

## تغییرات خاک‌های پیرامون دریاچه ارومیه: ویژگی‌های

### فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی

#### مختار خانی و شهرام منافی<sup>1</sup>

دانشجوی سابق کارشناسی ارشد دانشگاه ارومیه؛ khani\_2005@yahoo.com

استادیار دانشگاه ارومیه؛ smanafy@yahoo.com

دریافت: 93/11/2 و پذیرش: 94/10/7

#### چکیده

تغییرات ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌های مجاور دریاچه ارومیه در دو گروه اراضی متأثر و غیرمتأثر از دریاچه در منطقه دیزج‌دول مورد بررسی قرار گرفتند. تجزیه واریانس خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌ها نشان داد که مقدار OC و CEC خاک‌های دو ردیف اراضی در سطح احتمال 1% و مقادیر EC، SAR، ESP و سدیم تبادلی آنها در سطح احتمال 0/1% تفاوت معنی‌داری داشتند. ولی تفاوت عمق خاک و مقدار رس آن معنی‌دار نشد. مطالعات کانی‌شناسی حضور کانی‌های اسمکتایت، ایلات، کائولینایت، کلرایت و ورمی‌کولایت را در خاک‌های هر دو ردیف اراضی نشان داد. منشا ایلات، کلرایت، کائولینایت توارث از مواد مادری و منشا اسمکتایت و ورمی‌کولایت پدوژنیک بوده و از تغییرشکل ایلات حاصل شده‌اند. در خاک‌های واقع در اراضی متأثر از دریاچه، نوتشکیلی عامل اصلی تشکیل اسمکتایت می‌باشد. مقایسه کانی‌شناسی رس خاک‌های دو ردیف اراضی نشان داد که پیشروی دریاچه ارومیه طی سال‌های 1375-1376 سبب حضور مقادیر خیلی بیشتر اسمکتایت و حضور ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای (HIV) در خاک‌های متأثر از دریاچه گردیده است.

واژه‌های کلیدی: اسمکتایت، کانی‌های رس، نوتشکیلی

<sup>1</sup> نویسنده مسئول، آدرس: ارومیه، کیلومتر 11 جاده سرو - دانشگاه ارومیه (پردیس نازلو) - دانشکده کشاورزی، گروه مهندسی علوم خاک

## مقدمه

دریاچه ارومیه بین دو استان آذربایجان غربی و شرقی در 18 کیلومتری شرق ارومیه واقع شده است. وسعت حوضه آبریز دریاچه ارومیه 52355 کیلومتر مربع می‌باشد که از این مقدار 5822 کیلومتر مربع مساحت خود دریاچه و سایرین یعنی 46533 کیلومتر مربع مربوط به پهنه‌های خشکی این حوضه آبخیز می‌باشد (علیپور، 2011). وسعت خشکی‌های حوزه آبخیز دریاچه ارومیه مستقیماً با ارتفاع آب دریاچه مرتبط بوده و با افزایش یا کاهش آن تغییر می‌یابد. به گونه‌ای که با افزایش ارتفاع آب سطح دریاچه، میزان املاح و شوری و همچنین وسعت خشکی‌های پیرامون آن کاهش و برعکس با کاهش ارتفاع سطح آب دریاچه میزان املاح، شوری و وسعت زمین‌های اطراف آن افزایش پیدا می‌کند.

طبق گزارش اداره کل محیط زیست آذربایجان- غربی (2009) و علیپور (2011)، دوره پراپی دریاچه ارومیه بر اساس میانگین ارتفاع سطح دریاچه ارومیه متعلق به سال آبی 1373-1374 است. از این رو با افزایش سطح آب دریاچه بخش‌هایی از زمین‌های پیرامون آن که در اغلب موارد جزء اراضی زراعی و باغی بودند، زیر آب رفته و زیر تأثیر املاح فراوان موجود در آن قرار گرفته‌اند. از سوی دیگر پس از طی بحران پراپی در سال‌های 1375-1376، روند خشکی دریاچه شروع شده و همچنان ادامه دارد که به دنبال آن زمین‌هایی که پیشتر زیر آب رفته بودند، مجدداً از آب خارج شده و منجر به افزایش خشکی‌ها و پیدایش پهنه‌های خشکی شور-سدیمی به همراه مقادیر بسیار زیادی نمک در اطراف دریاچه منجر گردیده است. این املاح در ادامه به وسیله جریان‌های بادی به زمین‌های اطراف منتقل می‌شوند. بدین ترتیب رخدادهای گفته شده موجب تغییر پتانسیل تولید و کاربری اراضی گردیده و در مواردی نیز این زمین‌ها را بدون استفاده کرده است.

در منابع متعدد اثرات دریاچه‌های شور بر ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی اراضی مجاور مورد بررسی قرار گرفته است. به‌هالری (1980) با مطالعه کانی‌شناسی رس و کربنات در خاک‌های سواحل غربی عربستان، کانی‌های کائولینایت، اسمکتایت، ایلایت و رس‌های مخلوط کلرایت-ورمی‌کولایت را شناسایی کرده و منشأ کانی‌های اسمکتایت را نوتشکیلی ناشی از سطح ایستابی بالا و اضافه شدن کاتیون‌های قلبایی از آب دریا گزارش کردند. هانتی و همکاران (2004)، اثر محیط شور دریاچه‌ای بر ایلایتی شدن کانی‌های رسی در شرق اسلوواکی را بررسی کرده و نتیجه گرفتند که تورم‌پذیری

ایلایت- اسمکتایت در بنتونایت‌های نمکدار کمتر از بنتونایت‌های بدون نمک است و اظهار داشتند ایلایتی شدن اسمکتایت یکی از بهترین نشانه‌های تحول دیاژنیک سنگ‌های رسوبی است. در این مطالعه مقدار ایلایت در ساختار کانی ایلایت- اسمکتایت در حاشیه دریاچه به سمت مرکز دریاچه افزایش می‌یابد که این افزایش مطابق با افزایش شوری و قلبیائیت (سدیمی) است. پاشینه‌لام و باپتستانتو (2007)، توزیع فضایی کانی‌های رسی در رسوبات خلیج گوانابارا<sup>1</sup> را مطالعه نموده و اسمکتایت را همراه با کائولینایت و ایلایت به عنوان کانی‌های رسی غالب شناسایی کرده و رابطه‌ای معکوس در فراوانی نسبی کائولینایت و اسمکتایت از نواحی داخلی خلیج به سمت نواحی با شوری بیشتر گزارش کرده‌اند.

فارکوئیم و همکاران (2010) با بررسی خاک‌های متأثر از یک دریاچه شور در پاتانال برزیل اظهار داشتند در این منطقه در وضعیت کنونی غلبه شدن آنها به سبب تبخیر شدید، رسوب کاتیون‌های Ca، Mg و K از محلول‌های بسیار شور شدت یافته است و در نتیجه آن رسوب پدوژنیک کانی‌ها از قبیل کربنات‌ها، اسمکتایت‌ها و احتمالاً میکاها در حوالی دریاچه سالینادمیانو<sup>2</sup> رخ داده است. این پژوهشگران اظهار داشتند که مشارکت Ca در رسوب کربنات‌ها بواسطه حضور گره‌هایی با محتوی بیش از 44% کربنات کلسیم معادل و کاتیون Mg عمدتاً از طریق رسوب اسمکتایت‌های منزیمی در افق‌های سطحی بخشی از منطقه که دارای نوسان‌های سطحی آب دریاچه هستند، کنترل می‌شود. از سوی دیگر فرایند انحلال کائولینایت‌ها در این ناحیه احتمالاً Si، Fe و Al مورد نیاز در محلول‌ها را تأمین می‌کند و در نوتشکیلی رس‌های دیگر مشارکت می‌کند.

با توجه به موارد فوق و به منظور بررسی و تأکید اثرات شوری دریاچه ارومیه و املاح آن ناشی از، پژوهش حاضر در منطقه دیزج دول که زیر تأثیر پیشروی و پسروی دریاچه بوده است، انجام گرفت.

