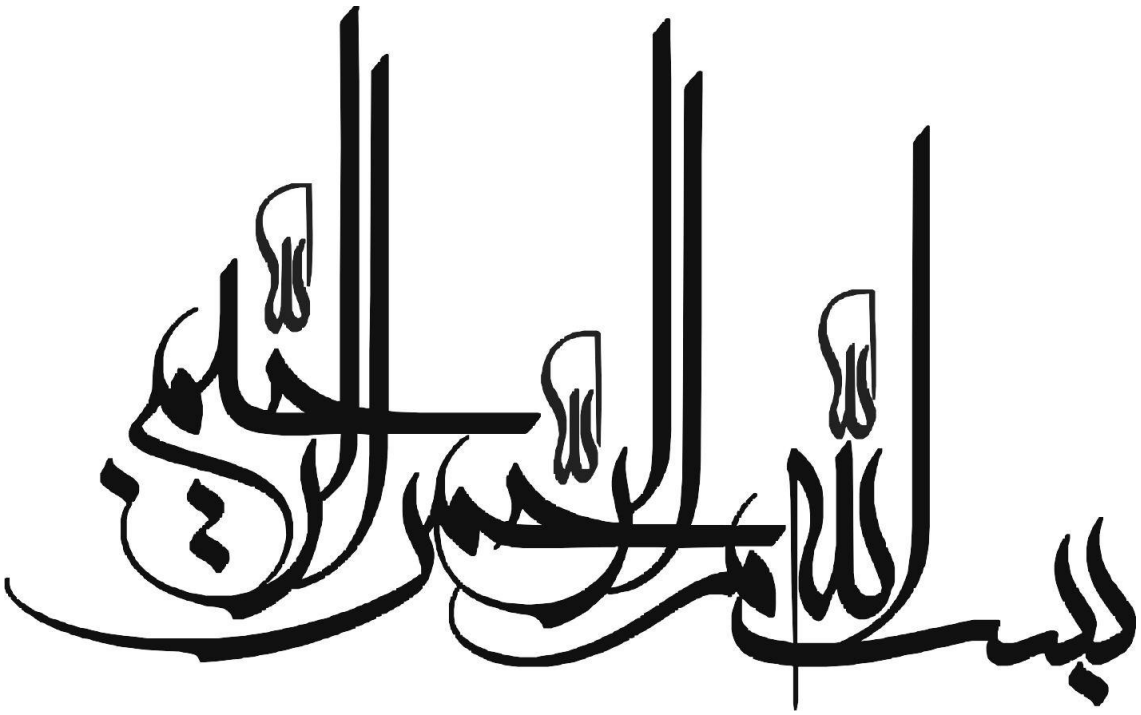


دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده کشاورزی

گروه آب و خاک

پایان نامه کارشناسی ارشد

بررسی تشکیل و طبقه بندی خاک‌های دشت محمدآباد در استان فارس

الهه گلکار

اساتید راهنما:

دکتر علی عباسپور

دکتر سیدعلی ابطحی

استاد مشاور:

مهندس علی اصغر نادری

بهمن ۱۳۹۰

تقدیم به

پدر فداکارم که گام های استوارش، پایه های زیستنم را محکم می کند.

یک قطره از دریای بی کران محبت مادر دلسوزم، که زیر قطره قطره باران محبتش، آئین مهرورزی را به من آموخت.

پدربزرگ و مادربزرگ بزرگوارم.

چه کنم که بیان حق شناسی سزاوارانه شمار اندارم. اندیشه ام قاصر و قلم ناتوان تر از آنی است که بتواند فرشته هایی چون شمارا

بستاید، چه کنم توشه ای بیش از این در چنته ندارم، پس سخاوتمندانه همین را بپذیرید و همای سعادت ستایشتان را بر شانه های

لرزانم بنشانید.

و

برادر و خواهران مهربانم

سپاس بی کران و ستایش خداوندی که در تمام لحظه های زندگی تنهایمان نمی گذارد و وجود حقیرمان را لایق رحمت و کرامت خویش فرمود، آن یگانه معبودی که سرانجام خلقت و پایان کارها به او بر می گردد. اکنون که به لطف عنایت خداوند بالامرتبه توانسته ام مرحله دیگری از دوران تحصیلی خود را با موفقیت به پایان برسانم، از پدر و مادر عزیز و خواهران و برادر مهربانم که دلسوزانه و بی ریا مشوقم بودند و بی شک بدون یاریشان اتمام این دوره امکان پذیر نبود، از زحمات و محبت های ایشان تشکر و قدردانی می نمایم. پرودگارا تو را شاکرم که مرا در مسیر کسب علم و معرفت قرار داده و یاری نمودی تا در سال های متمادی از شمع حضور معلمان و استادان گرد انقدر بهرمند شوم. در اینجا بر خود لازم می دانم از زحمات اساتید فرزانه جناب آقایان دکتر عباسپور و دکتر ابطحی که به عنوان اساتید راهنما در کلیه مراحل انجام و تدوین پایان نامه و با وجود تمام مشقات همواره مرا با راهنمایی های ارزنده شان مورد لطف قرار دادند، کمال تشکر و سپاسگزاری را به عمل آورم. از استاد مشاورم جناب آقای مهندس نادری قدردانی می نمایم. از دیگر استادان بخش علوم خاک که افتخاری بر کارنامه دانشجویی ام بودند، کمال تشکر را دارم. همچنین از مهندس جابری که در تمام مراحل، راهنمایی های بی دریغش، گره گشای مشکلاتم بودند، از ایشان قدردانی می کنم. از تمام دوستان خوبم به خصوص مهندس سمیرا فتحی، مهندس الهام میرباقری و خانم الناز مولاوردی به خاطر محبت هایشان تشکر می کنم. آشنایی با این عزیزان برایم افتخار بزرگی بود و یاد و خاطره شان همواره پایدار خواهد ماند.

چکیده

پستی و بلندی به عنوان یکی از فاکتورهای مؤثر بر خاکسازی، باعث تغییر در خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و مینرالوژیکی خاک‌ها می گردد. تغییر در خصوصیات خاک در نهایت باروری و حاصلخیزی خاک را تحت تأثیر قرار می دهد. خاک‌های دشت محمد آباد در استان فارس به لحاظ تأثیر پستی و بلندی (توپوگرافی) به عنوان یک عامل خاکساز بر خصوصیات ژنتیکی، ریخت شناسی و کانی شناسی آن‌ها مورد مطالعه و بررسی قرار گرفتند. وسعت دشت محمد آباد حدود ۳۵۰۰ هکتار است. میانگین بارندگی آن ۴۸۸/۳ میلی‌متر و میانگین دمای سالیانه ۱۳/۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. رژیم حرارتی آن مزیک و رژیم رطوبتی آن زریک است. مطالعات صحرایی شامل حفر و تشریح پروفیل‌های مورد لزوم و بررسی نتایج آزمایشات و پردازش‌های لازم انجام و واحدهای نقشه خاک تهیه گردید. واحدهای خاک تولید شده طبق سیستم جامع رده بندی خاک آمریکایی و سیستم فائو رده بندی شدند. وجود تنوع توپوگرافی، میزان هرز آب سطحی و مقدار آب نفوذ یافته به درون خاک و انتقال عمودی املاح و مواد در درون نیمرخ خاک، توسعه و تکوین خاک‌ها را تحت تأثیر قرار داده و مجموع این عوامل باعث تمایز خاک‌هایی گردیده که می‌توان آن‌ها را در سه راستهآلفی سول، انتی سول و اینسپتی سول رده بندی کرد. کانی شناسی بخش رس خاک‌های منطقه مورد مطالعه به وسیله پراکنش پرتو ایکس نشان داد که کانی‌های موجود در نمونه‌های گرفته شده از نظر نوع تقریباً یکسان بوده ولی میزان آن‌ها در فیزیوگرافی‌های مختلف متفاوت است و حضور کانی‌های کلریت، ایلیت، اسمکتیت، پالیگورسکیت، کائولینیت و کوارتز را نشان داد.

کلمات کلیدی: تشکیل، کانی رسی، طبقه بندی، خاک، فارس

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

فصل اول: مقدمه ۱

۱-۱- مقدمه ۲

۱-۲- اهداف ۴

۱-۲-۱-مطالعه و بررسی تأثیر مهمترین عوامل خاکساز در تشکیل و تکامل خاک‌های منطقه... ۴

۱-۲-۲-بررسی مشخصات فیزیکی، شیمیایی، کانی‌شناسی و طبقه بندی خاک‌های منطقه..... ۴

۱-۲-۳-مطالعه منشأ،تکامل و پراکنش کانی‌های رس در خاک‌های منطقه ۴

فصل دوم : بررسی منابع ۵

۲-۱- تشکیل و تکامل خاک ها ۶

۲-۱-۱- تشکیل و تکامل خاک ها در رابطه با اقلیم ۷

۲-۱-۲- تشکیل و تکامل خاک ها در رابطه با پستی و بلندی(توپوگرافی) ۱۰

۲-۲- مطالعه منشأ،تکامل و پراکنش کانی‌های رس در خاک ها و سنگ های مادر ۱۳

۲-۳- مطالعات کانی شناسی ۱۶

فصل سوم : معرفی منطقه مطالعاتی ۲۲

۳-۱-موقعیت و وسعت منطقه ۲۳

۳-۲- اقلیم ۲۳

۳-۳-رژیم رطوبتی و حرارتی خاک ۲۴

۳-۴- ژئومورفولوژی ۲۶

۳-۴-۱- واحد کوهستان ۲۶

۳-۴-۲- واحد تپه ماهور ۲۶

۳-۴-۳- واحد فلات‌ها و تراس‌های بالایی ۲۷

۳-۵- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه ۲۷

۳-۵-۱- سازند فهلیان (Fa) ۲۷

۳-۵-۲- سازند داریان(Dr) ۲۸

۳-۵-۳- سازند کژدمی (Kz) ۲۸

۳-۵-۴- سازند سروک (Sv) ۲۸

۳-۵-۵- سازند گورپی(Gu) ۲۹

۳-۵-۶- کواترنر ۲۹
۳-۶- پوشش گیاهی ۲۹
۳-۷-مطالعات صحرایی ۳۰
۳-۸-کارهای آزمایشگاهی ۳۱
۳-۸-۱- تجزیه های فیزیکی و شیمیایی ۳۱
۳-۸-۲- آزمایش‌های کانی شناسی رس ۳۲
فصل چهارم : نتایج و بحث ۳۳
۴-۱- طبقه بندی و اطلاعات عمومی نیمرخ های انتخابی خاک های مطالعه شده ۳۴
۴-۱-۱- نیمرخ شماره یک ۳۵
۴-۱-۲- نیمرخ شماره دو ۳۸
۴-۱-۳- نیمرخ شماره سه ۴۱
۴-۱-۳- نیمرخ شماره چهار ۴۴
۴-۱-۳- نیمرخ شماره پنج ۴۸
۴-۱-۳- نیمرخ شماره شش ۵۱
۴-۱-۳- نیمرخ شماره هفت ۵۴
۴-۱-۳- نیمرخ شماره هشت ۵۷
۴-۱-۳- نیمرخ شماره نه ۶۰
۴-۲- بررسی چگونگی تاثیر پستی و بلندی بر تشکیل و تکامل خاک‌های منطقه مورد مطالعه۶۳
۴-۳- بررسی راسته‌های مختلف در منطقه مورد مطالعه ۶۴
۴-۳-۱- انتی سول‌ها (Entisols) ۶۴
۴-۳-۲- اینسپتی سول‌ها (Inceptisols) ۶۵
۴-۳-۳- آلفی سول ها (Alfisols) ۶۵
۴-۴- منشأ کانی های رسی در سنگ مادر ۶۶
۴-۵-بررسی کانی های موجود در خاک های منطقه ۶۸
۴-۵-۱- ایلیت وکلریت ۶۸
۴-۵-۲-اسمکتیت ۷۰
۴-۵-۳-پالی گورسکیت ۷۰
۴-۵-۴- کائولینیت ۷۱
۴-۵-۵- کوارتز ۷۱

فصل پنجم : نتیجه گیری و پیشنهادات ۸۰
۵-۱- نتیجه‌گیری ۸۱
۵-۲- پیشنهادات ۸۴
فهرست منابع ۸۵

فهرست جداول

جدول ۳-۱. آمار داده های هواشناسی منطقه مورد مطالعه ۲۵
جدول ۴-۱. نتایج تجزیه های فیزیکی وشیمیایی نیمرخ خاک شماره ۱ ..... ۳۷
جدول ۴-۲. نتایج تجزیه های فیزیکی وشیمیایی نیمرخ خاک شماره ۲ ..... ۴۰
جدول ۴-۳. نتایج تجزیه های فیزیکی وشیمیایی نیمرخ خاک شماره ۳ ..... ۴۳
جدول۴-۴.نتایج تجزیه های فیزیکی وشیمیایی نیمرخ خاک شماره ۴ ..... ۴۷
جدول۴-۵. نتایج تجزیه های فیزیکی وشیمیایی نیمرخ خاک شماره ۵ ..... ۵۰
جدول۴-۶. نتایج تجزیه های فیزیکی وشیمیایی نیمرخ خاک شماره ۶ ..... ۵۳
جدول ۴-۷. نتایج تجزیه های فیزیکی وشیمیایی نیمرخ خاک شماره ۷ ..... ۵۶
جدول ۴-۸. نتایج تجزیه های فیزیکی وشیمیایی نیمرخ خاک شماره ۸ ..... ۵۹
جدول ۴-۹. نتایج تجزیه های فیزیکی وشیمیایی نیمرخ خاک شماره ۹ ..... ۶۲

فهرست اشکال

شکل ۳-۱- موقعیت و راه‌های دسترسی به منطقه مطالعاتی ۲۳
شکل ۳-۲-منحنی آمبروترمیک منطقه مورد مطالعه ۲۵
شکل ۴-۱-نمایی از یک پروفیل ۳۴
شکل ۵-۱- منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۴ (افقB_W) ۷۳
شکل ۵-۲-منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۴ (افقB_{tk1}) ۷۴
شکل ۵-۳-منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۴ (افقB_{tk2}) ۷۵
شکل ۵-۴-منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۳ (افقA) ۷۶
شکل ۵-۵-منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۷ (افقC_1) ۷۷
شکل ۵-۶-منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۷ (افقC_2) ۷۸
شکل ۵-۷- منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۶ (افقB_W) ۷۹

فصل اول

مقدمه

۱-۱- مقدمه

خاک به عنوان یکی از مهمترین منابع طبیعی، جایگاه ویـژه‌ای را در اکوسیسـتم کـره زمـین بازی می‌کند و در اهمیت آن همین بس، که بستر حیات محسوب می‌شود. تاریخ زنـدگی بشـر شـاهد بروز تمدنهای بزرگ، در مناطقی بوده است که خاکی حاصلخیز و مناسب داشته‌اند و متأسفانه به دلیل نداشتن علم و آگاهی چگونگی استفاده صحیح از آن، امروزه ما فقط شاهد ویرانه‌های بجا مانـده از آن تمدنهای قدیمی هستیم.

