابل ملاحظه در مقدار آهک و گچ این دو افق نسبت به افق سطحی، مقدار پالیگورسکیت افزایش نشان نمی‌دهد. احتمالاً منشأ اسمکتیت و پالیگورسکیت در افق‌های مورد مطالعه در این خاک‌ها توارثی است.

کانی‌شناسی افق‌های سطحی و پتروچیپسیک در گروه بزرگ پتروچیپسیدز در سطح ژئومرفیک P114 در زمین‌ریخت دشت آبرفتی نشان می‌دهد که تفاوت چندانی در مقدار پالیگورسکیت در افق پتروچیپسیک نسبت به افق سطحی نیست. با وجود اینکه مقدار گچ در افق پتروچیپسیک به میزان قابل ملاحظه‌ای افزایش یافته است اما نسبت منیزیم به کلسیم در این دو افق تفاوتی با هم ندارند. احتمالاً این عامل باعث شده است که افزایش مقدار پالیگورسکیت در افق پتروچیپسیک مطابق انتظار نباشد. مقدار اسمکتیت نیز در افق سطحی نسبت به افق عمقی

اسیدی حاصل می‌شود. بنابراین آب و هوای مرطوب جهت تشکیل این کانی لازم است و زهکش خاک نباید مانعی جهت آبشویی و انتقال یون‌های مذکور باشد تا شرایط تشکیل این کانی فراهم شود (۵). رژیم رطوبتی اریدیک، اسیدیته بالا و حضور املاح مختلف در خاک‌های منطقه مطالعاتی شرایط خاک‌ساز مورد نیاز برای تشکیل کائولینیت را نمی‌تواند فراهم کند. دلایل ذکر شده به همراه توزیع تقریباً یکنواخت کانی کائولینیت در افق‌های سطحی و عمقی خاک‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده منشأ توارثی آن است. لازم به ذکر است که حضور این کانی در مواد مادری منطقه مشاهده شد (۲۳). کانی‌های ایلیت، کلریت و کائولینیت را در خاک‌های مناطق خشک گزارش کرده‌اند و منشأ توارثی را عامل اصلی حضور این کانی‌ها در خاک می‌دانند (۱۹).

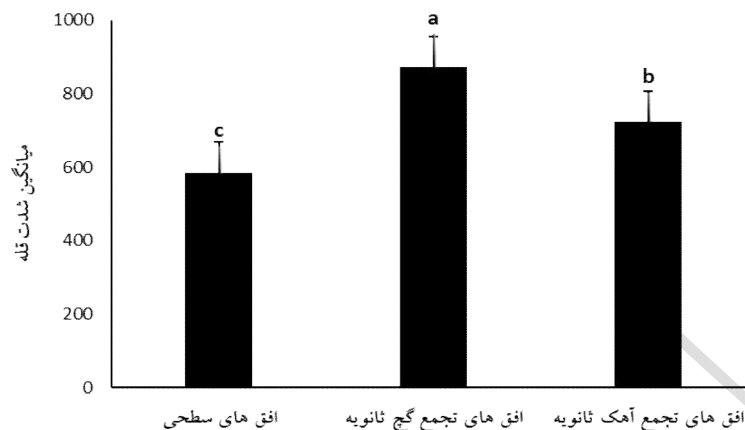
در شکل ۷ فراوانی کانی پالیگورسکیت در افق‌های ژنتیکی مختلف و افق سطحی خاک‌های منطقه مورد مطالعه ارائه شده است. بر اساس این شکل، در افق‌های تجمع گچ (جیسیک و پتروچیسیک) و آهک (کلسیک) بیشترین مقدار پالیگورسکیت مشاهده می‌شود. افزایش فراوانی نسبی پالیگورسکیت در این افق‌ها به علت ایجاد شرایط ژئوشیمیایی مناسب پس از تشکیل گچ و آهک است. در مطالعه‌ای تشکیل درجای کانی پالیگورسکیت در برخی خاک‌های جنوب غربی ایران را به علت ترسیب گچ و آهک در آن‌ها گزارش کردند. این محققین به فراوانی بیشتر پالیگورسکیت با منشأ خاک‌ساز در خاک‌های گچی در مقایسه با خاک‌های آهکی اشاره کردند (۲۴). همراهی مقدار زیادی کانی پالیگورسکیت با گچ و انیدریت در رسوبات دشت لوت مشاهده شده است و این مسأله را به تشکیل کانی پالیگورسکیت بعد از تبلور گچ در شرایط با اسیدیته و نسبت منیزیم به کلسیم زیاد ارتباط داده‌اند (۸).

