

## مطالعه کانی‌شناسی رس در خاک‌های واقع بر رسوبات کواترنری شمال‌شرق ارومیه

پریسا فرزام نیا<sup>1</sup> - شهرام منافی<sup>2\*</sup> - حمیدرضا ممتاز<sup>3</sup>

تاریخ دریافت: 1394/03/02

تاریخ پذیرش: 1395/05/11

### چکیده

رس‌ها از فعال‌ترین اجزای خاک‌ها هستند. نوع و فراوانی کانی‌های رسی خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک را تحت تأثیر قرار داده، در تعیین نوع کاربری اراضی مؤثر می‌باشد و می‌تواند بعنوان شواهدی از تغییرات اقلیم مورد استفاده قرار گیرند. در تحقیق حاضر کانی‌شناسی رس خاک‌های متشکله در رسوبات کواترنری شمال‌شرق ارومیه بررسی شد. ایلات، اسمکتایت، کائولینایت، کلرایت، ورمی‌کولایت و ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای (HIV) کانی‌های رسی خاک‌های این منطقه بودند. منشأ ایلات، کلرایت و کائولینایت به توارث از مواد مادری نسبت داده شد. با توجه به حضور اسمکتایت در مواد مادری خاک‌ها، بخشی از اسمکتایت‌های این خاک‌ها از مواد مادری به ارث رسیده‌اند. با وجود این گمان می‌رود قسمت اعظم اسمکتایت‌ها در این خاک‌ها منشأ پدوژنیک داشته، از تغییر شکل ایلات و همچنین نوتشکیلی از محلول خاک بوجود آمده‌اند. ورمی‌کولایت‌ها نیز دارای منشأ پدوژنیک بوده و در خلال تغییر شکل ایلات به اسمکتایت تولید شده‌اند. کانی HIV به مقدار کم در افق‌های مدفون حضور داشت و با توجه به عدم حضور آن در مواد مادری، احتمالاً در شرایط مرطوب‌تر گذشته بصورت پدوژنیک تشکیل شده است. تغییر شکل ایلات به اسمکتایت در افق‌های زیرین نیازمند رطوبت بالایی است و با توجه به اقلیم نیمه‌خشک فعلی منطقه، رطوبت کافی جهت این فرآیند در اعماق زیاد خاک‌ها و افق‌های مدفون مهیا نیست. لذا احتمالاً تغییر شکل ایلات به اسمکتایت در افق‌های مدفون و اعماق زیاد خاک‌ها در یک اقلیم مرطوب‌تر گذشته رخ داده است. لذا می‌توان نتیجه گرفت که اسمکتایت‌ها و HIV در این خاک‌ها شواهدی مبنی بر حاکم بودن اقلیم‌های مرطوب‌تر گذشته در این منطقه می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: اسمکتایت، افق مدفون، تغییر اقلیم، نوتشکیلی، HIV

### مقدمه

تفسیر شرایط محیط‌های قدیمی (18 و 24) مورد استفاده قرار گیرند. کانی‌های رسی اطلاعات با ارزشی از جمله منشأ رسوبات، مراحل حمل و ته‌نشست رسوبات، همچنین اطلاعات رژیم‌های هوازدگی درون قاره‌ای را فراهم می‌کنند (39). منشأ کانی‌های رسی به ترکیب سنگ منشأ، شیمی محیط هوازدگی، و فرآیندهای اقلیمی حاکم بر مناطق منشأ و رسوب‌گذاری وابسته است (10). نوع کانی‌های موجود در خاک بیانگر مراحل هوازدگی خاک است و تغییر اقلیم موجب تغییر در کانی‌های رسی می‌شود. کانی‌های رسی بعنوان سیگنال‌های ژنتیکی<sup>3</sup> وقایع تشکیل خاک‌ها هستند. ترکیب کانی‌شناسی رس‌ها و تغییرات آن در طول زمان رسوب‌گذاری، بازتاب شدت هوازدگی در توده‌های خشکی موجود در مناطق مجاور آن است (4). کانی‌شناسی رس می‌تواند بعنوان شاخصی از آب و هوا، مواد مادری، تشکیل خاک و شرایط محیطی تشکیل آن کانی‌ها جهت شناسایی و تفسیر تغییرات آب و هوایی گذشته و بازسازی اقلیم گذشته قرار گیرد (5 و 30). برخی از محققین اظهار می‌دارند که تفسیر آب و هوای قدیمی از

کانی‌ها از اجزای اصلی خاک‌ها هستند که نقش‌های گوناگونی را در خاک ایفا می‌کنند. کانی‌ها حدود 50% از حجم اغلب خاک‌ها را به خود اختصاص می‌دهند و حمایت فیزیکی گیاه، تأمین آب و هوای مورد نیاز برای رشد مطلوب گیاهان را بر عهده دارند و هوازدگی کانی‌ها سبب آزاد شدن و تأمین عناصر غذایی مورد نیاز گیاهان می‌گردد (27).

توجه به خصوصیات کانی‌های موجود در خاک‌ها و تغییر شکل آنها از شکلی به شکل دیگر برای فهم ماهیت خصوصیات خاک ضروری می‌باشد. کانی‌های خاک می‌توانند برای فهم تشکیل خاک‌ها (16) مدیریت صحیح زمین‌های خشک و زمین‌های مرطوب (28) و

1، 2 و 3- به ترتیب دانش‌آموخته کارشناسی ارشد و استادیاران گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه

\* - نویسنده مسئول: (Email: sh.manafi@urmia.ac.ir)

در شمال شرق اورمیه و در شکل 2 بخشی از نقشه زمین‌شناسی و موقعیت خاک‌رخ‌های مورد بررسی در رسوبات کواترن نشان داده شده است. بر اساس نقشه مطالعات ارزیابی منابع و قابلیت اراضی استان آذربایجان غربی (6)، این منطقه بر روی دشت آبرفتی رودخانه‌ای با شیب ملایم به طرف دریاچه اورمیه واقع شده است. مواد مادری خاک‌های این منطقه بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی اورمیه (38) رسوبات کواترن می‌باشد. بر اساس آمار 30 ساله ایستگاه هواشناسی اورمیه (1975-2005)، میانگین بارندگی و درجه حرارت سالیانه این منطقه به ترتیب 345/37 میلی‌متر و 10/83 درجه سانتی‌گراد می‌باشد و بر اساس محاسبات برنامه کامپیوتری نیوهال، رژیم‌های رطوبتی و حرارتی این منطقه به ترتیب زیریک خشک و مزیک تعیین شدند. جهت انجام این تحقیق، 8 خاک‌رخ که حدوداً در برگرفته کلیه خاک‌های واقع در رسوبات کواترن شمال شرق اورمیه می‌باشند، با متوسط فاصله سه کیلومتر از یکدیگر حفر و طبق روش‌های استاندارد (35) تشریح و نمونه‌برداری شدند. با توجه به ماهیت رسوبی خاک‌های مورد مطالعه، جهت بررسی توالی‌های رسوبگذاری و خاکساز، تعدادی از خاک‌رخ‌های مورد مطالعه تا اعماق حدود سه متری نیز مورد مطالعه و نمونه‌برداری قرار گرفتند. نمونه‌برداری از کلیه افق‌های مشخصه انجام پذیرفت و نمونه‌های خاک برای انجام تجزیه‌های فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی به آزمایشگاه منتقل گردید. نمونه‌های خاک پس از هوا خشک شدن از الک 2 میلی‌متری عبور داده شدند و خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌ها بر اساس روش‌های استاندارد (40) تعیین گردید.

روی کانی‌های رسی بعلت انتقالات مکانیکی مناسب نیست (17، 37 و 39). در حالی که برخی دیگر از محققین بر این عقیده‌اند که از تغییر شکل کانی‌های رسی و تنوع کانی‌های رسی می‌توان به تغییرات آب و هوایی و شدت هوازدگی پی‌برد (11 و 24). بنابراین وجود کانی‌های رسی در شرایطی غیر از شرایط مناسب جهت تشکیل آنها، اشاره بر تغییر در شرایط تشکیل آن کانی‌ها دارد (24).