خاک مجموعه فعالی می باشد که در حد فاصل قشر جامد سطح زمین و اتمسـفر یـا آب کـم عمق تشکیل شده است که از اثر مشترک آب وهوا، پوشش گیاهی بر سنگ مادر پدید آمده و به مرور زمان به حد تکامل رسیده است. خاک مخلوطی از مواد معدنی و آلی می باشد که محل فعالیت و رشد و نمو موجودات زنده است.

خاک پیچیده ترین ترکیب بیوشیمیایی موجود در طبیعت است. خـاک مجموعـه ای از مـواد ریز و درشت با ترکیب شیمیایی مختلف و شبکه ساختمانی پیچیده است که دارای حالات متفاوتی در شرایط حرارت، رطوبت و تغییر ترکیب و غلظت فاز جامد، مـایع و گـاز بـوده و تحـت تـأثیر و ارتبـاط تنگاتنگ با موجودات زنده میکروسکوپی می باشد. لذا نمی توان با اصـول سـاده شـیمیایی و فیزیکـی فرآیندها، تأثیرات و واکنش خاک را در مقابل افزودن مواد شـیمیایی و تغییـر و تحـولات مکـانیکی و فیزیکی و اثرات آنها را در رشد گیاه تعبیر و تفسـیر نمـود. شناسـایی اجـزای تشـکیل دهنـده خـاک مهمترین راه‌گشای تعیین نیاز های فیزیکی، شیمیایی و مدیریت خاک می‌باشد که توسـط آن تفسـیر فرآیندهای فیزیکی، شیمیایی و پایدار نگاه داشتن پتانسیل تولید خاک ممکن مـی‌گـردد(Buol et al., 1989).

سنگ ها در اثر تخریب و فساد به خاک و خاک ها طی قرون متوالی به سنگ تبدیل می شوند. به بیان دیگر می توان گفت که خاک مجموعه پیچیده ای است که از اثر متقابل اتمسفر، هیدروسفر، بیوسفر و لیتوسفر تشکیل می شود.

مواد اولیه متشکله خاک یا سنگ زیرین (سنگ مادر) تحت تأثیر آب و هـوا وگیاهـان تجزیـه شده و از طرف دیگر محیط بیولوژیک نیز با استقرار در آن و با وارد کردن ماده آلی و تشکیل هوموس، موجب ارتباط نزدیک بین مواد معدنی حاصل از تجزیه سنگ ها و مواد آلی می شود. لذا خاک تحـول می یابد و زمانی که تحول خاک به اوج خود رسید، محیط متعادل و پایـداری ایجـاد مـی گـردد کـه حاوی خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیک کاملاً مشخص بوده و خصوصیات ویـژه خـود را مـی یابد(جعفری وسرمدیان، ۱۳۸۲).

خاک یکی از منابع طبیعی و شاید مهمترین زیر بنای تمدن هر کشور است و در واقع مسـیر پیشرفت یا سیر قهقرائی هر جامعه را اصول و چگونگی بهره برداری از خاک تعیین می کند.
در کشور ما، با اقلیم های مختلفی که حکم فرماست، می توان انتظار داشت که انواع متفاوتی از خاک ها در طول قرون گذشته به وجود آمده و یا در شرف تکوین باشند.

خاک، دائم در حال تغییر و تحول است و زمانی که تحول خاک به اوج خود می‌رسد، محیطی متعادل و پایدار ایجاد می‌گردد که حاوی خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و بیولـوژیکی کـاملاً مشـخص است.

با توجه به اینکه منابع طبیعی و از جمله خاک، فقط امانت گذشـتگان نیسـت، بلکـه میـراث آیندگان نیز می باشد، مطالعه همه جانبه و اگاهی از ویژگی ها و خصوصیات مـؤثر خـاک و روز بـودن مطالعات خاکشناسی و طبقه‌بندی خاک در جهت اجرای موفق طرح های مختلف روی خاک و رسیدن به خود کفایی در زمینه های گوناگون، مخصوصاً کشاورزی، لازم و ضروری به نظر می رسد.

جهت استفاده صحیح در بهره برداری از اراضی یک منطقه، تعیین اسـتعدادهای ذاتـی خـاک هـا برای کشت های مختلف، استفاده صحیح از منابع آب و خاک، جلوگیری از کـویرزایی و غیـره همگـی نیاز به شناخت خاک به شیوه علمی دارند. بررسی ترکیب کانی شناسی خاک های مناطق مختلف نیز علاوه بر کمک به شناخت چگونگی تشکیل خاک، سبب افزایش تولیـدات غـذایی در کشـورهای ایـن مناطق می شود زیرا نوع کانی های تشکیل دهنده ی خاک یکی از عوامل مؤثر بر تولید است.

۱-۲- اهداف این پژوهش

۱-۲-۱- بررسی تأثیر مهمترین عوامل خاکساز در تشکیل و تکامل خاک‌های منطقه

تغییر عوامل خاکساز باعث می شود تا خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و مینرالوژیکی خاک دچار تحول گردد، تغییر خصوصیات خاک در نهایت باروری و حاصلخیزی خاک را تحت تأثیر قرار می دهد که این خود دلیلی بر ضرورت بررسی اثرات عوامل خاکساز در تشکیل و تکامل خاک‌هاست.

۱-۲-۲- بررسی برخی مشخصات فیزیکی، شیمیایی، کانی‌شناسی وطبقه بندی خاک‌های منطقه

بهره برداری مناسب و حفاظت از منابع خاک در صورتی امکان پذیر است که کلیه خصوصیات خاک اعم ازویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکی،شیمیایی و کانی شناسی بررسی و مورد شناسایی قرار گیرند. ضرورت دانستن خصوصیات فیزیکی وشیمیایی خاک زمانی آشکار می شود که بدانیم این ویژگی‌ها تأثیر مستقیم در حاصلخیزی و باروری خاک داشته و رکن اصلی در طبقه بندی خاک می باشد.

۱-۲-۳- مطالعه منشأ،تکامل و پراکنش کانی‌های رس در خاک‌های منطقه

کانی‌های رسی موجود در خاک، تأثیر شگرفی بر تمامی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک می گذارند. از سوی دیگر بسیاری از ویژگی‌های خاک، از جمله انبساط و انقباض، تبادل کاتیونی، تهویه، نفوذپذیری و ویژگی‌های تغذیه‌ای خاک بستگی به نوع و میزان کانی‌ها به ویژه رس‌های خاک دارد، بر این اساس مطالعه خاک از نظر ژنتیکی، مورفورلوژیکی، فیزیکی، شیمیایی و کانی شناسی در راستای استفاده صحیح و پایدار از خاک و اعمال مدیریت مناسب در شرایط گوناگون بر روی آن حائز اهمیت خواهد بود.

فصل دوم

بررسی منابع

۲-۱- تشکیل و تکامل خاک‌ها

بیشتر دانشمندانی که در قرن نوزدهم و نیمه اول قرن بیستم در ارتباط با علم خاکشناسی منشأ خدماتی بوده اند، عقیده داشتند که خاک در واقع همان صخره های متلاشی شده به انضمام مقداری مواد آلی پوسیده است (Simonson, 1959). اگر این ادعا درست می بود، همین تخریب صخره ها به تنهایی یک توضیح کافی برای تشکیل خاک فراهم کرده و باعث می گردید که بعدها دیگر نیازی به یافتن یک تئوری رضایتبخش و فراگیر برای تشکیل و تکامل خاک نباشد.

تشکیل و تکامل خاک‌ها نتیجه تأثیر فرآیند های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی می باشد که در مجموع هوادیدگی نامیده می شوند.هوادیدگی در دو مرحله اتفاق می افتد: مرحله اول آن تأثیر عوامل محیطی بر سنگ ها و تشکیل مواد مادری است و مرحله دوم به وجود آمدن افق ها و تکامل خاک از این ماده مادری توسط عوامل خاکساز می باشد (Rahman et al., 1996).

مجموعه عامل های بی شماری که در تشکیل خاک های گوناگون دخالت دارند، عامل های تشکیل دهنده خاک هستند. شدت و ضعف تأثیر یک یا چند عامل، سبب تشکیل خاک های گوناگون در مناطق مختلف جغرافیایی می شود. نخستین بار در سال ۱۸۹۸ دانشمند روسی به نام داکوچایف، بر اساس عامل های آب و هوایی، جانداران و مواد مادری تفاوت خاک های گوناگون را بررسی و آنها را طبقه بندی کرد (باقر نژاد، ۱۳۸۱).

عوامل مؤثر در تشکیل خاک عبارتند از :اقلیم، ماده مادری، توپوگرافی، موجودات زنده و زمان که تغییر هر یک از این عوامل باعث ایجاد دگرگونی در خصوصیات خاک می گردد و در نتیجه خاک های یکسان در شرایط مشابهی از این عوامل به وجود می آیند. عوامل تشکیل دهنده خاک ابتدا توسط داکوچایف در سال ۱۸۹۸ مورد مطالعه قرار گرفت. وی خاک را پیکره های طبیعی می دانست که تحت تأثیر عوامل تشکیل دهنده خاک در حال تکامل می باشند. او در میان این عوامل نقش اقلیم و پوشش گیاهی را از همه مهمتر می دانست و این عوامل را متغیر های وابسته به هم نامید (Buol et al., 1997).

ینی (۱۹۴۱) با معرفی پنج عامل مؤثر در تشکیل خاک آنها را عوامل مستقل نامید و علت این نامگذاری را تغییر مستقل هر عامل با فرض ثابت بودن سایر عوامل بیان کرد. این دانشمند این عوامل را با ارائه فرمولی بیان کرد.

سیمونسون (۱۹۵۹) اظهار داشت که تشکیل و تکامل افق‌های خاک متأثر از چهار فرآیند افزایش مواد به خاک، خروج مواد از خاک، انتقال در خاک و تغییر شکل در خاک می باشد.

عواملی مانند غلظت و تعادل یونی در سیستم خاک، ناشی از انحلال، شرایط اکسیداسیون و احیاء محیط و سرعت هوادیدگی در تشکیل کانی های خاک مؤثرند (Buol et al., 1989).

۲-۱-۱- تشکیل و تکامل خاک‌ها در رابطه با اقلیم

اقلیم یک متغیر مستقل و یکی از عوامل اصلی در تشکیل خاک می باشد. این عامل خود از دو بخش اصلی بارندگی و دمای سالیانه تشکیل شده که به ترتیب رطوبت و دمای لازم برای انجام واکنش ها را کنترل می کند (بای بوردی، ۱۳۷۲).

تأثیر اقلیم بر تشکیل و تکامل خاک به عنوان یکی از مهمترین عوامل خاکساز، توسط محققان زیادی مورد بررسی قرار گرفته است. اقلیم با تأثیرات مستقیم و غیر مستقیم خود بر تشکیل و تکامل خاک مؤثر است. اثر مستقیم اقلیم، توسط دما و رطوبت اعمال می شود. ینی معتقد است که در مناطق گرم و پر باران کاتیون‌های بازی تقریبا بطور کامل از پروفیل خاک خارج می شوند. همچنین در صورت فراهم بودن رطوبت، با افزایش دما مقدار نیتروژن و ماده آلی خاک کاهش یافته، حال آنکه مقدار رس افزایش می یابد (Jenny, 1941).

آید و اسمیت (۲۰۰۱) با مطالعه تشکیل خاک در منطقه‌ای نیمه خشک در تگزاس نشان دادند که رسوب اتمسفری کلسیم و استرانسیم و ته نشست رس از باد[1]، نشان مهمی از تشکیل خاک هستند. همچنین میزان از دست رفتن عناصر سیلیسیوم، آلومینیوم، پتاسیم، سدیم و دیگر عناصر

[1]- Wind deflation

محسوس است. این محققان عقیده دارند که در منطقه مطالعه شده، آبشوئی در تشکیل خاک مهم است و تشکیل اکسید آهن که در ارتباط با مناطق مرطوب است، در خاک های دارای ریز اقلیم[۲]مرطوب تر بیشتر است. این محققان هوادیدگی شیمیایی فلدسپارها، رسوب اتمسفری کلسیم و استرانسیم و رسوب کردن از باد را فرآیندهای مهم پدوژنیک می دانند.

دما و رطوبت، نوع پوشش گیاهی و نهایتاً مقدار مواد آلی خاک را کنترل می کند. در مناطق مرطوب نمک به صورت مداوم آبشویی شده و مواد آلی به فراوانی یافت می شوند و مقدار پ هاش در این خاک‌ها کاهش می یابد. در مناطق خشک تبخیر بیش از بارندگی است و مقداری از باران که در زمین نفوذ می کند در هنگام فصل خشک بالا آمده تبخیر می شود، در نتیجه شستشوی املاح به کندی صورت می گیرد. این در حالی است که مقدار ماده آلی با مقدار بارندگی افزایش و با افزایش دما کاهش می یابد (بای بوردی، ۱۳۶۸).

ینی(۱۹۴۱) اعتقاد دارد که دما بعنوان جزئی از اقلیم به صورت یک عامل غیر وابسته بر تشکیل خاک مؤثر می باشد. ایشان، همچنین اظهار می دارند که بعضی از خصوصیات به شرح زیر به دما بستگی دارد:

- با افزایش دما، نیتروژن و مواد آلی موجود در خاک کاهش می یابد.
- مقدار رس موجود، بعلت هوادیدگی بیشتر می شود.
- میزان آهک زدایی، بخصوص در اراضی آهکی، تابع دمای خاک است.
- با افزایش دما و افزایش فعالیت های بیولوژیکی در خاک، فشار جزیی گاز CO_2 افزایش می یابد (Jenny, 1980).

افزایش دما با سرعت بخشیدن به واکنش‌های شیمیایی و نیز تبخیر و کاهش آب در خاک در به تعویق انداختن آبشویی نمک‌ها نقش مضاعفی دارد (بای بوردی، ۱۳۷۲).

[۱]- Microclimate

اقلیم با تأثیر بر شستشو و تجمع آهک، در نحوه تکامل خاک‌های مختلف تأثیر می گذارد. در مطالعه خاک‌های آهکی مشخص شده است که خاک‌های مناطق کم باران عمدتا آهکی تر و دارای افق های کلسیک و یا پتروکلسیک بوده در حالیکه خاک‌های نواحی پر باران دارای آهک کمتر و افق آرجیلیک هستند(بای بوردی،۱۳۶۰).

رابن هورست و وایلدینگ(۱۹۸۶) در رابطه با تأثیر اقلیم برعوامل پدوژنیکی در یک ردیف اقلیمی که بر روی سنگ‌های آهکی دوران کرتاسه تشکیل شده بود، مطالعاتی انجام داده و به این نتیجه رسیدند که خاک‌های تشکیل شده در مناطق خشک، آهکی تر بوده و افق کلسیک و پتروکلسیک در آن‌ها مشاهده می شود، در صورتی که در مناطق مرطوب تر افق‌های آرجیلیک شناسایی شده است.

