



دانشگاه گولستان

مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک  
جلد هجدهم، شماره چهارم، ۱۳۹۰  
www.gau.ac.ir/journals

## کانی‌شناسی خاک‌های مالی سولز وشبه مالی سولز تحت تاثیر فیزیوگرافی در اراضی لسی جنوب گرگان‌رود، استان گلستان

\*علی شهریاری<sup>۱</sup>، فرهاد خرمالی<sup>۲</sup> و حسن آزرمدل<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکترا گروه علوم خاک دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، <sup>۲</sup> دانشیار گروه علوم خاک دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، <sup>۳</sup> دانش آموخته کارشناسی ارشد گروه مدیریت مناطق بیابانی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

تاریخ دریافت: ۸۸/۱۰/۱۹؛ تاریخ پذیرش: ۹۰/۴/۲۸

### چکیده

بیش از ۷۰۰۰۰ هکتار خاک مالی سولز در اراضی بخش جنوب گرگان‌رود، در استان گلستان وجود دارد که با احتساب زیر گروه مالیک، وسعت آن به ۱۵۰۰۰۰ هکتار می‌رسد. مواد مادری اراضی مورد مطالعه مواد لسی است. هدف اصلی مطالعه حاضر، بررسی کانی‌شناسی خاک‌های مالی سولز و شبه مالی سولز و نیز شناسایی عوامل موثر بر تنوع کانی‌های رسی آن‌ها می‌باشد. نتایج بررسی کانی‌های رسی خاک‌های مورد مطالعه نشان داد که کانی‌های غالب مواد مادری لسی که بیشتر خاک‌ها از آن مشتق شده‌اند ایلیت، اسمکتیت، کائولینیت، کلریت است. ترتیب عمومی غالبیت کانی‌های رسی در خاک‌های مالی سولز مورد مطالعه به صورت ایلیت < اسمکتیت < کلریت < کائولینیت بود. ایلیت کانی رسی غالب در بیشتر خاک‌های مورد مطالعه، به خصوص در سمت شرق استان بود. اسمکتیت در خاک‌های با زهکشی ضعیف در اراضی پست، سمت غرب مقدارش افزایش می‌یافت تا حدی که در بعضی از سری‌های خاک به صورت کانی غالب در آمده است. بنابراین به نظر می‌رسد که علاوه بر منشأ ارثی، در مورد اسمکتیت وضعیت زهکشی نیز نقش مهمی را ایفا نموده است.

**واژه‌های کلیدی:** مالی سولز، کانی‌شناسی، فیزیوگرافی، مواد لسی، استان گلستان

\*مسئول مکاتبه: ashk\_se80@yahoo.com

## مقدمه

به‌طور کلی ۷۰-۹۰ درصد مواد تشکیل‌دهنده رسوبات لسی را مواد سیلتی با قطر متوسط (۱۲۵-۱۵ میکرومتر) یعنی سیلت متوسط تا شن خیلی ریز تشکیل می‌دهد که در اثر هوازدگی و تجزیه و تخریب شیمیایی می‌تواند درصد مواد رسی آن به کمتر از ۱۰ درصد در لس‌های جوان و حتی ۲۵-۲۰ درصد در لس‌های قدیمی‌تر برسد. یکی دیگر از ویژگی‌های این رسوبات تخلخل زیاد یا چگالی ظاهری ۱/۶۵-۱/۲۵ گرم بر سانتی‌مترمکعب و نداشتن هر گونه اثر لایه‌بندی است که برای همه نهشته‌های بادی عمومیت دارد. از دیگر ویژگی‌های نهشته‌های لسی جوان فراوانی کربنات کلسیم با حدود ۱۵-۱۰ درصد در آن‌ها است ولی این نسبت می‌تواند در مناطق مدیترانه به ۴۰ درصد هم برسد (پاشایی، ۱۹۹۷). از جمله فرآیندهای بارز خاک‌سازی در خاک‌های لسی، حرکت و آب‌شویی کربنات کلسیم در عمق نیم‌رخ خاک و تجمع مواد آلی بیشتر در سطح می‌باشند (امینی جهرمی و همکاران، ۲۰۰۹).

خاک‌های مالی سولز به میزان قابل توجهی به‌وسیله انسان برای تولید غذا مورد استفاده قرار می‌گیرند. این خاک‌ها مقدار ماده آلی خوبی دارند و تنها به مقدار کمی آب‌شویی شده و در یک حالت بازی بالایی باقی می‌مانند (بیول و همکاران، ۱۹۸۹).

رس‌ها بر بسیاری از خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک‌ها اثر می‌گذارند. ظرفیت تبادل کاتیونی و ظرفیت تبادل آنیونی از جمله خصوصیات شیمیایی و سطح ویژه، ظرفیت نگهداری آب در خاک، نفوذپذیری آب در خاک، ضریب آب‌گذری و پایداری خاکدانه‌ها از جمله خصوصیات فیزیکی خاک می‌باشند که تحت تأثیر مقدار و نوع رس قرار دارند. (برزگر، ۲۰۰۰).

کانی‌های رسی تحت تأثیر عوامل هوازدگی فیزیکی، شیمیایی و زیستی در خاک تشکیل می‌شوند. بر این اساس کانی‌های رسی را به سه گروه می‌توان تقسیم کرد: (۱) کانی‌های رسی موروثی: این گروه از کانی‌ها به‌طور مستقیم به‌صورت دست نخورده و بدون هیچ‌گونه تغییر ساختاری از مواد مادری به خاک اضافه می‌گردند. بیشتر کائولینیت مشاهده شده در خاک‌های ایران منشأ ارثی دارند (خرم‌مالی و ابطحی، ۲۰۰۳)، (۲) کانی‌های رسی تغییر یافته: این گروه با شرایط محیطی خود در تعادل نبوده و در اثر هوازدگی ملایم و دگرگونی به کانی‌های دیگر تبدیل می‌شوند. به‌طور مثال اسمکتیت در نواحی مرطوب‌تر شمال غرب استان فارس از تغییر شکل میکا به‌وجود آمده است (خرم‌مالی و ابطحی، ۲۰۰۳) و (۳) کانی‌های رسی نوساخته: این گروه از کانی‌ها در اثر سنتز مواد تخریب شده از کانی‌های اولیه

مختلف تشکیل می‌گردد. به‌عنوان مثال اسمکتیت می‌تواند در محلول غنی از سیلسیم، آلومینیوم و منیزیم تشکیل شود (گونال و رانسوم، ۲۰۰۶).