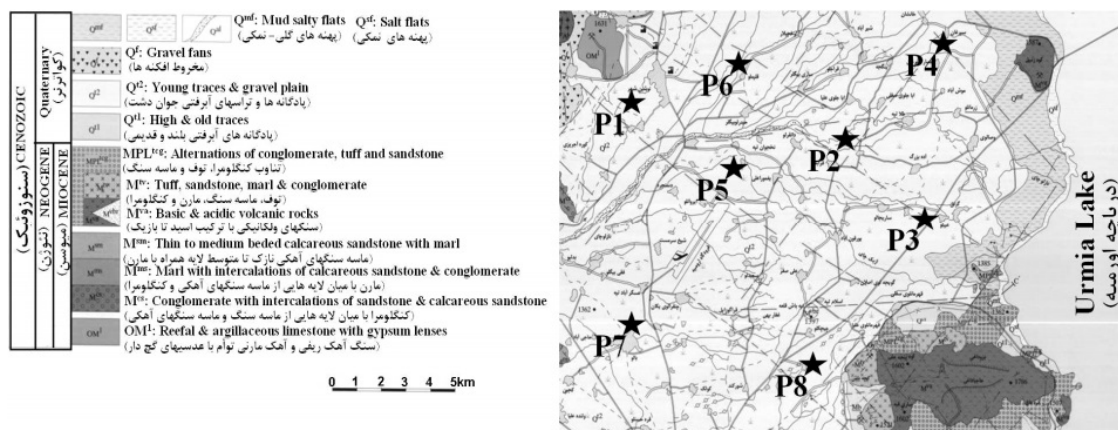
با توجه به گستردگی رسوبات کواترن در ایران و از جمله در منطقه اورمیه، مطالعه این رسوبات و شناخت جنبه‌های مختلف آنها جهت مدیریت و بهره‌برداری از این رسوبات و استفاده بهینه از آنها و امکان پیش‌بینی رفتار آنها در آینده و همچنین در اثر تغییراتی که در کاربری آنها صورت می‌گیرد، بسیار ضروری است و مطالعه کانی‌های رسی موجود در این رسوبات می‌تواند به شناخت دقیق‌تر و بازخوانی تاریخ گذشته آنها کمک شایانی نموده و جهت تعیین شدت فرآیندهای هوازدگی و همچنین بررسی تغییرات احتمالی اقلیم مورد استفاده قرار گیرد. لذا تحقیق حاضر جهت شناسایی کانی‌های رسی موجود در رسوبات کواترن شمال شرق اورمیه و مکانیسم تشکیل آنها و همچنین بررسی تغییرات احتمالی اقلیم در این منطقه انجام گرفت.

## مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه بخشی از اراضی دشت اورمیه واقع در استان آذربایجان غربی می‌باشد که بین عرض‌های جغرافیایی  $30^{\circ} 00'$ ،  $37^{\circ} 00'$  تا  $45^{\circ} 00'$  شمالی و طول‌های جغرافیایی  $45^{\circ} 00'$ ،  $45^{\circ} 00'$  تا  $15^{\circ} 00'$  شرقی در شمال شرق اورمیه قرار گرفته است. در شکل 1، حدود تقریبی منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان غربی



شکل 1- موقعیت تقریبی منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان غربی و شرق اورمیه  
Figure 1- Approximate location of study area in west Azerbaijan province and north east of Urmia



شکل 2- قسمتی از نقشه زمین‌شناسی 1:100000 ارومیه و موقعیت خاکرخ‌های مورد مطالعه در رسوبات کواترنری  
Figure 2- A part of geology map of Urmia (1/100000) and location of studied profiles in Quaternary sediments

(افق‌های Cb) مشاهده می‌شود (جدول 1).

دامنه تغییرات بافتی در خاک‌های مورد مطالعه از بافت سبک تا متوسط و سنگین متغیر بود (جدول 1). در خاک‌های جدید میزان رس با عمق روند افزایشی نشان داد (جدول 1). با توجه به عدم مشاهده پوسته‌های رسی و به تبع آن عدم وجود افق آرژیلیک در این خاک‌ها، احتمالاً افزایش رس با عمق ناشی از هوازگی در جای رس در افق‌های زیرین باشد. همچنین به علت رسوبی بودن منطقه این احتمال نیز وجود دارد که مواد مادری دارای مقادیر بیشتری از رس باشند. کنستانتینی و دامیانی (7) در خاک‌های کواترنری ایتالیا و لورنس و همکاران (22) در خاک‌های فرانسه، گزارش‌های مشابهی در رابطه با افزایش مقدار رس خاک با عمق داشته‌اند. علاوه بر این میزان رس در افق‌های خاک (افق‌های Bkb) به میزان چشمگیری بیشتر از مقدار رس موجود در لایه‌های رسوبی (افق‌های Cb) می‌باشد (جدول 1).

لذا می‌توان نتیجه گرفت که در این خاک‌ها پس از برقراری تعادل در دوره‌های خاکسازی، در اثر فرآیندهای خاکسازی مقادیر زیادی رس تشکیل شده است و همین امر منجر به مقادیر بیشتر رس در افق‌های خاک (افق‌های Bkb) در مقایسه با لایه‌های رسوبی متناظر (افق‌های Cb) در خاک‌های مختلف گردیده است.

با توجه به نتایج کانی‌شناسی (جدول 3) اسمکتایت کانی‌های غالب رس در افق‌هایی با CEC بالا می‌باشد. لذا می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات CEC این خاک‌ها متأثر از نوع و مقدار رس و مقدار کربن آلی خاک می‌باشد. این نتایج با یافته‌های میرخانی و همکاران (26) و فرزام نیا و همکاران (13) همخوانی دارد.

با تلفیق نتایج آزمایشگاهی و مطالعات مورفولوژیکی خاک‌ها بر اساس آخرین کلید سیستم جامع طبقه‌بندی خاک (36) طبقه‌بندی شدند. جداسازی ذرات رس جهت مطالعات کانی‌شناسی رس با استفاده از روش‌های کیتربیک و هوپ (21) و مهرا و جکسون (25) انجام گرفت. سپس نمونه‌ها به وسیله دستگاه تفرق اشعه ایکس (600 SHIMADUZXR) با توقف زمانی 0/4 ثانیه و در زوایای 2θ بین 2-30 درجه و با کاتد مسی با منبع اشعه Cuka در ولتاژ 30 کیلوولت و شدت جریان 30 میلی‌آمپر مورد مطالعه قرار گرفتند. تفسیر پیک‌ها بر اساس دیکسون و وید (9) و پرکینز (31) انجام پذیرفت. جهت ارزیابی نیمه کمی کانی‌های رسی از روش ارائه شده توسط دیر و همکاران (8) و بیسکی (3) استفاده شد. در این روش پس از شناسایی نوع هر کانی توسط پیک‌های ایجاد شده، مساحت زیر منحنی را برای هر کانی محاسبه نموده و در نهایت بر مساحت کل تقسیم می‌کنیم. مقادیر محاسبه شده به صورت نیمه کمی گزارش می‌شود (جدول 3). به عنوان مثال اگر مساحت کانی کمتر از ده درصد مساحت کل باشد از علامت "+" و اگر بین ده درصد تا بیست درصد باشد با علامت "++" نمایش داده می‌شود.

## نتایج و بحث

### خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌ها

برخی از خصوصیات مورفولوژیکی، فیزیکی و رده‌بندی 5 خاکرخ از 8 خاکرخ مورد مطالعه در جدول 1 ارائه شده است. در جدول 2 نیز تعدادی از خصوصیات شیمیایی خاکرخ‌های مذکور ارائه گردیده است. بر اساس نتایج حاصله منطقه مورد مطالعه در معرض فرآیندهای متوالی رسوب‌گذاری و خاکسازی بوده است که آثار آن به صورت توالی افق‌های خاک (افق‌های Bkb) و لایه‌های رسوبات جدید

جدول 1- برخی از خصوصیات مورفولوژیکی، فیزیکی و رده‌بندی تعدادی از خاک‌رخ‌های مورد مطالعه

Table 1- Selected morphological and physical properties and classification of some of studied profiles.