رامشنی(۱۳۷۱) در مطالعه روند تکامل خاک‌های منطقه گرمسیری و نیمه گرمسیری کهگیلویه اعلام نموده است که با وجود مواد مادری نسبتا مشابه در دشت‌های این منطقه، افزایش بارندگی و کاهش دمای سالیانه، موجب تکامل بیشتر و ایجاد تنوع در افق‌های بوجود آمده می گردد. این محقق نشان داده است که در شرایط بارندگی اندک (کمتر از ۳۵۵ میلیمتر) و حداکثر دما، فقط افق کلسیک با ساختمان ضعیف و در شرایط بارندگی متوسط (حدود ۷۰۰میلیمتر) و دمای ۲۱ درجه سانتیگراد ، افق سطحی مالیک و افق‌های زیر سطحی کلسیک ، کمبیک قوی وآرجیلیک تشکیل می شوند.

مک دانیل و مان(۱۹۸۵) معتقدند که بین میانگین بارندگی سالیانه، کربن آلی، نیتروژن کل و نسبت کربن به نیتروژن رابطه مستقیم برقراراست.

ویژگی‌های مختلف خاک و سنگ‌های مادری از نظر خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و کانی شناسی نیز، به ما در بازسازی شرایط آب و هوایی گذشته کمک می‌کند(Khormali et al., 2005).

اولیائی(۱۳۷۷) با مطالعه دو منطقه پیراشکفت ممسنی و میان جنگل فسا نشان داد که از لحاظ بارندگی و دما تفاوت چشمگیری در این دو منطقه به چشم می خورد. در منطقه پیراشکفت به

خاطر بارندگی قابل توجه و دمای نسبتا پایین میانگین سالیانه، فرآیندهای خاکسازی بهتر صورت می گیرد. در اکثر نقاط، کربنات کلسیم موجود در افق‌های سطحی به میزان زیادی تحت تأثیر فرآیندهای آبشوئی قرار گرفته و به افق‌های زیرین منتقل می گردد. همچنین شرایط مناسبی برای مهاجرت ذرات رس و ایجاد افق آرجیلیک فراهم گردیده است. در مقابل در منطقه میان جنگل فسا میزان کم بارندگی نتوانسته تأثیر زیادی بر روی فرآیندهای خاکسازی بگذارد.

۲-۱-۲- تشکیل و تکامل خاک‌ها در رابطه با پستی و بلندی (توپوگرافی)

عامل پستی و بلندی به دلیل تأثیر بر مقدار رواناب سطحی و سرعت آنها، مقدار نفوذ آب به درون زمین، سرعت آبشویی، زهکشی زیر سطحی، شدت فرسایش و همچنین سرعت انجام واکنش‌های شیمیایی و فیزیکی، عامل مهمی در چگونگی تشکیل و تکامل خاک‌ها به شمار می‌رود.

بسته به این که شکل شیب، درجه شیب، جهت شیب و طول شیب چگونه باشد، خاک‌های متفاوتی به وجود خواهند آمد به این ترتیب که در شیب‌های تند قسمت عمده باران به صورت رواناب سطحی در می‌آید و کمتر به درون خاک نفوذ می‌کند و بنابراین در این مناطق خاک‌هایی با تکامل پروفیلی کم و یا بدون تکامل پروفیل خواهیم داشت؛ زیرا میزان تخریب فیزیکی به مراتب بیشتر از تخریب شیمیایی بوده و مواد ایجاد شده بر اثر تخریب فیزیکی در اثر فرسایش آبی از منطقه خارج می‌شود.

در مناطق پست به علت کم بودن شیب، زهکشی به خوبی صورت نمی‌گیرد. همچنین مقداری رواناب از زمین‌های مجاور نیز وارد شده در نتیجه سرعت فرآیند تخریب سنگ‌ها و کانی‌ها پایین می‌آید.

بای‌بوردی(۱۳۷۲) معتقد است که بهترین شرایط برای تشکیل خاک، اراضی تپه ماهور با شیب ملایم هستند چرا که در این اراضی مقدار رواناب سطحی کم بوده و زهکشی نیز مناسب است.

ابطحی(۱۹۸۰) ضمن مطالعه تأثیر پستی و بلندی و ژنتیک خاک در مواد مادری آهکی تحت شرایط خشک ایران، به این نتیجه رسید که وضعیت پستی و بلندی در دشت سروستان باعث ایجاد اختلاف در بافت و شوری خاک شده، به طوری که شوری کم و بافت درشت تر مربوط به ارتفاعات بالا و شوری بیشتر و بافت ریزتر مربوط به زمین‌های با ارتفاع کم بوده است. ایشان در مطالعه رابطه پستی و بلندی با شوری خاک و آب زیرزمینی سه ناحیه را با درجات مختلف شوری تشخیص داده اند:

۱- اراضی بدون مساله شوری که شامل نواحی مخروط افکنه های آبرفتی- واریزه ای و تراس-های بالایی رودخانه و فلات‌های مرتفع می شود.

۲- اراضی با مسئله شوری کم تا متوسط شامل دشت‌های آبرفتی دامنه ای که بیشتر متاثر از شوری هستند.

۳- اراضی با شوری شدید تا بسیار شدید که شامل دشت‌های آبرفتی و اراضی پست واقع بر روی رسوبات دریاچه ای جدید و قدیم می شود. این‌گونه اراضی، زهکشی طبیعی نامناسبی داشته و سطح آب زیرزمینی با شوری و قلیاییت بالا، در نیم متری تا سه متری سطح خاک قرار دارد (Abtahi, 1978).

شیفرودالریمپل(۱۹۹۶) با مطالعه یک ردیف پستی و بلندی از خاک‌های واقع در منطقه آمازون بیان می‌دارند که در این منطقه عامل پستی و بلندی باعث شستشوی املاح و کاتیون‌های محلول از جمله سدیم از قسمت بالای شیب به پایین شیب شده است به طوری که خاک‌های واقع در بالای شیب از کلسیم اشباع شده‌اند در حالی که خاک‌های واقع در پایین دست شیب اشباع از سدیم می‌باشند و به صورت یک خاک قدیمی درآمده‌اند به طوری که تشکیل ساختمان‌های ستونی به وضوح در آنها قابل مشاهده است.

ینی(۱۹۸۰) اظهار می‌دارد که پستی و بلندی از یک طرف باعث افزایش دما وتسریع تبخیر و تعرق درشیب‌های رو به جنوب در نیمکره شمالی شده و از طرف دیگر سبب کاهش فرآیندهای فوق‌الذکر در شیب‌های رو به شمال می‌گردد، به همین دلیل خاک‌های واقع در شیب‌های رو به شمال

عمیق‌تر بوده و میزان مواد آلی نیز در آنها بیشتر است و پوشش گیاهی متـراکم‌تـری در ایـن نـواحی مشاهده می‌شود.

انجوس و همکاران(۱۹۹۸) با بررسی خاک‌های مختلف در جنوب‌شرقی برزیل بیان کردند که شدت خاکسازی در این مناطق به شدت وابسته به خصوصیات سطوح مورفولوژی است و خصوصـیات این سطوح سبب شده تا درجه هوادیدگی، میزان شستشوی املاح محلول خاک، مراحل و فرآینـدهای شستشو و انتقال مواد، عمق تجمع املاح و در نتیجه عمق سولوم را تحت تأثیر قرار دهند.

شوس و همکاران(۱۹۹۰) اظهار داشتند که در مقایسه با مخروط افکنه آبرفتـی، دشـت‌هـای دامنه ای آبرفتی دارای شیب ملایم تری بوده و در نتیجه علاوه بر ثبات بیشتر، ساختمان خاک در آنها از تکامل بیشتری برخوردار است.

باتسچک و همکاران(۱۹۹۶) بیان می کنند که اثر پستی و بلندی به عنوان یک فـاکتور مـؤثر بر خاکسازی باعث می شود تا خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و مینرالوژیکی خاک هـای واقـع در یـک ردیف پستی و بلندی دچار تغییر شود به طـوری کـه تغییـر خصوصـیات خـاک در نهایـت بـاروری و حاصلخیزی خاک را تحت تأثیر قرار خواهد داد.

تومانیان و همکاران(۲۰۰۱) منشا گچ خاک‌های گچی مناطق شمال غربی اصفهان را هرز آب کوه ها دانستند و نشان دادند که مقدار گچ و ضخامت افق جیپسیک در طول این ترانسکت کاهش می یابد.

بهمنیار و همکاران(۱۳۷۵) در مطالعه خاک‌های دامنه البرز، وجود افق آرجیلیک را در تمامی قسمت های شمالی آن گزارش کردند در حالی که در دامنه جنوبی خاک ها کم عمق و تکامل نیافتـه هستند. آنان این امر را ناشی از اختلاف پوشش گیاهی (پوشـش گیـاهی در دامنـه شـمالی و پوشـش زراعی در بخش جنوبی) و رطوبت بیشتر دامنه شمالی (بارندگی بیشتر و تبخیر کمتر) دانسته اند.

نادال و همکاران(۱۹۹۰) پس از مطالعه دو سری از خاک‌های جنگلی، موسوم به جنگل میان تپه (۱۹۰۰-۱۳۰۰ متر) و جنگل بالای تپه (۲۷۰۰-۱۹۰۰ متر) که در محدوده ارتفاعی مختلف قـرار

داشتند، گزارش کردند که تیرگی رنگ خاک، درشتی بافت، ظرفیت تبادل کاتیونی و مقدار مواد آلی با ارتفاع افزایش می یابد. در مقابل، خاک‌های واقع بر ارتفاعات پایین تر، تجمع بیشتری از کاتیون‌های کلسیم، منیزیم و اکسید های آهن و آلومینیوم را دارا می باشند. در ضمن خاک‌های مطالعه شده در محدوده ارتفاعی بالاتر، دارای پ هاش کمتری بودند.

زارعیان و باقرنژاد(۱۳۷۹) در مطالعه تأثیر پستی و بلندی در تحول و تکامل خاک های منطقه بیضاء در استان فارس چنین نتیجه گیری نمودند که اراضی مرتفع در منطقه مطالعاتی دارای خاک های جوان و فاقد تکامل پروفیلی بوده در حالی که اراضی کم ارتفاع شامل خاک های تکامل یافته با افق های کمبیک، کلسیک و سالیک می باشند. همچنین وضعیت پستی و بلندی موجب تنوع در بافت، شوری و تجمع کربنات کلسیم در خاک های منطقه شده است. خاک های اراضی کم ارتفاع منطقه مطالعاتی مورد نظر در مقایسه با اراضی مرتفع دارای بافت سنگین تر، شوری بیشتر، همراه با تجمع آهک ثانویه می باشند.

دیالمی(۱۳۸۰) با مطالعه خاک های منطقه شبانکاره میمند بیان می کند که خاک های واقع بر رسوبات آبرفتی- واریزه ای بادبزنی شکل، به دلیل ناپایداری سطح خاک ناشی از اضافه شدن پی درپی مواد رسوبی و نبودن شرایط لازم برای انجام خاکسازی، فاقد افق های مشخصه به جز افق سطحی اکریک می باشد. خاک های تشکیل یافته در دشت های دامنه ای دارای افق های اکریک و کمبیک و خاک های واقع در دشت های دامنه ای آبرفتی، افق های اکریک، کمبیک و کلسیک دارند.

۲-۲- مطالعه منشأ، تکامل و پراکنش کانی‌های رس در خاک‌ها و سنگ‌های مادر

مواد مادری به عنوان ماده سازنده خاک، از عوامل مهم خاکساز به ویژه در مراحل اولیه تشکیل آن بوده و تقریباً تمام مشخصات خاک را تحت الشعاع خود قرار می دهد. با توجه به تنوعی که در طبیعت وجود دارد خاک های حاصل از مواد مادری مختلف خصوصیات متفاوتی را از خود نشان می دهند. از این رو اهمیت مواد مادری به لحاظ ترکیب شیمیایی، بافت و ساختمان آن در تعیین

برخی از خصوصیات عمده خاک غیر قابل اغماض است. در آب و هوای خشک و نیمه خشک، سنگ آهک یکی از مهم ترین انواع سنگ مادر در این مناطق محسوب می شود. خاک های موجود بر روی این نوع مواد مادری عمدتاً آهکی بوده و خصوصیات خاصی را دارا می باشند. پاره ای مواقع برای تعیین مواد مادری تشکیل دهنده یک خاک مورد نظر، انجام برخی مطالعات لازم و ضروری می باشد. به عنوان مثال رابن هورست و ویلدینگ(۱۹۸۶)، در مطالعه تشخیص نوع و تداوم مواد مادری خاک های خشک و نیمه خشک تگزاس که افق‌های غیر آهکی A و B بلافاصله بر روی R قرار دارند، دو فرض را برای منشأ خاک‌ها در این اقلیم در نظر گرفتند که می توانستند انفرادی یا توأم عمل نمایند. منشأ اول بقایای تجمع یافته از طریق هوادیدگی و تغییر شکل سنگ سخت می باشد که این سنگ بستر ممکن است کاملاً مشابه یا متفاوت از این بقایا باشد و منشأ دوم با توجه به پوشش گیاهی ضعیف منطقه گرد و غبار باد آورده از نقاط دیگر می باشد. مشاهدات میکروسکوپ الکترونی و شکل ظاهری دانه های سیلتی نشان می دهد که رسوبات بادی بر روی این سطوح پایدار تشکیل نمی یابند و همچنین سرعت فرسایش ژئولوژیکی توسط آب و باد دلیلی برای عدم تجمع این مواد و ارتقاء سرعت حرکت آن بر روی سطوح پایدار می باشد. مطالعات چینه شناسی، تشریح پروفیل، توزیع اندازه ذرات، کانی شناسی و تجزیه عناصر نشان می دهد این خاک ها از مواد مادری سنگ آهکی تشکیل شده اند که از سنگ آهک زیرین متفاوت می باشند. با توجه به اینکه برای تشکیل حجم قابل توجهی از مواد خاکی باقیمانده غیر آهکی حجم بسیار زیادی سنگ آهک مورد نیاز بوده و علاوه بر آن لایه رویی قبلی با خصوصیات متفاوت برای تشکیل مواد مادری افق های A و B تخریب یافته اند، لذا منشأ مواد مادری در این منطقه می تواند همان بقایای سنگ آهکی تجمع یافته بر روی سنگ بستر باشد که کاملاً تخریب یافته و افق های A و B را ساخته اند. در اینجا سختی نسبی صخره های سنگ آهکی ممکن است نسبت به تجزیه و تخریب مقاوم بوده و حتی به عنوان یک مانع برای تجمع مواد باقی مانده بعدی به کار گرفته شود. در حالی که این بسترها بلافاصله در زیر سولوم قرار می گیرند، ممکن است اشتباهاً به عنوان مواد مادری شناخته شوند.

