



دانشگاه گوارزی و منابع طبیعی

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک  
جلد بیست و یکم، شماره سوم، ۱۳۹۳  
<http://jwsc.gau.ac.ir>

## رابطه خاک و ماده مادری در اکوسیستم‌های جنگلی البرز غربی: کانی‌های رسی

\* محسن نائل<sup>۱</sup>، حسین خادمی<sup>۲</sup>، احمد جلالیان<sup>۲</sup> و فرزاد ستوهیان<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> استادیار گروه علوم خاک، دانشگاه بوعلی سینا همدان، <sup>۲</sup> استاد گروه علوم خاک، دانشگاه صنعتی اصفهان،

<sup>۳</sup> استادیار گروه محیط زیست، دانشگاه گیلان

تاریخ دریافت: ۹۱/۵/۲۳؛ تاریخ پذیرش: ۹۲/۲/۲۹

### چکیده

مواد زمین‌شناختی و شرایط خاک‌سازی نقش بسیار مهمی بر ویژگی‌های خاک‌های درجا دارند. به‌منظور تعیین نقش این عوامل بر ترکیب کانی‌های رسی، خاک‌های درجای تشکیل شده بر روی سه ماده مادری مختلف، شامل پریدوتیت (Pe)، تونالیت (To) و سنگ آهک (Li) در اکوسیستم‌های جنگلی منطقه فومن-ماسوله مطالعه گردید. کانی‌شناسی سنگ‌بستر، همچنین کانی‌های رسی ساپرولیت و افق‌های ژنتیکی خاک‌ها تعیین گردید. در کانی‌های رسی خاک‌رخ Pe، تفاوت فاحشی بین ساپرولیت و افق‌های خاک‌ساز وجود دارد: کائولینیت و ورمیکولیت کانی‌های عمده ساپرولیت را تشکیل می‌دهند، حال آن‌که در افق‌های بالاتر، اسمکتیت و کانی‌های ایلیت، ایلیت-ورمیکولیت و ایلیت-اسمکتیت و کائولینیت حضور دارند. تشکیل اسمکتیت و کائولینیت می‌تواند از کانی‌های پیروکسین، اولوین و بیوتیت و از مسیرهای تغییر شکل و خودتشکیلی صورت گرفته باشد. حضور ایلیت در افق‌های خاک‌ساز نیم‌رخ Pe با روند تغییرات عمقی پتاسیم در بخش رس منطبق بوده و می‌تواند به‌خاطر تأثیر فعالیت‌های زیستی در تجمع پتاسیم و تشکیل ایلیت ثانویه در خاک‌های سطحی باشد. در ساپرولیت خاک‌رخ Li، ایلیت و اسمکتیت حضور دارند؛ ولی در افق‌های خاک‌ساز، ایلیت در بخش رس حذف و کائولینیت تشکیل شده است. اکسیداسیون پیریت موجود در مواد مادری می‌تواند باعث تشکیل کانی‌های اسمکتیت و کائولینیت به شکل پدوژنیک گردد. ترکیب رس‌شناسی لایه‌های ساپرولیت، به‌ویژه در خاک‌های Pe و Li، بیش‌تر تحت تأثیر نوع ماده مادری بوده و متفاوت از افق‌های خاک‌ساز است. اگرچه در ترکیب رس‌شناسی افق‌های خاک‌ساز خاک‌های با مواد مادری مختلف تفاوت اساسی به چشم نمی‌خورد، ولی به‌نظر می‌رسد فراوانی نسبی کانی‌ها تحت تأثیر نوع ماده مادری باشد.

واژه‌های کلیدی: خاک‌های درجا، کانی‌های رسی، خاک‌سازی، سنگ‌شناسی، استان گیلان

\* مسئول مکاتبه: [m.nael@basu.ac.ir](mailto:m.nael@basu.ac.ir)

## مقدمه

شناخت مواد مادری اهمیت ویژه‌ای در فهم چگونگی تحول و ویژگی‌های خاک‌های تشکیل شده بر روی سطوح پلیوستوسن و جوان‌تر دارد؛ در این خاک‌ها ویژگی‌هایی مانند کانی‌شناسی، بافت، وضعیت کاتیون‌های بازی و سایر عناصر اصلی توسط طبیعت سنگ بستر تعیین می‌گردد (پلاستر و شروود، ۱۹۷۱). با این حال، با گذشت زمان و تشدید فرآیندهای خاک‌سازی از تأثیر عوامل سنگ‌شناختی بر خاک کاسته می‌شود. در این شرایط، مورفولوژی خاک‌های هم‌جواری که بر روی مواد مادری مختلف تشکیل شده‌اند به هم نزدیک می‌شود. با این وجود، ویژگی‌های مختلف مواد مادری با سرعت یکسانی دگرگون نمی‌شوند (شتزل و آندرسون، ۲۰۰۵).

ویژگی‌های سنگ (مانند کانی‌شناسی، بافت، تخلخل، کاتیون‌های بازی و...) تا حد زیادی طبیعت خاک‌های درجا<sup>۱</sup> (خاکی که در محل سنگ بستر تشکیل شده باشد) را تعیین می‌کند (پلاستر و شروود، ۱۹۷۱). گرانیته و گنایس گرانیته از جمله سنگ‌های اسیدی درشت بلور بوده و از نمونه‌های دیگر می‌توان به تونالیت، کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت اشاره کرد. کوارتز و فلدسپات‌ها کانی‌های معمول این سنگ‌ها بوده و بیوتیت کانی ناپایدار تشکیل‌دهنده آن‌ها است (دیکسون و یونگ، ۱۹۸۱). این کانی در شرایط مرطوب به ورمیکولیت هوادیده می‌شود (بونیفاشیو و همکاران، ۱۹۹۷). وجود کوارتز فراوان در این سنگ‌ها باعث می‌شود که در مراحل اولیه هوازدهی، اهمیت فرآیندهای فیزیکی بیش‌تر از هوادیدگی شیمیایی باشد. از این رو، خاک‌های ایجاد شده از این سنگ‌ها بیش‌تر شنی و سنگریزه‌دار بوده که از نظر کاتیون‌های بازی فقیر می‌باشند (اوگانسیان و سوزکوا، ۱۹۹۵). دانه‌های شن در این خاک‌ها دارای مقادیر قابل توجهی از کانی‌های قابل هوادیدگی، مانند میکا، کلریت و فلدسپات است که این کانی‌ها با هوادیدگی بیش‌تر از نیم‌رخ خاک خارج شده و در نهایت رس‌ها تشکیل می‌شوند. از این مواد مادری، خاک‌های رنگ روشن یا قرمز با واکنش اسیدی و تهی از سیلیس ایجاد می‌شود (شتزل و آندرسون، ۲۰۰۵).

سنگ‌های غیراسیدی مانند بازالت، دیاباز، دولریت، گابرو و متاگابرو از کاتیون‌های بازی، به‌ویژه آهن و منیزیم غنی هستند. سنگ‌های حدواسط مانند آندزیت، دیوریت و هورنبلندگنایس نیز در این گروه قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها دارای مقادیر فراوانی از کانی‌های فرومنیزین، مانند آمفیبول، پیروکسن، بیوتیت، اولیوین و کلریت هستند (رایس و همکاران، ۱۹۸۵). هورنبلند بیش‌تر کانی اصلی

## 1- Residual Soils

جزو شن در افق C بوده که در سولوم خاک هوادیده شده و از آن خارج می‌شود. فلدسپات‌های پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها غنی از کلسیم بوده و به سرعت هوادیده می‌شوند. خاک‌های به‌دست آمده از این سنگ‌ها، تیره رنگ، رسی و غنی از کاتیون‌های بازی است. کمبود کوارتز در این سنگ‌ها باعث می‌شود که مقدار شن در ساپرولیت و خاک به‌دست آمده از آن‌ها کم باشد. در شرایطی که شستشوی خاک محدود باشد، درصد اشباع بازی در این خاک‌ها بالا خواهد بود (گراهام و فرانکو- ویزکاینو، ۱۹۹۲). در اقلیم‌های مرطوب که چرخش کاتیون‌ها در محیط خاک شدید نیست، این کاتیون‌ها به سرعت از خاک خارج شده و واکنش خاک اسیدی می‌شود. در اقلیم‌های خشک و مرطوب و یا در شرایطی که نوسان آب زیرزمینی حاکم است، وجود کاتیون‌های بازی به همراه مواد آلی منجر به تشکیل اسمکتیت و سخت‌دانه‌های آهن و منگنز می‌شود (پلاستر و شروود، ۱۹۷۱؛ رایس و همکاران، ۱۹۸۵). در غیر این صورت، کائولینیت، ورمیکولیت و هالوسیت کانی‌های ثانویه غالب را تشکیل می‌دهند. اسمکتیت معمول‌ترین کانی است که در شرایط خشک از این مواد مادری حاصل می‌شود (شتزل و آندرسون، ۲۰۰۵).