افق Horizon	عمق Depth (cm)	رنگ(مرطوب) Color (moist)	رنگ(خشک) Color (dry)	توزیع اندازه ذرات (%) Particle size (%)			ساختمان* Structure	مشاهدات صحرائی Field observations
				رس Clay	سیلت Silt	شن Sand		
Profile 1: Fine-silty, mixed, active, mesic, TypicCalcixerolls								
A	0-32	10YR3/3	10YR5/3	35	41	24	1,2;m;gr	-
Bk	32-65	10YR5/3	10YR7/3	33	39	28	2;m;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (2-5 mm; 10%)
2C	65-90	10YR6/3	10YR5/3	13	24	63	sg	رسوبات شنی Sandy sediments
3Bkb	90-130	10YR5/3	10YR7/3	29	46	25	2;m,c;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (10 mm; 15%)
3Cb	130-153	2.5Y5/3	2.5Y6/3	20	50	30	ma	Silty sediments
4Bkb	153-190	2.5Y3/3	2.5Y5/3	43	38	19	2;m,c;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (5 mm; 15%)
Profile 2: Fine, mixed, active, mesic, PachicCalcixerolls								
A	0-50	2.5Y3/1	2.5Y4/2	30.9	52.9	16.2	2;m;sbk	-
Bw	50-95	2.5Y3/2	2.5Y4.5/2	38.4	40.9	20.7	2;m,c;abk	-
Bk	95-110	2.5Y5.5/2	2.5Y6/2	36	56	8	2;m,c;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (2-5 mm; 10%)
C1	110-140	2.5Y5.5/4	2.5Y6.5/4	31	48.5	20.5	ma	رسوبات سیلتی Silty sediments
2C2	140-175	2.5Y4.5/2	2.5Y6/2	6.2	11.2	82.6	sg	رسوبات شنی Sandy sediments
3Bkb	175-200	2.5Y5.5/2	2.5Y7/2	48.2	43.3	8.5	1;m;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (2-5 mm; 5-7%)
4Cb	200-230	2.5Y4.5/2	2.5Y 6/2	8.7	58.6	32.7	sg	رسوبات سیلتی Silty sediments
5Bkb	230-262	2.5Y5/2	2.5Y6/2	21	55.7	23.3	1;f,m;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (2-5 mm; 5%)
6Cb	262-273	2.5Y4/2	2.5Y6/2	3.75	6.25	90	sg	رسوبات شنی Sandy sediments
7Bkb	273-300	2.5Y4/2	2.5Y5/2	13.7	58.5	27.8	1;f,m;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (2-5 mm; 5%)
Profile 4: Fine, mixed, active, mesic, TypicCalcixereps								
Ap	0-34	10YR5/4	10YR6/4	57.7	33.2	9.1	2;m;sbk	-
Bw	34-66	10YR5/3	10YR6/3	65	25.8	9.2	2;m,c;abk	-
Bk	66-90	10YR5/3	10YR6/3	67.8	25.9	6.3	2;m,c;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (2-5 mm; 5%)
Bkg	90-144	10YR7/1	10YR7/2	70	23.4	6.6	1;m,c;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (5 mm; 10%)
Cg	144-185	10YR7/1	10YR7/1	23.6	63.4	13	sg	رسوبات سیلتی Silty sediments
Profile 6: fine, mixed, superactive, mesic, PachicCalcixerolls								
A1	0-27	10YR3/2	10YR4/2	46.1	35.5	18.4	2,3;m,c;gr	-
A2	27-52	10YR3/3	10YR5/3	51.8	27.8	20.4	2;m;gr 2;f,m;abk	-
Bk1	52-82	10YR4/3	10YR6/3	58.9	29.5	11.6	3;m,c;abk; 3;c;pr	نودول‌های آهکی Calcite nodules (2-5 mm; 5%)
Bk2	82-118	10YR4/1	10YR5/1	60.2	30.7	9.1	2;m;abk; 3;c;pr	نودول‌های آهکی Calcite nodules (5 mm; 7%)
2Bkgb	118-177	2.5Y4/2	2.5Y6/2	31	48.4	20.6	1;m,c;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (10 mm; 10%)
2Cgb	177-200	2.5Y4/2	2.5Y6/2	6.2	23.7	70.1	sg	رسوبات شنی Sandy sediments

3Bk <sub>gb</sub>	200 - 260	2.5Y4/2	2.5Y6/2	13.7	58.5	27.8	1;c;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (5 mm; 10%)
Profile 8: Fine-silty, mixed, super active, mesic, Typic Calcixerpts								
A	0 - 13	10YR5/4	10YR6/4	21	31	48	2;f;gr	-
Bk <sub>1</sub>	13 - 37	10YR5/4	10YR6/4	43.2	40.7	16.1	3;m;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (2-5 mm; 5%)
Bk <sub>2</sub>	37 - 67	10YR5/4	10YR6/4	35.7	38.2	26.1	3;m;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (5 mm; 5-10%)
2Bk <sub>3</sub>	67 - 73	10YR5/4	10YR7/3	3.6	49.9	46.5	3;c;abk	نودول‌های آهکی Calcite nodules (5 mm; 5-10%)
3C <sub>1</sub>	73 - 85	10YR5/4	10YR6/4	6.19	16.1	77.7	sg	-
4C <sub>2</sub>	85 - 100	10YR4/4	10YR6/6	8.7	1.3	90	sg	-

\*: علایم اختصاری از موسسه خاکشناسی آمریکا (2012) اقتباس شده‌اند. اعداد داخل پرانتز به ترتیب اندازه و فراوانی تجمعات کربنات کلسیم را نشان می‌دهند

دست یافته‌اند.

### کانی‌شناسی رس

در شکل 2 پراش نگاهت‌های اشعه ایکس تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. نتایج مطالعه کانی‌شناسی نشان داد که کانی‌های رس موجود در افق‌های C این خاک‌ها که به عنوان مواد مادری در نظر گرفته شدند عمدتاً شامل ایلیت، کائولینایت، کلرایت، ورمی کولایت و مقدار کمی اسمکتایت می‌باشند (شکل 2- الف و ب). با توجه به ماهیت رسوبی خاک‌های مورد مطالعه، می‌توان نتیجه گرفت که کانی‌های فوق‌الذکر در مواد مادری این خاک‌ها دارای منشأ رسوبی هستند. همچنین با توجه به حضور کانی‌های ایلیت، کائولینایت، کلرایت، ورمی کولایت و اسمکتایت، در مواد مادری این خاک‌ها، احتمالاً بخشی از ایلیت، کائولینایت، کلرایت، ورمی کولایت و اسمکتایت موجود در خاک‌های مورد مطالعه از مواد مادری به ارث رسیده‌اند. بر اساس نتایج حاصله کانی‌های رسی موجود در این خاک‌ها عمدتاً شامل کانی‌های اسمکتایت، ایلیت، کائولینایت، کلرایت، ورمی کولایت و مقدار کمی ورمی کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای (HIV) می‌باشند. در شکل‌های 2-ج و 2-د نیز به ترتیب پراش نگاهت‌های اشعه ایکس افق 5Bk<sub>1</sub> و افق 7Bk<sub>1</sub> خاک‌های 2 که در برگیرنده کانی‌های ذکر شده می‌باشد، ارائه شده است. در جدول 3 نیز مقادیر نیمه کمی کانی‌های رسی در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. نتایج نشان داد که کانی‌های رس موجود در این خاک‌ها از نظر نوع کم و بیش مشابه هستند، ولی فراوانی نسبی آن‌ها در خاک‌های مختلف و افق‌های مختلف هر خاک‌ها متفاوت است (جدول 3).