اثرات زهکشی داخلی و عمق آب زیرزمینی بر روی مورفولوژی، پیدایش و هوادیدگی کانی‌های رسی به‌وسیله پژوهشگران زیادی مورد مطالعه قرار گرفته است. نبی‌اللهی و همکاران (۲۰۰۶) در بررسی تکامل خاک‌های مالی سولز تحت تاثیر موقعیت فرم اراضی و عمق سفره آب زیرزمینی اظهار داشتند که تفاوت بین مقدار کانی‌ها با یکدیگر به‌دلیل شرایط زهکشی متفاوت خاک‌ها می‌باشد و این تفاوت از اختلاف در توپوگرافی و عمق آب زیرزمینی ناشی می‌شود. هارگاریت و لیورسی (۱۹۷۵) اسمکتیت بیشتری را در خاک‌های با زهکشی ضعیف نسبت به خاک‌هایی با زهکشی بهتر گزارش کردند. نایدو و همکاران (۱۹۹۴) دریافتند که خاک‌های با سطح آب زیرزمینی عمیق دارای کلریت و ایلیت بیشتری می‌باشند، در حالی که کانی غالب خاک‌های با زهکشی ضعیف مونت موریلونیت می‌باشد.

امینی جهرمی و همکاران (۲۰۰۸) در بررسی کانی‌شناسی خاک‌های با مواد مادری لسی در دو منطقه از استان گلستان، اظهار داشتند که مقدار کانی‌های ایلیت و کلریت در این خاک‌ها نسبت به دیگر کانی‌ها بیشتر بوده و معتقد بودند که حضور کائولینیت در این خاک‌ها منشا ارثی دارد. همچنین خرمالی و قربانی (۲۰۱۰) در مطالعه منشأ و پراکنش کانی‌های رسی در خاک‌های سه منطقه اقلیمی شرق استان گلستان، دریافتند که ایلیت و کلریت و کائولینیت کانی‌های غالب مواد مادری را در این مناطق تشکیل می‌دهند.

قرقره‌چی و خرمالی (۲۰۰۸) در مطالعه اثر تراز آب زیرزمینی و نوع کاربری بر منشا و توزیع کانی‌های رسی در خاک‌های لسی جنوب غرب استان گلستان مشاهده کردند که کانی‌های ایلیت، اسمکتیت و کائولینیت در همه خاک‌های مورد بررسی حضور دارند و نتیجه گرفتند که در اراضی غرقابی با تراز آب زیرزمینی بالا، زهکشی ضعیف، مقدار کانی اسمکتیت حداکثر بوده و بیشتر منشا نو تشکیلی دارد.

اهداف اصلی این پژوهش بررسی نوع و منشأ کانی‌های رسی و پراکنش آن‌ها در خاک‌های مالی سولز و شبه مالی سولز با مواد مادری لسی و اثر فیزیوگرافی بر آن و همچنین بررسی خصوصیات تکاملی و مورفولوژیکی این خاک‌ها بوده است.

## مواد و روش‌ها

اراضی جنوب گرگان‌رود دشتی است به وسعت ۳۳۷۰۰۰ هکتار واقع در استان گلستان که بین طول جغرافیا ۵۳ درجه و ۵۹ دقیقه و ۳۱ ثانیه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۴ دقیقه و ۳۰ ثانیه شمالی قرار دارد. این منطقه از شمال به گرگان‌رود و دیوار اسکندر، از غرب به دریای خزر و از جنوب و شرق به کوه‌های البرز محدود می‌شود. ارتفاع منطقه بین ۲۵-۲۷۰ متر از سطح دریا می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه.

منطقه مورد بحث از نظر آب و هوایی جزء اقلیم مدیترانه‌ای محسوب می‌شود. این اراضی به لحاظ اقلیمی (سیستم طبقه‌بندی دومارتن و منحنی آمبروترمیک) و با داشتن ۱۰۰-۱۲۵ روز خشک ( $P < 2T$ ) جزء مناطق آب و هوایی مدیترانه‌ای گرم و داری رژیم رطوبتی زیریک<sup>۱</sup> و رژیم حرارتی ترمیک<sup>۲</sup> می‌باشد (وزارت کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۹۷۳). مواد مادری اراضی مورد مطالعه مواد لسی می‌باشد. اراضی جنوب گرگان‌رود دارای پوشش‌های گیاهی مختلف و کاربری‌های گوناگون است ولی این پژوهش در خاک‌هایی با کاربری زراعی انجام گردید.

1- Xeric  
2- Thermic

۱۲ سری خاک مورد مطالعه دارای دو نوع فیزیوگرافی مختلف به شرح ذیل می‌باشند: سری‌های گالیکش، سارلی، مینودشت، رامیان، شاهپسند، امیرآباد، علی‌آباد، رحمت‌آباد و گرگان، جزء دشت‌های رسوبی دامنه‌ای<sup>۱</sup> و سری قره‌سو، هاشم‌آباد و کردکوی جزء اراضی پست<sup>۲</sup> قرار می‌گیرند. نمونه‌ها در تیرماه سال ۱۳۸۶ تهیه شدند و خاک‌رخی‌های انتخاب شده، خاک‌رخی‌های شاهد هر سری خاک بود و براساس سیستم تاکسونومی (۲۰۱۰) تشریح و طبقه‌بندی شدند (جدول ۱).

جدول ۱- خصوصیات مورفولوژیکی و طبقه‌بندی (براساس طبقه‌بندی خاک آمریکایی) خاک‌رخی‌های مورد مطالعه.

افق	عمق (cm)	رنگ (مرطوب)	ساختمان	بافت	واکنش به اسید	ماتینگ
سری مینودشت (Typic Calcixerolls)						
A <sub>p</sub>	۰-۲۸	10 YR 2 /2	1 f gr	SiCL	*em	-
B <sub>k1</sub>	۲۸-۷۸	10 YR 5 /3	1 f abk	SiCL	ev	-
B <sub>k2</sub>	۷۸-۱۲۰	10 YR 4 /4	1 f abk	SiCL	ev	-
سری گالیکش (Typic Haploxerolls)						
A <sub>p</sub>	۰-۳۵	10 YR 2 /2	2 m sbk	SiC	em	-
B <sub>w1</sub>	۳۵-۸۲	10 YR 3.5 /2	1 m sbk	SiC	em	-
B <sub>w2</sub>	۸۲-۱۱۵	10 YR 4 /4	1 f sbk	SiC	em	-
سری سارلی (Calcic Argixerolls)						
A <sub>p</sub>	۰-۳۷	10 YR 2 /2	3 m abk	SiC	eo	-
B <sub>t</sub>	۳۷-۷۲	7.5 YR 3 /3	2 c abk	SiC	eo	-
B <sub>tk</sub>	۷۲-۱۲۵	10 YR 3 /4	2 m abk	SiC	es	-
سری شاهپسند (Typic Haploxerolls)						
A <sub>p</sub>	۰-۳۰	10 YR 3 /3	1 f abk	SiC	em	-
B <sub>g1</sub>	۳۰-۸۰	10 YR 4 /4	1 f abk	SiC	em	f 1 f
B <sub>g2</sub>	۸۰-۱۳۰	10 YR 4 /3	2 m abk	SiC	em	f 1 f
سری رامیان (Aquic Haploxerolls)						
A <sub>p</sub>	۰-۲۹	10 YR 3 /3	2 m abk	CL	em	-
B <sub>g</sub>	۲۹-۷۵	10 YR 4 /3	1 f abk	L	em	c 2 p
C <sub>g</sub>	۷۵-۱۲۵	10 YR 4 /3	M	SiL	em	c 2 p
سری امیرآباد (Typic Calcixerolls)						
A <sub>p</sub>	۰-۲۷	10 YR 2 /2	2 f abk	SiCL	es	-
AB	۲۷-۳۸	10 YR 3 /2	1 f abk	SiCL	es	-
B <sub>w</sub>	۳۸-۶۷	10 YR 4 /3	1 f abk	C	es	-