## مواد و روش‌ها

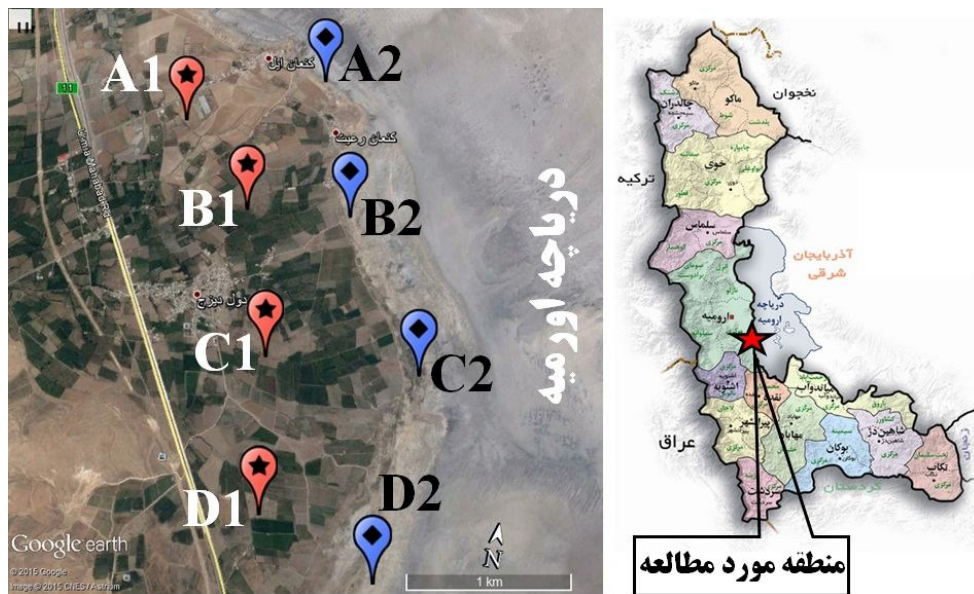
پژوهش کنونی در استان آذربایجان غربی، در ناحیه دیزج دول، در حد فاصل شهرهای ارومیه و محمدیار و در ضلع غربی دریاچه ارومیه، انجام شد. مواد مادری خاک‌های این منطقه متشکل از واحد مارنی-آهکی میوسن از دوره نئوژن و دوران سنوزوئیک می‌باشد که از نظر لیتولوژی از آهک‌های ریزدانه (مایکرایت) و آهک‌های مارنی به رنگ کرم تا صورتی تشکیل شده است

<sup>1</sup> Guanabara

<sup>2</sup> Salina de Meio

کامپیوتری نیوهال، رژیم‌های رطوبتی و حرارتی این منطقه به ترتیب Dry Xeric و Mesic بدست آمد. در شکل 1 موقعیت تقریبی منطقه مورد مطالعه و هم‌چنین موقعیت خاک‌رخ‌های شاهد نشان داده شده است.

(نقی‌زاده، 2004). از نظر فیزیوگرافی (موسسه تحقیقات خاک و آب، 1989)، منطقه مورد مطالعه در انتهای دشت دامنه‌ای با شیب ملایم (حدود 2%) واقع شده است. میانگین بارندگی و دمای سالانه این منطقه به ترتیب mm 345/37 و °C 10/83 می‌باشد. براساس محاسبات برنامه



شکل 1- موقعیت منطقه دیزج دول در غرب دریاچه اورمیه و محل خاک‌رخ‌های شاهد مورد مطالعه

آزمایش‌های فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی به آزمایشگاه منتقل و در دمای آزمایشگاه هوا خشک، کوبیده و از الک دو میلی‌متری عبور داده شدند و بخش کوچکتر از دو میلی‌متر برای انجام آزمایش‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی مورد استفاده قرار گرفتند و از هر نقطه نتایج فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی مربوط به یک خاک‌رخ به عنوان خاک‌رخ شاهد گزارش شد. آزمایش‌های فیزیکوشیمیایی بر اساس روش‌های استاندارد (اداره حفاظت خاک وزارت کشاورزی امریکا<sup>2</sup>، 2004) و مطالعات کانی‌شناسی نیز بر اساس روش مهرا و جکسون (1960) و کیتریک و هوپ (1963) و تفسیر پیک‌ها بر اساس روش دیکسون و وید (1989) انجام گرفت. آزمون مقایسه میانگین‌ها به روش دانکن و تجزیه و تحلیل‌های آماری نیز با استفاده از نرم افزار SPSS انجام گرفت.

### نتایج و بحث

در جدول 1 برخی از ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکی و شیمیایی 4 خاک‌رخ از 8 خاک‌رخ شاهد (خاک‌رخ-های B1 و D1 از اراضی غیرمتأثر از دریاچه و

طبق گزارش اداره کل محیط زیست آذربایجان- غربی (2009) و علیپور (2011)، در سال‌های 1370-1375 لغایت 1376 دریاچه با بحران پر آبی مواجه شده و با افزایش سطح آب دریاچه، پس از بحران پر آبی طی سال‌های 1375-1376، روند خشکسالی بار دیگر شروع شده و همچنان ادامه دارد. از این رو حدود منطقه مورد مطالعه به گونه‌ای انتخاب گردید که در برگزیده اراضی متأثر از پیشروی دریاچه و اراضی زراعی باشد. پس از تعیین حدود منطقه، دو ردیف اراضی، یکی در اراضی غیرمتأثر از دریاچه (ردیف اول) و دیگری در اراضی متأثر از پیشروی دریاچه (ردیف دوم) تعیین، و در طول هر کدام از ردیف‌ها موقعیت چهار نقطه جهت حفر خاک‌رخ‌ها تعیین گردید. به منظور انجام تجزیه‌های آماری، در هر یک از نقاط تعیین شده، در رئوس یک مثلث و با فاصله تقریبی 10 متر (در محدوده بدون) سه خاک‌رخ (در مجموع در هر ردیف 12 خاک‌رخ) حفر، تشریح (کارکنان مساحی خاک وزارت کشاورزی امریکا<sup>1</sup>، 2012)، طبقه-بندی (کارکنان مساحی خاک وزارت کشاورزی امریکا، 2014) و نمونه‌برداری گردیدند. نمونه‌ها به منظور انجام

<sup>2</sup> USDA- NRCS

<sup>1</sup> Soil Survey Staff

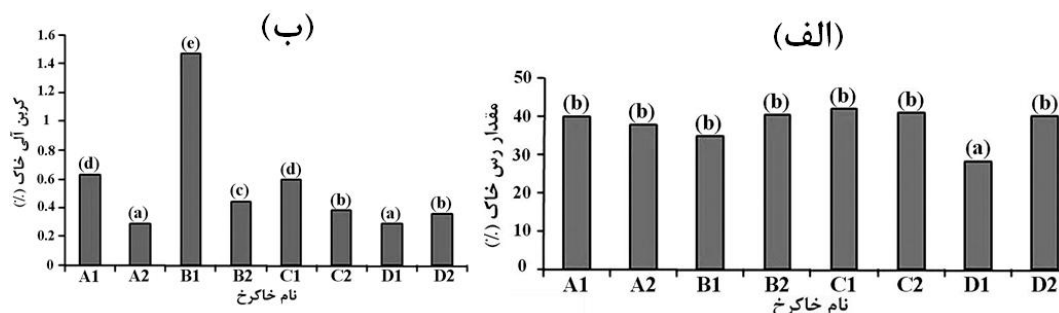
این عوارض حاکی از انتقال رس از افق‌های سطحی به افق‌های زیرین است. در خاک‌های A1 الی D1 (اراضی غیرشور- غیرسدیمی) به رغم افزایش رس با عمق، هیچگونه شواهدی از انتقال رس مشاهده نگردید و این خاک‌ها فاقد افق‌های آرژیلیک یا ناتریک هستند.

احتمال دارد علت افزایش رس در این دو خاک‌خ هوادیدگی و تشکیل درجای رس در افق‌های زیرین باشد یا اینکه مواد مادری این خاک‌ها که مارن‌های آهکی می‌باشند دارای مقادیر زیاد ذرات آهک هم اندازه رس هستند که با هوادیده شدن این ذرات را در خاک تولید کرده و مقدار رس این خاک‌ها را افزایش داده‌اند. فیلیپس (2007) و لارنس و همکاران (2011) نیز چنین روندی را مشاهده نموده و افزایش رس در اعماق خاک‌ها را به هوادیدگی و تولید درجای رس نسبت داده‌اند. چاخارلو و همکاران، (a و b 2014) نیز با مطالعه تعدادی از خاک‌های شور-سدیمی و خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی غرب دریاچه ارومیه، افزایش رس با عمق خاک در خاک‌های شورسدیمی را به پراکنش رس در اثر سدیم تبدالی بالا نسبت داده‌اند، درحالیکه افزایش مقدار رس با عمق خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی مورد مطالعه- شان را به مواد مادری غنی از رس و همچنین هوادیدگی در اعماق و تولید رس مربوط دانسته‌اند.