گیل(۱۹۷۵) در مقاله خود به مطالعه خاک های مختلف در واکنش به عوامل اساسی تشکیل خاک از جمله سن و مواد مادری می پردازد. در مناطق خشک مورد مطالعه وی سن و مـواد مـادری اسـاس تقسیم بندی خاک‌ها بوده و در واقع اختلاف در سن با توالی رسوبگذاری مواد مادری بیان می گـردد. این اختلاف می تواند باعث تغییراتی در خاک‌ها شده و از فاصله زمانی حدود صد سال تا صـدها هـزار سال را در بر گیرد. ترکیب خاک های مختلف در ارتباط با سن رسوبات به سه صورت مختلف بیان می گردد:

۱- به وسیله رسوب گذاری جدید بر روی مواد قدیمی تر در گودی‌ها و در نتیجه انباشته شدن مواد بر روی هم و نهایتاً تشکیل یک تراس.

۲- به وسیله مدفون شدن خاک با مواد جوان و تشکیل یک توپوگرافی بلند.

۳- به وسیله فرسایش مواد و رسوبات اخیر و سر از خاک در آوردن مواد قدیمی و مدفون.

در مورد اول پس از رسوبگذاری، تغییر و تحول بر روی مواد جدید شروع می گردد. در جـایی که مواد جدید در دوره هالوسن و پلیستوسن رسوب نموده اند، معمولاً اختلاف مورفولوژیکی، خـاک را در سطح راسته و فامیلی از هم جدا می کند. از طرف دیگر اخـتلاف در انـدازه ذرات و مـواد کربنـاتی مواد مادری باعث برخی اختلافات در خاک ها می گردد. در رسوبات پلیستوسن قدیمی بر روی آبرفت های غنی از کربنات، پتروکلسیدها[۳] در مواد غنی از گراول تشکیل مـی یابـد، امـا ناگهـان بـه مـوازات کاهش گراول به هاپلوکلسیدها[۴] تغییر می یابد. در این رسوبات به موازات افزایش در مقدار کربنات ها از هاپل آرجیدها[۵] به هاپلوکلسیدها تغییر خواهیم داشت. البته در مناطق ضـعیف در مقـدار گـراول از پال آرجیدها[۶] به هاپلوکمبیدها[۷] تغییر می یابد. در رسوبات هالوسن به موازات افزایش کربنات بـر روی

[3]- Petrocalcids
[4]- Haplocalcids
[5]- Haplargids
[6]- Paleargids
[7]- Haplocambids

مواد آبرفتی از مواد هاپلوکمبیدها یا هاپل آرجیدها(درمواد کربناتی‌کم) بـه تـوری فلاونـت هـا[8] و در برخی نقاط هم به هاپلوکلسیدها تغییر خواهیم داشت.

۲-۳- مطالعات کانی شناسی

کانی‌های رسی، به عنوان یکی از مهمترین بخش‌هـای فـاز جامـد خـاک مطـرح مـی باشـند. تأثیرکانی‌های رس در خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک (مانند ظرفیت تبـادل کـاتیونی، ظرفیـت نگهداری آب، حاصلخیزی خاک و...) چشمگیر است. این تأثیر به نوع و میزان کانی ها بستگی دارد. در نتیجه شناسایی نوع کانی‌های رسی خاک اهمیت ویژه ای دارد. درک بهتـری از جزئیـات خصوصـیات کانی‌های رسی در خاک و ارتباط این جزء خاک با خصوصیات فیزیکی و شیمیایی به محققـان کمـک می نماید تا در پیشگویی رفتار خاک در زمینه‌های کشاورزی و محیط زیست موفق تر باشند(Wilson, 1999).

میلوت(۱۹۷۰) سه ساز و کار مختلف را برای تشکیل کانی‌ها در خاک عنوان می نماید:

۱- هوادیدگی مواد مادری بدون تغییرات ساختمانی و شیمیایی که کانی‌هـای حاصـل بـه کـانی‌هـای توارثی[9] شهرت دارند.

۲- تغییر شکل کانی‌هـایی کـه در شـرایط محیطـی خـود پایـدار نبـوده و تغییـر حالـت شـیمیایی و ساختمانی می‌دهند که به این گروه کانی‌های تغییر شکل یافته[10] می‌گویند.

۳- تشکیل مجدد کانی‌ها که از مواد حاصل از تجزیه و تخریب سایر کانی‌ها سنتز می‌شوند و به گـروه کانی‌های نوساخته[11] معروفند.

ابطحی و دادگری(۱۳۶۵) اظهار داشتند که در مطالعات خاک‌های منطقه نیمه خشک دشـت ارژن در استان فارس رس‌ها از نظر نوع تقریباً مشابه ولی از نظر مقدار نسـبی در خـاک‌هـای مختلـف

[8]- Torrifluvents
[9]- Inherited minerals
[10]- Transformed minerals
[11]- Neoformed minerals

متغیرند، که این تغییرات احتمالاً به علت تغییر وضعیت زهکشی در فیزیوگرافی‌های مختلف می‌باشد. این محققان انواع رس‌های موجود در این منطقه را اسمکتیت، پالی‌گورسکیت[۱۲]، ایلیت[۱۳]، کلریت[۱۴] آهن‌دار، کوارتز[۱۵] و کمی ورمی کولیت[۱۶] گزارش کردند.

ابطحی(۱۹۷۸) پراکندگی و انتقال رس در خاک‌های آهکی را ناشی از وجود سدیم قابل تبادل زیاد دانسته و ذکر می‌کند که تشکیل کانی‌های رسی در جنوب ایران به شدت تحت تاثیر ردیف پستی و بلندی است.

ابطحی و همکاران (۱۳۷۰) نشان دادند که با پیشروی از دامنه کوه‌ها به وسط دشت، ضریب تبدیل کانی‌های گروه میکا و کلریت به کانی‌های انبساط پذیر مانند مونت موریلونیت[۱۷] یا ورمی‌کولیت افزایش می‌یابد که این فرآیند را به وضعیت ضعیف‌تر زهکشی در وسط دشت نسبت می‌دهند.

رامشنی(۱۳۷۱) در مطالعه اثر اقلیم و پستی وبلندی بر خاک‌های بخش گرمسیری کهگیلویه وجودکانی‌های ایلیت، کلریت، اسمکتیت و پالی‌گورسکیت را گزارش داد. وی اظهار می‌دارد که کانی پالی‌گورسکیت علاوه بر منشأ توارثی، دارای منشأ خاکزایی نیز می‌باشد.

باقرنژاد(۲۰۰۰) ضمن بررسی کانی‌های رسی واحدهای مختلف فیزیوگرافی استان فارس وجود کانی میکا، کلریت، اسمکتیت، ورمی کولیت، کانی های مخلوط (ایلیت- اسمکتیت، کلریت- اسمکتیت) و پالی‌گورسکیت را گزارش نموده و اظهار می دارد کانی‌های رسی این خاک ها در واحد های مختلف فیزیوگرافی از نظر نوع، کم و بیش مشابه اما میزان نسبی آنها متفاوت است.

برونگر و همکاران(۱۹۹۸) در مطالعه خاک‌های تاجیکستان رس‌های عمده افق‌های آرجیلیک این مناطق را رس‌های ایلیت و ورمی‌کولیت معرفی کرده‌اند.

مهجوری(۱۹۷۹) درمطالعه خاک های شور در شرایط خشک و نیمه خشک ایران ورمی‌کولیت ،کلریت، ایلیت، کائولینیت، کوارتز و فلدسپات را گزارش کرد.

---

[12]- Palygorskite
[13]- Illite
[14]- Chlorite
[15]-Quartz
[16]- Vermiculite
[17]- Montmorilunite

فرپور و همکاران(۲۰۰۲) در مطالعه نحوه تشکیل و توزیع کانی پالی‌گورسکیت و کانی‌های رسی همراه در خاک‌های سطوح مختلف ژئومورفولوژی در حوالی رفسنجان در جنوب ایران اظهار نمودند که میزان کانی پالی‌گورسکیت رابطه معنی‌داری با میزان گچ در ماده مادری داشته است و دلیل آن را بالا بودن نسبت غلظت Mg/Ca و واکنش بالای محیط دانسته‌اند. همچنین دلیل افزایش میزان کانی پالی‌گورسکیت با افزایش عمق در نیمرخ‌ها را هوادیدگی بلورهای پالی‌گورسکیت، و تبدیل آنها به اسمکتیت در افق‌های سطحی اعلام نموده‌اند.

ابطحی و خرمالی(۲۰۰۱) پس از مطالعه یک کاتنای مالی سول در یک منطقه خشک در جنوب ایران اظهار داشتند که در شرایط زهکشی بهتر پالی‌گورسکیت و در شرایط زهکشی ضعیف اسمکتیت، کانی‌های عمده خاک می‌باشند. همچنین اعلام کردند که این دو کانی رسی می‌توانند به یکدیگر نیز تبدیل شوند.

خادمی و مرموت(۱۹۹۸) پس از مطالعه کانی‌های رسی خاک‌های مناطق خشک مرکز ایران اعلام کردند که رس‌های کلریت، میکا، کوارتز و کائولینیت به میزان گسترده‌ای در این خاک‌ها وجود دارند و این امر را به دلیل وفور این ترکیبات در سنگهای رسوبی این مناطق و پایداری نسبی بالای آنها در این شرایط دانسته‌اند.

آید و اسمیت(۲۰۰۱) با بررسی تشکیل خاک‌ها در منطقه‌ای نیمه خشک در تگزاس نشان دادند که غلظت‌های منیزیم برای ساخت و نگهداری اسمکتیت مناسب می‌باشد. غلظت‌های پتاسیم بازتابی از وجود فلدسپات است، غلظت‌های سدیم بازتابی از میزان از دست رفتن آن به علت آبشویی است و کلسیم بازتابی از وجود کلسیت است.

ابطحی(۱۹۸۰) در مطالعه انجام گرفته در ناحیه سروستان فارس وجود کانی‌های پالی‌گورسکیت و اسمکتیت را در خاک‌های با سن مشابه گزارش نمود. وی همچنین نتیجه گرفت با افزایش مقدار آهک در این خاک‌ها مقدار کانی پالی‌گورسکیت افزایش یافته و نهایتاً در افق کلسیک به حداکثر خود می‌رسد.

ویانی و همکاران(۱۹۸۳) در بررسی‌های خود در خاک‌های مناطق خشک و نیمه خشک عراق و جنوب شرقی عربستان اظهار می‌دارد که کائولینیت، ورمی کولیت، اسمکتیت و کلریت کانی‌های عمده این خاک‌ها هستند.

وادا و همکاران(۱۹۹۱) در طی مطالعات گسترده خود بر روی صدها نمونه خاک که از رسوبات آهکی انتخاب کرده بودند به این نتیجه رسیدند که ایلیت در نیمی از این نمونه‌ها کانی رسی غالب را تشکیل داده است. در حالی که در سایر نمونه‌های مورد پژوهش کانی رسی غالب مخلوط لایه‌ای ایلیت- اسمکتیت بوده است.

سینگ و چومان(۱۹۹۱) ضمن مطالعات کانی شناسی دریافتند که در اراضی مرتفع و نیمه مرتفع مقدار ایلیت نسبت به اراضی پست بیشتر می‌باشد.

ویلسون(۱۹۹۹) معتقد است وجود میکا در سطح خاک‌های مناطق خشک مثل ایران و جنوب غرب آمریکا جنبه پدوژنیکی دارد. وی اظهار می‌دارد اسمکتیتی که از قبل در سطح خاک وجود داشته به دلیل شرایط گرم و خشک پتاسیم را تثبیت کرده و تشکیل میکا داده است.

احمدی(۱۳۷۶) در مطالعه خاک‌های دشت آسپاس در استان فارس نشان داد که فراوان‌ترین کانی‌های رس در خاک‌های بدون تکامل و یا با تکامل پروفیلی ناچیز، کلریت می‌باشد. این مطلب حاکی از آن است که بخش عمده این کانی در این خاک‌ها مربوط به منشأ توارثی آن است. همچنین با افزایش تکامل خاک میزان رس مونت موریلونیت در خاک افزایش یافته که نشان دهنده تشکیل خاکزایی این کانی می‌باشد.

سینگ و همکاران(۱۹۹۳) با مطالعه یک ردیف پستی و بلندی در هند ایلیت و به دنبال آن ورمی‌کولیت و کائولینیت را کانی‌های غالب خاک گزارش می کنند.

فیدمن و همکاران(۱۹۹۱) در بررسی خاک‌های جنگلی کوهستان‌های جنوب آپالاچی (ایالات متحده آمریکا) گزارش کردند که افق های سطحی خاک های مورد مطالعه شامل مخلوط منظمی از کانی های میکا- ورمی کولیت و اسمکتیت دارای بار زیاد می باشد. مقدار آنها در همه پروفیل ها با

افزایش عمق کاهش نشان می دهد، در حالی که افق های زیر سطحی عمدتاً از کانی های گیبسیت و ورمی کولیت تشکیل شده اند. همین محققان نیز گزارش کردند که در نواحی دارای آب و هوای گرم و مرطوب مسیر هوادیدگی بیوتیت به عنوان یک میکای سه جایی به شرح زیر است:

کائولینیت ← اسمکتیت← ورمی کولیت← ورمی کولیت - بیوتیت ← بیوتیت

سنکایی و همکاران (۱۹۸۵) پیشنهاد نموده اند که کلریت در شرایط تهویه خوب در مواد مادری شیل در شرق تگزاس به ورمی کولیت تبدیل می شود. آنها روند زیر را برای این تبدیل ها ارائه نمودند.

اسمکتیت ← اسمکتیت -کلریت← ورمی کولیت -کلریت← کلریت

لای و همکاران(۲۰۰۳) تغییر شکل کلریت به ورمی کولیت در خاک های کالیفرنیا را گزارش کردند. در این تغییر شکل، رس های مخلوط منظم و غیر منظم کلریت-ورمی کولیت با از دست دادن صفحه بین لایه ای هیدروکسید ایجاد می شوند. این ورمی کولیت سپس به اسمکتیت با بار لایه ای زیاد تبدیل می شود.

خرمالی و همکاران(۲۰۰۵) در مطالعه تعیین ارتباط میان کانی های رسی و سن سنگ‌های مادر در استان فارس و کهگیلویه و بویر احمد بیان نمودند که کائولینیت کانی رس غالب کرتاسه بوده در حالی که در رسوبات الیگومیوسن و پلیوسن، کانی پالی گورسکیت غالب می باشد. ایلیت و کلریت تقریباً در تمام رسوبات دیده می شود. حضور کائولینیت در خاک نیاز به پ هاش کم، فراهمی کافی سیلیس و وجود مقادیر کم کاتیون‌های بازی دارد که این شرایط در مناطق گرم و مرطوب حاره فراهم است. به همین لحاظ حضور آن در خاک های مناطق خشک و نیمه خشک، منشأ توارثی داشته و گسترش آن بیشتر، بر روی رسوبات دوره کرتاسه مشاهده می شود.