در سنگ‌های رسوبی کربناته، فرآیندهای شیمیایی هیدرولیز و کربنات‌زدایی بر هوادیدگی فیزیکی غلبه دارند. چنان‌چه در این سنگ‌ها کانی پیریت حضور داشته باشد، اکسیداسیون آهن باعث افزایش حلالیت کربنات‌ها می‌گردد (آتالای، ۱۹۹۷). از هوادیدگی سنگ‌آهک و دولومیت، به‌علت دارا بودن مقادیر اندکی از مواد نامحلول، مقادیر کمی مواد خاکی به‌صورت رس و سیلت برجا می‌ماند (پلاستر و شروود، ۱۹۷۱). از سنگ‌آهک به‌طور عموم رس‌های ایلیت باقی می‌ماند، هر چند رس‌های آراگونیت، سیدریت و کوارتز نیز معمول می‌باشند (اوگانسیان و سوزکووا، ۱۹۹۵؛ پلاستر و شروود، ۱۹۷۱). به‌علاوه، گوئیت نیز در بخش شن مواد به‌جا مانده از هوادیدگی سنگ‌آهک گزارش شده است (پلاستر و شروود، ۱۹۷۱).

اطلاعات مفید و لی محدودی در مورد روابط خاک و مواد مادری در کشور وجود دارد. نوروزی‌فرد و همکاران (۲۰۱۰) نشان دادند خصوصیات فیزیکی- شیمیایی، کانی‌های رسی و رده‌بندی خاک‌های شمال استان چهارمحال و بختیاری به‌میزان قابل ملاحظه‌ای توسط نوع ماده مادری کنترل می‌شود. در این منطقه، کانی‌های کلریت، کائولینیت، کوارتز و میکا در همه خاک‌ها، به‌جز افق‌های سطحی خاک‌های بازالتی و شیلی، منشأ توارثی داشتند. حال آن‌که منشأ اسمکتیت در خاک‌های به‌دست آمده از گرانیت و بازالت، پدوژنیکی و در خاک به‌دست آمده از سنگ‌آهک، توارثی تشخیص داده شد.

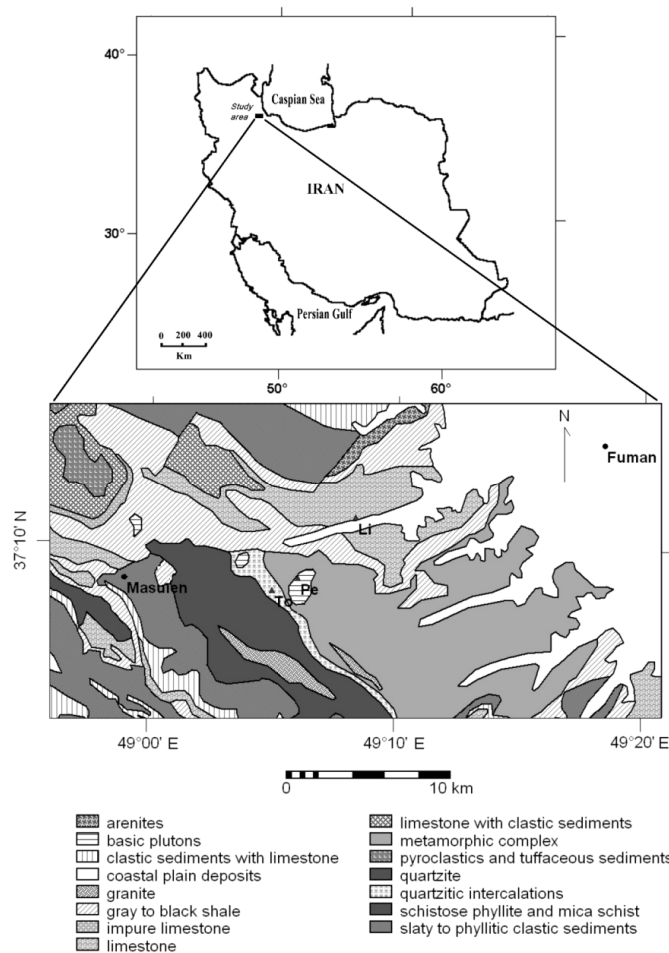
در استان گیلان، رمضان‌پور و بخشی‌پور (۲۰۰۳) کانی‌های کلریت-ورمیکولیت، ورمیکولیت، ورمیکولیت دارای هیدراکسید بین‌لایه‌ای، ایلیت، میکا-ورمیکولیت و (یا) میکا-اسمکتیت را در خاک‌های فیلیتی، آبرفتی و اراضی پست واقع در غرب لنگرود تشخیص دادند.

هدف از این پژوهش، بررسی نحوه تشکیل و تحول خاک‌هایی با مواد مادری مختلف در یک اکوسیستم جنگلی، با تأکید بر روی کانی‌های رسی است. برای این منظور، منطقه فومن-ماسوله به دلیل داشتن تنوع زیاد مواد مادری در فاصله‌های کوتاه و نیز تشکیل خاک‌های درجا با درجات مختلف تحول و تکامل انتخاب گردید.

### مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی یک نوار باریک به طول ۷ کیلومتر است که بین عرض‌های جغرافیایی ۳۶ درجه و ۵۸ دقیقه و ۲۵ ثانیه و ۳۷ درجه و ۱۰ دقیقه و ۳۳ ثانیه و طول‌های جغرافیایی ۴۹ درجه و ۹ دقیقه و ۲۰ ثانیه و ۴۹ درجه و ۱۲ دقیقه و ۳۰ ثانیه واقع شده است (شکل ۱). ارتفاع نقاط مطالعاتی از سطح دریا بین ۸۲۰-۲۰۰ متر می‌باشد. میانگین بارش و دمای سالانه در بخش غربی گیلان به ترتیب ۱۲۰۰ میلی‌متر و ۱۲ درجه سانتی‌گراد است. پوشش گیاهی منطقه از نوع پوشش جنگلی خزان‌کننده بوده و به‌طور عمده شامل گونه‌های *Acer insigne*, *Carpinus betulus*, *Fagus orientalis*, *Mespilus germanica* و *Zelkova carpinifolia* می‌باشد. براساس مطالعات خاک‌شناسی انجام شده، رژیم رطوبتی و حرارتی خاک به ترتیب یودیک و مزیک است (دادفر، ۱۹۹۹).

تشکیلات زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به‌طور عمده شامل، سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین و پالئوزوئیک به همراه رگه‌های نفوذی آذرین بوده که بر روی آن شیل‌ها و سنگ‌های آهکی ژوراسیک و کرتاسه قرار گرفته است (درویش‌زاده، ۲۰۰۱). از بین مواد مادری منطقه، ۶ نوع مختلف شامل پریدوتیت (Pe)، تونالیت (To)، سنگ آهک (Li)، دولریت، فیلیت و شیل انتخاب گردید (در این مقاله تنها نتایج مربوط به سه ماده مادری نخست ارائه می‌شود). در هر یک از این مواد مادری، خاک‌رخی‌هایی که نماینده خاک‌های درجا بوده و انقطاع سنگی نداشتند انتخاب شدند (برای دولریت دو خاک‌رخ و برای سایر مواد مادری سه خاک‌رخ) و مطالعات مورفولوژیک صحرائی و رده‌بندی خاک بر روی آن‌ها انجام گرفت (اعضای نقشه‌برداری خاک آمریکا، ۲۰۱۰). علاوه بر نمونه‌برداری از افق‌های خاک‌ساز فعال و افق‌های C، از سنگ بستر نیز نمونه‌برداری شد.



شکل ۱- سنگ‌شناسی منطقه مطالعاتی (مواد مادری پریدوتیت، تونالیت و سنگ‌آهک به ترتیب با علائم Pe, To و Li مشخص شده‌اند).

تجزیه‌های فیزیکی و شیمیایی معمول شامل توزیع اندازه ذرات، درصد کربن آلی، ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC)، درصد اشباع بازی (BS)، واکنش خاک (pH) در سوسپانسیون ۱:۱ آب به خاک و درصد کربنات کلسیم معادل برای همه افق‌های خاک و با یک تکرار به عمل آمد (وزارت کشاورزی و اداره حفاظت منابع طبیعی آمریکا، ۱۹۹۶).

از نمونه‌های سنگ، مقاطع نازک تهیه شد و کانی‌های سازنده آن‌ها به کمک میکروسکوپ پلاریزان و به روش نیمه کمی تعیین گرد (آدابی و کریم‌پور، ۲۰۰۵). کانی‌شناسی بخش رس برای خاک‌رخ‌های  $Pe_1$ ،  $To_2$  و  $Li_1$  و در تمامی افق‌ها انجام گرفت. برای هر نمونه رس، ۵ تیمار شامل اشباع از پتاسیم، اشباع از پتاسیم و تیمارهای حرارتی ۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد، اشباع با منیزیم و اشباع با منیزیم و اتیلن گلیکول تهیه و توسط دستگاه پراش پرتو ایکس مدل Shimadzu DX-10 دارای تک‌فام ساز و تابش  $Cu-K\alpha$  زیر اثر جریانی به شدت ۴۰ میلی‌آمپر و ولتاژ ۴۰ کیلو ولت مورد مطالعه قرار گرفتند.

### نتایج و بحث

ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی همه خاک‌رخ‌های مورد مطالعه در مقاله دیگر نویسنده ارایه شده است (نائل و همکاران، ۲۰۱۰). براساس این ویژگی‌ها، خاک‌های تشکیل شده بر روی مواد مادری تونالیت و سنگ‌آهک در رده‌های آلفی سول ( $Hapludalfs$ )، اینسپتی سول ( $Eutrudepts$ ) و مالی سول ( $Argiudolls$  و  $Calciudolls$ ) طبقه‌بندی شد. علت تشکیل خاک‌های متفاوت بر روی مواد مادری مشابه، واقع بودن خاک‌رخ‌های مختلف در موقعیت‌های مختلف شیب می‌باشد. از طرف دیگر، توسعه و تکامل همه خاک‌های تشکیل شده بر روی ماده مادری پریدوتیت در حد خاک‌های جوان اینسپتی سول ( $Eutrudepts$ ) است. به نظر می‌رسد شیب زیاد سطوح پریدوتیتی عامل اصلی یکنواختی خاک‌های تشکیل شده بر روی این مواد باشد (نائل، ۲۰۰۹؛ نائل و همکاران، ۲۰۱۰). در این مقاله، از هر ماده مادری تنها یک خاک‌رخ انتخاب و با جزییات بیش‌تری بررسی می‌گردد.