خاک‌های B2 و D2 از اراضی متأثر از دریاچه) ارائه شده است. خاک‌های مورد مطالعه در این دو ردیف اراضی تفاوت‌های شدیدی به شرح زیر نشان دادند:

#### مقدار رس خاک

آزمون مقایسه میانگین‌ها (شکل 2-الف) نشان داد که مقدار رس خاک‌ها در خاک‌های متناظر در دو ردیف اراضی مورد مطالعه در سطح احتمال 1% دارای تفاوت معنی‌داری نیستند. از این رو شاید بتوان گفت که پیشروی آب دریاچه و متأثر ساختن اراضی پیرامون آن (خاک‌های A2 الی D2) تأثیری بر مقدار رس این خاک‌ها نداشته است. زیرا در غیر این صورت بایستی تفاوتی در روند تغییرات بافت خاک‌ها و همچنین مقدار رس خاک‌های خاک‌های متأثر از دریاچه در خاک‌های متناظر در دو ردیف اراضی مورد مطالعه با خاک‌های غیرمتأثر از دریاچه (خاک‌های A1 الی D1) مشاهده می‌شد. چنین روندی توسط فارکوئیم و همکاران (2010) و کائومانو و همکاران (2010) نیز گزارش شده است. در تمام خاک‌های مورد مطالعه مقدار رس خاک‌ها با عمق افزایش نشان می‌دهد (جدول 1) که منجر به تشکیل افق ناتریک در اراضی شور- سدیمی (خاک‌های A2 الی D2) گردیده است. در مطالعات صحرائی، عوارض تجمع رس در افق‌های ناتریک به صورت پوسته‌های نازک رسی در سطوح خاکدانه‌ها، و ذرات اسکلتی مشاهده گردید.



شکل 2- الف) نمودار آزمون مقایسه میانگین رس و ب) نمودار آزمون مقایسه میانگین کربن آلی در خاک‌های مورد مطالعه حروف غیر مشابه تفاوت معنی‌دار در سطح احتمال 1% را نشان می‌دهند

جدول 1- برخی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی، مورفولوژیکی و رده‌بندی تعدادی از خاک‌های شاهد در منطقه مورد مطالعه

رنگ (خشک)	توزیع اندازه ذرات (%)			OC (%)	CCE (%)	سدیم تبادلی (cmol/kg)	CEC (cmol/kg)	EC (dS/m)	pH	ESP (%)	SAR (meq/l) <sup>0.5</sup>	عمق (cm)	افق	خاک‌رخ
	شن	سیلت	رس											
خاک‌رخ B1: Typic Calcixerolls, Fine, mixed, active, mesic														
10YR4/2	33/7	38/8	27/5	3/2	29/8	1/48	21/88	1/7	7/81	6/76	0/21	0-20	Ap	B1
10YR6/2	50	33/8	16/2	3/1	19	2/48	32	1/9	8/16	7/75	0/26	20-50	Bw	
10YR5/2	26/3	26/2	47/5	0/6	31/4	2/25	19/5	3/4	7/92	11/54	0/19	50-70	Bk1	
10YR4/1	35	38/7	26/3	0/68	41/3	2/45	26/35	2/93	7/69	9/3	0/19	70-102	Bk2	
10YR7/1	32/5	20	47/5	0/2	36/7	2/48	17/68	3/54	7/69	14	0/26	102-160	Ck	
خاک‌رخ D1: Calcic Haploxerepts, Fine silty, mixed, active, mesic														
10YR6/2	33/8	32/5	33/7	0/81	21	2/02	15/81	0/18	7/71	12/78	0/18	0-28	Ap	D1
10YR4/2	32/5	28/8	38/7	0/39	22/5	2/45	18/82	2/3	8/17	13/02	0/48	28-41	Bw	
10YR5/2	36/2	27/5	36/3	0/21	21/8	2/44	15/81	3/32	8/06	15/43	0/53	41-55	Bk1	
10YR6/2	43/8	22/5	33/7	0/2	25/9	2/42	16/49	3/97	8/02	14/29	0/78	55-78	Bk2	
10YR6/2	54	26/5	19/5	0/08	28/5	1/64	11/48	4/24	7/97	14/29	0/14	78-140	C	
خاک‌رخ B2: Calcic Natrixeralfs, Fine, mixed, active, mesic														
10YR5/2	31/4	26/7	41/9	1/32	33/1	12/5	26/43	11/27	8/64	47/29	29/23	0-22	Ap	B2
10YR5/2	23/8	28/7	47/5	0/95	29/7	11/76	25/48	11/92	8/77	46/15	37/53	22-41	Bw	
10YR5/3	21/8	22/3	55/9	0/44	33/2	11/5	28/91	14/51	8/41	39/78	27/83	41-70	Btkn1	
10YR5/2	23/8	32/6	43/6	0/28	36/4	11/1	30/4	16/61	8/71	36/51	28/68	70-95	Btkn2	
10YR7/4	15/5	51/7	32/8	0/13	19/7	10/32	24/25	11/47	8/83	42/06	26/5	95-179	C	
خاک‌رخ D2: Calcic Aquisalids, Fine, mixed, superactive, mesic														
10YR5/2	36/5	25/8	37/7	0/58	19/2	21/32	28/79	126/33	8/47	70/05	62/9	0-24	Apz	D2
10YR5/4	34/6	29/2	36/2	0/52	18/7	20/48	27/9	68/9	8/84	73/4	64/65	24-43	Az	
10YR4/3	30/3	31/3	38/4	0/3	22/8	22/71	26/8	49/4	8/93	84/74	64/66	43-94	Bk	
10YR4/3	20/6	33/2	46/2	0/25	24/7	24/93	30/4	43/2	8/51	82/01	72/18	94-136	Btn	

## کربن آلی خاک

میزان کربن آلی خاک‌ها در هر دو ردیف اراضی مورد مطالعه در مجموع کم بود و مقدار آن در سطح زیاد می‌باشد و با عمق کاهش نشان می‌دهد (جدول 1). آزمون مقایسه میانگین‌ها (شکل 2-ب) نشان داد که مقدار کربن آلی خاک‌ها در اغلب خاک‌های مورد مطالعه در سطح احتمال 1% دارای تفاوت معنی‌داری می‌باشند. علاوه بر این، در خاک‌های متناظر در هر دو ردیف اراضی، خاک‌های واقع در اراضی غیرشور - غیرسدیمی مقدار کربن آلی بیشتری در مقایسه با خاک‌های واقع در اراضی شور - سدیمی دارند (به عنوان مثال خاک‌های B1 و B2، شکل 1) و تفاوت آنها نیز در سطح 1% معنی‌دار شد. علت این امر را می‌توان در مقادیر خیلی زیاد املاح موجود در اراضی شور - سدیمی (جدول 1) جستجو کرد. در اراضی که متأثر از پیشروی دریاچه در سال‌های پرآبی بوده‌اند (خاک‌های A2 الی D2)، مقادیر فراوانی از املاح دریاچه به این خاک‌ها افزوده شده است و از این رو در این اراضی به دلیل حضور مقادیر فراوان املاح، شرایط برای استقرار پوشش گیاهی متراکم مهیا نیست و تنها پوشش گیاهی پراکنده از نوع شورپسند استقرار دارند. در نتیجه سالانه پسماند گیاهی کمتری به این خاک‌ها افزوده می‌شود که منجر به مقادیر کمتر کربن آلی در این خاک‌ها گردیده است. برعکس، در اراضی غیرشور - غیر سدیمی، به دلیل شرایط زیستی مناسب، پوشش گیاهی متراکم علوفه‌ای در باغ‌های میوه و ریشه‌های فراوان آنها سبب افزوده شدن مقادیر بیشتر پسماند گیاهی و در نتیجه کربن آلی بیشتر در این خاک‌ها گردیده است. چنین روندی توسط منافی و محمودی (2006)، بادیا و همکاران (2009) و ازنار و همکاران (2013) نیز گزارش شده است.

## ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC) خاک

ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌ها در خاک‌های غیرمتأثر از دریاچه (خاک‌های A1 الی D1) در دامنه کم تا متوسط متغیر می‌کرد. ولی در خاک‌های متأثر از دریاچه (خاک‌های A2 الی D2) ظرفیت تبادل کاتیونی نسبتاً بالاتری مشاهده شد (جدول 1). هپر و همکاران (2006)، خریسات و کودا (2006) و سریواستاوا و همکاران (2007) اظهار داشتند که ظرفیت تبادل کاتیونی به مقدار ماده آلی، بافت خاک، و نوع کانی‌های رسی بستگی دارد. بنابراین، تغییرات ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌های مورد مطالعه اخیر را می‌توان به تغییرات نوع و مقدار رس خاک‌ها و تغییرات مقادیر مواد آلی خاک نسبت داد. آزمون مقایسه میانگین CEC خاک‌های مورد مطالعه

تفاوت معنی‌داری بین CEC خاک‌های متأثر از دریاچه (خاک‌های A2 الی D2) در مقایسه با خاک‌های غیرمتأثر از آن (خاک‌های A1 الی D1) در سطح احتمال 1% نشان داد (شکل 3).