چن و همکاران(۲۰۰۱) با مطالعه خاک های مناطق آتشفشانی در تایوان نشان دادند که گیبسیت[۱۸] و کوارتز به عنوان کانی غالب بخش شن خاک بوده و همچنین گیبسیت, کائولینیت و کانی‌های ۲:۱ کانی های بخش رس می باشند.

[18]- Gibbsite

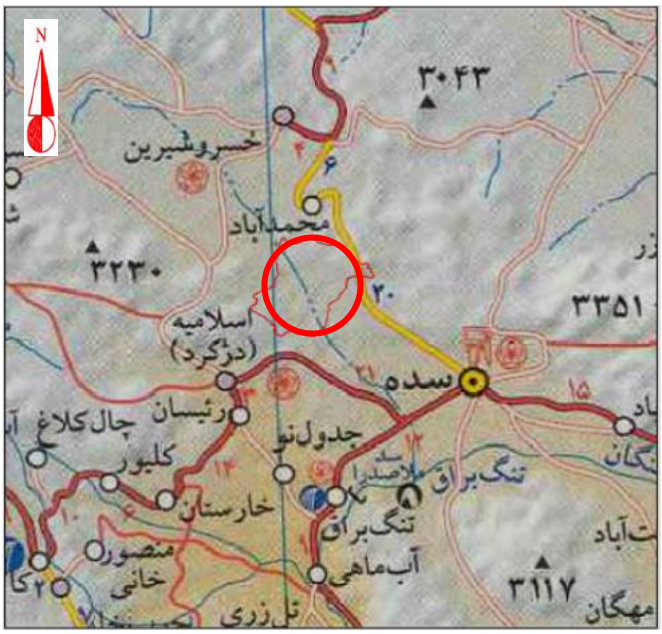
تحقیقی توسط هیلیر و فاراند(۲۰۰۸) در غرب هند با هدف تغییر در شیمی خاک و همچنین تعیین مینرالوژی خاک تحت تأثیر آبیاری، برروی دو نوع خاک با خاصیت انبساط و انقباض پذیری، که یکی از خاک های مورد مطالعه، تحت تأثیر آبیاری، تبدیل به خاک شور و سدیمی شده بود، و دیگری تحت تأثیر آبیاری قرار نگرفته بود، انجام گرفت. مطالعات پراش پرتو ایکس انجام شده درخاک های معمولی (تحت تأثیرآبیاری قرار نگرفته بودند) وجود اسمکتیت‌های با هشت وجهی دوتایی و با حداقل مقدارکائولینیت و کلریت و همچنین مقدار ناچیز پالی گورسکیت (۱-۴٪) را نشان دادند. در مقابل در خاک های شور وسدیمی مقدار پالی گورسکیت (۱-۲۰٪) بخش ذرات کمتر از ۲ میکرومتر را تشکیل می داد و این در حالی بود که مقدار پالی گورسکیت فقط ۱/۵٪ وزنی در خاک های معمولی بود. مطالعات میکروسکوپی وجود پالی گورسکیت فیبری غنی ازآهن که از لبه های صفحات اسمکتیت حاصل شده بودند را اثبات کردند، که خود دلالت بر منشأ پدوژنیک پالی گورسکیت و ارتباط نزدیک آن با اسمکتیت‌ها دارد.

فصل سوم

معرفی منطقه مطالعاتی

۳-۱- موقعیت منطقه

حوزه مطالعـاتی محمدآباد از لحاظ جغرافیایی بین ۵۱ درجه و ۵۸ دقیقه تا ۵۲ درجـه و ۵۳ دقیقه طول شرقی و ۳۰ درجه و ۴۳ دقیقه تا ۳۰ درجه و ۵۳ دقیقه عرض شمالی قرار دارد. این حوزه از نظر تقسیمات کشوری دراستان فارس و محدوده شهرستان آباده، در فاصـله حـدود ۱۰ کیلـومتری جنوب خسروشیرین و در مجاورت روستای محمد آبـاد واقـع شـده اسـت. شـکل(۳-۱) موقعیـت و راه‌های دسترسی به منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد.



شکل۳-۱- موقعیت و راه‌های دسترسی به منطقه مطالعاتی

۳-۲- اقلیم

به منظور تعیین میزان بارندگی و درجه حرارت منطقه از ایستگاه های باران‌سنجی واقع در محدوده و اطراف حوزه استفاده گردیده است. منطقه به طورکلی تابع توده ابر مدیترانه‌ای است که از غرب وارد کشور شده و براساس آمار موجود، دارای تابستان‌های ملایم و زمستان‌های سرد است. متوسط میزان بارندگی سالیانه منطقه حدود۴۸۸/۳ میلی‌متر است که از اواخر آذرماه شروع و تا اوایل

فروردین و گاهی بارندگی به صورت برف به وقوع می‌پیوندد. متوسط درجه حرارت سالیانه نیز ۱۳/۱ درجه سانتیگراد است.

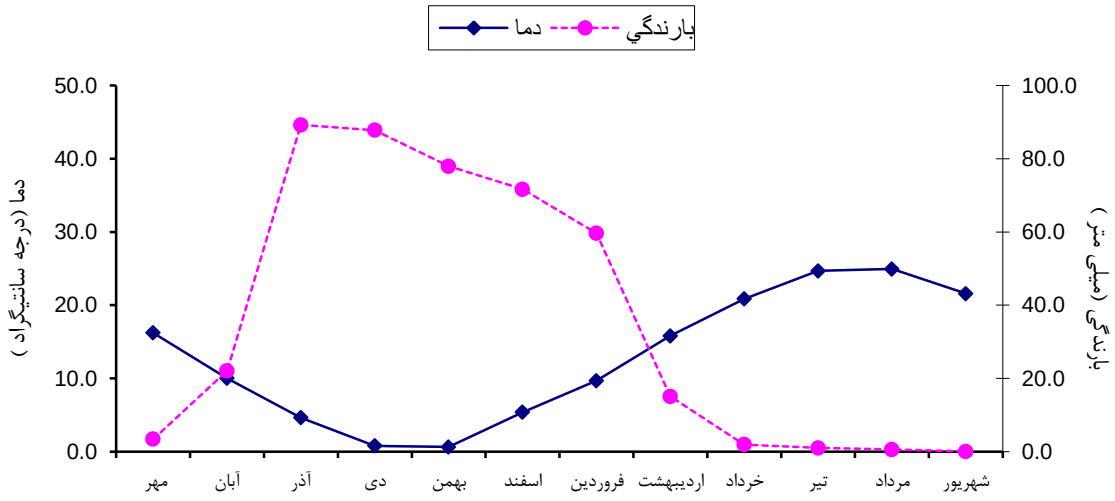
۳-۳- رژیم‌های رطوبتی و حرارتی خاک

از مهمترین خصوصیات خاک ها، رژیم‌های حرارتی و رطوبتی است که در رشد و نمو گیاهان و تشکیل و تکوین فرآیندهای خاکسازی مؤثر می‌باشد. همچنین تخریب یا هوادیدگی[۱۹] فیزیکی و شیمیایی مواد مادری و تبدیل و تکامل آن‌ها به خاک و فرآیندهای خاکسازی، بدون آب امکان پذیر نیست و شدت این فعل و انفعالات، به خصوص تخریب شیمیایی[۲۰] به دمای خاک بستگی دارد. از طرف دیگر، فعالیت بیولوژیکی توسط دما و رطوبت خاک کنترل می‌گردد و هر نوع گیاه با واریته‌های مختلف، جهت رشد، نمو و ثمر به دمای معینی نیاز دارند، به همین دلیل عوامل آب و هوایی به نحوی بسته به اهمیت آن‌ها در طبقه‌بندی خاک ها گنجانده و گروه بندی شده‌اند. با توجه به اطلاعات جدول ۳-۱ و شکل ۳-۲ رژیم رطوبتی و حرارتی منطقه به ترتیب زریک[۲۱] و مزیک[۲۲] می باشد.

[19] Weathering
[20] Chemical weathering
[21] Xeric
[22] Mesic

جدول۳-۱- آمار داده های هواشناسی منطقه مورد مطالعه

ماه های سال	میانگین دماهای ماهیانه (درجه سلسیوس)	میانگین بارندگی ماهیانه (میلی متر)
مهر	۱۶/۲	۳/۴
آبان	۱۰	۲۲/۱
آذر	۴/۷	۸۹/۲
دی	۰/۸	۸۷/۸
بهمن	۰/۶	۷۸
اسفند	۵/۴	۷۱/۷
فروردین	۹/۷	۵۹/۶
اردیبهشت	۱۵/۸	۵۱/۱
خرداد	۲۰/۹	۲
تیر	۲۴/۷	۱
مرداد	۲۵	۰/۶
شهریور	۲۱/۶	۰/۱



شکل۳-۲- منحنی آمبروترمیک منطقه مورد مطالعه

۳-۴- ژئومورفولوژی

به منظور شناسایی واحدها، تیپ‌ها و رخساره‌های ژئومورفولوژی، با توجه به مطالعات زمین شناسی و سنگ شناسی و تفسیر عکس‌های ماهواره‌ای گوگل، واحدهای کلان ژئومورفولوژی جدا شده در محدوده طرح شامل کوهستان، تپه ماهور و واحد فلات‌ها و تراس‌های بالایی بوده است.

۳-۴-۱- واحد کوهستان

این واحد همانگونه بر روی رخساره‌های مختلف گسترش دارد. راس قلل و ارتفاعات عموماً بصورت ستیغ و مدور است. دیواره دره‌ها اغلب با شیب نسبتاً تندی به خط القعر آبراهه‌ها (تالوگ) منتهی می‌شود.

اشکال زمین‌ریخت‌شناسی متداول بر روی این واحد عبارتند از:

۱- دامنه منظم و نامنظم

تیپ‌های دارای رخساره دامنه منظم شامل سازندهای داریان، فهلیان و سروک و رخساره دامنه نامنظم سازندهای کژدمی، گدوان، گورپی و داریان می باشند.

۲ - برونزد سنگی

برونزد سنگی، تیپ سازندهای داریان، فهلیان، گدوان و سروک را به خود اختصاص داده است.

۳-۴-۲- واحد تپه ماهور

در فرآیند تحلیل نقشه‌های توپوگرافی و فتوژئولوژی یا تفسیر عکس‌های هوایی منطقه به منظور تهیه نقشه ژئومورفولوژی محدوده‌های برخوردار از شیب عمومی ۸ تا ۲۵ درصد و اختلاف ارتفاع کمتر از ۳۰۰ متر بعنوان واحد تپه ماهور انتخاب و حد گسترش آنها از سایر رخساره‌های زمین ریخت‌شناسی متمایز گردیده است.

برپایه ملاحظات و بررسی‌های به انجام رسیده این واحد در گستره مورد مطالعه عمدتاً بر روی رخساره‌های سنگی و رسوبی گسترش و پراکندگی دارند.

چهار رخساره تپه ماهور متداول بر روی این واحد عبارتند از:

کاربری باغ، تپه منفرد، مرتع و مرتع آهکی.

۳-۴-۳- واحد فلات‌ها و تراس‌های بالایی

پادگانه‌های آبرفتی واقع در کناره آبراهه‌ها و رودخانه‌های اصلی براساس برخی اختصاصات ظاهری نظیر مشخصات بافتی و سنگ شناسی، رقوم ارتفاعی و جایگاه استقرار آنها نسبت به یکدیگر و رسوبات بستر فعلی رودخانه، دارای اختلاف و تمایزاتی هستند.

این واحد شامل رخساره‌های زیر می‌باشد:

رخساره کاربری کشاورزی، رخساره باغ، رخساره بستر رودخانه، رخساره پهنه سیلابی، رخساره مخروط افکنه، رخساره مرتع

۳-۵- زمین‌شناسی

مهمترین سازندهای موجود در منطقه مطالعاتی به شرح زیر می باشد:

۳-۵-۱- سازند فهلیان (Fa)

این سازند با ضخامتی نزدیک به ۷۰۰ متر شامل سنگ آهک سیاه رنگ توده‌ای تا ستبر لایه اآلیتی، پرتگاه‌ساز با میان لایه‌های شیل و مارن می‌باشد که در کوه ریواس و تخت کوکی در شمال منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد. مرز زیرین این سازند با نهشته‌های سازند سورمه تدریجی و تقریبی و مرز بالایی آن با سازند گدوان تدریجی است. سن کرتاسه پیشین (نئوکومین) را به دست داده است.

با توجه به ضخامت لایه‌های آهکی و وجود درز و شکستگی‌های موجود در آن میزان فرسایش‌پذیری این سازند کم تا متوسط برآورد می‌شود. میزان نفوذپذیری این سازند نیز متوسط می‌باشد.(سازمان صنایع و معادن استان فارس ، ۱۳۸۱)

۳-۵-۲- سازند داریان(Dr)

این سازند از سنگ آهک سیاه رنگ از اوربیتراین‌دار ضخیم لایه تا توده‌ای پرتگاه‌ساز، شیل خاکستری رنگ و لایه‌های مارن تشکیل شده است. ستبرای آن از ۲۰۰ متر تا ۴۰۰ متر متغیر است و در کوه پهناوری در شمال منطقه مورد مطالعه و کوه نیر کلاغی در جنوب منطقه رخنمون دارد و دارای سنگواره اوربیتولین دار، دوکفه‌ای، شکم‌پا و خارپوست فراوان است. مرز زیرین با سازند گدوان و مرز بالایی آن با سازند کژدمی ناپیوسته است.

در این سازند سنگواره‌هایی به سن آپتین تا آلبین گزارش شده است. میزان فرسایش این سازند در مناطق دارای رخنمون میان لایه‌های مارنی- شیلی زیاد و در مناطق دارای رخنمون آهکی کم می‌باشد. میزان نفوذپذیری به واسطه وجود میان لایه‌های مارنی- شیلی کم می‌باشد. (سازمان صنایع و معادن استان فارس، ۱۳۸۱)

۳-۵-۳- سازند کژدمی (Kz)

بر روی نهشت‌های سازند داریان در حدود ۹۰ متر تناوب سنگ آهک خاکستری لایه نازک و مارن سبز رنگ مایل به زرد با میان لایه‌های چرت سیاه نازک لایه رخنمون دارد که مرز زیرین و مرز بالایی آن با آهک‌های سازند سروک تدریجی است. این سازند دارای ریخت‌شناسی فرسایش یافته و پست است. این سازند با ریخت‌شناسی فرسایش یافته و دره تودوخشک در جنوب منطقه مورد مطالعه و در شمال منطقه مطالعاتی بین کوه تخت کوکی و پهناور دارای رخنمون است.