1- Piedmont Alluvial Plains

2- Low Lands

-	ev	SiCL	1 f abk	10 YR 5 /3	۶۷-۹۰	<b>B<sub>k1</sub></b>
-	ev	SiCL	1 f abk	10 YR 5 /3	۹۰-۱۳۰	<b>B<sub>k2</sub></b>
سری علی‌آباد (Typic Haploxerepts)						
-	em	SiC	2 m abk	10 YR 4 /3	۰-۲۰	<b>A<sub>p</sub></b>
-	em	SiCL	2 f abk	10 YR 4 /3.5	۲۰-۴۳	<b>B<sub>w1</sub></b>
-	em	SiC	2 f abk	10 YR 4 /4	۴۳-۶۲	<b>B<sub>w2</sub></b>
-	es	CL	1 f abk	10 YR 5 /4	۶۲-۱۱۵	<b>B<sub>w3</sub></b>
سری کردکوی (Typic Endoaquepts)						
c 1 f	em	SiL	2 f sbk	2.5 Y 4 /2	۰-۳۰	<b>A<sub>pg</sub></b>
c 1 p	em	SiC	1 f sbk	2.5 Y 4 /2	۳۰-۵۷	<b>B<sub>g1</sub></b>
c 2 p	em	SiCL	1 f sbk	2.5 Y 5 /4	۵۷-۱۳۰	<b>B<sub>g2</sub></b>
سری قره سو (Aquic Haploxerepts)						
-	em	C	1 f abk	10 YR 4.5 /2	۰-۱۵	<b>A<sub>p</sub></b>
c 2 p	em	C	1 f sbk	2.5 Y 5 /2	۱۵-۶۰	<b>B<sub>g</sub></b>
c 2 f	em	SiC	1 f sbk	5 Y 3 /1	۶۰-۱۰۷	<b>A<sub>bg</sub></b>
c 2 p	em	SiC	M	2.5 Y 4 /2	۱۰۷-۱۴۰	<b>C<sub>g</sub></b>
سری هاشم‌آباد (Typic Endoaquepts)						
-	es	SiCL	1 f abk	10 YR 3.5 /1	۰-۳۰	<b>A<sub>p</sub></b>
m 3 p	es	SiC	1 f abk	5 Y 4 /1	۳۰-۶۵	<b>B<sub>g</sub></b>
m 3 p	es	SiC	1 f abk	5 Y 6 /1	۶۵-۱۲۰	<b>B<sub>kg</sub></b>
سری گرگان (Typic Calcixerolls)						
-	es	CL	2 m abk	10 YR 3 /3	۰-۳۲	<b>A<sub>p</sub></b>
-	es	CL	2 m abk	10 YR 3 /4	۳۲-۶۶	<b>B<sub>w</sub></b>
-	ev	SiC	1 f abk	10 YR 4 /5	۶۶-۱۲۵	<b>B<sub>k</sub></b>
سری رحمت‌آباد (Typic Calcixerolls)						
-	es	CL	2 m abk	10 YR 3 /3	۰-۳۰	<b>A<sub>p</sub></b>
-	es	L	1 f sbk	10 YR 3 /4	۳۰-۷۳	<b>B<sub>w</sub></b>
-	ev	SiCL	1 f abk	10 YR 3 /4	۷۳-۱۲۵	<b>B<sub>k</sub></b>

\* واکنش با اسید: eo = جوشش ندارد، em = حباب‌ها قابل رویت، es = جوشش قوی، ev = جوشش بسیار شدید.

کلیه نمونه‌ها به‌منظور آزمایش‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی هوا خشک گردیده و پس از کوبیده شدن از الک ۲ میلی‌متری (شماره ۱۰) عبور داده شدند. قبل از کوبیدن کلوخه‌هایی برای اندازه‌گیری جرم مخصوص ظاهری جدا شدند. مطالعات آزمایشگاهی با استفاده از روش‌های ذیل انجام شد. برای تعیین بافت خاک از روش هیدرومتری (بویوکوس، ۱۹۶۲)، کربن آلی خاک با استفاده

## علی شهریار و همکاران

از روش اکسایش تر (والکلی وبلاک، ۱۹۳۴)، کربنات کلسیم معادل، اسیدیته خاک و هدایت الکتریکی با استفاده از روش پیچ و همکاران (۱۹۸۲) اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری ظرفیت تبادل کاتیونی با استفاده از روش چاپمن (۱۹۶۵) صورت پذیرفت. نتایج در جدول ۲ با عنوان خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه، ارائه شده است.

نمونه‌های خاک عبور داده شده از الک ۲ میلی‌متری به منظور خالص‌سازی رس استفاده شد. برای از بین رفتن عوامل شیمیایی سیمان‌کننده و جداسدن ذرات رس از یکدیگر روش‌های مهرا و جکسون (۱۹۶۰)، کیتریک و هوپ (۱۹۶۳) و جکسون (۱۹۷۵) به کار گرفته شد. سپس از هر نمونه رس به دست آمده چهار تیمار شامل منیزیم، منیزیم و گلیسرول، پتاسیم در دمای معمولی و پتاسیم در دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد تهیه گردید و جهت شناسایی کانی‌های رسی نمونه‌ها از دستگاه پرتو ایکس<sup>۱</sup> استفاده شد (جدول ۳).

جدول ۲- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه.