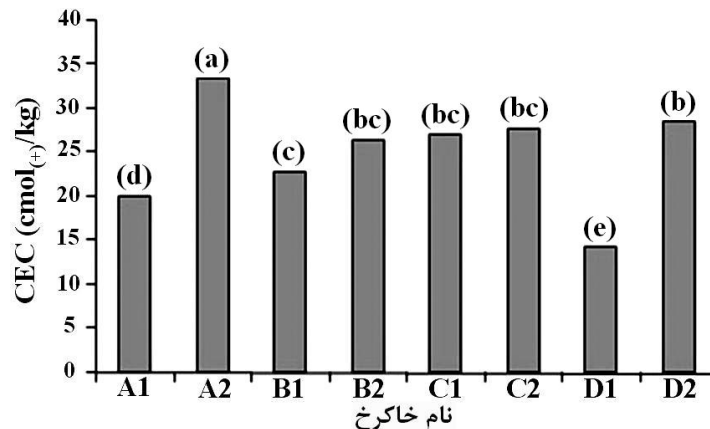
ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌های متأثر از دریاچه (خاک‌های A2 الی D2) در مقایسه با خاک‌های غیرمتأثر از آن (خاک‌های A1 الی D1) به میزان محسوسی بیشتر است. با توجه به اینکه در این خاک‌ها پیشروی دریاچه سبب کاهش مقدار کربن آلی خاک‌های متأثر از آن (خاک‌های A2 الی D2) گردیده و تأثیر چندانی بر میزان رس این خاک‌ها نداشته است، لذا تفاوت در مقادیر ظرفیت تبادل کاتیونی این خاک‌ها را می‌توان به تفاوت در کانی‌شناسی بخش رس آنها نسبت داد. با توجه به نتایج کانی‌شناسی، اسمکتایت غالبترین کانی رسی در خاک‌های متأثر از دریاچه می‌باشد و مقدار آن در خاک‌های متأثر از دریاچه در مقایسه با خاک‌های غیرمتأثر از آن به طور نسبی بیشتر است و با توجه به ظرفیت تبدالی زیاد اسمکتایت، اسمکتایت بیشتر در خاک‌های متأثر از پیشروی دریاچه منجر به ظرفیت تبدالی بیشتر در این خاک‌ها گردیده است. لذا می‌توان نتیجه گرفت که پیشروی دریاچه با تأثیر بر نوع کانی‌های رسی، بر میزان CEC این خاک‌ها مؤثر بوده است. بدین ترتیب که با پیشروی دریاچه، خاک‌های متأثر از آن محتوی اسمکتایت و در نتیجه ظرفیت تبادل کاتیونی بیشتری شده‌اند این نتایج با یافته‌های، منافی و محمودی (2006)، هپر و همکاران (2006)، خریسات و کودا (2006) و فارکوئیم و همکاران (2010) همخوانی دارد.

## هدایت الکتریکی (EC) خاک و نسبت جذب سدیم (SAR)

نتایج آزمون مقایسه میانگین هدایت الکتریکی و SAR خاک‌های مورد مطالعه در دو ردیف اراضی (شکل 4-الف و ب) نشان داد که هدایت الکتریکی و SAR خاک‌ها در این دو ردیف اراضی با یکدیگر در سطح احتمال 0/1% دارای تفاوت معنی‌داری می‌باشند. همانطور که در شکل 4-الف مشاهده می‌شود، میانگین وزنی هدایت الکتریکی در خاک‌های واقع در اراضی متأثر از دریاچه (خاک‌های A2 الی D2) بسیار بیشتر از مقادیر آن در خاک‌های متناظر در اراضی غیرمتأثر از دریاچه (خاک‌های A1 الی D1) می‌باشد و علت آن همانطور که ذکر شد پیشروی آب دریاچه و برجای گذاشتن املاح فراوان در این خاک‌ها می‌باشد. از طرفی همانطور که در شکل 5-الف مشاهده می‌شود، میزان هدایت الکتریکی در خاک‌های B2 و D2 (در

به عبارت دیگر، پیشروی دریاچه از طریق تأثیر بر میزان سدیم محلول خاک‌های متأثر از آن، SAR آنها را تحت تأثیر قرار داده و منجر به مقادیر بیشتر SAR نسبت به خاک‌های خاک‌رخ‌های A1 الی D1 شده است. هانتی و همکاران (2004)، کائومانو و همکاران (2010)، اسمیکاتز کلوز و پریدارسی (2010) و کاوه و همکاران (2011) نیز در رابطه با تغییرات EC و SAR خاک‌ها گزارش‌های مشابهی داشته‌اند.

اراضی متأثر از دریاچه) بسیار بیشتر از سایر خاک‌رخ‌ها می‌باشد. این دو خاک‌رخ دارای افق سالیک (افق سرشار از نمک) می‌باشند (جدول 1) و همین امر سبب هدایت الکتریکی بسیار زیاد این خاک‌رخ‌ها شده است. شکل 4-ب نیز نشان می‌دهد که مقدار SAR خاک در کلیه خاک‌رخ‌های واقع در اراضی متأثر از دریاچه، از مقادیر SAR خاک محاسبه شده در خاک‌رخ‌های متناظر واقع در اراضی غیرمتأثر از دریاچه (خاک‌رخ‌های A1 الی D1) بیشتر است.



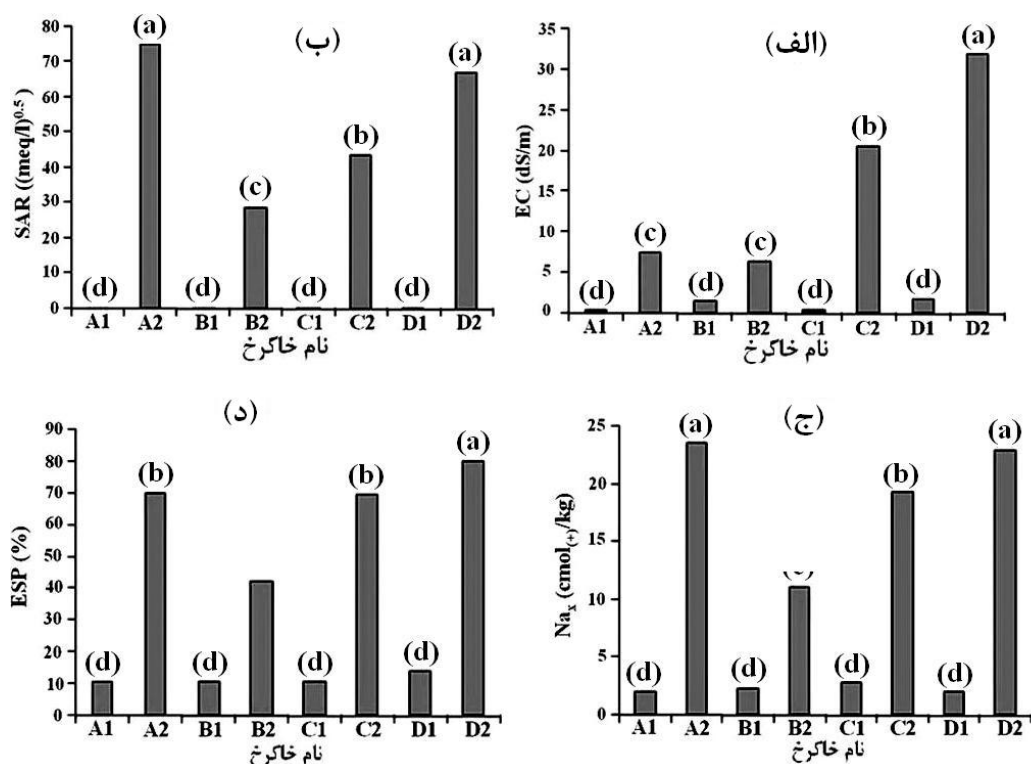
شکل 3- نمودار آزمون مقایسه میانگین ظرفیت تبادل کاتیونی در خاک‌های مورد مطالعه حروف غیر مشابه تفاوت معنی‌دار در سطح احتمال 1% را نشان می‌دهند

و سبب افزایش قابل ملاحظه سدیم تبادلی این خاک‌ها در مقایسه با خاک‌های غیرمتأثر از دریاچه گردیده است. براساس روابط حاکم بر شیمی محلول خاک و لایه پخشیده دوگانه، با افزایش غلظت کاتیون‌های یک ظرفیتی، در کمپلکس تبادلی خاک‌ها، نسبت کاتیون‌های یک ظرفیتی به کاتیون‌های دو و سه ظرفیتی افزایش می‌یابد.