### ویژگی‌های خاک‌رخ‌های مورد مطالعه

**خاک‌رخ  $Pe_1$ :** سنگ بستر این خاک‌رخ یک سنگ فوق بازی با نام کلینو پیروکسنیت اولیوین دار می‌باشد که دارای ترکیب کلینوپیروکسن و اولیوین (به ترتیب ۸۰ و ۱۸ درصد) و بیوتیت (۲ درصد) می‌باشد. اولیوین موجود از نوع منیزیم‌دار (فورستریت) می‌باشد که نسبت به اولیوین‌های آهن‌دار در دماهای بالاتری (بیش‌تر از ۱۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) از ماگما جدا می‌شود. از ویژگی‌های مشخصه این کانی ایجاد رنگ سبز پس از تجزیه شدن می‌باشد. این ویژگی به‌نحو بارزی در ساپرولیت خاک‌های مطالعه شده مشهود بود.

خاک‌رخ  $Pe_1$  بر روی شیب ۴۰-۳۰ درصد و در جهت غربی واقع شده و یک خاک جوان با افق‌های مشخصه اکریک و کمبیک بوده که در زیرگروه دیستریک یوتریودپتز طبقه‌بندی می‌شود (جدول ۲). ساختمان خاک در افق  $Bw_2$  از نوع منشوری بوده و دارای شکاف‌هایی به طول تقریبی

۵۰ سانتی متر می باشد. میانگین واکنش خاک در این خاکرخ ۷/۲ بوده و روند تغییرات آن با عمق افزایشی می باشد. میانگین درصد اشباع بازی در کل نیمرخ خاک ۶۰/۲ درصد است. لازم به یادآوری است، در این خاک هوادیدگی باعث تشکیل مقادیر قابل توجهی رس به صورت درجا در خاک فعال، نسبت به افق های C، شده است. به علاوه، نتایج نشان می دهند جابه جایی و تجمع رس در افق های  $Bw_1$  و  $Bw_2$ ، نسبت به افق های A و C صورت گرفته است، ولی مقدار این جابه جایی در حدی نیست که افق آرجیلیک تشکیل شده باشد (جدول ۱). همچنین، در مشاهدات صحرایی علایم رس ایلوویال مشاهده نشد.

**خاکرخ  $To_2$ :** سنگ بستر این خاکرخ یک سنگ آذرین اسیدی به نام دیوریت کوارتزدار (تونالیت) بوده که کانی های آن شامل پلاژیوکلازهای آندزین و الیگوکلاز (۷۰ درصد)، کوارتز (۲۰ درصد)، اسفن (۷ درصد) و بیوتیت و کلریت (۳ درصد) می باشد. شکستگی های این سنگ بستر را کانی های آهک و کوارتز به صورت ثانویه پر نموده اند.

خاکرخ  $To_2$  بر روی شیب ۲۰-۳۰ درصد و در جهت غربی واقع شده و یک خاک به نسبت متکامل با افق های مشخصه مالیک، کمبیک و آرجیلیک بوده که در زیرگروه تیپیک آرجی-یوداولز طبقه بندی می شود (جدول ۲). میانگین واکنش خاک و درصد اشباع بازی در این خاکرخ به ترتیب ۶/۹ و ۷۱/۳ درصد بوده و روند تغییرات pH با عمق افزایشی می باشد. با توجه به حضور آهک و پلاژیوکلازها در مواد مادری این خاک از یک طرف و خثی بودن واکنش خاک از طرف دیگر، استنباط می شود فرآیند شستشو و خروج کاتیون های بازی در سرتاسر این خاک حاکم باشد (جدول ۱).

**خاکرخ  $Li_1$ :** ماده مادری این خاکرخ یک سنگ کربناته عمیق بوده یک بایوکلاستیک وکستون<sup>۱</sup> است که شامل ۹۵ درصد کربنات کلسیم (شامل میکرایت، میکروفسیل های پلاژییک و سوزن اسفنج) و ۵ درصد دانه های پیریت و دانه های تخریبی کوارتز می باشد.

خاکرخ  $Li_1$  بر روی شیب ۲۰-۲۵ درصد و در جهت غربی واقع شده و یک خاک به نسبت متکامل با افق های مشخصه اکریک، کمبیک و آرجیلیک بوده که در زیرگروه تیپیک هیل-یودالفز طبقه بندی می شود (جدول ۲). میانگین واکنش خاک ۷/۱ بوده و روند تغییرات آن با عمق، در بخش سولوم نامنظم و در سایر افق ها افزایشی است. میانگین درصد اشباع بازی در کل نیمرخ خاک ۵۴/۴ درصد می باشد (جدول ۱).

#### 1- Bioclastic Wackstone

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک جلد (۲۱)، شماره (۳) ۱۳۹۳

جدول ۱- برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک و مقدار پتاسیم بخش رس در خاک‌رخ‌های منتخب.

ماده مادری	نیمرخ	افق	عمق (سانتی‌متر)	pH (۱:۱)	CEC (cmol(+)/kg)	BS	O.M.	Sand	Silt	Clay	CaCO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O
(درصد)												
		A	۰-۱۵	۶/۸	۳۴/۲	۶۵/۶	۴/۰	۶۱/۷	۱۷/۷	۲۰/۶	۱/۲	۱/۷۴
		Bw <sub>۱</sub>	-۳۵	۷/۲	۲۹/۴	۷۱/۴	۰/۵	۵۷/۷	۱۷/۵	۲۴/۸	۰/۹	۱/۶۰
پریدوتیت	Pe <sub>۲</sub>	Bw <sub>۲</sub>	-۹۰	۷/۱	۳۱/۵	۷۲/۵	۰/۲	۵۲/۲	۱۷/۹	۲۹/۵	۰/۸	۱/۵۸
		C <sub>۱</sub>	-۱۳۰	۷/۴	۱۵/۵	۷۴/۶	۰/۱	۷۱/۵	۱۷/۴	۱۱/۲	۰/۵	۲/۰۰
		C <sub>۲</sub>	-۲۰۰	۷/۷	۹/۴	۸۱/۲	۰	۹۵/۸	۳/۸	۰/۴	۰/۵	۰/۳۷
		A	۰-۲۰	۶/۴	۳۷/۶	۵۷/۹	۵/۹	۲۱/۶	۵۴/۶	۲۳/۸	۱/۶	۳/۸۸
		Bw	-۴۲	۷/۰	۲۰/۰	۷۹/۷	۲/۲	۲۳/۱	۵۱/۴	۲۵/۵	۱/۱	۳/۵۸
تونالیت	To <sub>۲</sub>	Bt	-۶۰	۷/۱	۲۱/۷	۶۹/۳	۰/۳	۲۵/۷	۴۲/۶	۳۱/۷	۱/۱	۳/۸۲
		Bc	-۹۵	۷/۱	۱۵/۲	۷۴/۳	۰/۳	۴۳/۵	۳۷/۱	۱۹/۴	۲/۹	۵/۲۷
		C	-۱۱۵	۷/۱	۱۵/۷	۷۵/۳	۰/۲	۴۳/۱	۳۷/۴	۱۹/۴	۳/۵	۴/۲۳
		A	۰-۱۰	۷/۲	۵۷/۷	۴۹/۵	۳/۴	۳۹/۰	۳۹/۸	۲۱/۳	۳/۳	۱/۲۷
		AB	-۲۰	۷/۰	۶۳/۰	۴۷/۲	۲/۲	۳۱/۰	۳۷/۷	۳۱/۳	۲/۴	۱/۱۰
سنگ آهک	Li <sub>۱</sub>	Bw	-۴۰	۶/۶	۵۴/۴	۴۶/۹	۰/۲	۵۲/۱	۳۲/۲	۱۵/۷	۱/۱	۰/۹۱
		Bt <sub>۱</sub>	-۶۵	۷/۰	۷۱/۴	۴۵/۵	۰/۴	۳۷/۸	۳۲/۵	۲۹/۸	۱/۵	۱/۲۹
		Bt <sub>۲</sub>	-۸۵	۶/۵	۶۳/۰	۴۷/۱	۰/۴	۳۶/۵	۳۶/۲	۲۷/۳	۰/۹	۱/۱۰
		CB	-۱۰۵	۷/۴	۵۷/۶	۶۴/۶	۰/۱	۵۹/۰	۳۱/۶	۹/۴	۱۴/۶	۰/۹۴
		C	-۱۴۵	۷/۹	۴۳/۵	۸۰/۱	۰/۰	۶۱/۵	۳۱/۸	۶/۷	۵۰/۸	۰/۸۹

جدول ۲- کانی‌شناسی مواد مادری و افق‌های مختلف خاک در نیمرخ‌های منتخب.