محققین در پژوهشی بر روی برخی خاک‌های ایران مرکزی، بیشترین مقدار پالیگورسکیت را در افق‌های تجمع گچ و تجمع همزمان آهک و گچ مشاهده کردند. آن‌ها همراهی این کانی و افق‌های تجمع گچ و آهک را به دلیل ایجاد شرایط مناسب

ایلیت، پالیگورسکیت، اسمکتیت، کلریت و کائولینیت) به جزء ایلیت - کلریت مختلط نامنظم در بخش رس مواد مادری نیز حضور دارند (۲۲)، بنابراین بخشی از این کانی‌ها در خاک‌های منطقه، به ارث رسیده هستند. جوان بودن خاک‌های منطقه مطالعاتی و عدم تکامل آن‌ها بر نوع و ترکیب کانی‌های رسی نیز اثر داشته به طوری که ترکیب کانی‌ها تا حدودی تحت تأثیر مواد مادری است. پراش‌نگاشت‌های پرتو ایکس و نتایج جدول فراوانی نسبی کانی‌های رسی (جدول ۳) منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که فراوانی نسبی کانی‌های ایلیت و کلریت در سطوح ژئومرفیک مختلف تقریباً زیاد است. مقادیر بالای میکا (ایلیت) در خاک‌ها را دلیلی بر عدم هوادیدگی آن‌ها و شاهدهی برای تحول ناچیز خاک‌ها می‌دانند (۱۵). بیان شده است که در مناطق گرم و خشک به علت ناچیز بودن نرخ هوادیدگی شیمیایی تغییر و تحول کانی‌ها کند بوده و انتظار حضور کانی‌های کلریت، ایلیت و پالیگورسکیت بیشتر است (۲۷). کانی ایلیت در مواد مادری خاک‌های منطقه مورد مطالعه وجود دارد (۲۳) و تغییری در فراوانی نسبی آن نیز در افق‌های سطحی و عمقی خاک‌های منطقه مشاهده نمی‌شود (جدول ۳)، بنابراین این کانی منشأ توارثی دارد.

نتایج نشان می‌دهد فراوانی نسبی کانی کلریت در افق‌های سطحی و عمقی سطوح مختلف تفاوت چندانی ندارد و توزیع یکنواخت آن دلیلی بر توارثی بودن و منشأ آواری این کانی در خاک‌های منطقه است. در تمامی مواد مادری مورد مطالعه به جزء شیل آهکی سازند پابده-گورپی و مارن آهکی پابده، کانی کلریت حضور دارد (۲۳). امکان هوادیدگی کلریت در مناطق خشک و نیمه‌خشک وجود ندارد. زیرا برای هوادیدگی کلریت، آبشویی شدید، پهاش کمتر از ۶، حرارت زیاد و در نتیجه خروج هیدروکسیدهای بین‌لایه‌ای لازم است و در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک بخش عمده کلریت و کائولینیت توارثی است (۲).

کانی کائولینیت در محیط‌های اسیدی که یون‌های کلسیم، منیزیم و آهن آبشویی می‌شوند، تشکیل می‌شود. این کانی اغلب از فلدسپارها و میکاها در ضمن آبشویی املاح در محیط‌های



شکل ۷. میانگین شدت قله ۶/۵ آنگستروم (اختصاصی پالیگورسکیت) بر حسب شماره بر ثانیه (cps) در بخش رس اشباع با منیزیم افق‌های حاوی تجمع آهک ثانویه (کلسیک) و گچ ثانویه (جیسیک) در مقایسه با افق‌های سطحی خاک‌های مورد مطالعه. میانگین‌های با حروف غیر مشابه نمایانگر تفاوت معنی‌دار آماری بر اساس آزمون دانکن در سطح ۹۵٪ است

رسوبات دوران سنوزوئیک واقع در منطقه مورد مطالعه گزارش کردند (۱۰). در پژوهشی تشکیل پالیگورسکیت و اسمکتیت را در خاک‌های ناتراژجیدز (Natrargids) جنوب ایران را به قلیانیت زیاد و مقدار زیاد الکترولیت در فاز محلول خاک‌ها نسبت داده‌اند. این شرایط اجازه می‌دهد سیلیسیم و آلومینیم از فلدسپار حل شود و این اجزاء با بازهای محلول ترکیب شده و اسمکتیت و پالیگورسکیت ایجاد کنند (۲۱).