طبق نتایج حاصله کانی‌های رسی موجود در این خاک‌ها با مکانیسم‌های متفاوتی تشکیل شده‌اند. در اغلب خاک‌های مورد مطالعه مقدار ایلیت با عمق اندکی افزایش نشان داد (جدول 3) و با توجه به حضور ایلیت در مواد مادری این خاک‌ها (شکل 2-الف، جدول 3) می‌توان منشأ ایلیت در این خاک‌ها را به توارث از مواد

کربنات کلسیم معادل در خاک‌های مورد مطالعه تغییرات شدید و نامنظمی با عمق خاک نشان داد (جدول 1). بیشترین مقدار کربنات کلسیم معادل در افق‌های کلسیک (افق‌های Bk و Bk<sub>b</sub>) و همچنین افق‌های سطحی و کمترین مقدار آن در لایه‌های رسوبی (افق‌های Cb و C) مشاهده گردید. مقادیر بالای کربنات کلسیم معادل در افق‌های سطحی نشان می‌دهد که علی‌رغم انتقال کربنات کلسیم به قسمت‌های زیرین، پروفیل خاک عاری از کربنات کلسیم نگردیده است. زیرا با توجه به شرایط اقلیمی فعلی منطقه، امکان آبشویی کامل کربنات کلسیم از این خاک‌ها فراهم نیست. با وجود این، احتمالاً دلیل اصلی حضور مقادیر بالای کربنات کلسیم معادل در این خاک‌ها انتقال آهک از رسوبات آهکی مناطق مرتفع بالادست توسط رواناب به سمت این منطقه می‌باشد که در گزارش‌های زیادی از سراسر دنیا چنین روندی به چشم می‌خورد (13، 9 و 22). در رابطه با منشأ کربنات-کلسیم در خاک‌های مورد مطالعه می‌توان اظهار داشت با توجه به اینکه سازندهای زمین‌شناسی اطراف منطقه ارومیه (37) سنگ آهک و مارن‌های آهکی می‌باشد. احتمال دارد منشأ کربنات کلسیم در خاک‌های مورد مطالعه، آب‌های سطحی حاوی کربنات کلسیم، باد و رسوبات تخریبی حاصل از سازندهای فوق باشد. نتایج مشابهی توسط کنستانتینی و دامیانی (7) و لورنس و همکاران (22) نیز گزارش شده است.

خاک‌های مورد مطالعه دارای تحول کمی هستند و رسوب‌گذاری‌های متوالی از توسعه خاک‌ها، افزایش ضخامت و تحول این خاک‌ها ممانعت به عمل آورده است. عدم تحول پروفیلی این خاک‌ها را می‌توان به ماهیت رسوبی مواد مادری این خاک‌ها و به ویژه به فرآیندهای متوالی فرسایش و رسوب‌گذاری نسبت داد. فرآیندهای متوالی فرسایش و رسوب‌گذاری سبب توقف یا کند شدن تحول پروفیلی این خاک‌ها شده‌اند و تنها در زمان نزدیک به حال (کواترنری فوقانی) شدت این فرآیندها (فرسایش و رسوب‌گذاری) کاهش یافته و امکان وقوع فرآیندهای خاکسازي فراهم شده است. وبستر و همکاران (41) در منطقه اونتاریو کانادا نیز به نتایج مشابهی

توسط ورمی کولایت‌های پربار الکتریکی به وجود آمده‌اند و همین امر سبب افزایش ایلایت افق‌های سطحی در مقایسه با افق‌های زیرین شده است. با توجه به زراعی بودن این خاکرخ و مصرف مداوم کودهای شیمیایی پتاسیم‌دار توسط کشاورزان، وقوع چنین فرآیندی دور از انتظار نیست. مهجوری (23) و منافی (24) نیز به یک منشأ پدوژنیک ایلایت در خاک‌های منطق خشک و نیمه‌خشک ایران اشاره کرده‌اند.

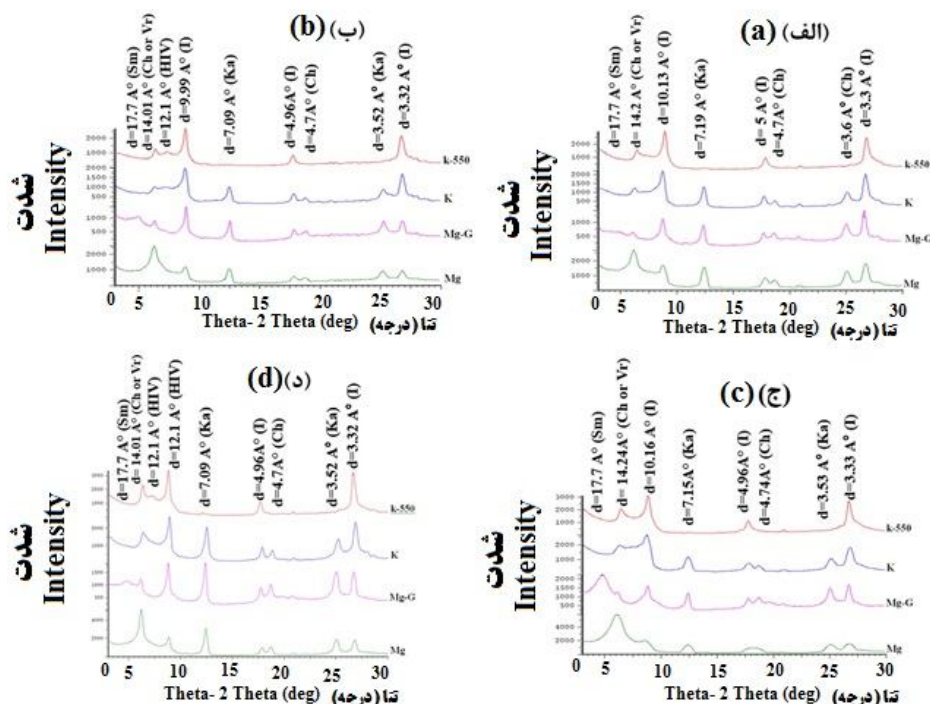
مادری نسبت داد. قرقره‌چی و خرمالی (15)، منافی (24) و خرمالی و قربانی (19) نیز نتایج مشابهی را گزارش نموده‌اند. همچنین مقدار ایلایت در افق‌های سطحی و یا افق‌های نزدیک به سطح خاکرخ 4 بیشتر از افق‌های زیرین بود و با افزایش عمق روند کاهش نشان داد (جدول 3).

احتمالاً بخشی از ایلایت موجود در این قبیل افق‌ها منشأ پدوژنیک داشته و در اثر تثبیت پتاسیم ناشی از کودهای شیمیایی

جدول 2- برخی از خصوصیات مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی و رده‌بندی خاکرخ‌های مورد مطالعه