نیمرخ	ماده مادری	رده‌بندی خاک	کانی‌شناسی سنگ بستر (درصد)	کانی‌شناسی بخش رس*
Pe <sub>۱</sub>	پریدوتیت	Typic Dystrudepts	پیروکسین (۸۰)؛ اولیون (۱۸)؛ بیوتیت (۲)	سپارولیت / افق C سولوم
To <sub>۲</sub>	تونالیت	Typic Hapludalfs	پلاژیوکلازهای سدیم (۷۰)؛ کوارتز (۲۰)؛ اسفن (۷)؛ بیوتیت و کلریت (۳)	Il; Ve; Il-Sm; Il-Ve; Q; Ka; F
Li <sub>۱</sub>	سنگ آهک	Typic Hapludalfs	کلیست (۹۵)؛ کوارتز و پیریت (۵)	Sm; Il-Sm; Ka; Il; Q Sm; Il; Il-Sm; Q

\* Q=Quartz .Ka=Kaolinite .Il-Ve & Il-Sm=mixed minerals .Sm=Smectite .Ve=Vermiculite .Il =Illite و

.F=Feldspar



## کانی‌شناسی رس

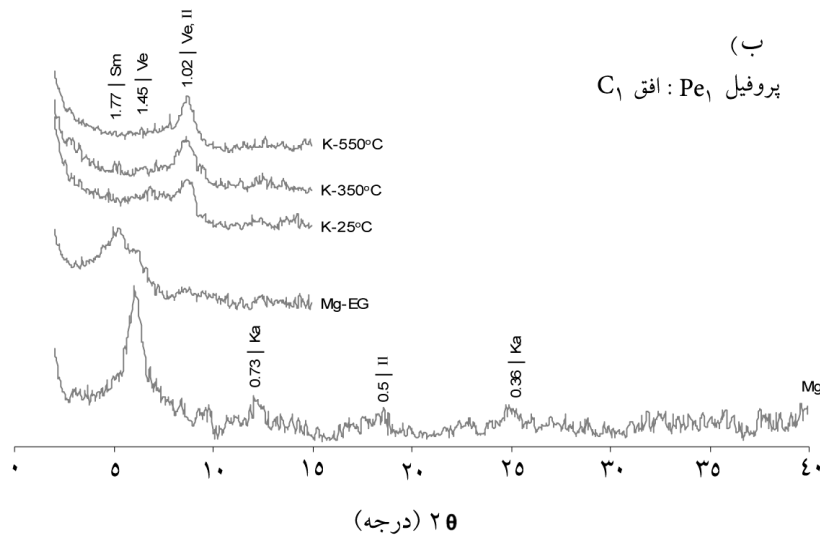
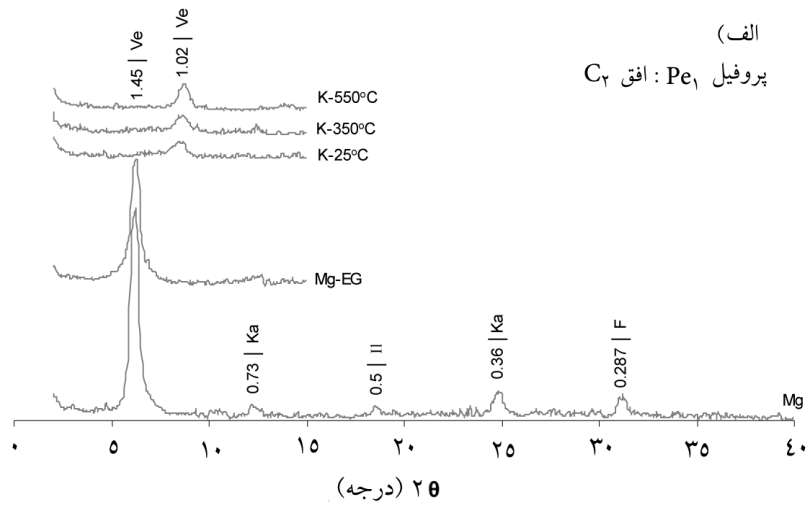
**خاکرخ Pe<sub>1</sub>**: در افق‌های خاک‌ساز (A, Bw<sub>1</sub> و Bw<sub>2</sub>) و افق‌های C<sub>1</sub> و C<sub>2</sub> این خاکرخ، دو کانی مشخص ورمیکولیت و کائولینیت حضور دارد (شکل‌های ۲ و ۳). با این حال تفاوت فاحشی بین قله رده اول ورمیکولیت در افق C<sub>2</sub> نسبت به سایر افق‌ها وجود دارد. در افق C<sub>2</sub>، قله رده اول ورمیکولیت (۱/۴۲ نانومتر) در تیمار منیزیم، پس از اعمال تیمار اتیلن‌گلیکول هیچ انبساطی حاصل نمی‌کند حال آن‌که در سایر افق‌ها، بخشی از قله مربوط به ورمیکولیت به محل ۱/۷۷ نانومتر جابه‌جا می‌شود که این امر به دلیل منبسط شدن لایه‌های رس می‌باشد. بنابراین کانی ورمیکولیت در افق C<sub>2</sub> از نوع غیرقابل انبساط می‌باشد. این واقعیت با در نظر گرفتن دیفراکتوگرام مربوط به پتاسیم بدون اعمال حرارت بیش‌تر تأیید می‌شود، چرا که این تیمار توانسته ورمیکولیت را به‌طور کامل منقبض نماید و قله ۱/۴۲ را به ناحیه ۱/۰۳ نانومتر جابه‌جا کند (شکل ۲). با این وجود، در افق C<sub>1</sub> و افق‌های مربوط به خاک فعال نیز انقباض ورمیکولیت در تیمار K-۲۵ درجه سانتی‌گراد به چشم می‌خورد. این امر نشان می‌دهد که علاوه بر ورمیکولت انبساط‌ناپذیر، انواع انبساط‌پذیر نیز در این افق‌ها حضور دارد. لازم به یادآوری است که انقباض کامل ورمیکولیت‌های انبساط‌پذیر پس از اعمال دمای ۱۱۰ درجه سانتی‌گراد بر تیمار اشباع از پتاسیم صورت می‌گیرد (مالا، ۲۰۰۲).

در افق‌های بالاتر از افق C<sub>2</sub>، بخشی از ورمیکولیت غیرقابل انبساط به اسمکتیت تبدیل شده است چرا که علاوه بر باقی ماندن قله ۱/۴۲ نانومتر در تیمار اتیلن‌گلیکول، قله ۱/۷۷ نانومتر که به انعکاس صفحه ۰۰۱ اسمکتیت مربوط می‌باشد نیز مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳). وجود قله‌های حدواسط دو قله ۱/۴۲ و ۱/۷۷ نانومتر بیانگر آن است که علاوه بر ورمیکولیت غیرقابل انبساط و اسمکتیت، کانی‌های مختلط میکا-ورمیکولیت و میکا-اسمکتیت نیز در این افق‌ها حضور دارند.

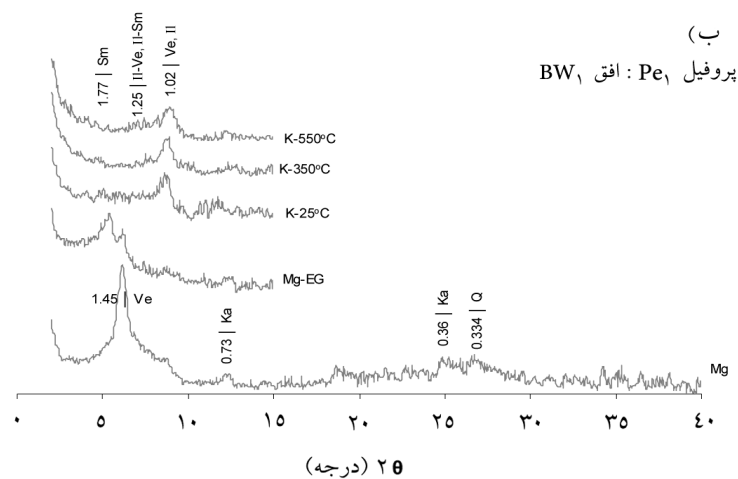
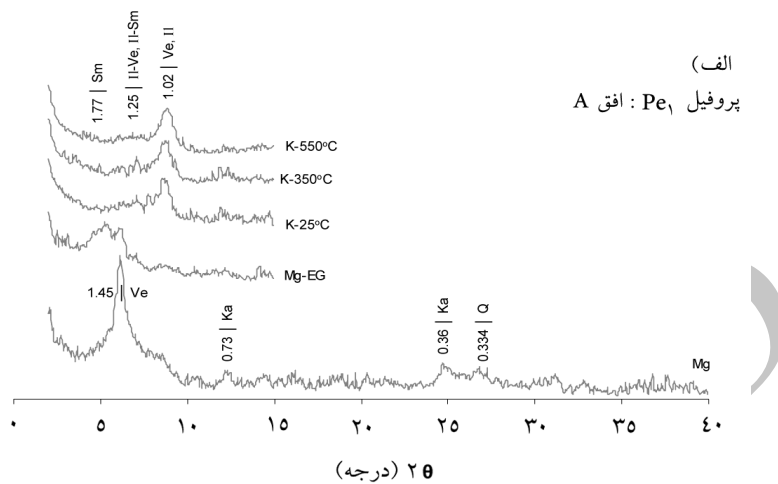
میکا (ایلیت) در بخش رس افق C<sub>2</sub>، به مقدار بسیار جزئی وجود دارد (قله بسیار کوچک ۰/۵ نانومتر) (شکل ۲-الف). در افق‌های بالاتر از لایه C<sub>2</sub>، وجود قله‌های مشخص‌تر ۱/۰۳ و ۰/۵ نانومتر بیانگر حضور بیش‌تر این کانی در بخش رس می‌باشد. این در حالی است که مقدار کمی بیوتیت (حدود ۲ درصد) در سنگ بستر این خاکرخ که بلافاصله در زیر افق C<sub>2</sub> واقع شده است وجود دارد. نبود قله رده اول میکا (۱/۰۳ نانومتر) در افق C<sub>2</sub> را شاید بتوان به نبود توانایی تشخیص مقادیر کم کانی‌ها به‌وسیله روش تفرق اشعه ایکس جستجو کرد. به‌علاوه، بررسی روند تغییرات پتاسیم کل در نمونه‌های خاک و سنگ بستر و نیز پتاسیم در بخش رس، نشان‌دهنده کاهش شدید پتاسیم در افق C<sub>2</sub>