در خاک‌های متأثر از دریاچه (خاک‌رخ‌های A2 الی D2) نیز غلظت یون سدیم در مقایسه با یون‌های کلسیم و منیزیم بسیار بیشتر است. از این رو کمپلکس تبادلی این خاک‌ها یون‌های سدیم فراوان موجود در محلول خاک را جذب کرده و سبب افزایش چشمگیر میزان سدیم تبادلی و درصد سدیم تبادلی (ESP) این خاک‌ها (شکل 4-د) و تبدیل آنها به خاک‌های سدیمی شده است. گزارشات هانتی و همکاران (2004)، کائومانو و همکاران (2010) و اسمیکاتز کلوز و پریدارسی (2010) نیز مؤید نتیجه‌گیری فوق می‌باشد.

#### سدیم تبادلی و درصد سدیم تبادلی (ESP)

در شکل 4-ج نمودار آزمون مقایسه میانگین سدیم تبادلی و در شکل 4-د نیز نمودار آزمون مقایسه میانگین درصد سدیم تبادلی (ESP) خاک در خاک‌رخ‌های مورد مطالعه نشان داده شده است که بیانگر وجود تفاوت معنی‌دار مقدار سدیم تبادلی و درصد سدیم تبادلی (ESP) خاک‌های دو ردیف اراضی مورد مطالعه در سطح احتمال 0/1% می‌باشد. همانطور که در شکل 4-ج مشاهده می‌شود، میزان سدیم تبادلی در خاک‌رخ‌های واقع در اراضی متأثر از دریاچه (خاک‌رخ‌های A2 الی D2)، بسیار بیشتر از مقدار آن در خاک‌رخ‌های متناظر واقع در اراضی غیرمتأثر از دریاچه (خاک‌رخ‌های A1 الی D1) است. نتایج حاصله نشان می‌دهد که در این منطقه در اثر پیشروی آب دریاچه در سال‌های پربابی (سال آبی 1374-1373، اداره کل محیط زیست آذربایجان غربی، 2009؛ علیپور، 2011)، یون‌های سدیم فراوان ناشی از دریاچه اورمیه بخش اعظم کمپلکس تبادلی خاک‌های متأثر از دریاچه را اشغال نموده



شکل 4- الف) نمودار آزمون مقایسه میانگین EC، ب) نمودار آزمون مقایسه میانگین SAR، ج) نمودار آزمون مقایسه میانگین سدیم تبادلی و د) نمودار آزمون مقایسه میانگین ESP در خاک‌های مورد مطالعه حروف غیر مشابه تفاوت معنی‌دار در سطح احتمال 0/1% را نشان می‌دهند

#### کانی‌شناسی رس

در شکل‌های 5-الف الی 5-د به ترتیب دیفراکتوگرام‌های اشعه X مربوط به افق C خاکرخ D1، افق Btkn1 خاکرخ B2، افق Bk2 خاکرخ B1 و افق Btkn2 خاکرخ B2 و در جدول 3 مقادیر نیمه‌کمی کانی‌های رسی در تعدادی از خاکرخ‌های مورد مطالعه نشان داده شده‌اند. مقادیر نیمه‌کمی کانی‌های رسی در این خاک‌ها بر اساس سطح زیر منحنی پیک‌ها و با استفاده از روش ارائه شده توسط بیسکی (1965) و دیر و همکاران (1971) انجام گرفت. نتایج مطالعه کانی‌شناسی مواد مادری خاک‌های هر دو ردیف اراضی (شکل 5 الف، جدول 3) نشان داد که کانی‌های رسی موجود در مواد مادری این خاک‌ها عمدتاً کانی‌های ایلیت، کائولینیت، اسمکتایت، کلرایت، ورمی‌کولایت و رس‌های مخلوط می‌باشند که در خاکرخ‌های مختلف مقادیر نسبتاً مشابهی دارند. نتایج کانی‌شناسی بخش رس خاک‌ها (شکل‌های 5 ب الی 5 د؛ جدول 3) نیز نشان داد که کانی‌های رسی خاک‌های هر دو ردیف اراضی عمدتاً شامل کانی‌های اسمکتایت، ایلیت، کائولینیت، کلرایت، ورمی‌کولایت، و رس‌های مخلوط می‌باشند. با این تفاوت که در خاک-

#### ضخامت خاک

ضخامت خاک تغییرات چندانی در بین دو ردیف اراضی و خاکرخ‌های واقع در هر یک از ردیف‌های اراضی نشان نمی‌دهد. با توجه به اینکه این خاکرخ‌ها دارای شرایط مشابهی از نظر اقلیم، مواد مادری، توپوگرافی و غیره هستند و فاکتورهای خاکسازي در آنها یکسان می‌باشند و تفاوت آنها شور و سدیمی شدن ناشی از اثرات پیشروی دریاچه ارومیه می‌باشد، لذا ضخامت خاک‌ها از پیشروی دریاچه متأثر نگردیده و ضخامت خاکرخ‌های متناظر در دو ردیف اراضی تفاوت چندانی با یکدیگر نشان نمی‌دهند. هانتی و همکاران (2004) و فارکوئیم و همکاران (2010) نیز گزارش مشابهی داشته‌اند.

در جدول 2 نتایج تجزیه واریانس تعدادی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه ارائه شده است که نشان می‌دهد که مقادیر رس، کربن آلی، ظرفیت تبادل کاتیونی، هدایت الکتریکی، نسبت جذبی سدیم، سدیم تبادلی و درصد سدیم تبادلی خاک‌های مورد مطالعه در دو ردیف اراضی مورد بررسی در سطح احتمال 1% با یکدیگر تفاوت معنی‌داری دارند.



رسی موجود در این خاک‌ها با مکانیسم‌های متفاوتی تشکیل شده‌اند.

های متأثر از دریاچه مقدار کمی کانی ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای (HIV) نیز شناسایی شد. نتایج فیزیکوشیمیایی (جدول 1) و دیفراکتوگرام‌های اشعه X (شکل‌های 5-الف الی 5-د) نشان دادند که کانی‌های

جدول 2- نتایج تجزیه واریانس خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه در دو ردیف اراضی.

منابع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات					Clay	OC	CEC	SAR	Na <sub>x</sub>	ESP
		EC	CEC	OC	Clay	ESP						
تیمار	7	278/97**	0/290**	119/21**	0/062***	24/66***	166/80***	225/77***				
اشتباه	21	20/37	0/021	5/654	0/022	3/41	15/41	18/74				
CV		16/8	13/7	22/3	11/01	21/5	24/7	26/2				

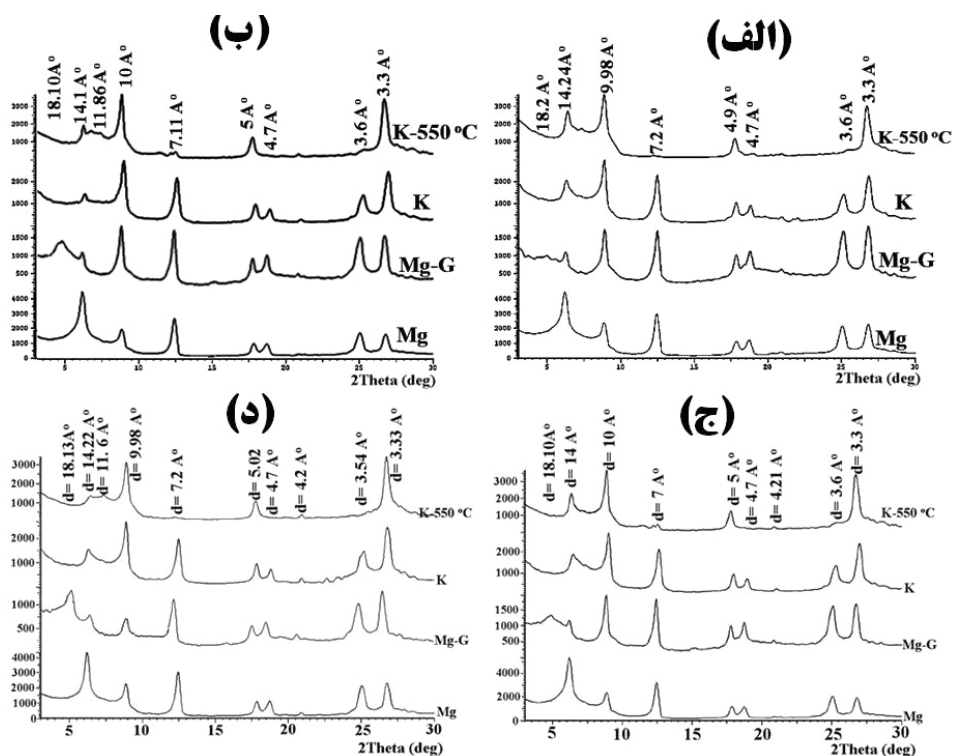
علامت‌های \*\* و \*\*\* به ترتیب معنی‌دار بودن در سطح 1% و 0/1% را نشان می‌دهند.