کربنات کلسیم معادل درصد	ظرفیت تبدیلی کاتیونی (cmol(+) kg <sup>-1</sup> )	کربن آلی درصد	شن	سیلت درصد	رس	pH (گل اشباع)	هدایت الکتریکی (dS m <sup>-1</sup> )	افق
سری مینودشت								
۵/۵	۲۷/۳	۱/۷۸	۱۳	۴۹	۳۸	۷/۲۵	۱/۱۱	<b>A<sub>p</sub></b>
۱۲/۵	۱۵/۲۵	۰/۴۹	۹	۵۵	۳۶	۷/۵۱	۰/۷۲	<b>B<sub>k1</sub></b>
۲۰	۱۷/۳۷	۰/۲۹	۹	۶۱	۳۰	۷/۵۴	۰/۵	<b>B<sub>k2</sub></b>
سری گالیکش								
۴/۵	۲۳/۵	۱/۷۳	۱۰	۴۵	۴۵	۷/۰۹	۰/۹۲	<b>A<sub>p</sub></b>
۳/۵	۲۴/۴۴	۰/۶۸	۴	۴۷	۴۹	۷/۲	۰/۷۶	<b>B<sub>w1</sub></b>
۱۰	۲۵/۴۱	۰/۵۸	۶	۵۱	۴۳	۷/۵۳	۰/۶۴	<b>B<sub>w2</sub></b>
سری سارلی								
۳	۲۷/۲	۰/۷۸	۱۱	۴۹	۴۰	۷/۴۳	۰/۴۱	<b>A<sub>p</sub></b>
۴/۵	۳۲/۵۶	۰/۶۸	۴	۴۳	۵۳	۷/۳۳	۰/۶۸	<b>B<sub>t</sub></b>
۳۲	۲۳/۲۵	۰/۳۹	۶	۴۳	۵۱	۷/۶۷	۰/۷۸	<b>B<sub>tk</sub></b>

۱- دستگاه پرتو ایکس (XRD) مدل D8 ADVANCE (در زوایای  $2\theta$  بین ۲ تا ۳۰ درجه، ولتاژ ۴۰ کیلو ولت و جریان ۳۰ میلی‌آمپر).

سری شاهپسند								
۶/۵	۲۶/۸	۱/۳۷	۶	۵۳	۴۱	۷/۴۱	۱/۱۴	<b>A<sub>p</sub></b>
۶	۲۳/۸۳	۰/۴۹	۲	۵۸	۴۰	۷/۳۸	۱/۲۵	<b>B<sub>g1</sub></b>
۲	۲۳/۴۹	۰/۳۹	۶	۵۳	۴۱	۷/۴	۰/۶	<b>B<sub>g2</sub></b>
سری رامیان								
۴	۲۷	۱/۹۵	۲۳	۴۹	۲۸	۷/۰۶	۱/۵۳	<b>A<sub>p</sub></b>
۹/۵	۱۳/۱	۰/۶۸	۲۸	۴۹	۲۳	۷/۴۸	۰/۷۴	<b>B<sub>g</sub></b>
۱۷/۵	۱۲/۶۱	۰/۶	۲۱	۵۵	۲۴	۷/۶	۰/۷۵	<b>C<sub>g</sub></b>
سری امیرآباد								
۸/۵	۲۷/۲	۱/۷۶	۱۵	۵۵	۳۰	۷/۵۶	۱/۱۶	<b>A<sub>p</sub></b>
۶	۱۸/۴۶	۰/۵۹	۲	۴۹	۴۹	۷/۵۵	۰/۳۵	<b>AB</b>
۹	۱۶/۹۴	۰/۴۹	۱۵	۳۶	۴۹	۷/۶۷	۰/۴۶	<b>B<sub>w</sub></b>
۳۸/۵	۹/۱۹	۰/۳۹	۱۱	۵۳	۳۶	۷/۸۳	۱/۱	<b>B<sub>k1</sub></b>
۳۸	۸/۸۳	۰/۲۹	۹	۵۵	۳۶	۷/۹۲	۱/۴۵	<b>B<sub>k2</sub></b>
سری علی‌آباد								
۲/۵	۲۶	۱/۹۵	۱۶	۴۳	۴۱	۷/۴۶	۱/۰۳	<b>A<sub>p</sub></b>
۳	۱۹/۱۲	۰/۸۸	۵	۵۷	۳۸	۷/۵۹	۰/۴۸	<b>B<sub>w1</sub></b>
۳	۲۱/۳۸	۰/۹۸	۴	۵۳	۴۳	۷/۵۵	۰/۵۵	<b>B<sub>w2</sub></b>
۹/۵	۱۶/۳	۰/۷۸	۲۱	۴۷	۳۲	۷/۶	۰/۴۴	<b>B<sub>w3</sub></b>
سری کردکوی								
۱/۵	۲۶/۷	۱/۶۶	۱۱	۶۸	۲۱	۷/۴۲	۰/۶۹	<b>A<sub>pg</sub></b>
۲	۲۰/۰۱	۱/۴۶	۱	۵۴	۴۵	۷/۵۵	۱/۲۸	<b>B<sub>g1</sub></b>
۶/۵	۱۲/۴۲	۰/۷۸	۵	۶۳	۳۲	۷/۷	۱/۲۴	<b>B<sub>g2</sub></b>
سری قره‌سو								
۲۳/۵	۲۳/۷	۱/۷۶	۲۴	۳۳	۴۳	۷/۱۲	۱/۴۶	<b>A<sub>p</sub></b>
۳۰/۵	۲۱/۸۴	۰/۳۹	۲	۳۰	۶۸	۷/۳۸	۲/۲۸	<b>B<sub>g</sub></b>
۱۵	۱۶/۹۴	۱/۳۷	۶	۴۳	۵۱	۷/۵	۲/۱۴	<b>A<sub>hg</sub></b>
۲۵/۵	۱۵/۶۷	۰/۸۸	۶	۴۵	۴۹	۷/۵۷	۲/۵۶	<b>C<sub>g</sub></b>
سری هاشم‌آباد								
۱۶	۲۴/۵۰	۲/۵۴	۱۱	۵۹	۳۰	۷/۲۱	۱/۰۲	<b>A<sub>p</sub></b>
۱۸/۵	۱۳/۵۷	۰/۷۸	۱۴	۴۶	۴۰	۷/۷۲	۰/۴	<b>B<sub>g</sub></b>
۲۴	۱۴/۴۲	۰/۸۸	۲	۵۵	۴۳	۷/۸	۰/۶۵	<b>B<sub>kg</sub></b>



سری گرگان								
۲۰	۲۹/۶	۱/۴	۲۶	۴۳	۳۱	۷/۳۹	۱/۳۱	<b>A<sub>p</sub></b>
۲۴	۹/۱۹	۰/۹۸	۳۰	۴۱	۲۹	۷/۳۶	۰/۸۵	<b>B<sub>w</sub></b>
۳۳	۱۳/۲۱	۰/۷۸	۸	۴۷	۴۵	۷/۵۸	۰/۹۲	<b>B<sub>k</sub></b>
سری رحمت‌آباد								
۲۸/۵	۲۷	۱/۹۵	۲۸	۴۱	۳۱	۷/۳	۱/۲۴	<b>A<sub>p</sub></b>
۳۲/۵	۱۳/۰۱	۱/۰۷	۳۱	۴۶	۲۳	۷/۶	۰/۶۳	<b>B<sub>w</sub></b>
۳۱	۱۱/۶۴	۰/۵۸	۱۵	۵۵	۳۰	۷/۵۱	۰/۴۶	<b>B<sub>k</sub></b>