سنگواره‌هایی که سن آبتین زبرین تا سنومانتین زبرین دارند در این سازند مشاهده شده است. این سازند دارای فرسایش زیاد و نفوذپذیری بسیار کم می‌باشد. (سازمان صنایع و معادن استان فارس، ۱۳۸۱)

۳-۵-۴- سازند سروک (Sv)

این سازند شامل ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر سنگ آهک کرم تا سفید رنگ توده‌ای، ضخیم لایه و

دیواره‌ساز با میان لایه‌های مارن، لایه‌های سنگ آهک دارای قلوه‌های چرت آبی تا قهوه‌ای رنگ می‌باشد. مرز زیرین آن با سنگ‌های سازند کژدمی تدریجی، ولی مرز بالایی آن با سنگ‌های سازند گورپی و ایلام از نوع ناپیوستگی فرسایشی است. این سازند در منطقه مورد مطالعه در کوه تودوخشک و کوه چشمه تاکی دارای رخنمون است. سنگواره‌هایی با دیرینگی آلبین تا سنومانتین در این سازند گزارش شده است. نفوذپذیری این سازند با واسطه توسعه درز و شکستگی‌های موجود در لایه‌های آهکی خوب و فرسایش آن کم تا متوسط می‌باشد. (سازمان صنایع و معادن استان فارس، ۱۳۸۱)

۳-۵-۵- سازند گورپی(Gu)

این سازند رخساره‌ای شیلی مارنی به رنگ سبز تا سفید مایل به آبی دارد، که با مرز ناپیوستگی فرسایشی بر روی سنگ‌های سازند سروک و یا ایلام جای گرفته است. ریخت شناسی آن فرسوده است و به صورت تپه ماهور دیده می‌شود. این سازند با ریخت‌شناسی تپه ماهوری در شرق منطقه مطالعاتی دارای رخنمون می‌باشد. این سازند دارای فرسایش زیاد و نفوذپذیری بسیار کم می‌باشد. (سازمان صنایع و معادن استان فارس، ۱۳۸۱)

۳-۵-۶- کواترنر

نهشته‌های کواترنر شامل پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه‌های قدیمی که از تخته سنگ، قلوه سنگ، ریگ، ماسه و خاک و مخروط‌افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی جوان و دشت های ماسه‌ای و رسی که زمین‌های زراعی را تشکیل می‌دهند و آبرفت‌های بستر رودخانه‌ها و واریزه‌های دامنه ارتفاعات تشکیل شده است. رسوبات سنگ نهشته‌های اخیر شامل بلوک‌های سنگ آهک، تخته سنگ، قلوه سنگ شن، ماسه و خاک است که فاقد سیمان سخت است. (سازمان صنایع و معادن استان فارس، ۱۳۸۱)

۳-۶- پوشش گیاهی

بررسی‌های انجام شده در محدوده مورد مطالعه بیانگر روند تخریبی حاکم بر پوشش گیاهی

می‌باشد. گونه‌های گیاهی که در تیپ‌های مرتعی قابل شناسایی می‌باشد شامل گون به‌خصوص گونه‌های As.Sussinus, Astragalus assendans بوده که به همراه گونه های گیاهی poa , bulbosa, Scariola orientalis, Phlomis oliverii Centaure sp ,Cosinia sp, Euphorbia sp , Bromus tomentellus تیپ های منطقه را بوجود آورده است. وضعیت تیپ‌های مشاهده شده شامل وضعیت‌های خیلی فقیر، فقیر و متوسط تا گرایش‌های منفی و ثابت می‌باشد.

تولید تیپ‌های گیاهی از ۷۵/۵ کیلوگرم تا ۱۶۵ کیلوگرم در هکتار برآورد شده است. در ضمن در چمنزارها میزان تولید حدود ۱/۷ تن می‌باشد. وجود گونه‌های خاردار بالشتی مدور همچون گون‌ها، انواع پاچه سیاه، انواع شکرتیغال، کلاه میرحسن،... و همچنین گونه‌های سمی همچون شیرسگ، اسفند و .... بیانگر روند تخریب در رستنی‌های منطقه می‌باشد. وجود انواع میکرو تراس‌ها، مناطق بدون پوشش گیاهی، فرسایش پابوته‌ای و فرسایش شیاری نیز بیانگر روند نزولی در خاک منطقه می‌باشد.

پوشش تاج مشاهده شده از ۸۰ درصد در چمنزارها تا ۲۳ درصد متغیر می‌باشد. مراتع منطقه در سه واحد خاکشناسی کوه، تپه و دشت‌ها مشاهده می‌گردد. وجود گونه‌های دارویی، صنعتی، خوراکی و حتی تزئینی بیانگر پتانسیل تولید در منطقه می‌باشد. شرایط منطقه به گونه‌ای است که امکان برگشت مراتع به وضعیت خوب تا خیلی خوب فراهم می‌باشد.

۳-۷- مطالعات صحرایی

ابتدا با استفاده از عکس‌هایی هوایی منطقه به مقیاس ۵۰۰۰۰ : ۱ و نقشه‌های توپوگرافی و زمین شناسی به مقیاس ۵۰۰۰۰ : ۱ واحدهای فیزیوگرافی منطقه شناسایی و مشخص گردید. سپس در هر واحد فیزیوگرافی چندین پروفیل حفر و از میان آنها تعدادی پروفیل به عنوان شاهد انتخاب شد و خصوصیات کلی محل پروفیل از جمله شیب، پستی و بلندی، وضعیت زهکشی، مقدار سنگریزه

خاک، نوع استفاده از زمین، مواد مادری، وضعیت فرسایش و همچنین مشخصات مربوط به هر پروفیل از قبیل بافت، ساختمان، رنگ، ضخامت و درجه پایداری خاک تعیین گردید.

سپس از هر افق یک نمونه خاک تهیه و پس از خشک کردن و عبور دادن از الک ۲ میلی‌متری برای انجام آزمایش‌های مختلف آماده گردید. نحوه قرار گرفتن افق‌های ژنتیکی بر اساس راهنمای نقشه‌برداری خاک (Soil Survey Staff, 1993) بررسی می گردد و خاک‌ها بر اساس روش جامع طبقه‌بندی خاک آمریکایی (Soil Survey Staff, 1999) و کلید آن (Soil Survey Staff, 2010) و روش فائو(F. A. O., Unesco., 1988) طبقه‌بندی شدند.

۳-۸- تجزیه‌های آزمایشگاهی

۳-۸-۱- تجزیه‌های فیزیکی وشیمیایی

نمونه‌ها در آزمایشگاه آماده و آزمایش‌های زیر بر روی آنها انجام شد:

- تعیین کلاس بافت به روش هیدرومتر (Bouyoucos, 1962).
- تهیه خمیر اشباع و اندازه‌گیری پ هاش به کمک دستگاه پ هاش سنج.
- تعیین درصد رطوب وزنی در خمیر اشباع(درصد اشباع).
- اندازه‌گیری قابلیت هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک به وسیله هدایت سنج الکتریکی.
- اندازه‌گیری ظرفیت تبادل کاتیونی خاک به روش چاپمن (۱۹۶۵) با جانشین کردن تمامی کاتیون‌های قابل تبادل توسط یون سدیم (استات سدیم) با پ هاش ۸/۲ ، شستشو با الکل، جانشینی سدیم با آمونیوم (استات آمونیوم) و اندازه‌گیری یون سدیم.
- اندازه‌گیری کربن آلی به روش سوزاندن تر(اکسیداسیون مواد آلی توسط اسید کرومیک)(Jackson, 1975).
- کربنات و بی‌کربنات ازطریق تیتره کردن با اسید سولفوریک(Richards, 1954).
- سدیم و پتاسیم در عصاره گل اشباع با کمک دستگاه فلیم فتومتر.

- کلسیم و منیزیم به روش تیتره کردن با EDTA سدیم دار در عصاره گل اشباع(Richards, 1954).

- گچ به روش ترسیب با استون(Richards, 1954).

۳-۸-۲- آزمایش های کانی شناسی رس

برای خالص سازی رس و آماده نمودن آن جهت مطالعه به روش پراش اشعه ایکس(XRD) از روش ترکیبی جکسون(۱۹۷۵) و کیتریک و هوپ (۱۹۶۳) استفاده گردید که دراین روش اقدامات زیر انجام شد:

۱- برای حذف کربناتها از استات سدیم ۱ نرمال با پ هاش کنترل شده(pH=5) و حرارت دهی در محدوده ۷۰ تا ۸۰ درجه سانتی گراد در حمام بخار استفاده شد.

۲- برای حذف مواد آلی از آب اکسیژنه ۳۰ درصد و گرم کردن تا ۷۰ درجه در حمام بخار استفاده شد.

۳- برای حذف اکسیدهای آهن از روش سیترات - دی‌تیونات از روش مهرا و جکسون(۱۹۶۰) استفاده شد و مقدار آهن به روش جذب اتمی مشخص گردید.

شناسایی رس‌ها از مقایسه منحنی‌ها با اطلاعات و منحنی‌های بدست آمده توسط براون(۱۹۷۲)، گریم (۱۹۸۸) و میلوت (۱۹۷۰) انجام شد. میزان رس‌ها نیز از روش تخمین نیمه کمی جونز و همکاران (۱۹۵۴) محاسبه گردید.

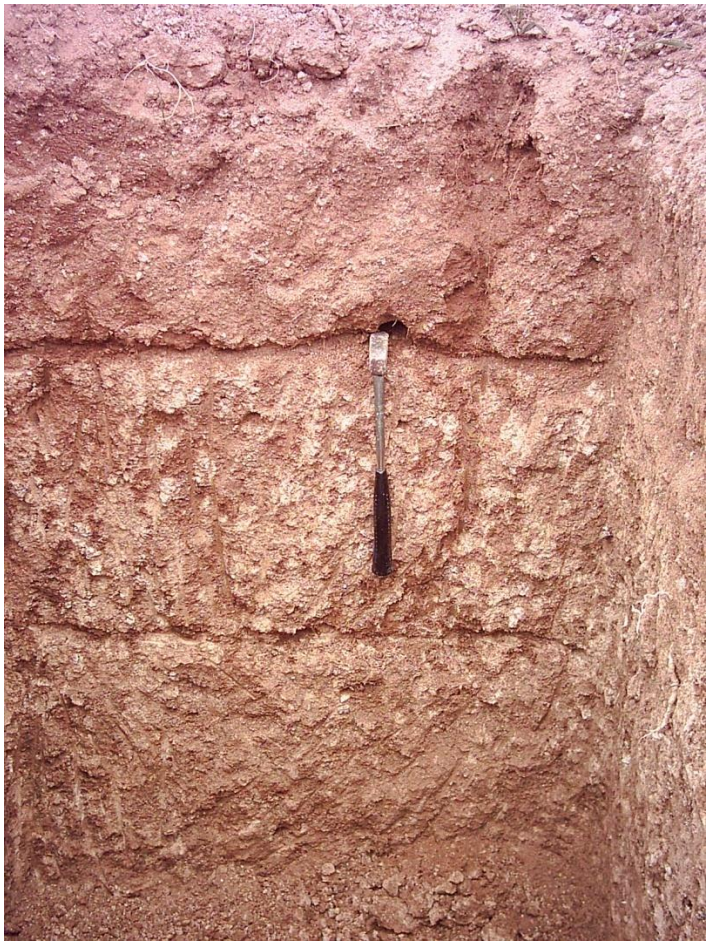
فصل چهارم

نتایج و بحث

۴-۱- طبقه بندی و اطلاعات عمومی نیمرخ های انتخابی خاک های مطالعه شده

در این پژوهش از بین پروفیل‌های حفر شده با توجه به تعداد واحدهای فیزیوگرافی، تعداد ۹ پروفیل به عنوان پروفیل‌های شاهد جهت نشان دادن خصوصیات خاک‌های منطقه مطالعاتی مورد استفاده قرار گرفته است. در این منطقه سه رده از خاک‌ها شامل آلفی سول، اینسپتی سول و انتی سول شناسایی شدند. همچنین فیزیوگرافی‌هایی از قبیل مخروط افکنه‌های آبرفتی- واریزه‌ای، دشت‌های دامنه‌ای، تپه ها و فلات ها و تراس های فوقانی وجود دارند.

در زیر خصوصیات کلی پروفیل‌ها که شامل خصوصیات فیزیکی، شیمیایی، تشریح، تفسیر و طبقه بندی می‌باشد، مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل ۴-۱- نمایی از یک پروفیل

۴-۱-۱- نیمرخ شماره یک

- طول جغرافیایی: "۱۸ '۳ °۵۲

عرض جغرافیایی: "۳۴ '۴۷ °۳۰

- طبقه بندی بر اساس سیستم جامع آمریکایی (Soil Taxonomy, 2010) :

Fine, mixed, mesic, Typic Haploxeralfs

- طبقه بندی بر اساس سیستم فائو (F. A. O., Unesco., 1988):

Haplic Luvisols

- پوشش :زراعت آبی

- مواد مادری: رسوبات آبرفتی

- وضعیت رطوبتی و حرارتی منطقه: زریک و مزیک

- فیزیوگرافی: فلات

- پستی و بلندی: پستی و بلندی نسبتاً زیاد

- شیب: ۸-۵ درصد

- فرسایش: نسبتاً زیاد

- زهکشی: خوب

- رواناب: نسبتا" سریع

- قابلیت نفوذ آب به خاک: کم

- آب زیر زمینی: عمیق

- شور یا قلیا: بدون شوری و قلیائیت

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک سطحی: سنگ و سنگریزه کم

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک زیر سطحی: بدون سنگ و سنگریزه

افق Ap ۱۲- ۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه ای با بافت سنگین و ساختمان فشرده که پایداری ذراتش در حالت مرطوب سفت و در حالت خیس چسبنده و شکل‌پذیر می‌باشد. اسیدیته گل اشباع ۷/۶۴ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۷ دسی‌زیمنس بر متر است. سنگریزه به میزان ۳ درصد مشاهده می‌شود. حد فاصل این افق با افق زیرین خیلی واضح و صاف است.

B_{t1} ۵۰- ۱۲ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه ای با بافت سنگین و ساختمان مکعبی متوسط ضعیف که به مکعبی ریز قوی شکسته می‌شود. پایداری ذراتش در حالت مرطوب سفت و در حالت خیس چسبنده و شکل‌پذیر می‌باشد. پوشش رسی به میزان کم مشاهده می‌شود. اسیدیته گل اشباع ۷/۷۴ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۱ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

B_{t2} ۹۰ -۵۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه ای با بافت سنگین که پایداری ذراتش در حالت مرطوب سفت و در حالت خیس چسبنده و شکل‌پذیر می‌باشد. پوشش رسی به میزان نسبتاً زیاد مشاهده می‌شود. اسیدیته گل اشباع ۷/۸۸ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۱۹ دسی‌زیمنس بر متر است.