علاوه بر کانی‌های مذکور کانی مختلط ایلیت - کلریت با مقادیر ناچیز تا کم در افق‌های سطحی و عمقی برخی از خاک‌های منطقه مشاهده شد (جدول ۳). وجود این کانی در برخی خاک‌ها نشان دهنده مرحله حدواسط تبدیل کلریت به ایلیت است.

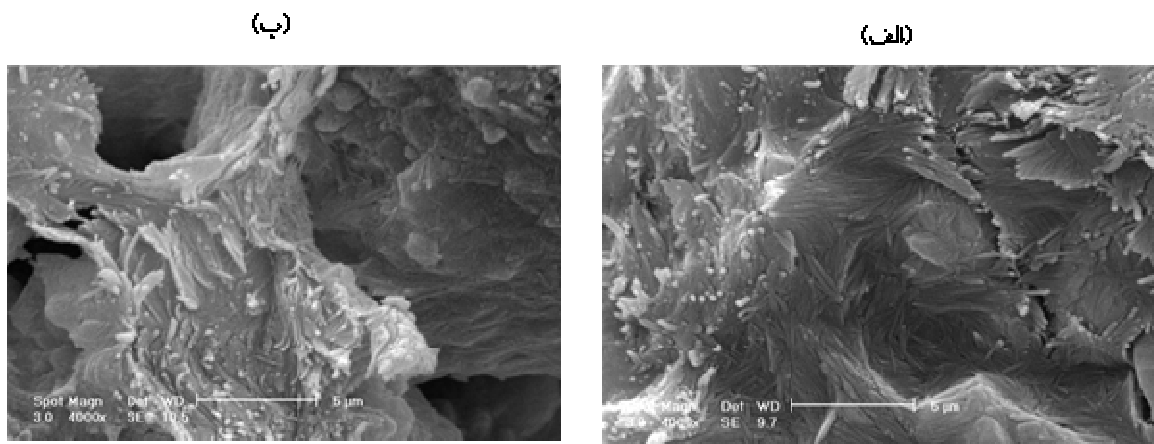
#### ریخت‌شناسی برخی از افق‌های مورد مطالعه

با استفاده از تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی شواهد حضور و عدم حضور کانی پالیگورسکیت در دو افق بررسی شد (شکل ۸). در افق پتروژیسیک (سطح ژئومرفیک Mo111) رشته‌های فیبری پالیگورسکیت عمدتاً به صورت جهت‌دار مشاهده می‌شود (شکل ۸-الف). تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی مربوط به افق Bk (Pi13) نیز نشان می‌دهد که رشته‌های پالیگورسکیت روی ذرات رشد کرده‌اند (شکل ۸-ب).

ژئوشیمیایی در این افق‌ها پس از ترسیب کلسیم به شکل‌های گچ و آهک مرتبط دانست که در چنین شرایطی افزایش میزان منیزیم محلول، محیط مناسبی را جهت تشکیل این کانی فراهم می‌کند (۱۵). در خاک‌های گچی ایران مرکزی کانی پالیگورسکیت به‌طور عمده همراه با گچ مشاهده شده است و این فرضیه را که کانی پالیگورسکیت احتمالاً پس از ترسیب گچ ایجاد شده است، تقویت می‌کند. ترسیب گچ باعث افزایش نسبت منیزیم به کلسیم محلول و اسیدیته محلول خاک شده و بنابراین شرایط مناسب برای تشکیل پالیگورسکیت ایجاد می‌کند (۱۷).

با توجه به نتایج به‌دست آمده از کانی‌شناسی بخش رس برخی افق‌ها، در مجموع می‌توان دو منشأ خاک‌ساز و توارثی را برای پالیگورسکیت موجود در خاک‌های منطقه مورد مطالعه در نظر گرفت. به‌دلیل حضور پالیگورسکیت در برخی از مواد مادری منطقه، بخشی از پالیگورسکیت به ارث رسیده از مواد مادری است. در برخی از خاک‌های منطقه، پالیگورسکیت در اثر تغییر شکل اسمکتیت شکل گرفته است. در افق عمقی دشت رودخانه‌ای (Pi211) نیز به‌صورت درجا و از طریق ایجاد شرایط مناسب در محلول خاک به وجود آمده است.