نسبت به افق‌های بالاتر می‌باشد (جدول ۱؛ نائل، ۲۰۰۹). حتی مقدار پتاسیم کل در سنگ بستر نسبت به مقدار این عنصر در افق C<sub>۲</sub> بیش‌تر می‌باشد (به‌ترتیب ۰/۲۹ در مقابل ۰/۰۹ درصد) (نائل و همکاران، ۲۰۱۰). کاهش شدید پتاسیم در افق C<sub>۲</sub> با حضور کم میکا در این افق تطابق دارد، از این‌رو خروج شدید پتاسیم از این افق و به‌دنبال آن ناپایدار شدن کانی میکا می‌تواند یکی دیگر از عوامل توضیح‌دهنده وجود مقادیر کم میکا در این افق باشد. مطالعات نشان می‌دهد که در اثر هوازدگی سنگ‌ها به سنگ‌های هوازیده و ساپرولیت، مقادیر قابل‌توجهی از عناصر اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌ها از محیط خارج می‌شوند. استولت و همکاران (۱۹۹۲) نشان دادند که با تشکیل ساپرولیت بر روی گنایس، ۲۹ درصد اکسیدهای عناصر اصلی از سنگ بستر خارج می‌شود، از این مقدار حدود ۸۰ درصد مربوط به خروج Al و Si از سنگ مادر است. به‌علاوه، حضور نداشتن افق Bt در حدفاصل افق‌های سطحی و ساپرولیت، شرایط مساعدتری را برای شستشو و خروج کاتیون‌ها از ساپرولیت مهیا می‌کند (اوبرین و بیول، ۱۹۸۴).

در هر صورت حضور ایلیت در افق‌های خاک‌ساز این خاک‌رخ بسیار جالب توجه است چرا که از یک طرف مقدار کانی‌های فیلسیلیکاتی در مواد مادری این خاک ناچیز است و از طرف دیگر حضور کانی‌های غنی از پتاسیم در افق‌های سطحی هوازیده، به‌علت آبشویی به‌نسبت سریع پتاسیم در خلال هوازدگی، متناقض می‌نماید. از این‌رو، وجود ایلیت در این افق‌ها را نه تنها باید به منشأ توارثی آن نسبت داد، بلکه باید در فرآیندهای ثانویه مانند جابه‌جایی عناصر قلیایی توسط فعالیت‌های گیاهی نیز جستجو کرد. پتاسیم یک عنصر ضروری برای گیاه بوده و در بیش‌تر گیاهان به مقدار به‌نسبت زیادی ذخیره می‌شود. استخراج این عنصر از اعماق خاک به‌وسیله ریشه گیاهان و برگشت آن به سطح خاک، جایی که تمرکز ریشه‌های گیاهی بالاست، منجر به غنی شدن این عنصر در لایه‌های سطحی خاک می‌گردد (شنک و جکسون، ۲۰۰۲). هی و همکاران (۲۰۰۸) حضور کانی ایلیت را در نمونه‌های سطحی خاک‌های بازالتی جوان که در مواد مادری خود مقادیر کم K<sub>۲</sub>O داشت (۱/۹-۱/۱ درصد) و بدون هر نوع کانی فیلسیلیکاتی بود، به فعالیت‌های گیاهی نسبت دادند. مقدار K<sub>۲</sub>O در سنگ پریدوتیت و خاک‌های تشکیل شده بر روی این سنگ به‌ترتیب ۰/۲۹ و ۰/۶۳ درصد بوده که در بین سایر مواد مادری و خاک‌ها کم‌ترین مقدار می‌باشد (نائل و همکاران، ۲۰۱۰). بنابراین، حضور کانی ایلیت در افق‌های خاک‌ساز این خاک‌رخ و افزایش نسبی غلظت پتاسیم در این افق‌ها را باید در نقش گیاهان در جابه‌جایی عناصر و انتقال آن‌ها به سطح خاک جستجو کرد. به‌علاوه، بیوتیت موجود در مواد مادری نیز می‌تواند منبع دیگر این کانی در خاک باشد، منبعی که در درجه دوم اهمیت قرار دارد.



شکل ۲- دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس بخش رس افق‌های  $C_1$  و  $C_2$  در خاکرخ پریدوتیتی  $Pe_1$ .  $Ve$  = ورمیکولیت،  $Sm$  = اسمکتیت،  $I_1$  = ایلیت،  $Ka$  = کائولینیت و  $F$  = فلدسپات.



شکل ۳- دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس بخش رس افق‌های A و  $BW_1$  در خاکرخ پدیدوتیتی  $Pe_1$ .  $Ve$  = ورمیکولیت،  $Sm$  = اسمکتیت،  $I_1$  = ایلیت،  $Ka$  = کائولینیت و  $Q$  = کوارتز.

تشکیل اسمکتیت از کانی‌های اولیه آهن و منیزیم‌دار غیرفیلوسیلیکاتی (پیروکسن‌ها و اولیوین) و همچنین از کانی بیوتیت، کلریت و کلریت-اسمکتیت نشان‌دهنده تشکیل این کانی از دو مسیر مختلف می‌باشد: ۱- اسمکتیتی که به صورت خودتشکیلی<sup>۱</sup> (اتوزن) و از انحلال کانی‌های غیرفیلوسیلیکاتی آهن و

1- Autogene

منیزیم دار ایجاد می شود و ۲- اسمکتیتی که از تغییر شکل کانی های ۲:۱ ایجاد می شود. تشکیل کانی های رسی از مسیر اول متضمن رهاسازی کاتیون ها، سیلیس و آلومینیم و ترکیب دوباره آنها به شکل رس های فیلوسیلیکاتی می باشد. بدون شک رژیم رطوبتی یودیک در خاک های منطقه و وجود ساختمان منشوری در افق های B، که یکی از ویژگی های خاک های تشکیل شده بر روی مواد مادری فوق بازی و بازی بوده و امکان مرطوب ماندن نیمرخ خاک را در بخش اعظم سال میسر می سازد (ریگی و موینیر، ۱۹۹۵)، باعث تشکیل اسمکتیت اتوژن در خاکرخ  $Pe_1$  شده است. بونیفاسیو و همکاران (۱۹۹۷) با مطالعه خاک های با منشأ سرپانتین دریافتند که ورمیکولیت با بار لایه ای کم اولین محصول هوادیدگی سرپانتین تحت شرایط زهکشی خوب است و اسمکتیت در مراحل بعدی هوادیدگی و در شرایط زهکشی ضعیف تشکیل می شود. در این شرایط اسمکتیت می تواند از تغییر شکل و انحلال ورمیکولیت ایجاد شود و در شرایط بسیار مرطوب، اسمکتیت به صورت مستقیم از انحلال سرپانتین ایجاد می شود.

وجود قله ۰/۷۳ و ۰/۳۵ نانومتر در تیمار اشباع از منیزیم و حذف قله ۰/۷۳ در تیمار پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی گراد دلیل بر وجود کائولینیت در سرتاسر این خاکرخ می باشد. این کانی می تواند در اثر هوادیدگی کانی های اولیه، مانند پیروکسن و اولیوین تشکیل شده باشد. باشام (۱۹۷۴) در مطالعه نحوه هوادیدگی سنگ های گابرو نشان داد که هوادگی شیمیایی آمفیبول ها، پیروکسن ها و اولیوین منجر به تشکیل کانی های اسمکتیت، کائولینیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن می شود. با این وجود، منشأ توارثی کائولینیت در افق  $C_2$  بیش تر قابل قبول است.

وجود قله ۰/۳۳۴ نانومتر در تیمار منیزیم مربوط به صفحه ۱۰۱ کوارتز می باشد (دیکسون و وید، ۱۹۹۲) که با شدت بسیار کمی در برخی از افق های این خاکرخ مشاهده می شود ولی در افق  $C_2$  به چشم نمی خورد. مطالعات نشان می دهند مقدار کوارتز با کاهش اندازه ذرات کاهش می یابد و مقدار این کانی در بخش رس ریز خیلی کم تر از رس درشت می باشد (کریم زاده، ۱۹۹۵). رایس و همکاران (۱۹۸۵) در مطالعه نیمرخ خاکی که از هوادیدگی گابرو ایجاد شده بود و بدون کوارتز در سنگ مادری بود، نشان دادند که بخش رس افق های خاک ساز و ساپرولیت بدون کوارتز بوده و این کانی تنها در بخش سیلت متوسط و شن ریز افق های A و B حضور داشته و در ساپرولیت وجود ندارد. بنابراین حضور نداشتن کوارتز در سنگ مادر خاک  $Pe_1$  می تواند دلیل اصلی روند تغییرات و مقدار کم این کانی در بخش رس این خاک باشد.