جدول۴-۱- نتایج تجزیه های فیزیکی و شیمیایی نیمرخ خاک شماره ۱

افق	عمق	توزیع اندازه ذرات(٪)			بافت خاک	pH	O.M	کربنات کلسیم	رطوبت اشباع	CEC	EC
	(cm)	شن	سیلت	رس			(٪)	معادل (٪)	(٪)	$(Cmol(+)Kg^{-1})$	$(dS\ m^{-1})$
Ap	۰-۱۲	۱۲	۶۰	۲۸	SiClL	۷/۶۴	۰/۵۳	۶/۹	۴۵	۱۷	۰/۲۷
B_{t1}	۱۲-۵۰	۱۴	۵۳	۳۳	SiClL	۷/۷۴	۰	۱۰/۱	۵۶	۱۶	۰/۲۱
B_{t2}	۵۰-۹۰	۱۷	۴۲	۴۱	SiClL	۷/۸۸	۰	۱۱/۰	۶۰	۱۳	۰/۱۹

افق	کاتیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)				آنیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)			
	کلسیم	منیزیم	سدیم	پتاسیم	کربنات	بی‌کربنات	کلراید	سولفات
Ap	۴/۸	۵/۲	۰/۳۹۱	۰/۸۰۱	۰	۶/۴۲	۱/۵	۲/۸۴
B_{t1}	۴	۲	۰/۳۴۸	۰/۲۳۷	۰	۱/۸۷	۲	۱/۶۳
B_{t2}	۳	۲/۸	۰/۳۷۰	۰/۰۶۴	۰	۲/۲۱	۲	۲/۸۴

۴-۱-۲- نیمرخ شماره دو

- طول جغرافیایی: "۴ '۲ °۵۲

عرض جغرافیایی: "۱ '۴۶ °۳۰

- طبقه بندی بر اساس سیستم جامع آمریکایی (Soil Taxonomy, 2010) :

Fine loamy, carbonatic, mesic, Typic Haploxerepts

- طبقه بندی بر اساس سیستم فائو (F. A. O., Unesco., 1988):

Eutric Cambisols

- پوشش : مرتع

- مواد مادری: آهک مارنی

- وضعیت رطوبتی و حرارتی منطقه: زریک و مزیک

- فیزیوگرافی: تپه

- پستی و بلندی: پستی و بلندی نسبتاً زیاد

- شیب: ۱۲ درصد

- فرسایش: نسبتاً زیاد

- زهکشی: خوب

- رواناب: سریع

- قابلیت نفوذ آب به خاک: متوسط

- آب زیر زمینی: عمیق

- شور یا قلیا: بدون شوری و قلیائیت

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک سطحی: سنگ و سنگریزه کم

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک زیر سطحی: سنگ و سنگریزه کم

افق **A** ۲۵- ۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت خشک قهوه ای مایل به زرد و در حالت مرطوب قهوه ای مایل به زرد با بافت متوسط که پایداری ذراتش در حالت خشک کمی سخت و در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر است. اسیدیته گل اشباع ۷/۷۴ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۳ دسی‌زیمنس بر متر می‌باشد. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

Bw ۷۰- ۲۵ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه ای مایل به زرد تیره با بافت متوسط و ساختمان مکعبی متوسط ضعیف که به مکعبی ریز ضعیف شکسته می‌شود. پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر و دارای سنگریزه به میزان ۳ درصد می‌باشد. اسیدیته گل اشباع ۷/۷۸ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۱ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

C_k ۷۰+ سانتیمتر.

لایه مارن آهکی.

جدول۴-۲- نتایج تجزیه های فیزیکی و شیمیایی نیمرخ خاک شماره ۲

افق	عمق	توزیع اندازه ذرات(٪)			بافت خاک	pH	O.M	کربنات کلسیم	رطوبت اشباع	CEC	EC
	(cm)	شن	سیلت	رس			(٪)	معادل (٪)	(٪)	($cmol(+)Kg^{-1}$)	($dS\ m^{-1}$)
Ap	۰-۲۵	۱۴	۶۲	۲۴	SiL	۷/۷۴	۰/۷۲	۵۰/۵	۴۳	۱۸	۰/۳۰
Bw	۲۵-۷۰	۱۷	۵۷	۲۶	SiL	۷/۷۸	۰	۵۰/۱	۴۴	۱۶	۰/۲۱

افق	کاتیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)				آنیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)			
	کلسیم	منیزیم	سدیم	پتاسیم	کربنات	بی‌کربنات	کلراید	سولفات
Ap	۵/۰۴	۵/۴۶	۰/۴۱۱	۰/۸۴۱	۰	۶/۵	۱/۵۶	۲/۸۳
Bt1	۴/۲	۲/۱	۰/۳۶۵	۰/۲۴۹	۰	۲/۵۱	۲/۱	۱/۹۴

-۱-۳- نیمرخ شماره سه

- طول جغرافیایی: "۹ '۵۹ °۵۱

عرض جغرافیایی: "۰ '۴۹ °۳۰

- طبقه بندی بر اساس سیستم جامع آمریکایی (Soil Taxonomy, 2010) :

Loamy skeletal, carbonatic, mesic, shallow, Typic Xerorthents

- طبقه بندی بر اساس سیستم فائو (F. A. O., Unesco., 1988):

Eutric Leptosols

- پوشش :مرتع

- مواد مادری: رسوبات آبرفتی کوهرفتی

- وضعیت رطوبتی و حرارتی منطقه: زریک و مزیک

- فیزیوگرافی: مـخروط افکـــنه‌های آبـــرفتی- واریـــزه‌ای

- پستی و بلندی: پستی و بلندی کم تا نسبتاً زیاد

- شیب: ۵ درصد

- فرسایش: نسبتاً زیاد

- زهکشی: خوب

- رواناب: نسبتا"سریع

- قابلیت نفوذ آب به خاک: متوسط

- آب زیر زمینی: عمیق

- شور یا قلیا: بدون شوری و قلیائیت

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک سطحی: سنگ و سنگریزه زیاد

افق **A** ۱۲- ۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب روشن با بافت متوسط که پایداری ذراتش در حالت خشک کمی سخت و در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر می‌باشد. اسیدیته گل اشباع ۷/۷۱ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۱۷ دسی‌زیمنس بر متر است. سنگریزه به میزان زیاد مشاهده می‌شود. حد فاصل این افق با افق زیرین خیلی واضح و صاف است.

C_k ۱۲+ سانتیمتر.

لایه مارن آهکی.

.

جدول۴-۳- نتایج تجزیه های فیزیکی و شیمیایی نیمرخ خاک شماره ۳

افق	عمق	توزیع اندازه ذرات(٪)			بافت خاک	pH	O.M	کربنات کلسیم	رطوبت اشباع	CEC	EC
	(cm)	شن	سیلت	رس			(٪)	معادل (٪)	(٪)	($cmol(+)Kg^{-1}$)	($dS\ m^{-1}$)
Ap	۰-۱۲	۲۳	۶۱	۱۶	SiL	۷/۷۱	۰/۴۲	۵۸/۲	۳۸	۱۰	۰/۱۷

افق	کاتیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)				آنیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)			
	کلسیم	منیزیم	سدیم	پتاسیم	کربنات	بی‌کربنات	کلراید	سولفات
Ap	۱/۶۸	۱/۲۶	۰/۵۴۸	۰/۱۰۱	۰	۱/۲۶	۰/۵۳	۱/۴۷

۴-۱-۴- نیمرخ شماره چهار

- طول جغرافیایی: "۴۷ ' ۱ ° ۵۲

عرض جغرافیایی: "۷ ' ۵۰ ° ۳۰

- طبقه بندی بر اساس سیستم جامع آمریکایی (Soil Taxonomy, 2010) :

Fine-loamy, mixed, mesic, Calcic Haploxeralfs

- طبقه بندی بر اساس سیستم فائو (F. A. O., Unesco., 1988):

Calcic Luvisols

- پوشش : کشت دیم

- مواد مادری: رسوبات آبرفتی

- وضعیت رطوبتی و حرارتی منطقه: زریک و مزیک

- فیزیوگرافی: فلات ها

- پستی و بلندی: پستی و بلندی کم

- شیب: ۵-۱ درصد

- فرسایش: فاقد فرسایش تا با فرسایش کم

- زهکشی: خوب

- رواناب: نسبتا" آهسته

- قابلیت نفوذ آب به خاک: سطحی متوسط و عمقی آهسته

- آب زیر زمینی: عمیق

- شور یا قلیا: بدون شوری و قلیائیت

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک سطحی: سنگ و سنگریزه کم

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک زیر سطحی: بدون سنگ و سنگریزه

افق **Ap** ۱۸- ۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت خشک قهوه‌ای و در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت متوسط که پایداری ذراتش در حالت خشک کمی سخت و در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر و دارای سه درصد سنگریزه می‌باشد. ساختمان خاک اسفنجی است. اسیدیته گل اشباع ۷/۴۵ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۴ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

Bw ۳۵-۱۸ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت متوسط که پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر است. ساختمان اولیه خاک ورقه‌ای که به مکعبی متوسط ضعیف شکسته می‌شود. اسیدیته گل اشباع ۷/۵۶ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۳ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

B_{tk1} ۶۵- ۳۵ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت سنگین و ساختمان مکعبی متوسط ضعیف که به مکعبی ریز قوی شکسته می‌شود. پایداری ذراتش در حالت مرطوب سفت و در حالت خیس چسبنده و شکل‌پذیر می‌باشد. پوشش رسی و پودر آهک به مقدار بسیار زیاد مشاهده می‌شود. اسیدیته گل اشباع ۷/۷ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

B_{tk2} ۱۲۰- ۶۵ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت سنگین و ساختمان مکعبی متوسط ضعیف که به مکعبی ریز ضعیف شکسته می‌شود. پایداری ذراتش در حالت مرطوب سفت و در حالت خیس چسبنده و شکل‌پذیر می‌باشد. پوشش رسی به میزان کم و آهک به صورت پودر به میزان زیاد مشاهده می‌شود. اسیدیته گل اشباع ۷/۶۹ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۲ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل

این افـق با افـق زیرین واضـح و صـاف است.

جدول۴-۴- نتایج تجزیه های فیزیکی و شیمیایی نیمرخ خاک شماره ۴

افق	عمق (cm)	توزیع اندازه ذرات(٪) شن	سیلت	رس	بافت خاک	pH	O.M (٪)	کربنات کلسیم معادل (٪)	رطوبت اشباع (٪)	CEC Kg^{-1})(+)(Cmol	EC ($dS\ m^{-1}$)
Ap	۰-۱۸	۲۰	۷۰	۱۰	SiL	۷/۴۵	۰/۱	۵/۵	۳۰	۱۷	۰/۲۴
Bw	۱۸-۳۵	۱۹	۷۲	۹	SiL	۷/۵۶	۰	۲۷/۸	۲۷	۱۵	۰/۲۳
Btk_1	۳۵-۶۵	۱۳	۵۹	۲۸	SiClL	۷/۷۰	۰	۳۶/۴	۴۱	۱۴	۰/۲
Btk_2	۶۵-۱۲۰	۱۱	۶۱	۲۸	SiClL	۷/۶۹	۰	۴۷/۴	۴۳	۱۴	۰/۲۲

افق	کاتیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$) کلسیم	منیزیم	سدیم	پتاسیم	آنیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$) کربنات	بی‌کربنات	کلراید	سولفات
Ap	۲/۹۴	۴/۲	۰/۳۸۹	۰/۲۸۲	۰	۳/۷۸	۱/۰۶	۲/۹۴
Bw	۲/۱	۳/۱۵	۰/۲۹۷	۰/۰۵۴	۰	۱/۱	۱/۰۶	۲/۴
Btk_1	۱/۴۷	۱/۸۹	۰/۴۵۷	۰/۰۶۷	۰	۰/۶۳	۱/۰۶	۱/۶۸
Btk_2	۱/۸۹	۱/۴۲	۰/۶۱۶	۰/۱۱۳	۰	۱/۴۲	۱/۱۸	۱/۶۵

۴-۱-۵- نیمرخ شماره پنج

- طول جغرافیایی: "۶ '۱ °۵۲

عرض جغرافیایی: "۸ '۵۰ °۳۰

- طبقه بندی بر اساس سیستم جامع آمریکایی (Soil Taxonomy, 2010) :

Fine-loamy, mixed(calcareous), mesic, Typic Xerorthents

- طبقه بندی بر اساس سیستم فائو (F. A. O., Unesco., 1988):

Eutric Regosols

- پوشش :مرتع

- مواد مادری: آهکی

- وضعیت رطوبتی و حرارتی منطقه: زریک و مزیک

- فیزیوگرافی: تپه

- پستی و بلندی: پستی و بلندی کم

- شیب: ۱۲ درصد

- فرسایش: با فرسایش کم

- زهکشی: خوب

- رواناب: سریع

- قابلیت نفوذ آب به خاک: متوسط

- آب زیر زمینی: عمیق

- شور یا قلیا: بدون شوری و قلیائیت

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک سطحی: سنگ و سنگریزه کم

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک زیر سطحی: سنگ و سنگریزه زیاد

افق **A** ۲۵- ۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت خشک قهوه‌ای مایل به زرد و در حالت مرطوب قهوه‌ای مایل به زرد با بافت متوسط و ساختمان کلوخی که پایداری ذراتش در حالت خشک کمی سخت و در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر و دارای۳ درصد سنگریزه می‌باشد. اسیدیته گل اشباع ۷/۵۳ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۳۵ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

C_1 ۶۰- ۲۵ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای مایل به زرد با بافت متوسط و فاقد ساختمان که پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر و دارای ۲۰ درصد سنگریزه می‌باشد. اسیدیته گل اشباع ۷/۵۲ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۷ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

C_2 ۱۰۰- ۶۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای مایل به زرد با بافت متوسط و فاقد ساختمان که پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر و دارای ۲۵ درصد سنگریزه می‌باشد. اسیدیته گل اشباع ۷/۵۹ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۵ دسی‌زیمنس بر متر است.