### نتایج و بحث

وجود راسته خاک‌های اینسپتی سولز و مالی سولز در این منطقه همراه با اپی پدون مالیک و افق‌های زیر سطحی کلسیک و کمبیک از دیگر مشخصات خاک‌های این مورد مطالعه می‌باشد. این راسته‌های نشان‌دهنده تکامل نسبی خاک‌ها و شرایط اقلیمی مناسب است. افق‌های سطحی خاک‌رخی‌هایی که خصوصیات افق مالیک را دارا نبودند، عموماً به دلیل نداشتن شرط رنگ افق مالیک بوده و مشکلی از لحاظ ضخامت و میزان کربن آلی (بر اساس تعریف افق مالیک) نداشتند. این اختلاف به احتمال زیاد به نوع مدیریتی که در این زمین‌ها پیش و بعد از زراعی شدن انجام گرفته و شرایط اقلیمی مربوط می‌شود. در پروفیل‌های مورد مطالعه واکنش خاک در محدوده خنثی بوده و از سطح به عمق به‌طور عمومی افزایش کمی دارد، که نشان‌دهنده حضور کربنات در مواد مادری یا به عبارت دیگر آهکی بودن مواد مادری و همچنین شستشوی کربنات از افق‌های سطحی و تجمع آن در افق‌های زیر سطحی است. تجمع اشکال مختلف کربنات ثانوی در افق‌های کربناتی و تشکیل افق کلسیک موید این موضوع می‌باشد. عمق تشکیل افق کلسیک رابطه مستقیم با میزان بارندگی مؤثر داشته و حداکثر تجمع آهک به‌طور عمده به منطقه نفوذ آب مؤثر در خاک مربوط می‌شود که اغلب بالاتر از عمق نفوذ باران است (بیول و همکاران، ۱۹۸۹).

با توجه به نتایج بررسی‌های آزمایشگاهی در جدول ۲، مشاهده شد که در بیشتر افق‌ها در خاک‌رخی‌های مورد مطالعه از بین اندازه ذرات خاک، ذرات سیلت غالب بودند که به دلیل منشأ لسی این خاک‌ها می‌باشد. ذرات رس در جایگاه دوم قرار داشته که در بعضی موارد به دلیل شستشو و حرکت در عمق بیشتر می‌شوند. اما ذرات شن مقدارشان کم است ولی هر چه از سمت شرق به غرب استان

می‌رویم، این ذرات در افق‌های خاک بیشتر می‌شوند که نشان‌دهنده فرایندهای رسوب‌گذاری و منشا رسوبی این خاک‌ها است. ترکیب نسبی اجزای خاک در این مطالعه با نتایج پژوهش‌های پیشین که در منطقه انجام گرفته، هماهنگی دارد (پاشایی، ۱۹۹۷ و امینی جهرمی و همکاران، ۲۰۰۹). کربن آلی خاک که نماینده ماده آلی خاک است از سطح به عمق کاهش شدیدی دارد. این امر به دلیل شرایط مناسب برای فعالیت میکروارگانیسم‌ها و افزوده شدن بقایای گیاهان و جانداران به سطح خاک می‌باشد.

نتایج کانی‌شناسی خاک‌های مورد مطالعه نشان داد که کانی‌های رسی که در نمونه‌ها مشاهده شده‌اند، شامل ایلیت، کلریت، اسمکتیت، ورمیکولیت، کائولینیت و کانی‌های مختلط می‌باشند. کانی‌های مختلط، از اختلاط ایلیت و اسمکتیت هستند که در خاک‌ها حضور دارند و در خاک‌هایی که ایلیت از اسمکتیت و یا برعکس اسمکتیت از ایلیت تشکیل می‌شود بسیار معمول می‌باشند (مور و رینولدز، ۱۹۹۷).

ایلیت در بیشتر خاک‌ها کانی غالب بوده یا درصد زیادی را شامل می‌شود و به‌طور واضح در پرتونگراشعه ایکس بخش رس سری‌های خاک قابل تشخیص است (شکل ۲). منشا این کانی در این خاک‌ها ارثی می‌باشد (قرقره‌چی و خرمالی، ۲۰۰۸؛ امینی جهرمی و همکاران، ۲۰۰۸؛ خرمالی و قربانی، ۲۰۱۰). همان‌طور که در جدول ۲ ملاحظه می‌شود، میزان این کانی عموماً از سطح به عمق کاهش می‌یابد. این کاهش که همراه با افزایش کانی اسمکتیت (به‌خصوص در خاک‌هایی با زهکشی نامناسب و یا دارای سطح آب زیرزمینی بالا) و در برخی موارد حضور کانی‌های مختلط ایلیت-اسمکتیت است که نشان‌دهنده تبدیل ایلیت به اسمکتیت می‌باشد (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳؛ قرقره‌چی و خرمالی، ۲۰۰۸؛ خرمالی و قربانی، ۲۰۱۰). باید توجه داشت که وضعیت زهکشی ضعیف، شرایط مناسبی برای تشکیل اسمکتیت از تغییر شکل ایلیت یا نو تشکیل آن از محلول خاک را فراهم می‌نماید (نبی‌اللهی و همکاران، ۲۰۰۶).

همان‌طور که گفته شد کانی اسمکتیت در این خاک‌ها عموماً از سطح به عمق افزایش می‌یابد که آن هم عموماً به دلیل فرایند تبدیلی کانی ایلیت به اسمکتیت می‌باشد. البته در چند سری خاک در غرب استان کانی اسمکتیت، چه در سطح و چه در عمق خاک کانی غالب است و به‌طور واضح در پرتونگراشعه ایکس بخش رس سری‌های خاک قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۳). علاوه بر دلیلی که برای افزایش این کانی در خاک ذکر شد و همچنین شرایط زهکشی ضعیف و بالا بودن سطح آب زیرزمینی، به نظر می‌رسد حضور این کانی به‌صورت غالب در این خاک‌ها دلیل دیگری نیز دارد

(نبی‌اللهی و همکاران، ۲۰۰۶؛ قرقره‌چی و خرمالی، ۲۰۰۸؛ امینی جهرمی و همکاران، ۲۰۰۸). بخشی از کانی اسمکتیت بر اثر فرایند انتقال و رسوب‌گذاری در این خاک‌ها بجای مانده است. زیرا این خاک‌ها در نزدیکی دریا و در اراضی پست حضور دارند.