OC: کربن آلی، CEC: ظرفیت تبادل کاتیونی، EC: هدایت الکتریکی خاک، SAR: نسبت جذب سدیم، Na<sub>x</sub>: مقدار سدیم تبادلی و ESP: درصد سدیم تبادلی

گرگوس دھوک - شمال بغداد، خرمالی و تازیکه (2010) در خاک‌های شور - سدیمی متأثر از توپوگرافی و سطح ایستابی آب زیرزمینی در شمال حوزه آبخیز اترک، کائومانو و همکاران (2010) در خاک‌های شور - سدیمی و سدیمی در تایلند، و جیانگ و همکاران (2012) در خاک‌های شور چین نیز توارث از مواد مادری را به عنوان یکی از مکانیسم‌های حضور اسمکتایت در خاک‌های مورد مطالعه‌شان ذکر کرده‌اند. در افق‌های سطحی خاک - های اراضی غیرمتأثر از دریاچه (خاک‌های A1 الی D1)، اسمکتایت بعد از ایلات فراوان‌ترین کانی می‌باشد و مقدار آن با عمق به طور نسبی کاهش می‌یابد (جدول 2). در این خاک‌ها کاهش اسمکتایت با افزایش جزئی ایلات همراه است (جدول 2). لذا به نظر می‌رسد بخشی از ایلات در افق‌های سطحی که هوازگی بیشتر است، متحمل تغییر شکل شده و به اسمکتایت تبدیل شده است. علاوه بر این، در دیفراکتوگرام‌های اشعه X این خاک‌ها، اغلب پیک‌های 10A° متقارن نیستند و دارای شانه‌ای به طرف زوایای 2θ کوچکتر هستند که همین امر نیز بیانگر هوازگی ایلات و تبدیل آن به کانی‌های 14A°، از جمله اسمکتایت است.

با توجه به شرایط اقلیمی فعلی منطقه و نتایج فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه (جدول 1)، و با توجه به حضور مقادیر نسبتاً زیاد ایلات، کلرایت و کائولینایت در مواد مادری (افق‌های C) خاک‌های هر دو ردیف اراضی، ایلات، کلرایت و کائولینایت در خاک‌های منطقه مورد مطالعه عمدتاً منشأ توارثی داشته و از مواد مادری به ارث رسیده‌اند. منشأ موروثی ایلات، کلرایت و کائولینایت در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک توسط محققان مختلفی از جمله پاشینه‌لام و بابتیستا نتو (2007)، کائومانو همکاران و (2010)، حجتی و همکاران (2010) و ازنار و همکاران (2013) گزارش شده است.

بر اساس نتایج کانی‌شناسی (شکل‌های 5-الف الی 5-د؛ جدول 3)، اسمکتایت غالب‌ترین کانی رسی در خاک‌های هر دو ردیف مورد مطالعه می‌باشد. نتایج کانی‌شناسی رس (شکل 5-الف؛ جدول 3) نشان داد که مواد مادری (افق‌های C) خاک‌های هر دو ردیف اراضی محتوی مقادیری اسمکتایت می‌باشند. از این رو می‌توان یک منشأ توارثی برای بخشی از اسمکتایت‌های موجود در هر دو ردیف اراضی مورد مطالعه در نظر گرفت. در گزارش‌های پاشینه‌لام و بابتیستا نتو (2007)، در رسوبات شور خلیج گوانابارا، کدهام (2009)، در تشکیلات



شکل 5- دیفرآکتوگرام‌های اشعه X در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه. الف) افق C خاکرخ D1. ب) افق Btkn1 خاکرخ B2. ج) افق Bk2 خاکرخ B1 و د) افق Btkn2 خاکرخ B2.

جدول 3- مقادیر نیمه کمی کانی‌های رسی در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه

خاکرخ	افق	کانی‌های رسی			
		ایلاتیت	اسمکتایت	کانولینایت	کلرایت
B1	Ap	++	++	++	++
	Bw	++	++	++	+
	Bk1	+++	++	++	+
D1	Bk2	+++	++	++	++
	Ap	+++	++	++	++
	Bk1	+++	++	++	++
B2	Bk2	+++	++	++	++
	Ap	+++	++	++	++
	Btkn1	+++	++	++	++
D2	Btkn2	+++	++	++	+
	C	+++	++	++	++
	Az	+++	++	++	++
Btn	+++	++	++	++	

-- < 1% , - 1% , + < 10% , ++ 10-20% , +++ 20-30% , ++++ 30-40% , +++++ > 50%

های سطحی خاک، منجر به هوازدگی ایلاتیت و خروج پتاسیم بین لایه‌های می‌گردد. این فرایند در محیط‌های آهکی همراه با فعالیت بالای Mg و Si، شرایط مساعدی فراهم می‌آورد تا اسمکتایت از طریق تبدیل و تغییر شکل ایلاتیت و عمدتاً در سطح‌الارض خاک‌ها تشکیل گردد.

محققان زیادی تبدیل و تغییر شکل ساده ایلاتیت به اسمکتایت را گزارش کرده‌اند. بورچارت (1989) اظهار کرده است که تشابهات در ساختمان‌های ورقه‌ای میکا و اسمکتایت سبب اسمکتایت‌ها از طریق پتاسیم‌زدایی از میکا به وجود آیند. افزایش رطوبت قابل دسترس در افق-

در اثر تغییر شکل ایلایت و عمدتاً به عنوان یک محصول حدواسط در خلال تبدیل ایلایت به اسمکتایت تشکیل می‌شود. در خاک‌های آهکی نواحی خشک و نیمه‌خشک ایران مقادیر کمی ورمی‌کولایت گزارش شده است (ابطحی، 1977؛ خادمی و مرموت، 1998؛ خرمالی و ابطحی، 2001؛ منافی، 2010). مهجوری (1975، 1979) اظهار می‌دارد که در خاک‌های آهکی منطقه قزوین، کاهش ایلایت با افزایش ورمی‌کولایت همراه است و مقدار ورمی‌کولایت از افق A تا افق‌های B و C به طور معنی‌داری افزایش می‌یابد. وی دلایل احتمالی وجود ورمی‌کولایت در خاک‌های این منطقه خشک را تغییر ساختمانی مستقیم حاصل از هوازگی مواد مادری به کانی رس، تبدیل رس میکا به ورمی‌کولایت و یا رشد گیاهان به ویژه گندم ذکر کرده است که تغییر رس میکا به ورمی‌کولایت را تسریع می‌کند.

اوفنار (2007) با مطالعه یک کروئوسکانس در پالئوسول‌های با زهکشی خوب، ورمی‌کولایت را با مقادیر بیش از 24% در خاک‌های تراس‌های آبرفتی شناسایی کرده و اظهار داشته است که حضور ورمی‌کولایت در خاک‌های تراس‌ها بیان می‌کند که این خاک‌ها جوانتر هستند. وی بیان کرده است که ورمی‌کولایت با افزایش زمان و هوازگی به فرم‌های پایدارتری نظیر کائولینایت تغییر خواهد یافت. در خاک‌های متأثر از دریاچه در تیمار پتاسیم و حرارت 550 درجه سانتی‌گراد، پیک ضعیفی در محدوده 11 الی 12 آنگستروم ظاهر شده است که بیانگر وجود مقادیر بسیار کمی ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای (HIV) در خاک‌های متأثر از دریاچه می‌باشد. با توجه به عدم حضور این کانی در خاک‌های غیرمتأثر از دریاچه (جدول 3) و عدم وجود آن در مواد مادری خاک-ها، و همچنین با توجه به اینکه این خاک‌ها دارای شرایط یکسانی از نظر مواد مادری، اقلیم، فیزیوگرافی و غیره هستند و تنها تفاوت آنها زیر آب رفتن خاک‌های A2، B2، C2 و D2 در طول سال‌های پربابی می‌باشد، می‌توان اظهار داشت که ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای نیز در خاک‌های متأثر از دریاچه دارای منشا پدوژنیک است و احتمالاً در خلال هوازگی ایلایت و تبدیل آن به اسمکتایت به صورت یک محصول حدواسط تولید شده است. مکانیسم احتمالی برای تشکیل ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای (HIV) در این خاک‌ها بدین صورت می‌باشد که در شرایط زهکشی نامطلوب و برقراری شرایط کاهشی در خاک‌ها (که در زمان پیشروی دریاچه رخ داده است)، مقادیر زیادی آهن فرو در خاک تجمع می‌یابد. سپس در اثر آبشویی کاتیون‌های بازی،