محققین کانی پالیگورسکیت را کانی غالب در بخش رس خاک‌های ورتی‌سول (Vertisols) در غرب ایران معرفی کرده‌اند. آن‌ها حضور پالیگورسکیت را در این خاک‌ها به ارث رسیده از



شکل ۸ الف) تصاویر میکروسکوپ الکترونی رویشی افق‌های Bk و Bym  
ب) به ترتیب مربوط به سطوح ژئومرفیک Mo111 و Pi113

مرکزی نشان داد که پالیگورسکیت در خاک‌های شور، گچی و آهکی پایدارتر است و شرایط برای پایداری این کانی در خاک‌های گچی مناسب‌تر از خاک‌های شور و آهکی است (۱۳).

#### عوامل مؤثر بر توزیع و تشکیل پالیگورسکیت در خاک‌های منطقه مورد مطالعه

برای تعیین همبستگی بین متغیرها، نرمال بودن داده‌ها از طریق شاخص‌هایی مانند چولگی و کشیدگی بررسی شد. بر اساس نتایج جدول ۴ کانی پالیگورسکیت با مقادیر گچ، اسیدیته، ماده آلی، ظرفیت تبادل کاتیونی، مقدار رس، منیزیم محلول و نسبت منیزیم به کلسیم محلول به ترتیب با ضرایب ۰/۴۶، ۰/۵۲، ۰/۴۸، ۰/۴۳، ۰/۴۸، ۰/۴۵ و ۰/۵۷ همبستگی معنی‌دار آماری دارد.

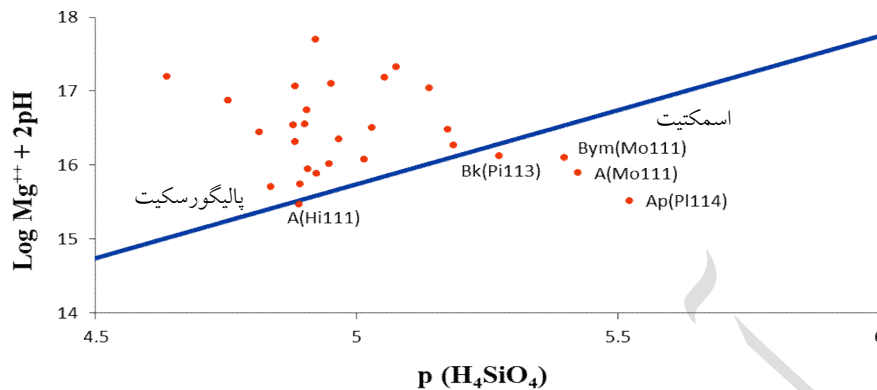
ضریب همبستگی بین شدت قله اسمکتیت و قله پالیگورسکیت منفی است اما فراوانی این دو کانی همبستگی آماری معنی‌دار با همدیگر ندارد (جدول ۴). همبستگی منفی بین شدت قله‌های پالیگورسکیت و اسمکتیت احتمالاً حاکی از تبدیل اسمکتیت به پالیگورسکیت در شرایط نسبت منیزیم به کلسیم بالا و تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتیت در محیط دارای نسبت پایین منیزیم به کلسیم است (۱۲). ضریب همبستگی بین مقدار پالیگورسکیت و مقدار آهک (کربنات‌ها) همبستگی معنی‌دار آماری نشان نداد. بر اساس این نتایج

#### نمودار پایداری اسمکتیت - پالیگورسکیت در افق‌های مورد مطالعه

نمودار پایداری اسمکتیت و پالیگورسکیت مربوط به افق‌هایی که کانی‌شناسی رسی آن‌ها بررسی شده، در شکل ۹ ارائه شده است. بر اساس این نتایج به جزء ۵ مورد از نمونه‌ها بقیه در بالای خط تعادل بین اسمکتیت-پالیگورسکیت قرار دارند. نمونه‌های مربوط به افق‌های Ap، Bk و A و Bym به ترتیب مربوط به سطوح ژئومرفیک Pi114 (زمین‌نمای دشت)، Pi113 (زمین‌نمای دامنه) و Mo111 (زمین‌نمای کوه) در محدوده پایداری اسمکتیت قرار دارند. افق A سطح ژئومرفیک Hi111 (زمین‌نمای تپه) نیز نزدیک به خط تعادل و در محدوده پایداری اسمکتیت است. بقیه نمونه‌های مورد مطالعه مانند مواد مادری منطقه مطالعاتی (۲۳)، در محدوده پایداری کانی پالیگورسکیت قرار گرفته‌اند.