Table 2- Selected chemical properties of some of studied profiles

خاکرخ Profile	افق Horizon	عمق Depth (cm)	پتاسیم محلول Ks (mg/kg)	OC (%)	CEC Cmol <sub>(+)</sub> /kg	pH	ECe (dS/m)	CCE (%)
1	A	0 - 32	1.24	1.51	20.74	7.58	1.03	28.7
	Bk	32 - 65	1.86	0.47	19.59	7.74	1.66	30.7
	2C	65 - 90	0.73	0.21	15.87	7.38	3.97	14.2
	3Bkb	90 - 130	1.71	0.63	18.69	7.56	5.76	17.7
	3Cb	130 - 153	0.49	0.17	11.52	7.85	6.62	9.4
	4Bkb	153 - 190	0.86	0.45	20.74	7.82	3.68	15.5
2	A	0 - 50	0.2	0.9	22.14	8.03	0.73	23.5
	Bw	50 - 95	2.16	0.45	18.96	8.23	4.48	21.5
	Bk	95 - 110	2.24	0.13	15.81	8.87	3.19	26.5
	C1	110 - 140	1.35	0.11	17.39	8.77	2.49	26
	2C2	140 - 175	2.06	0.09	11.06	8.61	1.79	13
	3Bkb	175 - 200	2.07	0.23	23.72	8.76	1.28	15.5
	4Cb	200 - 230	1.97	0.08	12.64	8.26	0.68	14.5
	5Bkb	230 - 262	1.33	0.19	15.81	8.55	0.69	16
4	6Cb	262 - 273	0.84	0.06	9.48	8.07	0.63	12.5
	7Bkb	273 - 300	0.69	0.14	15.81	8.32	1.05	18
	Ap	0 - 34	0.10	0.67	30.03	8.46	1.35	30.5
	Bw	34 - 66	0.05	0.4	33.20	8.68	1.33	27
	Bk	66 - 90	0.05	0.31	33.20	8.77	1	27.5
6	Bkg	90 - 144	0.02	0.22	31.62	8.75	0.76	31
	Cg	144 - 185	0.05	0.13	23.72	8.56	0.81	18.5
	A1	0 - 27	0.25	3.23	36.36	7.82	3.94	28.5
	A2	27 - 52	0.10	1.99	34.78	8.25	2.57	22.5
	Bk1	52 - 82	0.10	0.58	34.78	8.28	2.54	18.5
	Bk2	82 - 118	0.15	1.08	34.78	8.35	2.94	29
	2Bkgb	118 - 177	0.25	0.40	22.14	8.32	3.2	22
8	2Cgb	177 - 200	0.15	0.13	11.06	8.35	2.24	11
	3Bkgb	200 - 260	0.25	0.36	14.23	8.23	1.76	14.5
	A	0 - 13	0.10	0.22	23.72	8.55	0.84	31.5
	Bk1	13 - 37	0.05	0.13	25.29	8.49	0.91	33
	Bk2	37 - 67	0.05	0.13	25.29	8.32	1.22	32
	2Bk3	67 - 73	0.02	0.04	15.81	8.17	2.5	18
8	3C1	73 - 85	0.05	0.04	7.89	8.15	2.52	20.5
	4C2	85 - 100	0.10	0.04	7.89	8.1	2.17	20



شکل 3- پراش نگاشت‌های اشعه ایکس خاکرخ 2. الف) افق C1، ب) افق 4Cb، ج) افق 5Bkb، و د) افق 7Bkb  
 Figure 3- X-ray diffractograms of profile 2. Figures a to d are related to C1, 4Cb, 5Bkb, and 7Bkb horizons respectively

کانی در خاک‌های نیمه‌خشک منطقه مورد مطالعه می‌توان نتیجه‌گیری کرد که کائولینایت در این خاک‌ها دارای منشأ موروثی می‌باشد و از یک اقلیم مرطوبتر در اوایل کواترنری که در منطقه حاکم بوده، به ارث رسیده است. منافی (24) و خرمالی و قربانی (19) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند. افق‌های مدفون نسبت به افق‌های جوان‌تر حاوی کائولینایت بیشتری می‌باشند (جدول 3). از طرفی مقایسه مقدار نسبی کائولینایت در خاک‌های جدید و افق‌های مدفون حاکی از مقدار بیشتر کائولینایت در افق‌های مدفون می‌باشد و احتمالاً در زمان تشکیل این افق‌ها رطوبت بیشتری مهیا بوده و در نتیجه هوازدگی و آبشویی بیشتری نیز رخ داده است و همین امر به مقادیر بیشتر کائولینایت در افق‌های مدفون در مقایسه با خاک‌های جدید که در شرایط نزدیک به شرایط فعلی تشکیل شده‌اند گردیده است. نهایتاً می‌توان نتیجه گرفت که این موضوع نشان دهنده شرایط مرطوبتر و هوازدگی بیشتر در خاک‌های قدیمی است. با توجه به حضور مقادیر بیشتر کائولینایت در اعماق این خاکرخ‌ها و همچنین شرایط مورد نیاز جهت تشکیل کائولینایت، می‌توان اظهار داشت که احتمالاً در این منطقه در اوایل کواترنری شرایط اقلیمی مرطوبتری نسبت به حال حاضر حکمفرما بوده است که منجر به حضور مقادیر نسبتاً زیاد کائولینایت در افق‌های زیرین و اعماق زیاد این خاکرخ‌ها گردیده است.

با توجه به نتایج کانی‌شناسی (شکل 2، جدول 3)، کلرایت در همه نمونه‌های مورد بررسی به مقدار کم وجود داشت و در طول خاکرخ‌ها تغییرات چندانی نشان نداد. تشکیل پدوژنیک کلرایت در محیط‌هایی با دمای بالا، رطوبت و آبشویی زیاد و pH کمتر از 6 رخ می‌دهد که این شرایط در خاک‌های اولتی‌سول مهیا می‌باشند (14). لذا با توجه به شرایط اقلیمی فعلی حاکم بر منطقه و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه می‌توان منشأ کلرایت را به مواد مادری رسوبی منطقه نسبت داد. مهبجوری (23)، گراهام و اوگرین (16) و منافی (24) نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند. بررسی پراش نگاشت‌های اشعه ایکس (شکل 2) نشان داد که کائولینایت یکی از کانی‌های رسی نسبتاً زیاد در خاک‌های مورد مطالعه است و فراوانی آن در طول خاکرخ‌ها تغییرات چندانی نشان نداد و تنها یک افزایش جزئی با عمق نشان داد (جدول 3). کائولینایت در شرایط گرم و مرطوب می‌تواند بر اثر پدیده خاکسازای ایجاد شود و تشکیل این کانی در شرایط خشک و نیمه‌خشک امکان‌پذیر نمی‌باشد (16). لذا با توجه به اقلیم نیمه‌خشک منطقه مورد مطالعه، حضور کائولینایت در این خاک‌ها را نمی‌توان به فرآیندهای پدوژنیک حال حاضر نسبت داد. لذا با توجه به نبود شرایط لازم برای تشکیل این

جدول 3- مقادیر نیمه کمی کانی‌های رسی در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه  
Table 3- Semi-quantitative amounts of clay minerals in the studied soils

خاکرخ Profile	افق Horizon	کانی‌های رسی Clay minerals					ایلات Illite
		HIV	ورمی کولایت Vermiculite	کلرایت Chlorite	کائولینایت Kaolinite	اسمکتایت Smectite	
1	A	-	+	++	++	++	++
	Bk	+	+	+	++	+++	+++
	2C	+	+	+	+++	++	+++
	3Bkb	-	+	+	+++	++++	++
2	A	-	-	+	++	++	++
	Bw	-	+	+	++	++	++
	Bk	+	+	+	++	++++	++
	C1	-	-	++	+++	+++	++++
	2C2	-	-	+	+++	+++	++
	3Bkb	+	+	+	+++	++++	++
	4Cb	+	-	+	+++	+++	++
	5Bkb	-	+	+	++	++++	+
6Cb	-	-	++	++	+++	+++	
7Bkb	-	+	+	+++	+++	++	
4	Ap	+	+	++	++	++	+++
	Bw	-	+	++	++	++++	++
	Bk	-	+	+	++	+++	++
	Bkg	-	-	+	+++	++++	+++
	Cg	-	-	+	+++	++++	++++
		++++: >50	-<1	++++: 30-50	+++ 20-30	++ 10-20	+ < 10

و عمدتاً به عنوان یک محصول حدواسط در خلال تبدیل ایلات به اسمکتایت تشکیل شده و لذا دارای منشأ پدوژنیک می‌باشد. از طرفی در این خاک‌ها مقادیر ورمی کولایت با عمق به میزان جزئی کاهش نشان داد که علت آن می‌تواند مربوط به کاهش فرآیندهای هوازدگی در اعماق باشد (جدول 3). خرمالی و ابطحی (18) و منافی (24) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند. در محیط‌های تحت تأثیر هوازدگی شدید، رسوب هیدروکسیدهای آلومینیوم بین لایه‌ای در ساختمان کانی ورمی کولایت رخ می‌دهد. هیدروکسی بین لایه‌ای از کاهش ضخامت کانی تحت تأثیر حرارت جلوگیری می‌کند و ضخامت دیده شده در این حالت بین ایلات و ورمی کولایت است. به عبارت دیگر در نتایج پراش نگاشت‌های اشعه ایکس پیکی در محدوده بین 10 تا 14 آنگستروم در تیمار پتاسیم و پتاسیم + حرارت 550 درجه سانتی‌گراد دیده می‌شود (شکل 2) که نشان دهنده وجود مقادیر جزئی ورمی کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای (HIV) است. قرقرچی و خرمالی (15) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند. نهایتاً با توجه به مطالب فوق و نتایج کانی‌شناسی (شکل 2، جدول 3) می‌توان نتیجه گرفت که ورمی کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای در بعضی از خاک‌های مورد مطالعه و به مقدار خیلی کم وجود دارد و با توجه به عدم وجود این کانی در مواد مادری (افق C) خاک‌های مورد مطالعه، احتمال موروثی بودن این کانی وجود ندارد و احتمالاً ورمی کولایت با