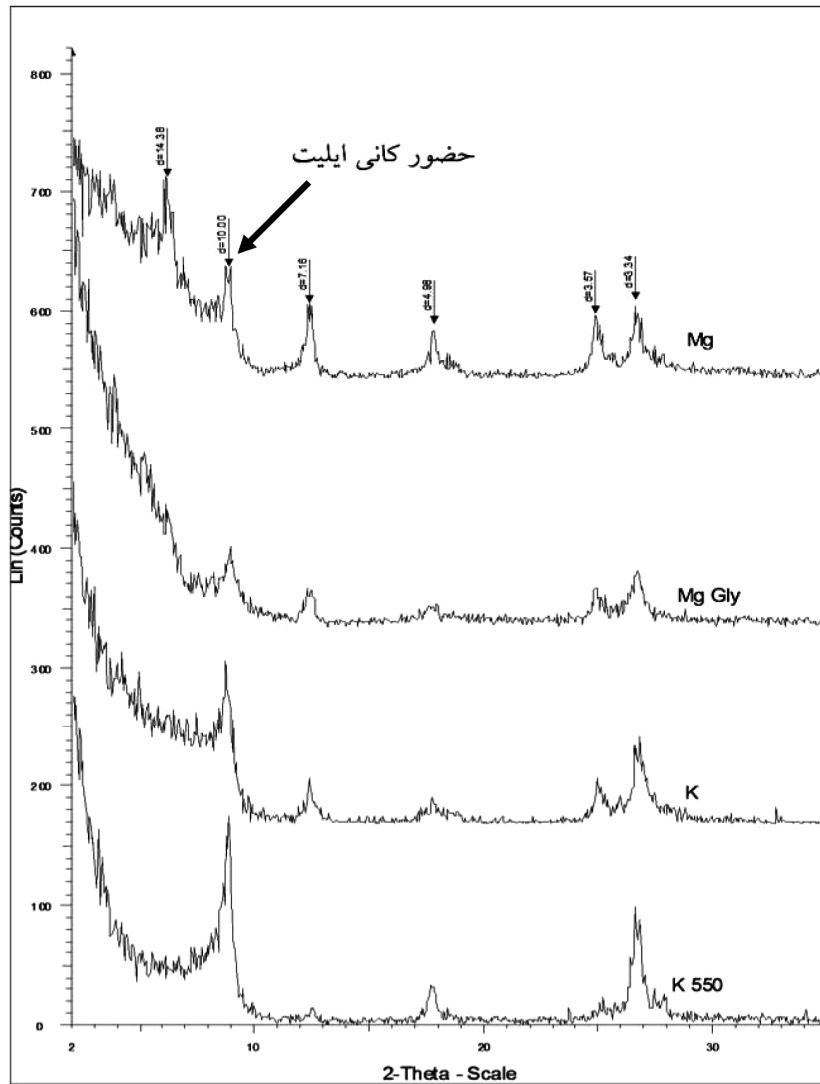
جدول ۳- نتایج کانی‌شناسی خاک‌های مورد مطالعه

نام سری خاک	افق	عمق (سانتی‌متر)	نوع کانی‌رسی
سری مینودشت	A <sub>p</sub>	۰-۲۸	ایلیت << اسمکتیت < کلریت ~ ورمیکولیت < کائولینیت
	B <sub>kl</sub>	۲۸-۷۸	ایلیت < اسمکتیت < کلریت < ورمیکولیت ~ کائولینیت
سری گالیکش	A <sub>p</sub>	۰-۳۵	ایلیت << اسمکتیت ~ کلریت << کائولینیت
	B <sub>w1</sub>	۳۵-۸۲	ایلیت < اسمکتیت ~ کلریت << کائولینیت
سری سارلی	A <sub>p</sub>	۰-۳۷	ایلیت < اسمکتیت < کلریت << کائولینیت
	B <sub>t</sub>	۳۷-۷۲	ایلیت < اسمکتیت < کلریت < کائولینیت
سری شاهپسند	A <sub>p</sub>	۰-۳۰	ایلیت < اسمکتیت < کلریت < ورمیکولیت ~ کائولینیت
	B <sub>gl</sub>	۳۰-۸۰	ایلیت < اسمکتیت < کلریت < کائولینیت ~ کانی‌های مختلط
	A <sub>p</sub>	۰-۲۹	ایلیت < ورمیکولیت < اسمکتیت < کائولینیت < کلریت
سری رامیان	B <sub>g</sub>	۲۹-۷۵	ایلیت < ورمیکولیت ~ اسمکتیت < کائولینیت < کلریت
	C <sub>g</sub>	۷۵-۱۲۵	ایلیت < کائولینیت < کلریت < اسمکتیت ~ ورمیکولیت
سری امیرآباد	A <sub>p</sub>	۰-۲۷	ایلیت < اسمکتیت < کائولینیت < کلریت < ورمیکولیت
	B <sub>kl</sub>	۲۷-۹۰	ایلیت ~ اسمکتیت < کلریت < کائولینیت
سری علی‌آباد	A <sub>p</sub>	۰-۲۰	ایلیت < ورمیکولیت ~ اسمکتیت < کلریت < کائولینیت
	B <sub>w1</sub>	۲۰-۴۳	ایلیت < ورمیکولیت < کلریت < اسمکتیت ~ کائولینیت
سری کردکوی	A <sub>pg</sub>	۰-۳۰	اسمکتیت << ایلیت ~ کلریت << کائولینیت
	B <sub>gl</sub>	۳۰-۵۷	اسمکتیت << کلریت ~ ایلیت < کائولینیت
	A <sub>p</sub>	۰-۱۵	اسمکتیت < ایلیت < کلریت << کائولینیت
سری قره‌سو	B <sub>g</sub>	۱۵-۶۰	اسمکتیت << ایلیت < کلریت < کائولینیت
	C <sub>g</sub>	۱۰۷-۱۴۰	ایلیت << کلریت < اسمکتیت < کائولینیت
سری هاشم‌آباد	A <sub>p</sub>	۰-۳۰	اسمکتیت < ایلیت << کلریت < کائولینیت
	B <sub>kg</sub>	۳۰-۱۲۰	اسمکتیت << ایلیت < کلریت < کائولینیت
سری گرگان	A <sub>p</sub>	۰-۳۲	ایلیت << اسمکتیت < کلریت ~ کانی‌های مختلط < کائولینیت
	B <sub>k</sub>	۳۲-۱۲۵	ایلیت << اسمکتیت ~ کلریت < کائولینیت
سری رحمت‌آباد	A <sub>p</sub>	۰-۳۰	ایلیت << کلریت < اسمکتیت < کانی‌های مختلط ~ کائولینیت
	B <sub>k</sub>	۳۰-۱۲۵	ایلیت << کلریت << اسمکتیت < کائولینیت