**خاکرخ  $To_2$ :** قله های ۱/۰ و ۰/۵۰ نانومتر در دیفراکتوگرامها مربوط به کانی ایلیت است (شکل ۴). تلتون و همکاران (۱۹۷۳) عقیده دارند که ایلیت در خاک های با رژیم رطوبتی اریدیک، یوستیک و

زریک وجود دارند و در رژیم‌های رطوبتی مرطوب‌تر به‌علت بالا بودن شدت هوازدگی نمی‌توانند حضور داشته باشند. ولی از آنجایی که میکاها در بیش‌تر خاک‌ها به‌طور اساسی از مواد مادری به ارث می‌رسند، می‌توان در کانی‌شناسی خاک‌های جوان مانند انتی‌سول، اینسپتی‌سول، مالی‌سول، ایریدی‌سول و آلفی‌سول این کانی را مشاهده کرد. این کانی کم‌تر در خاک‌های هوازدیده اولتی‌سول و اکسی‌سول یافت می‌شوند. به‌طور کلی میکاها منشأ بسیاری از سیلیکات‌های لایه‌ای نوع ۲:۱، به‌ویژه ورمیکولیت می‌باشند و تشکیل آن‌ها در محیط خاک ناچیز است (فنینگ و همکاران، ۱۹۸۹). با این حال، تشکیل این کانی تنها در شرایطی میسر است که میزان پتاسیم و (یا) آمونیوم محیط افزایش یابد (از طریق کوددهی یا گردش عناصر به‌وسیله گیاه) و در پی آن کانی‌های ورمیکولیت یا میکا-ورمیکولیت با جذب این یون‌ها به میکا تبدیل شوند (فنینگ و همکاران، ۱۹۸۹؛ نتلتون و همکاران، ۱۹۷۳).

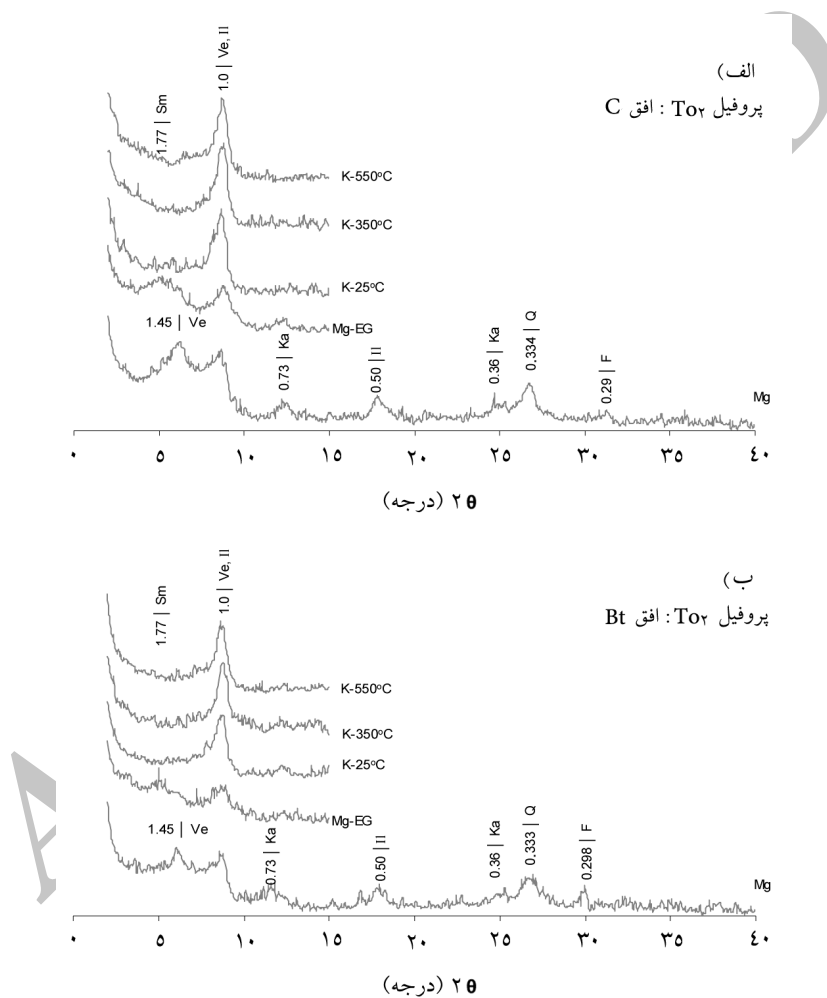
وجود قله ۱/۴۵ نانومتر در تیمار منیزیم، جابه‌جایی آن به ناحیه ۱/۷۷ نانومتر در تیمار اتیلن گلیکول و حذف آن در تیمار پتاسیم در دمای آزمایشگاه دلیل بر وجود کانی‌های انبساط‌پذیر اسمکتیت و ورمیکولیت در بیش‌تر افق‌های این خاک می‌باشد (شکل‌های ۴ و ۵).

از مقایسه قله‌های مربوط به ایلیت و کانی‌های ۲:۱ انبساط‌پذیر در دیفراکتوگرام تیمار منیزیم چنین استنباط می‌شود که میزان نسبی ایلیت در افق سطحی A این خاک بیش‌تر از کانی‌های انبساط‌پذیر است. جذب یون‌های پتاسیم تجمع‌یافته در خاک سطحی توسط کانی‌های انبساط‌پذیر و تبدیل این کانی‌ها به ایلیت یکی از علل احتمالی توجیه‌کننده این مشاهده می‌باشد. کریم‌زاده (۱۹۹۵) در مطالعه خاک‌های لردگان گزارش کرد که مقدار ایلیت در برخی از خاک‌ها از عمق به سطح افزایش می‌یابد و روند معکوس در مورد کانی‌های ورمیکولیت و اسمکتیت وجود دارد. با توجه به مطالب بالا، منشأ ایلیت در این خاک را می‌توان به دو عامل توارث و تغییر شکل کانی‌های ورمیکولیت و اسمکتیت نسبت داد.

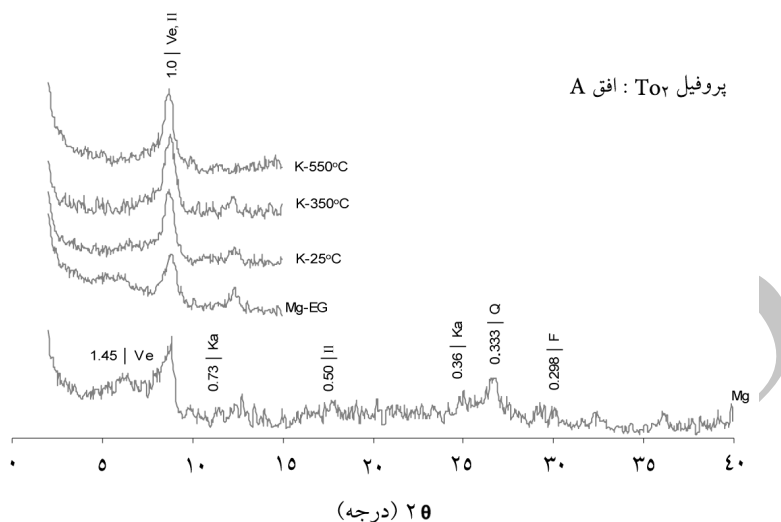
به‌علاوه، کائولینیت و کوارتز در سرتاسر این خاکرخ حضور دارد (شکل ۴). با این حال، شدت قله کوارتز (۰/۳۳۴ نانومتر) به‌نحو چشم‌گیری بیش‌تر از شدت این قله در خاکرخ  $Pe_1$  می‌باشد. علت این تفاوت را می‌توان در کانی‌شناسی سنگ بستر این خاک جستجو کرد: در مقاطع نازک سنگ پریدوتیت کوارتز مشاهده نشد در حالی که در مقطع نازک تونالیت که در واقع یک دیوریت کوارتزدار می‌باشد حدود ۲۰ درصد کوارتز وجود دارد (جدول ۲).

در پتروگرافی سنگ بستر این خاکرخ مقادیر جزئی (حدود ۳ درصد) بیوتیت تبدیل شده به کلریت مشاهده شد (جدول ۲). با این حال در بخش رس هیچ‌یک از افق‌های این خاک کلریت شناسایی نشد.

به‌طورکلی، کلریت اولیه در واکنش‌های بالاتر از ۷ و محیط‌های قلیایی پایدار است و در محیط اسیدی، نسبت به بیش‌تر رس‌ها ناپایدارتر بوده و به سرعت تغییر شکل می‌یابد (بارنیسل و برتس، ۱۹۸۹). با این حال، مشاهده نکردن کلریت در این خاک، با شرایط pH خنثی، می‌تواند به‌خاطر مقدار بسیار کم این کانی در خاک و محدودیت تشخیص دستگاه باشد.



شکل ۴- دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس بخش رس افق‌های C و Bt در خاک‌رخ تونالیته To<sub>2</sub>. Ve = ورمیکولیت، Sm = اسمکتیت، I<sub>1</sub> = ایلیت، Ka = کائولینیت، Q = کوآرتز و F = فلدسپات.