به تدریج با تغییر شرایط اقلیمی به آب و هوای خشکتر و مشابه شرایط امروزی، از مقدار کائولینایت خاک‌ها نیز کاسته شده است. لذا حضور مقادیر فراوان کائولینایت در افق‌های مدفون و اعماق زیاد این خاک‌ها و کاهش مقدار آن به طرف سطح خاک‌ها را می‌توان به عنوان نشانه‌ای از تغییر اقلیم در این منطقه در نظر گرفت. اسناید و همکاران (33) و پیتر و همکاران (32) نیز در مطالعاتشان افزایش مقدار کائولینایت با عمق را مشاهده کرده و روند تغییرات کائولینایت را به تغییر اقلیم نسبت داده‌اند. منافی (24) نیز در خاک‌های منطقه رشکان در جنوب اورمیه که دارای شرایطی مشابه خاک‌های مورد مطالعه اخیر می‌باشند، حضور کائولینایت در این خاک‌ها را ناشی از یک اقلیم مرطوبتر در طول کوتاه‌تر دانسته‌اند.

ورمی کولایت در این خاک‌ها در مقادیر بسیار کم شناسایی شد (جدول 3). با توجه به حضور مقدار کمی ورمی کولایت در مواد مادری این خاک‌ها (افق C)، می‌توان بخشی از این کانی را به مواد مادری این خاک‌ها نسبت داد. از طرفی اغلب پیک‌های 10 آنگسترومی در این خاک‌ها نامتقارن بوده و دارای شانهای به طرف زوایای 20 کوچکتر هستند. این امر می‌تواند بیانگر هوازدگی ایلات و تبدیل آن به کانی‌های دیگر از جمله ورمی کولایت به عنوان اولین محصول هوازدگی ایلات باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً در این خاک‌ها بخش عمده‌ای از ورمی کولایت در اثر تغییر شکل ایلات



خاک‌ها از هوادیدگی ایلات ناشی شده است. نتایج مشابهی توسط فانینگ و همکاران (12) گزارش شده است. منافی (24) در منطقه رشکان اورمیه و عزیزی و همکاران (2) با مطالعه خاک‌های جنوب تهران نیز تغییر شکل ایلات را یکی از علل حضور اسمکتایت در آن خاک‌ها معرفی کرده‌اند.

بورچارت (6) شرایط لازم برای تشکیل کانی اسمکتایت را زهکشی ضعیف، رطوبت مناسب، pH بالا و وجود یون‌های کلسیم و منیزیم بیان کردند. با توجه به نتایج فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه، ملاحظه می‌شود که در خاک‌های 4 و 6 به دلیل وجود سطح ایستایی بالا و در نتیجه زهکشی ضعیف (حداقل در افق‌های زیرین) pH بالا، مقادیر بالای کاتیون‌های کلسیم و منیزیم، شرایط لازم جهت تشکیل اسمکتایت به طریق نوتشکیلی وجود دارد. بنابراین بخشی از اسمکتایت موجود در این خاک‌ها (مخصوصاً افق‌های زیرین) ناشی از فرآیند نوتشکیلی است. عباسلو و ابطی (1) و منافی (24) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند.

افق‌های مدفون حاوی مقادیر بالایی اسمکتایت می‌باشند (جدول 3). از طرفی بر اساس نتایج حاصله تغییر شکل ایلات به اسمکتایت منجر به افزایش اسمکتایت و کاهش ایلات در افق‌های زیرین و همچنین در طول خاک‌ها شده است. تغییر شکل ایلات به اسمکتایت در افق‌های زیرین نیازمند رطوبت بالایی است و با توجه به اقلیم نیمه‌خشک فعلی منطقه، رطوبت کافی جهت تغییر شکل ایلات به اسمکتایت به این میزان و در این اعماق مهیا نیست. لذا احتمال دارد که تغییر شکل وسیع ایلات به اسمکتایت در افق‌های مدفون و اعماق زیاد این خاک‌ها در یک اقلیم مرطوبتر گذشته که رطوبت کافی جهت انجام این تغییر مهیا بوده است، رخ داده است و لذا اسمکتایت‌های فراوان موجود در اعماق خاک‌ها و افق‌های مدفون (افق‌های Bkb) بیانگر تغییرات اقلیمی این منطقه در طول کواترنز می‌باشند. همانطور که پیشتر نیز بحث شده است وجود توالی‌های پی در پی لایه‌های رسوبی و افق‌های کلسیک نشان می‌دهد که خاک‌های این منطقه یک اقلیم مرطوبتری را نسبت به اقلیم فعلی منطقه پشت سر گذاشته‌اند. وجود مقادیر زیاد کانی اسمکتایت در اغلب خاک‌های مدفون به عنوان شاهدیست که وجود شرایط هوازدگی فرآیندهای خاکسازای شدید در اقلیم‌های گذشته را تأیید می‌کند. کیانی و همکاران (20) در منطقه پاسنگ استان گلستان در خاک‌های مدفون و منافی (24) در افق‌های زیرین خاک‌های منطقه رشکان اورمیه میزان اسمکتایت بیشتری شناسایی کرده و منشأ آن را پدوژنیک دانسته و به اقلیم مرطوبتر گذشته نسبت داده‌اند.

### نتیجه‌گیری

دوره کواترنز دوره‌ای است که با تغییرات آب و هوایی در اغلب

هیدروکسی بین‌لایه‌ای در شرایط مرطوبتر گذشته و به صورت پدوژنیک تشکیل شده است. زیرا با شرایط اقلیمی امروزی امکان تشکیل این کانی مهیا نیست. بنابراین وجود کانی ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای در افق‌های مدفون دلالت بر وجود اقلیم مرطوبتر گذشته و تشکیل این کانی دارد. گراهام و اوگرین (16) و پال و همکاران (29) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند.

بررسی پراش نگاشت‌های اشعه ایکس نشان داد که اسمکتایت غالب‌ترین کانی رسی خاک‌های مورد مطالعه، مخصوصاً در افق‌های مدفون می‌باشد (شکل 2، جدول 3). با توجه به شرایط فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه (جدول 1 و 2) و پراش نگاشت‌های اشعه ایکس، می‌توان اظهار داشت که اسمکتایت‌های موجود در این خاک‌ها با مکانیسم‌های مختلفی تشکیل شده‌اند. پراش نگاشت‌های اشعه ایکس مواد مادری این خاک‌ها (افق C1 خاکرخ 2، شکل 2-الف) نشان دهنده حضور مقادیر اسمکتایت در مواد مادری این خاک‌ها می‌باشد. لذا می‌توان نتیجه گرفت که بخشی از اسمکتایت‌های موجود در این خاک‌ها از مواد مادری به ارث رسیده‌اند. منافی (24) در خاک‌های منطقه رشکان اورمیه و عزیزی و همکاران (2) در خاک‌های جنوب تهران نیز گزارش مشابهی داشته‌اند. با توجه به حضور مقادیر نسبتاً بالایی اسمکتایت در این خاک‌ها (شکل 2-ج) توارث از مواد مادری نمی‌تواند به تنهایی سبب حضور مقادیر زیاد اسمکتایت‌ها در این خاک‌ها باشد و لذا بایستی مکانیسم‌های تبدیل سایر کانی‌ها و همچنین نوتشکیلی را نیز در نظر داشت (تشکیل پدوژنیک اسمکتایت).