در مجموع این نتایج نشان می‌دهد شرایط برای پایداری پالیگورسکیت در خاک‌های منطقه بیشتر فراهم است و احتمال تبدیل کانی اسمکتیت به پالیگورسکیت قوی‌تر است. در خاک‌های منطقه پاتاگونیای آرژانتین نیز شرایط پایداری و تشکیل کانی پالیگورسکیت را با استفاده از نمودار پایداری این دو کانی بررسی کردند. نتایج نشان‌دهنده تشکیل احتمالی پالیگورسکیت از اسمکتیت بود (۳). ترسیم نمودار پایداری اسمکتیت - پالیگورسکیت در منطقه ایران





شکل ۹. دیاگرام پایداری اسمکتیت-پالیگورسکیت. نام افقها و سطوح ژئومرفیک آنها در نمونه‌های در محدوده پایداری اسمکتیت در شکل نشان داده شده است. (نقاط دایره‌ای توپر نمونه‌های مورد مطالعه هستند)

جدول ۴. ضرایب همبستگی بین متغیرهای مورد مطالعه و شدت قله پالیگورسکیت و مقادیر چولگی و کشیدگی متغیرها (۲۸ نمونه)

ویژگی	چولگی	کشیدگی	ضریب همبستگی شدت قله پالیگورسکیت با متغیرهای مورد بررسی
کربنات‌ها	-۰/۴۱	-۰/۶۷	۰/۲۲
گچ	۱/۰۰	۰/۸۷	۰/۴۶*
پ‌هاش	۰/۳۷	-۰/۱۸	۰/۵۲**
هدایت الکتریکی	۱/۱۰	۱/۱۱	۰/۱۸
ماده آلی	۰/۴۹	-۰/۶۹	-۰/۴۸*
ظرفیت تبادل کاتیونی	-۰/۰۱	۱/۰۰	-۰/۴۳*
شن	۰/۶۶	-۰/۳۶	-۰/۰۴
رس	۰/۰۴	-۰/۸۸	-۰/۴۸*
سیلت	-۰/۴۴	-۰/۵۹	۰/۲۹
کلسیم محلول	-۰/۴۶	-۰/۶۴	۰/۲۵
منیزیم محلول	۱/۱۰	۰/۸۵	۰/۴۵*
نسبت منیزیم به کلسیم محلول	۱/۰۱	۱/۰۸	۰/۵۷**
سیلیسیم محلول	۰/۴۸	۱/۰۲	۰/۰۲
شدت قله پالیگورسکیت	۰/۱۴	-۰/۴۴	۱/۰۰
شدت قله اسمکتیت	۰/۴۴	-۰/۵۸	-۰/۳۳

\*، \*\* به ترتیب نشان‌دهنده همبستگی معنی‌دار در سطح ۵ و ۱ درصد آماری است.

نظر گرفت. تشکیل خاک‌ساز این کانی رسی در خاک‌های منطقه در اثر تغییر شکل اسمکتیت و تشکیل درجا در شرایط زهکشی ضعیف است. علاوه بر گچ، مقادیر پ‌ه‌اش، منیزیم محلول و نسبت منیزیم به کلسیم محلول نقش مهمی در فراوانی نسبی و توزیع پالیگورسکیت در خاک‌های منطقه دارند. نتایج کانی‌شناسی مواد مادری منطقه مطالعاتی (۲۳)، نشان داد که این منطقه نیز تحت تأثیر دریاچه‌ها و لاگون‌های کم‌عمق ایجاد شده پس از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس قرار داشته و شرایط اقلیمی و ژئوشیمیایی برای تشکیل این کانی فراهم شده است. با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و تشکیل حوضچه‌های کم‌عمق و با افزایش دمای هوا و ایجاد شرایط لاگونی در منطقه، شرایط لازم جهت تشکیل کانی‌هایی مانند گچ و کربنات‌ها فراهم شده است که این کانی‌ها با افزایش پ‌ه‌اش محیط و نسبت منیزیم به کلسیم، محیط مناسبی برای تشکیل کانی پالیگورسکیت در منطقه فراهم کرده‌اند.