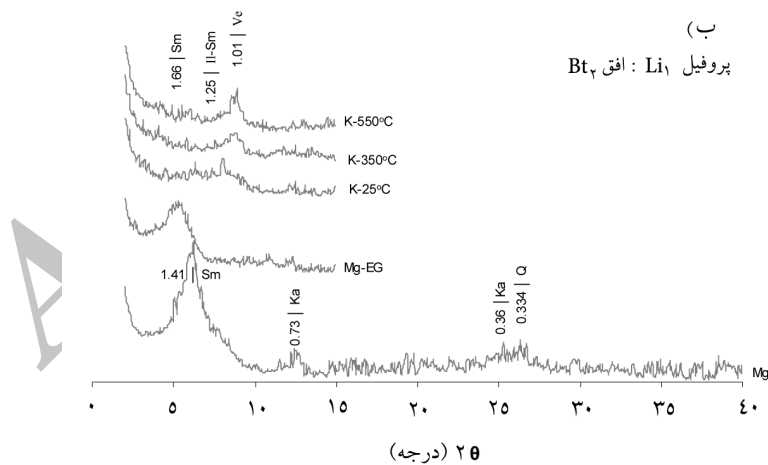
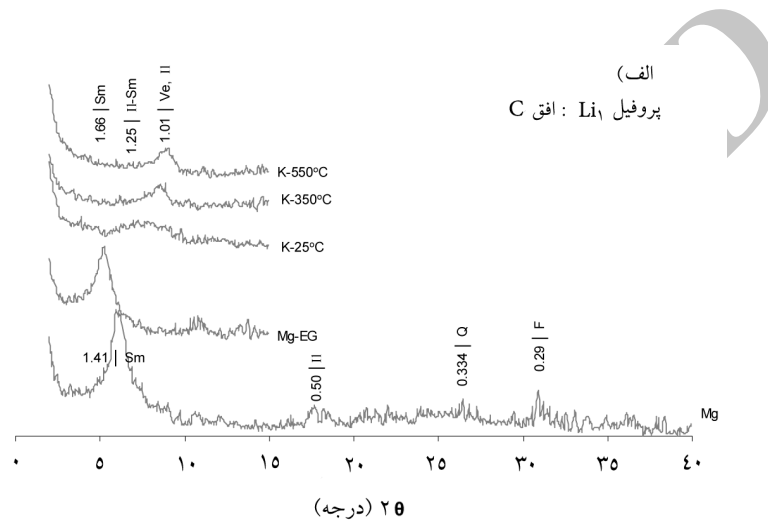


شکل ۵- دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس بخش رس افق A در خاکرخ تونالیتی Toz. Ve = ورمیکولیت، I<sub>1</sub> = ایلیت، Ka = کائولینیت، Q = کوارتز، F = فلدسپات.

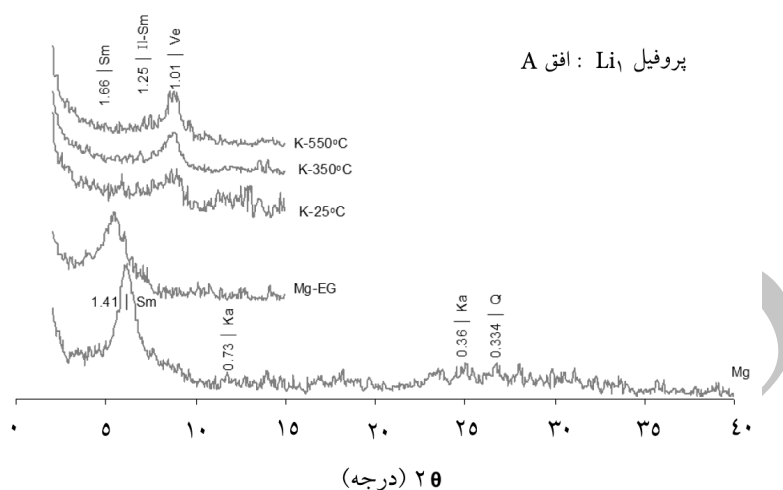
**خاکرخ Li<sub>1</sub> ایلیت** به مقدار کم و تنها در افق‌های C و CB وجود دارد، در حالی که اسمکتیت‌های با بار لایه‌ای بالا سهم قابل ملاحظه‌ای از بخش رس را در تمام افق‌ها به خود اختصاص می‌دهد. البته تشکیل و حضور رس‌های مختلط نامنظم ایلیت-اسمکتیت نیز در این خاک به چشم می‌خورد (شکل ۶). به علاوه، کائولینیت در همه افق‌های ژنتیکی این خاکرخ حضور دارد (شکل‌های ۶ و ۷). در مقابل، این کانی در افق C شناسایی نشد. همچنین کوارتز در تمام افق‌های این خاکرخ مشاهده می‌شود. کانی‌شناسی سنگ بستر این خاکرخ نشان داد که در درجه اول کلسیت، و سپس کوارتز، پیریت و کانی‌های در حد ذرات رس مواد مادری این خاک را تشکیل می‌دهند. ریگی و موینبیر (۱۹۹۵) در مطالعه هوادیدگی مارن‌های متشکل از میکا، کوارتز، پیریت، دولومیت، ایلیت و کلریت نشان دادند که حتی در بخش سنگ پیوسته هوادیده برخی تغییرات کانی‌شناسی رخ می‌دهد، به این ترتیب که بلورهای پیریت اکسید شده، دولومیت و کلسیت حل می‌شوند و کانی‌های اولیه ایلیت و کلریت به‌طور موضعی به کائولینیت، ایلیت-اسمکتیت و اکسیدهای آهن تبدیل می‌شوند ولی میکا تقریباً بدون تغییر باقی می‌ماند. این پژوهشگران بر آن هستند که اکسیداسیون بلورهای پیریت و اسیدی شدن محلول باعث انحلال بیش‌تر کربنات‌ها و کلریت‌های سه‌جایی غنی از Mg می‌شود. از این‌رو، محلول به‌طور



موضعی از  $Ca$ ،  $Mg$ ،  $Si$  و  $Al$  غنی می‌گردد و در این شرایط جدید، ایلیت جایگزین ایلیت-مونت موریلونیت شده که یک کانی دوجایی غنی از  $Mg$  و  $Si$  می‌باشد و  $Al$  اضافی در کائولینیت تثبیت می‌شود (ریگی و موینیر، ۱۹۹۵). بنابراین در افق‌های خاک‌ساز فعال، بر خلاف افق‌های با هوادیدگی کم‌تر ( $C$  و  $CB$ )، ایلیت از بخش رس حذف و کائولینیت جایگزین آن شده است. حضور نداشتن کائولینیت در افق  $C$  و حضور آن در سایر افق‌ها بیانگر منشأ پدوژنیک این کانی می‌باشد.



شکل ۶- دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس بخش رس افق‌های  $C$  و  $Bt_1$  در خاک‌رخ آهکی  
 $Li_1$  = اسمکتیت،  $I_1$  = ایلیت،  $Sm$  = کانی مختلط نامنظم ایلیت-اسمکتیت،  $Ka$  = کائولینیت و  $Q$  = کوآرتز.



شکل ۷- دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس بخش رس افق A در خاکرخ آهکی  $Sm.Li_1$  = اسمکتیت،  $I_1$  = ایلیت،  $II-Sm$  = کانی مختلط نامنظم ایلیت - اسمکتیت،  $Ka$  = کائولینیت و  $Q$  = کوارتز.

### نتیجه‌گیری

در ساپرولیت خاکرخ  $Pe_1$  (افق  $C_2$ )، حضور کم کانی ایلیت با تهی شدن پتاسیم از این افق منطبق است. مقدار بیش‌تر این کانی در افق‌های سطحی‌تر، به فرآیندهای ثانویه مانند غنی شدن پتاسیم در اثر فعالیت ریشه گیاه نسبت داده شد. حضور کائولینیت در همه افق‌های این خاک می‌تواند در اثر هوادیدگی کانی‌های اولیه اولیوین و پیروکسن باشد. کانی ورمیکولیت در سرتاسر خاکرخ  $Pe_1$  حضور دارد. کانی اسمکتیت نیز با افزایش شدت هوادیدگی از عمق به سطح، قابل شناسایی است. به‌علاوه، مقدار ورمیکولیت خیلی بیش‌تر از اسمکتیت می‌باشد. ویژگی رطوبتی این خاکرخ بیانگر آن است که تشکیل اسمکتیت می‌تواند از هوادیدگی کانی‌های غیرفیلوسیلیکاتی اولیوین و پیروکسن و تغییر شکل کانی ورمیکولیت انجام پذیرفته باشد. ایلیت به مقدار به‌نسبت زیادی در این خاکرخ، به‌ویژه در افق‌های خاک‌ساز، وجود دارد.

میزان نسبی ایلیت در خاکرخ  $To_2$ ، به‌ویژه در افق سطحی A، بیش‌تر از کانی‌های انبساط‌پذیر ورمیکولیت و اسمکتیت است. این امر می‌تواند به‌دلیل جذب یون‌های پتاسیم تجمع‌یافته در خاک سطحی توسط کانی‌های انبساط‌پذیر و تبدیل آن‌ها به ایلیت باشد. به‌علاوه، ایلیت یکی از کانی‌های

عمده در ترکیب کانی‌شناسی ساپرولیت این خاکرخ می‌باشد. بنابراین به این کانی می‌توان منشأ توارثی نیز اختصاص داد.