یکی از مکانیسم‌های احتمالی تشکیل پدوژنیک اسمکتایت در این خاک‌ها تغییر شکل سایر کانی‌ها، از جمله ایلات می‌باشد. فانینگ و همکاران (12) اظهار می‌دارند که جهت خروج پتاسیم از لایه‌های ایلات و تبدیل آن به اسمکتایت، غلظت خیلی کم پتاسیم در محیط خاک الزامی است. لذا تبدیل ایلات به اسمکتایت در خاک‌هایی که غلظت پتاسیم در محلول خاک نسبتاً بالاست، عملی به نظر نمی‌رسد. با توجه به مقادیر بسیار کم پتاسیم در فاز محلول خاک‌های مورد مطالعه (جدول 1)، خروج پتاسیم از فضای بین‌لایه‌ای ایلات و تبدیل آن به اسمکتایت در این خاک‌ها امکان‌پذیر می‌باشد. از طرفی در اغلب خاک‌های مورد مطالعه مقدار ایلات در قسمت‌های فوقانی خاکرخ کمتر است و با عمق اندکی افزایش نشان می‌دهد (جدول 3). در حالی که اسمکتایت روند معکوسی دارد. این روند معکوس تغییرات ایلات و اسمکتایت را می‌توان به هوادیدگی ایلات و تبدیل آن به اسمکتایت نسبت داد. همچنین بررسی منحنی‌های اشعه ایکس خاک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که پیک 10 آنگسترومی متقارن نبوده و شانهای به سمت کانی‌های 14 آنگسترومی از جمله اسمکتایت دارند (شکل 2) که حاکی از هوازدگی ایلات و تبدیل آن به کانی‌های 14 آنگسترومی می‌باشد. بنابراین بخشی از اسمکتایت موجود در این

ایلایت و تبدیل آن به اسمکتایت رخ داده است. چنین تغییر شکلی نیازمند رطوبت نسبتاً زیادی می‌باشد لذا تغییر شکل ایلایت به اسمکتایت در این افق‌های مدفون حاکی از دوره‌های اقلیم مرطوبتری نسبت به اقلیم کنونی منطقه می‌باشد. علاوه بر این در افق‌های مدفون مقادیری ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای نیز حضور دارند و با توجه به عدم حضور این کانی در مواد مادری این خاک‌ها احتمالاً این کانی نیز در طی دوره‌های مرطوبتر به صورت پدوژنیک تشکیل شده است. لذا کانی‌های اسمکتایتی و ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای (HIV) در افق‌های مدفون این خاک‌ها را می‌توان به عنوان شواهد اقلیم‌های مرطوبتر گذشته در نظر گرفت.

نقاط دنیا و از جمله ایران توأم بوده است و آثار این تغییرات آب و هوایی به شکل‌های مختلفی در خاک‌ها و رسوبات مربوطه ثبت شده است. در خاک‌های متشکله در رسوبات کواترنر شمال شرق اورمی، آثار تغییرات آب و هوایی به صورت توالی دوره‌های رسوب‌گذاری و خاکسازی مشاهده شد. پس از هر دوره رسوب‌گذاری و به تعادل رسیدن محیط، دوره‌های خاکسازی شروع شده است که با تشکیل خاک‌های کلسیک (Bkb) همراه بوده است و متعاقباً رسوب‌گذاری مجدد سبب تشکیل لایه‌های رسوبی (Cb) و در نتیجه توقف خاکسازی گردیده و تکرار این چرخه توالی افق‌های کلسیک (Bkb) و لایه‌های رسوبی (Cb) مدفون را در این خاک‌ها بوجود آورده است. علاوه بر این در افق‌های کلسیک مدفون (Bkb) فرآیند تغییر شکل

## منابع

- 1- Abbaslou H., and Abtahi A. 2007. Origin and Distribution of Clay Minerals in Calcareous, Gypsiferous, Saline Soils and Sediments of Bakhtegan Lake Bank, Southern Iran. *Iran Agricultural Research*, 25:81-86.
- 2- Azizi P., Mahmoodi S.H., and Torabi H. 2011. Morphological, Physico-Chemical and Clay Mineralogy Investigation on Gypsiferous Soils in Southern of Tehran, Iran. *Middle-East Journal of Scientific Research*, 7:153-161.
- 3- Biscaye P.E. 1965. Mineralogy and sedimentation of reacent deep-sea clay in Atlentic Ocean and adjacent seas and ocean, *Geol.soc.AM.Bull.*76:803-831.
- 4- Bockheim J.G., and Gennadiyev A. N. 2000. The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base. *Geoderma*, 95:53-72.
- 5- Bonifacio E., Falsone G., Simonov G., Sokolova T., and Tolpeshta I. 2009. Pedogenic Processes and Clay Transformations in Bisequal Soils of the Southern Taiga Zone. *Geoderma*, 149: 66-75.
- 6- Borchardt G. 1989. Smectites. p. 675-729. In Dixon J. B., and S. B. Weed. (Ed.). *Minerals in soil environment*. 2<sup>nd</sup> ed. SSSA. Madison, WI.
- 7- Costantini E. A.C., and Damiani D. 2004. Clay minerals and the development of Quaternary soils in central Italy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21:144-159.
- 8- Deer W.A., Howie R.A., and Zussman J. 1971. *Rock forming minerals, sheet silicates*, Vol. 3, Longman Publication. 270 p.
- 9- Dixon J.B., and Weed S.B. 1989. *Minerals in Soil Environments*. 2<sup>nd</sup> (Ed.). Soil Science Society of America Journal. Madison Wisconsin. USA.
- 10- Egli M., Mirabella A., Sartori G., and Fitze P. 2003. Weathering Rates as a Function of Climate: Results from a Climosequence of the Val Genova (Trentino, Italian Alps). *Geoderma*, 111:99-121.
- 11- Ehrmann W., Setti M., and Marinoni L. 2005. Clay minerals in Cenozoic sediments off Cape Roberts (McMurdo Sound, Antarctica) reveal the paleoclimatic history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229:187-211.
- 12- Fanning D.S., Kermaidis V.I., and EL-Desoky M.A. 1989. Micas. p. 551-635. In Dixon J.B., and S.B. Weed. (Ed). *Minerals in soil environment*. 2<sup>nd</sup> ed. SSSA, Madison. WI.
- 13- Farzamn P., Manafi Sh., and Momtaz H.R. 2013. The study of physico-chemical properties of soils formed on Quaternary sediments in some lands of Urmia Plain. P. 1-4. In S.S. Hashemi (ed.) *Proceeding of the national Congress of soil and Sustainable agriculture*, 17 Mar. 2013. Malayer, Iran.
- 14- Galan E. 2006. *Genesis of Clay Minerals*. Elsevier Ltd.
- 15- Ghergherechi S., and Khormali F. 2008. Distribution and Origin of Clay Minerals Influenced by Ground-water Table and Land Use in South-west Golestan Province. *Journal of Agricultural Science and Natural Resource*, 15: 18-30.
- 16- Graham R.C., and O'Green. 2010. Soil mineralogy trends in California landscapes. *Geoderma*, 154:418-437.
- 17- Horiuchi K., Minoura K., Hoshino K., Oda T., Nakamura T., and Kawai T. 2000. Palaeoenvironmental history of Lake Balkal during the last 23000 years. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 157:95-108.
- 18- Khormali F., and Abtahi A. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran. *Clay minerals*, 38:511-527. (in Persian with English abstract)
- 19- Khormali F., and Ghorbani R. 2010. Origin and distribution of clay minerals in eastern climatic region of Golestan