کانی‌های کلریت، ایلیت، کائولینیت و کوارتز در خاک‌های منطقه مطالعاتی منشأ توارثی دارند. فراوانی نسبی کانی کلریت در افق‌های سطحی و عمقی سطوح مختلف ژئومرفیک تفاوت چندانی ندارد و توزیع یکنواختی نشان می‌دهد که این به علت توارثی بودن و منشأ آواری این کانی در خاک‌های منطقه است. در شرایط اقلیمی منطقه نیز امکان تشکیل خاک‌ساز کائولینیت وجود ندارد. بنابراین برای این کانی نیز منشأ توارثی باید در نظر گرفت. همچنین توزیع یکنواخت ایلیت در خاک‌های سطوح مختلف ژئومرفیکی و عدم وجود تغییرات در فراوانی این کانی بین خاک‌های سطوح ژئومرفیک نشان‌دهنده این است که این کانی نیز از مواد مادری به ارث رسیده است. در مجموع می‌توان گفت ماده مادری و اقلیم نقش مهمی در تنوع کانی‌های رسی در خاک‌های منطقه مطالعاتی ایفا می‌کند.

پالیگورسکیت از نظر مقدار منیزیم، غنی‌ترین کانی در بین کانی‌های رسی معمول خاک است. زمانیکه خاک‌های دارای پالیگورسکیت آبیاری می‌شوند، در هنگام انحلال خاک، رهاسازی منیزیم از پالیگورسکیت رخ خواهد داد. منیزیم به‌عنوان یک کاتیون قابل تبادل، باعث کاهش پایداری خاکدانه و

همبستگی بین مقدار گچ و کانی پالیگورسکیت در سطح آماری ۵ درصد، بالا و معنی‌دار است ( $r = 0/46$ ). این مسأله نقش مهم‌تر گچ را در ایجاد شرایط مناسب جهت تشکیل و پایداری پالیگورسکیت نشان می‌دهد. در پژوهشی دیگر نیز مشاهده کردند که ارتباط کانی پالیگورسکیت با مقدار گچ از ارتباط بین این کانی و آهک شدیدتر است. آن‌ها بیان کردند نقش گچ در تشکیل و حفظ شرایط پایداری کانی پالیگورسکیت بیشتر از آهک است (۱۱). پ‌ه‌اش ( $r = 0/52$ )، منیزیم محلول ( $r = 0/45$ ) و نسبت منیزیم به کلسیم محلول ( $r = 0/57$ ) نیز همبستگی بالایی آماری با فراوانی نسبی پالیگورسکیت نشان می‌دهند که در بین عوامل مختلف نسبت منیزیم به کلسیم بالاترین همبستگی را با مقدار پالیگورسکیت دارد. پژوهشگران همبستگی مثبت بین  $Mg/Ca$  و کانی پالیگورسکیت را از عوامل اصلی در تشکیل و پراکنش پالیگورسکیت در خاک و سنگ‌های رسوبی می‌دانند (۱۷، ۱۲). نتایج پژوهشی نشان داد که نسبت منیزیم به کلسیم محلول تشکیل و پراکنش پالیگورسکیت را در خاک‌ها و مواد مادری منطقه زاگرس و ایران مرکزی کنترل می‌کند نه مقدار منیزیم محلول به تنهایی (۱۱). در مطالعه‌ای گزارش کردند که نسبت منیزیم به کلسیم محلول، اسیدیته، مقدار گچ، میزان سیلیس محلول و مقدار کانی پالیگورسکیت در خاک‌ها و سنگ‌های رسوبی دوران سنوزوئیک دارای ارتباط شدید و مثبت با یکدیگرند، حال آنکه بین مقدار اسمکتیت و هدایت الکتریکی با مقدار پالیگورسکیت در خاک‌ها و رسوبات همبستگی منفی دیده می‌شود (۱۱).

### نتیجه‌گیری

نتایج کانی‌شناسی خاک‌ها نشان می‌دهد پالیگورسکیت با فراوانی نسبی متفاوت در همه خاک‌های منطقه وجود دارد که بیانگر وجود شرایط مناسب برای تشکیل و ثبات این کانی در منطقه است. تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی نیز حضور این کانی را در خاک‌ها تأیید می‌کند. بر اساس نتایج به‌دست آمده دو منشأ خاک‌ساز و توارثی را برای پالیگورسکیت می‌توان در

بنابراین در مدیریت خاک‌های منطقه و عکس‌العمل آن‌ها به انواع کانی‌های رسی بویژه مقادیر قابل توجه کانی فیبری پالیگورسکیت باید توجه ویژه‌ای شود.