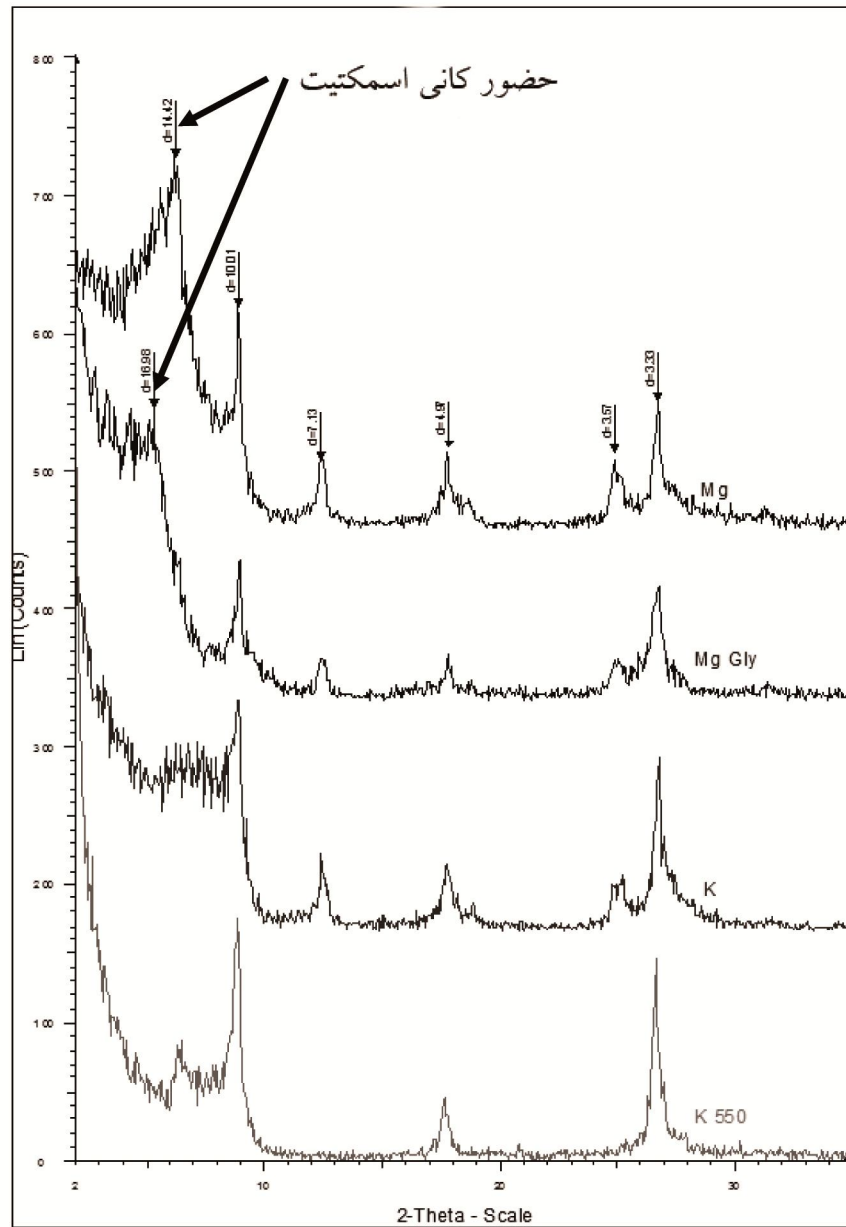
کانی کلریت یکی از کانی‌های اصلی این خاک‌ها است که تقریباً در همه افق‌ها حضور دارد. منشا این کانی در این خاک‌ها ارثی می‌باشد (قرقره چی و خرمالی، ۲۰۰۸؛ امینی جهرمی و همکاران، ۲۰۰۸؛ خرمالی و قربانی، ۲۰۱۰). در بیشتر مواقع کلریت از سطح به عمق کمی افزایش می‌یابد که در صورت وجود کانی ورمیکولیت مشاهده می‌گردد این کانی روند عکس با کلریت دارد. این تغییرات با توجه به نظر آلن و هاجک (۱۹۸۹) که معتقدند ورمیکولیت‌های خاک از تغییر بیوتیت (یا شاید کلریت) تشکیل می‌شود، منطقی است. البته باید توجه داشت که خاک‌های مورد مطالعه دارای مواد مادری لسی هستند و طبق نتایج مطالعات انجام شده در استان گلستان، در این خاک‌ها میزان دو کانی ایلیت و کلریت نسبت به کانی‌های دیگر برتری نسبی دارد (امینی جهرمی و همکاران، ۲۰۰۸؛ خرمالی و قربانی، ۲۰۱۰).

کانی ورمیکولیت در برخی از پروفیل‌ها وجود دارد و از سطح به عمق عموماً کاهش می‌یابد یا در عمق وجود ندارد. حضور این کانی علاوه بر دلیلی که در مورد تبدیل کلریت به ورمیکولیت بیان شد، دلایل دیگری نیز دارد. همان‌طور که داگلاس (۱۹۸۹) نیز بیان می‌کند میکا در اریدی سول‌ها به جای تغییر شکل مستقیم به ورمیکولیت از طریق هوازدگی به ورمیکولیت تبدیل می‌شود. البته مقدار کم ورمیکولیت (به دلیل شرایط نامناسب برای تشکیل این کانی) در مناطق نیمه خشک توسط خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) گزارش شده است. باید توجه داشت که با خروج کامل پتاسیم بین لایه‌ای از بین لایه‌های میکا، کانی‌های از قبیل ورمیکولیت و مونتوریلونیت تولید می‌شوند (بیول و همکاران، ۱۹۸۹). البته به نظر می‌رسد که بخشی از حضور این کانی در عمق خاک با این‌که شرایط برای تشکیل ورمیکولیت مناسب نیست، بر اثر فرایند انتقال و رسوب‌گذاری در این خاک‌ها می‌باشد.

کانی کائولینیت در همه افق‌ها وجود داشته و مقدارش از سطح به عمق کمی افزایش می‌یابد. با توجه به این‌که شرایط در خاک‌های مورد مطالعه برای تشکیل کائولینیت مناسب نیست و از طرف دیگر میزان تکامل خاک‌های مورد مطالعه در حدمتوسطی قرار دارد، به نظر می‌رسد دلیل حضور این کانی به علت منشا ارثی آن در این خاک‌ها است (قرقره چی و خرمالی، ۲۰۰۸؛ خرمالی و قربانی، ۲۰۱۰).



شکل ۲- پرتو نگاراشعه ایکس بخش رس، پیک  $10\text{\AA}^0$  نشان دهنده کانی ایلیت می باشد (سری خاک مینودشت، افق  $B_{k1}$ ).



شکل ۳- پرتونگاراشعه ایکس بخش رس، پیک  $17A^\circ$  در تیمار گلیسرول نشان‌دهنده کانی اسمکتیت می‌باشد (سری خاک قره‌سو، افق  $A_p$ ).