متعاقباً کانی اسمکتایتی که بدین طریق و در شرایط زهکشی خوب تشکیل می‌گردد، می‌تواند در اثر آبشویی به افق‌های زیر سطحی و عمیق انتقال یافته و در آنجا تجمع یابد. احتمالاً بخشی از مقادیر بیشتر اسمکتایت در افق‌های Btk (خاک‌رخ‌های A2 الی D2) نیز ناشی از همین انتقال می‌باشد. لذا به نظر می‌رسد مقدار زیادی از اسمکتایت‌های موجود در افق‌های سطحی و زیر سطحی این خاک‌ها در محل و از تغییر شکل ایلایت به وجود آمده باشد. علاوه بر این، در این خاک‌ها بخشی از اسمکتایت ریز بلوری که از هوادیدگی ایلات در افق‌های سطحی تشکیل شده است، در اثر آبشویی به اعماق انتقال یافته و در افق‌های Btk تجمع یافته است. هپر و همکاران (2006) نیز اظهار داشته‌اند که در طول فرایند هوازگی، ایلایت می‌تواند از طریق فرایندهایی نظیر هدر رفت K از فواصل بین‌لایه‌ای و جایگزینی ایزومورف Si تراهدرون-ها، به اسمکتایت تبدیل شود. هنگامیکه ایلایت هوازده می‌شود، اسمکتایت‌ها تشکیل می‌شوند و مقدار گونه‌های مینرالی در بخش رس ریز افزایش می‌یابد. این امر می‌تواند از طریق رسوب مستقیم از محلول خاک نیز رخ دهد. در خاک‌های متأثر از دریاچه (خاک‌رخ‌های A2 الی D2)، اسمکتایت غالب‌ترین کانی رسی می‌باشد و مقدار آن با عمق افزایش می‌یابد و فراوانی آن در مقایسه با خاک‌های غیرمتأثر از دریاچه بیشتر است (شکل‌های 5-5-الف الی 5-5-د؛ جدول 3). در خاک‌های متأثر از دریاچه (خاک‌رخ‌های A2 الی D2) به علت تجمع املاح محلول فراوان ناشی از دریاچه (جدول 1) و به زیر آب رفتن طی سال‌های پربابی دریاچه، شرایط لازم جهت تشکیل اسمکتایت از قبیل pH بالا، محلول خاک سرشار از کاتیون‌های بازی، فراوانی عنصر Mg و فراوانی نسبت عنصر Si نسبت به Al، مهیا گردیده است.

از این رو انتظار می‌رود بخشی از اسمکتایت موجود در این خاک‌رخ‌ها از طریق نوتشکیلی از محلول خاک حاصل آمده باشد. در گزارشات پاشینه‌لام و باپتیستا نتو (2007)، کائومانو همکاران (2010) و ازنار و همکاران (2013) نیز نوتشکیلی اسمکتایت تحت شرایط شور و قلیایی با غلظت‌های زیاد Si، Mg و غلظت‌های کم Al گزارش شده است. در تعدادی خاک‌های مورد مطالعه در تیمار رس اشباع با پتاسیم اندکی از شدت پیک 14 آنگستروم کاسته شده و به شدت پیک 10 آنگستروم اضافه شده است که بیانگر حضور مقدار کمی کانی ورمی‌کولایت در این خاک‌ها می‌باشد و فراوانی نسبی آن در طول خاک‌رخ‌های مختلف به صورت جزئی افزایش می‌یابد (جدول 3). احتمالاً در این خاک‌ها ورمی‌کولایت

گزارش کرده‌اند. در مطالعه‌ای دیگر خیمنز- میلان و همکاران (2007) نیز مکانیسم مشابهی را گزارش کرده‌اند. نهایتاً مقایسه کانی‌شناسی رس خاک‌های دو ردیف اراضی مورد مطالعه (جدول 3) نشان داد که پیشروی دریاچه ارومیه و اضافه شدن املاح دریاچه به اراضی پیرامون آن، سبب تغییرات مینرالوژیکی خاک-های متأثر از دریاچه در مقایسه با خاک‌های غیر متأثر از آن شده است. این تغییرات شرایط مناسب جهت نوتشکیلی اسمکتایت‌ها را فراهم نموده است که منجر به حضور مقادیر خیلی بیشتر اسمکتایت، و همچنین حضور ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای (HIV) در این خاک‌ها گردیده است.

### نتیجه‌گیری

بخشی اراضی منطقه دیزج‌دول (خاک‌رخ‌های A2 الی D2) تا قبل از بالا آمدن سطح آب دریاچه در سال‌های 1375-1376، جزو اراضی زراعی و باغی منطقه بودند. ولی با پیشروی آب دریاچه املاح فراوان دریاچه به اراضی مذکور منتقل شده و سبب تغییرات فیزیکی، شیمیایی و مینرالوژیکی شدیدی در این اراضی در مقایسه با اراضی غیرمتأثر از پیشروی آب دریاچه گردیده است. این تغییرات شامل مقادیر کمتر کربن آلی، مقادیر بیشتر هدایت الکتریکی، نسبت جذبی سدیم، ظرفیت تبادل کاتیونی، سدیم تبدالی، درصد سدیم تبدالی و همچنین مقادیر بیشتر اسمکتایت در اراضی متأثر از دریاچه در مقایسه با اراضی غیرمتأثر از آن می‌باشد. به نحویکه اراضی متأثر از دریاچه به شدت شور و سدیمی شده و از حیز ارتفاع خارج گردیده‌اند.

یون‌های آهن دو ظرفیتی فراوان موجود در محیط وارد فاز تبدالی می‌شوند و بعد از ایجاد شرایط اکسایشی، اکسیده شده و به آهن فریک تبدیل می‌شوند. آهن فریک تولید شده در این مرحله هیدرولیز شده و به صورت هیدروکسید آهن رسوب می‌کند. در خلال هیدرولیز آهن، مقادیر زیادی یون‌های هیدروژن تولید می‌شود و این یون-های هیدروژن، به واحدهای هشت وجهی کانی‌ها حمله نموده و بخشی از یون‌های آلومینیوم یا منیزیم موجود در فضای هشت وجهی اکتاندرها را آزاد می‌نمایند. این یون-های آلومینیوم یا منیزیم وارد فاز تبدالی شده و همانند آهن هیدرولیز می‌شوند. نتیجه این فعل و انفعالات رسوب آلومینیوم به صورت گیسایت  $[Al_2(OH)_6]$  و یا رسوب منیزیم به صورت  $[Mg_3(OH)_6]$  می‌باشد. تحت چنین شرایطی اگر رس‌های با ظرفیت تبادل کاتیونی بالا (از قبیل اسمکتایت و ورمی‌کولایت) وجود داشته باشند، گیسایت یا بروسایت تولید شده طی فرایند فوق در فضای بین لایه‌ای این کانی‌ها رسوب کرده و کلرایت و ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای (HIV) (یک کانی با ظرفیت تبادل کاتیونی پایین) را به وجود می‌آورد. احتمال دارد که فرایند فوق در خاک‌های متأثر از دریاچه (پروفیل‌های A2 الی D2) رخ داده و سبب تشکیل پدوژنیک ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای (HIV) در این خاک‌ها شده باشد. با توجه به تغییرات ناچیز کلرایت در این خاک‌ها، احتمالاً فرایند فوق در تشکیل کلرایت در این خاک‌ها نقشی نداشته است. با وجود این وقوع فرایند فرولیز و تشکیل ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای (HIV) در این خاک‌ها به بررسی‌های بیشتری نیاز دارد. گوپتا و مالیک (1969) تشکیل ورقه‌های هیدروکسید در فواصل بین‌لایه‌ای اسمکتایت را در حضور هیدروکسید منیزیم

### فهرست منابع:

1. Abtahi, A., 1977. Effect of a saline and alkaline ground water on soil genesis in semi-arid southern Iran. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41: 583-588.
2. Alipour, S., 2011. The atlas of Urmia Lake National Park. Department of environment, Wesat Azerbaijan Provincial Office of DOE. Urmia, Iran. 100 Pp.
3. Aznar J. M., R. M. Poch and D. Badía. 2013. Soil catena along gypseous woodland in the middle Ebro Basin: soil properties and micromorphology relationships. *SJSS. Spanish Journal of Soil Science*. 3 (1): 28-44.
4. Badia, D., Marti, C., Palacio, E., Sancho, C. and Poch, R. 2009. Soil evolution over the Quaternary period in a semiarid climate (Segre river terraces, northeast Spain). *Catena*. 77: 165-174.
5. Behalry, A. K. A., 1980. Clay and carbonate mineralogy of the reef sediments north of Jeddah, west coast of Saudi Arabia *Bull. Fac. Sci., K. A. V., Jeddah*, 1980.4.265-279.