### سپاسگزاری

هزینه‌های این پژوهش از سوی دانشگاه صنعتی اصفهان تأمین شده است که بدین وسیله قدردانی می‌شود. همچنین، از داوران محترمی که با دقت و حوصله وافر نسبت به بررسی دقیق مقاله اقدام کرده و پیشنهادات ارزشمندی جهت بهبود کیفیت این مقاله ارائه کردند صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

افزایش پراکنش بخش رس خاک می‌شود و این مساله برای مدیریت خاک تحت آبیاری، مطلوب نیست. این کانی بیشترین پتانسیل جداسازی و بالاترین قابلیت حرکت در خاک را در بین سیلیکات‌های صفحه‌ای رایج مانند اسمکتیت و کائولینیت را دارد. بنابراین ذرات پالیگورسکیت احتمالاً به سمت پائین حاکر حرکت و باعث مسدود شدن منافذ خاک می‌شوند. جدا شدن و حرکت پالیگورسکیت از خاک سطحی در طی بارندگی و یا آبیاری ممکن است بر درجه فرسایش‌پذیری خاک نیز تأثیر داشته باشد. البته این مساله نیاز به مطالعه دارد و باید با میکروسکوپ الکترونی روبشی، تغییرات احتمالی در تجمع پالیگورسکیت در خاک پس از آبیاری شدید، بررسی شود (۲۴).

### منابع مورد استفاده

1. Abtahi, A. and F. Khormali. 2001. Genesis and morphological characteristics of Mollisols formed in a catena under water table influence in southern Iran. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 32: 1643-1658.
2. Barnhisel, R. I. and P.M. Bertsch. 1988. Chlorite and hydroxy interlayer vermiculite and Smectite. PP. 729-788. In: J. B. Dixon and S. B. Weed (Eds.), *Minerals in Soil Environment*, Soil Science Society of America, Madison, WI.
3. Bouza, P. J., M. Simón, J. Aguilar, H.D. Valle and M. Rostagno, 2007. Fibrous-clay mineral formation and soil evolution in Aridisols of northeastern Patagonia, Argentina. *Geoderma* 139: 38-50.
4. Chapman, H.D. 1965. Cation-exchange capacity. PP. 149-158. In: A.G. Norman (Ed.), *Methods of soil analysis*, American Society of Agronomy, Madison, WI.
5. Dixon, J.B., S.B. Weed. 1989. *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America. Madison, WI.
6. Emadi, M., M. Baghernejad, H. Memarian, M. Saffari and H. Fathi. 2008. Genesis and clay mineralogical investigation of highly calcareous soils in semi-arid regions of southern Iran. *Journal of Applied Science*, 8 (2): 288-294.
7. Farpoor, M., M. Karimian Eghbal and H.Khademi. 2003. Formation and micromorphology of gypsum and salt Aridisols in Nogh area of Rafsanjan in relation to geomorphological surfaces. *Journal of Water and Soil Science* 3:71-92.
8. Farpoor, M.H. and H.R. Krouse, 2008. Stable isotope geochemistry of sulfur bearing minerals and clay mineralogy of some soils and sediments in Loot Desert, central Iran. *Geoderma* 146: 283-290.
9. Gunawardana, C., A. Goonetilleke, P. Egodawatta, L. Dawes and S. Kokot. 2012. Source characterization of road dust based on chemical and mineralogical Composition. *Chemosphere* 87: 163-170.
10. Heidari, A., S. Mahmoodi, M. H. Roozitalab and A. R. Mermut. 2008. Diversity of clay minerals in the Vertisols of three different climatic regions in western Iran. *Journal of Agricultural Science and Technology*, 10: 269-284.
11. Hojati S. and H. Khademi. 2011. Genesis and distribution of palygorskite in Iranian soils and sediments. PP. 201-218. In: E.Galan and A.Singer, (Eds.), *Developments in Palygorskite-Sepiolite Research, A New Look at These Materials*, Elsevier, Amsterdam.
12. Hojati S. and H.Khademi. 2011. Factors affecting palygorskite distribution and genesis in selected soils developed on Tertiary parent materials in the Isfahan Province. *Crystallography and Mineralogy of Iran* 19: 15-28.
13. Hojati, S., H. Khademi and A. Faz Cano. 2010. Palygorskite formation under the influence of a saline and alkaline groundwater in central Iranian soils. *Soil Science* 175: 303-312.
14. [https://www.bushehrmet.ir/?page\\_id=129](https://www.bushehrmet.ir/?page_id=129)
15. Jackson, M. L. 1965. Clay transformation in soil genesis during the Quaternary. *Soil Science Journal*, 99: 15-22.
16. Karimi A., A. Jalalian, H. Khademi. 2008. Formation and distribution of palygorskite and associated clay minerals in the soils and sediments of southern Mashhad. *Crystallography and Mineralogy of Iran* 16 (4): 545-558.
17. Khademi H. and A. R Mermut. 1998. Source of palygorskite in gypsiferous Aridisols and associated sediments from central Iran. *Clay Minerals* 33: 561-578.