### نتیجه گیری

در نهایت می توان گفت که به طور کلی کانی های مشاهده شده در خاک های مورد مطالعه شامل ایلیت، اسمکتیت، کلریت، کائولینیت، ورمیکولیت و کانی های مختلط بودند. کانی های ایلیت، کلریت و کائولینیت بیشتر منشا ارثی در خاک ها داشتند. فرایندهای مشاهده شده در خاک ها در بحث کانی شناسی تبدیل ایلیت به اسمکتیت و برعکس، تبدیل کلریت و ایلیت به ورمیکولیت بودند. با حرکت از سمت شرق استان به سمت غرب کانی ایلیت که غالب بوده، غالبیتش را به اسمکتیت می دهد، به خصوص در خاک هایی که زهکشی مناسبی نداشته یا سطح آب زیرزمینی در آن ها بالاست و با تغییر فیزیوگرافی زمین این تغییرات واضح تر می باشد.

در منطقه مورد مطالعه نوع کانی های رسی تحت تاثیر مواد مادری و فیزیوگرافی می باشد. مطالعات کانی شناسی برای توجیه و توصیف رفتارهای خاک در زمینه های مختلف علوم خاک و کمک به مدیریت منابع خاک ضروری است و باید تهیه نقشه های کانی شناسی منطقه در مطالعات بعدی مورد نظر قرار گیرد.

### منابع

1. Allen, B.L., and Hajek, B.F. 1989. An introduction to soil mineralogy. P. 199-278. In: Dixon, J.B. and S.B. Weed. (Eds.), Minerals in Soil Environments, second edition. SSSA Book Ser. Madison, WI.
2. Jahromi, H., Naseri, M.Y., Khormali, F., and Movahedi Naeini, Amini S.A.R. 2008. Clay mineralogy of the soil formed on loess parent material in two regions of Golestan Province. Journal of Agric. Sci. and Natur. Resour. 15: 5.18-27. (In Persian)
3. Amini Jahromi, H., Naseri, M.Y., Khormali, F., and Movahedi Naeini, S.A.R. 2009. Variations in development and physico-chemical properties of the soils of different climates and geomorphic units formed on loess parent material in Golestan Province. Journal of Agric. Sci. and Natur. Resour. 16:4. (In Persian)
4. Barzegar, A. 2000. Fundamental of Soil Physics. Shahid Chamran University press. 252 p. (Translate in Persian)
5. Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soils. Agron. J. 54: 464-465.
6. Buol, S.W., Hole, F.D., and McCracken, R.J. 1989. Soil genesis and classification. Second edition. Iowa State Univ. Press. Ames. Iowa. 446 p.
7. Ghergherechi, Sh., 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 Agric. Sci. and Natur. Resour. 15:3.(In Persian)

8. Gunal, H., and Ransom, M.D. 2006. Genesis and micromorphology of loess-derived soils from central Kansas. *Catena*. 65: 222-236.
9. Hargarit, R., and Liversey, N.T. 1975. Mineralogical and chemical properties of Serpentine soils in northeast Scotland. In: S.W., Baily (eds.), proceeding international clay conference, Mexico City. 655 p.
10. Jackson, M.L. 1975. Soil Chemical Analysis. Advanced Course. University of Wisconsin, College of Agriculture, Department of Soils, Madison, Wisconsin, USA.
11. 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.
12. Khormali, F., and Ghorbani, R. 2010. Origin and distribution of clay minerals in eastern climatic region of Golestan Province. *Journal of Agric. Sci. and Natur. Resour.* 16: 6. (In Persian)
13. Kittrick, J.A., and Hope, E.W. 1963. A procedure for particle size separation of soils for X-ray diffraction analysis. *Soil Sci.* 96: 312-325.
14. 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.
15. Ministry of Agriculture and Natural Resources of Iran, Soil Institute. 1973. Soil survey report of land classification and irrigation capability of southern Gorgan river area. Technical j. Vol. 1. 225 p.
16. Moore, D.M., and Reynolds, R.C. 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford. Second edition. 387 p.
17. Nabiollahy, K., Khormali, F., and Ayoubi, SH. 2006. Formation of Mollisols as affected by landscape position and depth of groundwater in Kharkeh Research Station, Kurdistan province. *Journal of Agric. Sci. and Natur. Resour.* 13: 4.20-30. (In Persian)
18. Naidu, R., Mitchell, B.D., and Machenzie, R.C. 1994. Effect of drainage on characteristics of some soils of the Orkney Island (Y.U). *Australian. J., Soil Res.* 32: 519-534.
19. Page, A.L., Miller, R.H., and Keeney, D.R. 1982. Methods of Soil Analysis, Chemical and Microbiological Properties, Part 2. Agronomy Monographs, 9, ASA-SSA, Madison, WI. Pp: 581-593.
20. Pashaei, A. 1997. Physicochemical properties of loess deposits in Gorgan area. *Geology Sci. J.* 23-24: 67-78.
21. Soil Survey Staff. 2010. Keys to Soil Taxonomy, eleventh edition. U.S., Department of Agriculture. NRCS.
22. Walkley, A., and Black, I.A. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.* 37: 29-38.





Gorgan University of Agricultural  
Sciences and Natural Resources

*J. of Water and Soil Conservation, Vol. 18(4), 2011*  
[www.gau.ac.ir/journals](http://www.gau.ac.ir/journals)

## **Clay mineralogy of Mollisols and Mollisols-like soils as affected by physiography unit form on loess deposits in southern Gorgan River, Golestan province**

**\* A. Shahriari<sup>1</sup>, F. Khormali<sup>2</sup> and H. Azarmdel<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Dept. of Soil Science, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran, <sup>2</sup>Associate Prof., Dept. of Soil Science, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran, <sup>3</sup>Former M.Sc. Student, Dept. of Dry land Management, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran

Received: 2010-10-19; Accepted: 2011-7-19

### **Abstract**

There are more than 70000 hectares of Mollisols in the southern part of Gorgan River, in the Golestan province, Iran. Taking into account the mollic intergrades, it reaches to 150000 hectares. Parent materials of the studied lands are loess materials. The main objectives of the present study were to examine the mineralogy of Mollisols and Mollisols like soils and also effective factors on the distribution of clay minerals. Clay mineralogical studies showed that the dominant minerals of loess parent materials were illite, smectite, chlorite, and kaolinite. The general order of the dominance of clay minerals in the studied Mollisols, were: Illite > Smectite > Chlorite > Kaolinite. Illite was the dominant clay mineral in most of the studied soils especially toward the eastern parts of the province. Smectite was the dominant mineral in the poorly drained soils in low lands of the western parts. Drainage condition therefore seems to play an important role for the occurrence of smectite besides the inherited origin in the studied area

**Keywords:** Mollisols; Mineralogy; Physiography; Loess materials; Golestan province.

---

\*Corresponding Author; Email: [ashk\\_se80@yahoo.com](mailto:ashk_se80@yahoo.com)