6. Biscay, P. E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep- sea clay in Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76: 803-831.
7. Borchardt, G. 1989. Smectites. In: Dixon, J. B., S. B. Weed, (eds.), 1989. *Minerals in soil environment*. 2nd ed. Number I in the SSSA book series. Published by SSSA. Madison. Wisconsin. USA.
8. Chakherloo1, S., Sh. Manafi and A. Heidari. 2014 (a). Genesis and micromorphological properties of some saline-sodic soils of the west of Urmia Lake. *Journal of Soil Management and Sustainable Production*. Vol. 4(3): 87-111.
9. Chakherloo1, S., Sh. Manafi and A. Heidari. 2014 (b). The comparison of micromorphological properties of Saline – Sodic and Nonsaline-Nonsodic soils around the Urmia Lake. *Journal of Water and Soil*. Vol. 28, No. 5. p. 1011-1024.
10. Deer, W.A. Howie, R A, and Zussman, J. 1971. *Rock forming minerals, sheet silicates*. Vol:3, Longman Publication. 270 p.
11. Dixon, J. B., and S. B. Weed. 1989. *Minerals in Soil environment*. USA, Wisconsin, Madison, Soil Science Society of America. Pp: 1264.
12. Furquim, S. A. C., R. C. Graham, L. Barbiero, J. P. Queiroz Neto, P. Vaddal-Torrado, 2010. Soil mineral genesis and distribution in a saline landscape of the Patanal Wetland, Brazil. *Geoderma*. 154: 518-528.
13. Gupta, G. C., and W. U. Malik. 1969. Chloritization of montmorillonite by its corporation with Magnesium Hydroxide. *Clays and Clay Minerals*. Vol. 17, pp. 331-338.
14. Hepper, E. N., D. E. Buschiazzo, G. G. Hevia, A. Urioste, and L. Anton. 2006. Clay mineralogy, cation exchange capacity and specific surface area of loess soils with different volcanic ash contents. *Geoderma*. 135: 216-223.
15. Hojati, S., H. Khademi, A. F. Cano. 2010. Palygorskite formation under the influence of groundwater in central Iranian soils. *Anadolu J. Agric. Sci.* 25(S-1):34-41.
16. Honty, M., P. Uhli'k, V. Š' Ucha, M. Č' Aplovic' Ova', J. Francu, N. Clauer, A. Biron. 2004. Smectite to illite alteration in salt-bearing bentonites (the East Slovak Basin). *Clays and Clay Minerals*. 52 (5): 533–551.
17. Jeong, S. W., J. Locat, and S. Leroueil. 2012. The effects of salinity and shear history on the rheological characteristics of Illite-rich and Na-Montmorillonite-rich clays. *Clays and Clay Minerals*, 60(2): 108–120.
18. Jiménez-Millán, J., N. Velilla, and M. Vázquez. 2007. Chloritization of biotite in slates from the Santa Elena shear zone (Southern Iberian Massif, SE Spain) promoted by deformation and fluid circulation. *Diagenesis and low-temperature metamorphism. Theory, methods and regional aspects*.
19. Kadhum, M. A. A. 2009. Geochemistry and mineralogy of palygorskite rich clays in greus formation in Dohuk governorate, north of Iraq. *Iraqi Bulletin of Geology and Mining*. Vol.5, No.2, 2009.
20. Kaewmano Ch., I. Kheoruenromne, A. Suddhiprakarn, and R. J. Gilkes. 2010. Chemistry and clay mineralogy of Thai Natraqualfs. 2010. 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World. 1 – 6 August 2010, Brisbane, Australia.
21. Kaveh, Athar, E. Pazira, M. H. Masihabadi, M. E. Kaveh. 2011. Desalinization of saline-sodic soils via leaching. *Iranian Journal of Plant Physiology*. 1 (4): 271-274.
22. Khademi, H., and A. R. Mermut. 1998. Source of polygorskite in gypsiferous Aridisols and associated smectites from central Iran. *Clay Miner.* 33: 561-575.
23. Khormali F., H. Tazikeh. 2010. Evaluation of clay minerals in saline-sodic soils as influenced by topography and ground water table in northern Atrak watershed. *Journal of water and soil conservation*. 17(2); 107-123.

24. Khormali, F., and A. Abtahi. 2001. Soil genesis and mineralogy of three selected regions of Fars, Bushehr and Khuzestan provinces of Iran, formed under highly calcareous conditions. *Iran Agric. Res.* 20: 67-82.
25. Khresat, S. A., and E. A. Qudah. 2006. Formation and properties of aridic soils of Azraq Basin in northeastern Jordan. *Journal of arid environments.* 64: 116-136.
26. Kittrick, J. A., and E. W. Hope. 1971. A procedure of particle size separation of soil for X-Ray diffraction. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 35:621-626.
27. Laurence, Q., Anatja, S., Bertrand, L. and Sophie, C. 2011. Lessivage as a major process of soil formation: A revisit of existing data. *Geoderma.* 167: 135-147.
28. Mahjory, R. A. 1975. Clay mineralogy, physical and chemical properties of some soils in arid regions of Iran. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 39: 1157-1146.
29. Mahjory, R. A. 1979. The nature and genesis of some salt affected soils in Iran. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43: 1019-1024.
30. Manafi, Sh. 2010. Mineralogical Evidence of Climate Change in some Semiarid Soils of Southern Urmia, Iran. *Soil Science Agrochemistry and Ecology.* 4:17-24.
31. Manafi, Sh. and Sh. Mahmodi. 2006. The effect of toposequence on physicochemical properties and classification of soils in Jolbar region of Urmia-Iran. In: Yazar, A., B. Gencel, and S. Tekin. (Eds.). *Keynote papers and Abstract book of international symposium on: Water and land management for sustainable irrigated agriculture.* Cukurova University of Adana, Adana, Turkey. April 4-8, 2006.
32. Mehra, O. P., and M. L. Jackson. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system with sodium bicarbonate. *Clays. Clay Miner.* 7: 317-327.
33. Naghizadeh, R., 2004. Geological map of Oshnaviyeh, 1:100000 series. Sheet no. 5065. Geological survey mineral exploration organization. Tehran. Iran.
34. Patchineelam, S. M., J. A. Baptista Neto. 2007. Spatial distribution of clay minerals in Guanabara Bay sediments and its relationship with the estuary hydrodynamics. *Geochimica Brasiliensis.* 21(1) 001 - 008.
35. Phillips, J. D. 2007. Development of texture contrast soils by a combination of bioturbation and translocation. *Catena.* 70: 92-104.
36. Smykatz-Kloss W., R. D. Priyadarsi. 2010. Evaporate mineralogy and major element geochemistry as tools for palaeoclimatic investigations in arid regions: A synthesis. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* Volumen 62, núm. 3, 2010, p. 379-390.
37. 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. Tehran. Iran.
38. Soil Survey Staff. 2012. *Field Book for Describing and Sampling Soils.* National Soil Survey Center. Natural Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture. Version 3.0
39. Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy.* 12th ed. USDA. SCS. Agric. Washington. D. C.
40. Srivastava P., Kumar Singh A., Parkash B., Singh A. K., Rajak M. K. 2007. Paleoclimatic implications of micromorphic features of Quaternary paleosols of NW Himalayas and polygenetic soils of the Gangetic Plains - A comparative study. *Catena.* 70: 169-184.
41. Ufnar, D. F., 2007. Clay coatings from a modern soil chronosequence: A tool for estimating the relative age of well drained paleosols. *Geoderma.* Vol. 141: 181-200.
42. USDA, NRCS, 2004. *Soil survey laboratory methods manual.* Soil survey investigation report no. 42.
43. West Azerbaijan Provincial Office of DOE, 2009. The evaluation of salt storage and exploration of salts from Urmia Lake National Park. Department Of Environment, West Azerbaijan Provincial Office of DOE. Urmia, Iran. 154 Pp.