روند تغییرات کانی‌شناسی خاکرخ  $Li_1$  نشان داد که در افق‌های خاک‌ساز، ایلیت از بخش رس کم شده، اسمکتیت و کائولینیت جایگزین آن می‌گردد. حضور کائولینیت در افق C و حضور آن در سایر افق‌ها بیانگر منشأ پدوژنیک این کانی است. اکسیداسیون پیریت موجود در مواد مادری، تشکیل کانی‌های اسمکتیت و کائولینیت را سرعت می‌بخشد.

نتایج این پژوهش نشان داد که ترکیب رس‌شناسی لایه‌های ساپرولیت بیش‌تر تحت‌تأثیر نوع ماده مادری بوده و می‌تواند متفاوت از افق‌های خاک‌ساز باشد. اگرچه در ترکیب رس‌شناسی افق‌های خاک‌ساز خاک‌های با مواد مادری مختلف تفاوت اساسی به چشم نمی‌خورد ولی به‌نظر می‌رسد فراوانی نسبی کانی‌ها تحت‌تأثیر نوع ماده مادری باشد. مطالعات کانی‌شناسی نیمه‌کمی برای تأیید این ادعا لازم است.

#### منابع

1. Adabi, M.H., and Karimpour, M.H. 2005. Comprehensive naming and classification of sedimentary, igneous and metamorphic rocks. Ferdowsi University, Press, 272p.
2. Atalay, I. 1997. Red Mediterranean soils in some karstic regions of Taurus mountains, Turkey. *Catena*, 28: 247-260.
3. Barnhisel, R.I., and Bertsch, P.M. 1989. Chlorites and hydroxyl-interlayered vermiculite and smectite, P 729-788. In: Dixon, J.B., and S.B. Weed (eds.), *Minerals in Soil Environment*, Soil Sci. Am. Madison, Wisconsin, USA.
4. Basham, I.R. 1974. Mineralogical changes associated with deep weathering of gabbro in Aberdeenshire. *Clays and Clay Miner.* 10: 189-202.
5. Bonifacio, E., Zanini, E., Boero, V., and Franchini-Angela, M. 1997. Pedogenesis in a soil catena on serpentinite in north-western Italy. *Geoderma*, 75: 33-51.
6. Dadfar, A. 1999. The productivity and management plan of Fuman-Masoule Forest Park. Vol. 1. Department of Natural Resources, Gilan.
7. Darvishzade, A. 2001. *Geology of Iran*. Amirkabir Press, Tehran, 901p.
8. Dixon, J.B., and Weed, S.B. 1992. *Minerals in soil environment*, 2<sup>nd</sup> ed., Soil Sci. Am. Madison, Wisconsin, USA. 1244p.
9. Dixon, J.C., and Young, R.W. 1981. Character and origin of deep arenaceous weathering mantles on the Bega Batholith, southeastern Australia. *Catena*, 8: 97-109.

10. Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, P 108-121. In: Han, W.E. (ed.), Classification of Carbonate Rocks. Mem. Am. Ass. Pet. Geo.
11. Fanning, D.E., Keramidas, V.Z., and El-Desoky, M.A. 1989. Micas, P 551-634. In: Dixon, J.B., and S.B. Weed (eds.), Minerals in Soil Environment, Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin, USA.
12. Graham, R.C., and Franco-Vizcaino, E. 1992. Soils on igneous and metavolcanic rocks in the Sonoran Desert of Baja California, Mexico. Geoderma, 54: 1-21.
13. He, Y., Li, D.C., Velde, B., Yang, Y.F., Huang, C.M., Gong, Z.T., and Zhang, G.L. 2008. Clay minerals in a soil chronosequence derived from basalt on Hainan Island, China and its implication for pedogenesis. Geoderma, 148: 206-212.
14. Karimzadeh, H.R. 1995. Relation between soil genesis in different physiographic units and soil erodibility in Lordegan region, northern watershed of Karoon river. M.Sc. Thesis. Isfahan University of Technology. (In Persian)
15. Malla, P.B. 2002. Vermiculites, P 501-531. In: Amonette, J.E., W.F. Bleam, D.G. Schultz, J.B. Dixon (eds.), Soil Mineralogy With Environmental Applications, Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wisconsin, USA.
16. Nael, M., Jalalian, A., Khademi, H., Kalbasi, M., Sotoohian, F., and Schulin, R. 2010. The effect of parent material and soil development on geochemical characteristics of forest soils in Fuman-Masule region. J. Sci. Tech. Agri. Natur. Resour. Water Soil Sci. Isfahan University of Technology. 54: 135-153.
17. Nael, M. 2009. The effect of parent material and soil genesis on the distribution of selected major and trace elements in forest soils of Fuman-Masuleh. Ph.D. Thesis. Isfahan University of Technology. (In Persian)
18. Nettleton, W.D., Nelson, R.E., and Flash, K.W. 1973. Formation of mica in surface horizons of dryland soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37: 473-478.
19. Noruzi Fard, F., Salehi, M.H., Khademi, H., and Davoudian Dehkordi, A.R. 2010. Genesis, classification and mineralogy of soils formed on various parent materials in the north of Chaharmahal-Va-Bakhtiari province. J. Water Soil. Ferdowsi University of Mashhad. 24: 4. 647-658.
20. O'Brien, E.L., and Buol, S.W. 1984. Physical transformations in a vertical soil-saprolite sequence. Soil Sci. Soc. Am. J. 48: 354-357.
21. Oganessian, A.S., and Susekova, N.G. 1995. Parent materials of Wrangel Island. Eurasian Soil Sci. 27: 20-35.
22. Plaster, R.W., and Sherwood, W.C. 1971. Bedrock weathering and residual soil formation in central Virginia. Geol. Soc. Am. Bull. 82: 2813-2826.
23. Ramazanpour, H., and Bakhshipour, R. 2003. Evidence of soil clay minerals transformation in some physiographic unites, west of Langrood-Guilan. Iran. J. Crystallograph. Mineral. 11: 1. 45-56.

24. Rice, T.J.Jr., Buol, S.W., and Weed, S.B. 1985. Soil-saprolite profiles derived from mafic rocks in the north Carolina piedmont. I: Chemical, morphological, and mineralogical characteristics and transformations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 171-178.
25. Righi, D., and Meunier, A. 1995. Origin of clays by rock weathering and soil formation, P 43-161. In: Velde, B. (ed.), *Origin and Mineralogy of Clays*, Springer, Berlin.
26. Schaetzl, R., and Anderson, S. 2005. *Soils, genesis and geomorphology*. Cambridge University Press. 817p.
27. Schenk, H.J., and Jackson, R.B. 2002. The global biogeography of roots. *Ecol. Monogr.* 72: 311-328.
28. Soil Survey Staff. 2010. *Keys to soil taxonomy*. USDA, NRCS. 338p.
29. Stolt, M.H., Baker, J.C., and Simpson, T.W. 1992. Characterization and genesis of saprolite derived from gneissic rocks of Virginia. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 531-539.
30. USDA and NRCS. 1996. *Soil survey laboratory methods manual*. Soil Survey Inv. Rep. No. 42, ver. 3.0 USDA, Washington, DC. 693p.



Gorgan University of Agricultural  
Sciences and Natural Resources

*J. of Water and Soil Conservation, Vol. 21(3), 2014*  
<http://jwsc.gau.ac.ir>

## **Soil-parent material relationship in forest ecosystems of western Alborz: Clay mineralogy**

**\*M. Nael<sup>1</sup>, H. Khademi<sup>2</sup>, A. Jalalian<sup>2</sup> and F. Sotohian<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Assistant Prof., Dept. of Soil Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan,

<sup>2</sup>Professor, Dept. of Soil Science, Isfahan University of Technology,

<sup>3</sup>Assistant Prof., Dept. of Environmental Science, Guilan University

Received: 08/13/2012; Accepted: 05/19/2013

### **Abstract**

Lithology and soil forming conditions play a very important role in controlling the properties of residual soils. To assess the role of these factors on the composition of clay minerals, residual soils developed on three parent materials including peridotite (Pe), tonalite (To) and limestone (Li) were studied in forest ecosystems of Fuman-Masoule region. Parent rock mineralogy, clay mineralogy of saprolite and soil genetic horizons were determined. In Pe pedon, saprolite and soil genetic horizons have different clay mineralogy. Kaolinite and vermiculite are the major clay minerals present in C<sub>2</sub> horizon, whereas smectite, illite, illite-vermiculite, illite-smectite and kaolinite are present in upper horizons. Smectite and kaolinite might have formed from pyroxene, olivine, biotite and vermiculite via autogenic and transformation pathways. The presence of illite in pedogenic horizons of Pe pedon is in line with the vertical distribution of total K concentration of clay fraction and could be due to accumulation of K and formation of secondary illite in topsoil. In the saprolite of Li pedon, illite and smectite are present in clay fraction. However, illite is replaced by kaolinite in genetic horizons. Pyrite oxidation in parent material seems to enhance the pedogenic formation of smectite and kaolinite. Clay mineral composition of saprolite layers, especially in Pe and Li pedons, is highly influenced by parent materials and is different from genetic horizons. Although the mineralogical composition of genetic horizons developed on different parent materials is not substantially different, the relative content of given clay minerals might be different in various soils.

**Keywords:** Residual soils, Clay mineralogy, Pedogenesis, Lithology, Guilan province

---

\* Corresponding Author; Email: [m.nael@basu.ac.ir](mailto:m.nael@basu.ac.ir)