18. Khayamim, F. H. Khademi and S. Ayoubi. 2020. Mapping the Dominant Clay Minerals in the Soils of Isfahan Province and Their Relationship with Climate and Parent Materials. *Journal of Water and Soil Science* 24 (2): 267-285
19. Khormali, F. and A. Abtahi. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semiarid soils of Fars province, southern Iran. *Clay Minerals* 38: 511-527.
20. Lindsay, W. L. 1979. *Chemical Equilibria in Soils*. John Wiley and Sons, New York.
21. Mahjoory, R. A. 1979. The nature and genesis of some salt affected soils in Iran. *Soil Science Society of America Journal* 43: 1019-1024.
22. Mehra, O. P. and M. L. Jackson. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals* 7: 317-327.
23. Naderizadeh, Z. 2016. Distribution of palygorskite and associated clay minerals in Tertiary parent materials, soils, and dust in selected areas of Bushehr Province. Ph.D. thesis, Isfahan University of Technology, Isfahan, I.R. Iran.
24. Neaman, A. and A. Singer, 2004. The effects of palygorskite on chemical and physico-chemical properties of soils: a review. *Geoderma* 123: 297-303.
25. Owliaie, H. R., A. Abtahi, and R. J. Heck. 2006. Pedogenesis and clay mineralogical investigation of soils formed on gypsiferous and calcareous materials, on a transect, southwestern Iran. *Geoderma* 134: 62-81.
26. Pimentel, N. L. V. 2002. Pedogenic and early diagenetic processes in Palaeogene alluvial fan and lacustrine deposits from the Sado Basin (S Portugal). *Sedimentary Geology* 148: 123-138.
27. Ramshni, Kh. and A. Abtahi. 1995. The effect of climate and topography on the formation, development and morphological characteristics of soils in Kohkiluyeh area. In: 4<sup>th</sup> Soil Science Congress, Isfahan, Iran.
28. Salehi, M. H., H. Khademi and M. Karimian Eghbal. 2003. Identification and formation of clay minerals in Farokhshahr area of Shahrekord. *Journal of Water and Soil Science* (1): 73-90.
29. Salinity Laboratory Staff, 1954. *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. USDA Handbook, Vol. 60. Washington, DC.
30. Shahrokh, V. and H. Khademi. 2018. Factors affecting the genesis and distribution of palygorskite in Tertiary parent materials and soils of Darab, Fars Province. *Crystallography and Mineralogy of Iran* 26: 423-436.
31. Soil Survey Staff. 2022. *Keys to Soil Taxonomy*, 13<sup>th</sup> ed., NRCS, USDA.
32. USDA-NRCS. 1996. *Soil Survey Laboratory Methods Manual*. Soil Survey Investigations Report, No. 42, Version 3, Nebraska.
33. Weaver, C. E. and K. C. Beck. 1977. Miocene of S.E. United States: a model for chemical sedimentation in a perimarine environment. *Sedimentary Geology* 17: 1-234.
34. Wilson, M. J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals*, 34: 7-35.
35. Yaalon D. and M. Wieder. 1976. Pedogenic palygorskite in some arid brown (Calcicorthid) soils of Israel. *Clay Minerals* 11: 73-80.
36. Zinck, J. A. 1989. *Physiography and Soils*. Lecture Notes for Soil Students. Soil Science Division, Soil Survey Courses Subject Matter, K6. ITC, Enschede, Netherlands.