- Province. *Journal of Agriculture Science and Natural Resource*, 16:6. (In Persian).
- 20- Kiani F., Jalalian A., Pashae A., and Khademi H. 2006. The study of clay minerals in a losse- paleosol in the Pasang region of Golestan province. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 14:2. 395-412. (In Persian).
  - 21- Kittrick J.A., and Hope E.W. 1963. A procedure for the particle size separation of soils for X-Ray diffraction analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 96:312-325.
  - 22- Laurence Q., Anatja S., Bertrand L., and Sophie C. 2011. Lessivage as a major process of soil formation: A revisitiation of existing data. *Geoderma*, 167:135-147.
  - 23- Mahjoory R.A. 1975. Clay mineralogy, physical and chemical properties of some soils in arid regions of Iran. *Soil Science Society of America Journal*, 39:1157-1164.
  - 24- Manafi SH. 2010. Mineralogical Evidence of Climate Change in some Semiarid Soils of Southern Urmia, Iran. *Soil science Agrochemistry and Ecology*, 4:17-24.
  - 25- Mehra O.P., and Jackson M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7:317-327.
  - 26- Mirkhani R., Shabanpour M., and Saadat S. 2005. Using particle-size distribution and organic carbon percentage to predict the cation exchange capacity of soils of Lorestan province. Tehran, Iran. *Journal of Soil and Water Science*, 19:235-242. (in Persian with English abstract)
  - 27- Moore D. M., C. Robert Jr., and Reynolds. 1989. X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. 2<sup>nd</sup> ed., Oxford university press. New York.
  - 28- O'Geen A.T., Hobson W.A., Dahlgren R.A., and Kelly D.B. 2008. Evaluations of soil properties and hydric soil indicators for vernal pool catenas in California. *Soil Science Society of America Journal*, 72:727-740.
  - 29- Pal D.K., Bhattacharyya T., Sinha R., Sirvastava P., Dasgupta A.S., Chandran P., Ray S.K., and Nimje A. 2011. Clay minerals record from Late Quaternary drill cores of the Ganga Plains and their implications for provenance and climate change in the Himalayan foreland. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 356-357:27-37.
  - 30- Perederij V.I. 2001. Clay mineral composition and paleoclimatic interpretation of the Pleistocene deposits in Ukraine. *Quaternary International*, 76/77:113-121.
  - 31- Perkins D. 2002. *Mineralogy*. 2<sup>nd</sup> (Ed.). Prentice Hall. p. 474.
  - 32- Peter M., Jacobs M., Michael E., Konen B., and Curry B. 2009. Pedogenesis of a catena of the Farmdale-Sangamon Geosol complex in the north central United States. *Paleogeog. Paleoclim. Paleoecol.*, 282:119-132.
  - 33- Schnyder J., Gorin G., Soussi M., Baudin F., and Deconinck J.F. 2005. Enregistrement de la variation climatique au passage Jurassique/Cretace sur la marge sud de la Tethys: mineralogie des argiles et palynofacies de la coupe du Jebel Meloussi (Tunisie Centrale, Formation Sidi Kralif). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 176:171-182.
  - 34- Soil and Water Research Institute of Iran. 1989. Land capability map of Western Azerbaijan in 1:250000 scale, sheet No. II. Soil and Water Research Institute of Iran publication, Tehran, Iran.
  - 35- Soil Survey staff. 2003. *Soil Survey Manual*. Soil Conservation Service. U.S. Dept of Agriculture. Handbook 18.
  - 36- Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy*. 12<sup>th</sup> (Ed.). USDA. SCS. Agric. U.S. Gov. Print office. Washington. D. C.
  - 37- Solotchina E. P., Prokopenko A.A., Vasilevsky A.N., Garshin V.M., Kuzmin M.I., and Williams D.F. 2002. Simulation of XRD patterns as an optimal technique in bottom sediments of Lake Baikal. *Clays and Clay Minerals*, 37:105-119.
  - 38- Soltani Sisi G. 2005. Geological map of Iran, 1:100000 series, sheet No, 5065. Geological survey and mineral Exploration of Iran.
  - 39- Thiry M. 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits; an outlook from the continental origin. *Earth-Science. Review*, 49:201-221.
  - 40- USDA-NRCS. 2004. *Soil Survey Laboratory Methods Manual*. Soil survey investigations. Report No, 42. Version, 3.
  - 41- Webster K. L., Creed I. F., Beall F. D., and Bourbonniere R.A. 2011. A topographic template for estimating soil carbon pools in forested catchments. *Geoderma*, 160:457-467.

## Clay Mineralogy of Soils on Quaternary Sediment in Northeast of Urmia

P. Farzamia<sup>1</sup>- Sh. Manafi<sup>2\*</sup> - H.R. Momtaz

Received: 23-05-2015

Accepted: 01-08-2016

**Introduction:** Minerals are one of the main components of soils which play different roles in the soils. Minerals make up about 50% of the volume of most soils. They provide physical support for plants, and create the water- and air-filled pores that make plant growth possible. Mineral weathering releases plant nutrients which are retained by other minerals through adsorption, cation exchange, and precipitation. Minerals are indicators of the amount of weathering that has taken place, and the presence or absence of particular minerals gives clues to how soils have been formed. The physical and chemical characteristics of soil minerals are important consideration in planning, constructing, and maintaining of buildings, roads, and airports. Clay minerals can be used for understanding of soil formation, optimum management of dry and wet lands and interpretation of paleo environments. Moreover, clay minerals can provide some valuable information such as the origin of sediments, transportation and precipitation of sediments and also some information about intercontinental weathering regimes. Quaternary sediments have occupied most of the agricultural and natural resources of Urmia plain and recognition of mineralogical of these soils is essential to optimum and stable use of these soils. Additionally, clay mineralogical investigation can provide some information about the intensity of weathering processes and climate change in this area. Thus, in this study clay minerals of quaternary sediments in northeast of Urmia and the mechanisms of their formation and also tracing probable climate change in this area were investigated.

**Materials and Methods:** This study was performed in the Urmia plain in west Azerbaijan Province. The study area is located on quaternary sediments and physiographically, this area is a part of a river alluvial plain with the gentle slope toward Urmia Lake. The mean annual precipitation and temperature of this area are 345.37 mm and 10.83 °C respectively and the soil moisture and temperature regimes are dry xeric and mesic respectively. In this study, eight soil profiles in quaternary sediments were dug and sampled and the morphological, physical, chemical and mineralogical properties were determined using standard methods.

**Results and Discussion:** According to the results, Illite, smectite, Kaolinite, chlorite, vermiculite and hydroxy interlayer vermiculite (HIV) were the dominant clay minerals in these soils. The origin of illite, chlorite and kaolinite were related to inheritance from parent material. Regarding to the present of some smectite in the parent material of these soils, some of smectites have been inherited from parent material. Nevertheless it seems that, the most of smectites in these soils have pedogenic origin. Based on mineralogical results and trends variation of smectite and illite along studied profiles, we concluded that some of smectites in these soils have been formed from illite transformation. In profiles 4 and 6, regarding to low depth water table and consequently poor drainage, high pH and high values of calcium and magnesium cations, provide suitable conditions for the neoformation of smectite and so, some of smectites have been formed via neoformation from soil solution. In these soils, vermiculites were pedogenic and have been formed during transformation of illite to smectite. Small amounts of hydroxy interlayer vermiculites were present in buried horizons and regarding that they were not present in parent material, it might be because these minerals are pedogenic and have been formed in a past wetter climate. The transformation of illite to smectite in lower horizons needs high moisture and regarding to recent semiarid climate of study area, the suitable amount of moisture for this transformation, especially in lower depths and also in buried horizons, is not present. Thus, it seems the transformation of illite to smectite in lower depths and buried horizons has been taken place in a wetter past climate. So we concluded that smectite and hydroxy interlayer vermiculite are evidences of a wetter past climate in this area.

**Conclusion:** In this study the origin of smectite in buried horizons was related to transformation of illite. According to high moisture condition which is necessary for the weathering of illite, the occurrence of this process related to more humid climate of the past. Additionally, the presence of hydroxy interlayer vermiculites was related to previously wetter climate as well. So results of this study can be used for recognition of climatic change in the study area.

**Keywords:** Buried horizon, Climate change, Neoformation, Smectite

1, 2 and 3- M.Sc. Graduate and Assistant Professors, Department of Soil Science, Faculty of Agriculture, Urmia University, Urmia  
(\* - Corresponding Author Email: sh.manafi@urmia.ac.ir)