جدول۴-۵- نتایج تجزیه های فیزیکی و شیمیایی نیمرخ خاک شماره ۵

افق	عمق	توزیع اندازه ذرات(٪)			بافت خاک	pH	O.M	کربنات کلسیم	رطوبت اشباع	CEC	EC
	(cm)	شن	سیلت	رس			(٪)	معادل (٪)	(٪)	($cmol(+)Kg^{-1}$)	($dS\ m^{-1}$)
A	۰-۲۵	۲۰	۶۱	۱۹	SiL	۷/۵۳	۱/۰۳	۳۰/۹	۴۰	۱۸	۰/۳۵
C_1	۲۵-۶۰	۲۸	۵۰	۲۲	L	۷/۵۲	۰	۴۶/۶	۴۳	۱۶	۰/۲۷
C_2	۶۰-۱۰۰	۲۸	۵۰	۲۲	L	۷/۵۹	۰	۴۹/۵	۴۳	۱۵	۰/۲۵

افق	کاتیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)				آنیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)		
	کلسیم	منیزیم	سدیم	پتاسیم	کربنات	بی‌کربنات	کلراید	سولفات
A	۵/۳۹	۵/۸	۰/۴۳۹	۰/۹	۰	۶/۹۴	۱/۳۵	۲/۸۹
C_1	۴/۴۹	۲/۲	۰/۳۹۱	۰/۲۶۶	۰	۲/۹۲	۲/۲۴	۲/۱
C_2	۳/۳۷	۳/۱	۰/۴۱۶	۰/۰۷۲	۰	۲/۰۲	۲/۲۴	۲/۲۵

۴-۱-۶- نیمرخ شماره شش

- طول جغرافیایی: "۴۱ ' ۰ °۵۲

عرض جغرافیایی: "۳۵ ' ۴۹ °۳۰

- طبقه بندی بر اساس سیستم جامع آمریکایی (Soil Taxonomy, 2010) :

Fine loamy, carbonatic, mesic, Typic Haploxerepts

- طبقه بندی بر اساس سیستم فائو (F. A. O., Unesco., 1988):

Eutric Cambisols

- پوشش :زراعت آبی

- مواد مادری: رسوبات آبرفتی کوهرفتی

- وضعیت رطوبتی و حرارتی منطقه: زریک و مزیک

- فیزیوگرافی: دشت‌های دامنه‌ای

- پستی و بلندی: پستی و بلندی کم

- شیب:۲-۱ درصد

- فرسایش: کم

- زهکشی: ضعیف

- رواناب: آهسته

- قابلیت نفوذ آب به خاک: کم

- آب زیر زمینی: عمیق

- شور یا قلیا: بدون شوری و قلیائیت

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک سطحی: سنگ و سنگریزه کم

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک زیر سطحی: بدون سنگ و سنگریزه

افق **Ap** ۱۸- ۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت خشک قهوه‌ای و در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت متوسط که پایداری ذراتش در حالت خشک کمی سخت و در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر و دارای سه درصد سنگریزه می‌باشد. ساختمان خاک اسفنجی است. اسیدیته گل اشباع ۷/۴۵ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۴ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

Bw ۳۵-۱۸ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت متوسط که پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر است. ساختمان اولیه خاک ورقه‌ای که به مکعبی متوسط ضعیف شکسته می‌شود. اسیدیته گل اشباع ۷/۵۶ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۳ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

B_{tk1} ۶۵- ۳۵ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت سنگین و ساختمان مکعبی متوسط ضعیف که به مکعبی ریز قوی شکسته می‌شود. پایداری ذراتش در حالت مرطوب سفت و در حالت خیس چسبنده و شکل‌پذیر می‌باشد. پوشش رسی و پودر آهک به مقدار بسیار زیاد مشاهده می‌شود. اسیدیته گل اشباع ۷/۷ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

B_{tk2} ۱۲۰- ۶۵ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت سنگین و ساختمان مکعبی متوسط ضعیف که به مکعبی ریز ضعیف شکسته می‌شود. پایداری ذراتش در حالت مرطوب سفت می‌باشد. پوشش رسی به میزان کم و آهک به صورت پودر به میزان زیاد مشاهده می‌شود. اسیدیته گل اشباع ۷/۶۹ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۲ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

جدول۶-۴- نتایج تجزیه های فیزیکی و شیمیایی

نیمرخ خاک شماره ۶

افق	عمق	توزیع اندازه ذرات(٪)			بافت خاک	pH	O.M	کربنات کلسیم	رطوبت شباع	CEC	EC
	(cm)	شن	سیلت	رس			(٪)	معادل (٪)	(٪)	(Cmol(+) Kg^{-1})	(ds m^{-1})
Ap	۰-۲۰	۲۴	۴۲	۳۴	ClL	۷/۳۲	۲/۸۱	۴۵/۶	۵۰	۱۶	۰/۲۴
Bw	۲۰-۶۰	۲۱	۴۱	۳۸	ClL	۷/۴۷	۰	۴۱/۱	۵۸	۱۴	۰/۱۸

افق	کاتیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)				آنیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)			
	کلسیم	منیزیم	سدیم	پتاسیم	کربنات	بی‌کربنات	کلراید	سولفات
Ap	۲/۹۷	۴/۲	۰/۳۹۲	۰/۲۸۵	۰	۳/۸۲	۱/۰۶	۲/۹۷
Bw	۱/۴۸	۱/۹	۰/۴۶۱	۰/۰۶۸	۰	۰/۶۴	۱/۰۶	۱/۷۰

۴-۱-۷- نیمرخ شماره هفت

- طول جغرافیایی: "۵ '۳ °۵۲

عرض جغرافیایی: "۱۵ '۴۹ °۳۰

- طبقه بندی بر اساس سیستم جامع آمریکایی (Soil Taxonomy, 2010) :

Loamy skeletal, mixed(calcareous), mesic, Typic Xerorthents

- طبقه بندی بر اساس سیستم فائو (F. A. O., Unesco., 1988):

Eutric Regosols

- پوشش :مرتع

- مواد مادری: رسوبات آبرفتی کوهرفتی

- وضعیت رطوبتی و حرارتی منطقه: زریک و مزیک

- فیزیوگرافی: مـخروط افکـــنه‌های آبـــرفتی- واریـــزه‌ای قدیـــمی

- پستی و بلندی: پستی و بلندی کم

- شیب: ۵-۲ درصد

- فرسایش: متوسط

- زهکشی: خوب

- رواناب: نسبتا"آهسته

- قابلیت نفوذ آب به خاک: متوسط

- آب زیر زمینی: عمیق

- شور یا قلیا: بدون شوری و قلیائیت

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک سطحی: سنگ و سنگریزه زیاد

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک زیر سطحی: سنگ و سنگریزه زیاد

افق **A** ۱۲- ۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت خشک قهوه‌ای و در حالت مرطوب قهوه‌ای و با ساختمان اسفنجی با بافت متوسط که پایداری ذراتش در حالت خشک کمی سخت و در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر و دارای ۲۰ درصد سنگریزه می‌باشد.اسیدیته گل اشباع ۷/۵۷ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۲۱ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

C_1 ۴۰- ۱۲ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت متوسط و فاقد ساختمان که پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر مشاهده می‌گردد.اسیدیته گل اشباع ۷/۹۳ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۱۸ دسی‌زیمنس بر متر ودرصد سنگریزه۴۰ درصد می باشد. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

C_2 ۹۰- ۴۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت متوسط و فاقد ساختمان که پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر مشاهده می‌گردد.اسیدیته گل اشباع ۷/۸۸ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۱۶ دسی‌زیمنس بر متر و درصد سنگریزه۵۰-۴۰ درصد می باشد.

جدول۴-۷- نتایج تجزیه های فیزیکی و شیمیایی نیمرخ

خاک شماره ۷

افق	عمق	توزیع اندازه ذرات(٪)			بافت خاک	pH	O.M	کربنات کلسیم	رطوبت اشباع	CEC	EC
	(cm)	شن	سیلت	رس			(٪)	معادل (٪)	(٪)	(Cmol(+)K g^{-1})	(dS m^{-1})
A	۰-۱۲	۲۸	۵۳	۱۹	SiL	۷/۵۷	۰/۵۸	۲۵	۴۱	۱۸	۰/۲۱
C_1	۱۲-۴۰	۳۲	۴۲	۲۶	L	۷/۹۳	۰	۲۶/۸	۴۴	۱۶	۰/۱۸
C_2	۴۰-۹۰	۳۴	۴۰	۲۶	L	۷/۸۸	۰	۵۰/۶	۴۴	۱۵	۰/۱۶

افق	کاتیون‌های محلول (meq L^{-1})				آنیون‌های محلول (meq L^{-1})			
	کلسیم	منیزیم	سدیم	پتاسیم	کربنات	بی کلراید		سولفات
A	۳/۱۳	۴/۵	۰/۴۱۳	۰/۳	۰	۴/۰۲	۱/۱۲	۳/۱۳
C_1	۲/۲۳	۳/۳	۰/۳۱۶	۰/۰۵۷	۰	۱/۲۴	۱/۱۲	۲/۲۳
C_2	۱/۵۶	۲/۰	۰/۴۸۶	۰/۰۷۱	۰	۰/۶۷	۱/۱۲	۱/۷۹

۴-۱-۸- نیمرخ شماره هشت

- طول جغرافیایی: "۵۶ '۵۹ °۵۱

عرض جغرافیایی: "۱۹ '۴۷ °۳۰

- طبقه بندی بر اساس سیستم جامع آمریکایی (Soil Taxonomy, 2010) :

Loamy-skeletal, carbonatic, mesic, Typic Xerorthents

- طبقه بندی بر اساس سیستم فائو (F. A. O., Unesco., 1988):

Skeleti-calcaric Regosols

- پوشش :مرتع

- مواد مادری: رسوبات آبرفتی آهکی

- وضعیت رطوبتی و حرارتی منطقه: زریک و مزیک

- فیزیوگرافی: مـخروط افکـــنه‌های آبـــرفتی- واریـــزه‌ای

- پستی و بلندی: پستی و بلندی کم

- شیب: ۵-۲ درصد

- فرسایش: کم

- زهکشی: خوب

- رواناب: نسبتا"آهسته

- قابلیت نفوذ آب به خاک: متوسط

- آب زیر زمینی: عمیق

- شور یا قلیا: بدون شوری و قلیائیت

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک سطحی: سنگ و سنگریزه زیاد

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک زیر سطحی: سنگ و سنگریزه زیاد

افق **A** ۳۰- ۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت خشک قهوه‌ای و در حالت مرطوب قهوه‌ای و با ساختمان اسفنجی با بافت لوم که پایداری ذراتش در حالت خشک کمی سخت و در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر و دارای ۲۰ درصد سنگریزه می‌باشد.اسیدیته گل اشباع ۷/۶۵ و قابلیت هدایت الکتریکی ۱/۰۴ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

C_1 ۹۰- ۳۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت لوم رسی و فاقد ساختمان که پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر مشاهده می‌گردد.اسیدیته گل اشباع ۷/۴۸ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۷ دسی‌زیمنس بر متر ودرصد سنگریزه۵۰-۴۰ درصد می باشد. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

C_2 ۱۳۵- ۹۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت متوسط و فاقد ساختمان که پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر مشاهده می‌گردد.اسیدیته گل اشباع۷/۶۱ و قابلیت هدایت الکتریکی ۰/۸ دسی‌زیمنس بر متر و درصد سنگریزه۷۰-۶۰ درصد می باشد.

جدول۴-۸- نتایج تجزیه های فیزیکی و شیمیایی نیمرخ خاک

شماره ۸

افق	عمق	توزیع اندازه ذرات(٪)			بافت خاک	pH	O.M	کربنات کلسیم	رطوبت اشباع	CEC	EC
	(cm)	شن	سیلت	رس			(٪)	معادل (٪)	(٪)	(Cmol(+)K g^{-1})	(dS m^{-1})
A	۰-۳۰	۴۴	۳۲	۲۴	SiL	۷/۶۵	۰/۵۸	۵۲	۴۶	۲۳	۱/۰۴
C_1	۳۰-۹۰	۴۱	۳۲	۲۷	L	۷/۴۸	۰	۶۵/۲	۵۱	۲۱	۰/۷
C_2	۹۰-۱۳۵	۴۱	۳۴	۲۵	L	۷/۶۱	۰	۶۸	۴۳	۲۰	۰/۸

افق	کاتیون‌های محلول (meq L^{-1})				آنیون‌های محلول (meq L^{-1})			
	کلسیم	منیزیم	سدیم	پتاسیم	کربنات	بی‌کربنات	کلراید	سولفات
A	۹/۶	۸/۴	۲/۸	۹/۶	۰	۱۰/۹۵	۱۰/۲۶	۸/۱۳
C_1	۶	۵	۲/۳	۶	۰	۶	۴/۷۸	۸
C_2	۶	۴	۳/۹	۰/۵	۰	۳/۸۷	۴/۲	۵/۷۸

۴-۱-۹- نیمرخ شماره نه

- طول جغرافیایی: ″ ۳۸ ′ ۰ °۵۲

عرض جغرافیایی: ″۱۳ ′۴۵ °۳۰

- طبقه بندی بر اساس سیستم جامع آمریکایی (Soil Taxonomy, 2010) :

Fine, mixed(calcareous), mesic, Typic Haploxeralfs

- طبقه بندی بر اساس سیستم فائو (F. A. O., Unesco., 1988):

Haplic Luvisols

- پوشش :زراعت آبی

- مواد مادری: رسوبات آبرفتی آهکی

- وضعیت رطوبتی و حرارتی منطقه: زریک و مزیک

- فیزیوگرافی: فلات

- پستی و بلندی: پستی و بلندی زیاد

- شیب:۸-۵ درصد

- فرسایش: بدون فرسایش

- زهکشی: خوب

- رواناب: نسبتا"آهسته

- قابلیت نفوذ آب به خاک: متوسط

- آب زیر زمینی: عمیق

- شور یا قلیا: بدون شوری و قلیائیت

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک سطحی: سنگ و سنگریزه زیاد

- میزان سنگ و سنگریزه در خاک زیر سطحی: سنگ و سنگریزه زیاد

افق **Ap** ۲۵- ۰ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای و با ساختمان اسفنجی با بافت رسی سیلتی که پایداری ذراتش در حالت خشک کمی سخت و در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر و دارای ۲۰ درصد سنگریزه می‌باشد. اسیدیته گل اشباع ۷/۵۵ و قابلیت هدایت الکتریکی ۱/۴۵ دسی‌زیمنس بر متر است. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

B_{t1} ۶۵-۲۵ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت رسی و فاقد ساختمان که پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر می باشد. پوشش رسی به میزان کم مشاهده می‌گردد. اسیدیته گل اشباع ۷/۴۵ و قابلیت هدایت الکتریکی ۱/۴ دسی‌زیمنس بر متر می باشد. حد فاصل این افق با افق زیرین واضح و صاف است.

B_{t2} ۱۲۵-۶۵ سانتیمتر.

رنگ خاک در حالت مرطوب قهوه‌ای با بافت رسی و فاقد ساختمان که پایداری ذراتش در حالت مرطوب شکننده و در حالت خیس کمی چسبنده و شکل‌پذیر می باشد. پوشش رسی به میزان زیاد مشاهده می‌گردد. اسیدیته گل اشباع۷/۹۷ و قابلیت هدایت الکتریکی ۱/۹ دسی‌زیمنس بر متر می باشد.

جدول۴-۹- نتایج تجزیه های فیزیکی و شیمیایی نیمرخ

خاک شماره ۹

افق	عمق	توزیع اندازه ذرات(٪)			بافت خاک	pH	O.M	کربنات کلسیم	رطوبت اشباع	CEC	EC
	(cm)	شن	سیلت	رس			(٪)	معادل (٪)	(٪)	(Cmol(+)K g^{-1})	(dS m^{-1})
Ap	۰-۲۵	۱۴	۴۲	۴۴	SiCl	۷/۵۵	۱/۳۸	۳۶/۲۵	۶۱	۲۶	۱/۴۵
B_{t1}	۲۵-۶۵	۱۲	۳۶	۵۲	Cl	۷/۴۵	۱	۳۸/۷۵	۷۲	۲۱	۱/۴
B_{t2}	۶۵-۱۲۵	۹	۳۳	۵۸	Cl	۷/۹۷	۰/۵۲	۴۱/۴۸	۷۳	۲۰/۵	۱/۹

افق	کاتیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)				آنیون‌های محلول ($meq\ L^{-1}$)			
	کلسیم	منیزیم	سدیم	پتاسیم	کربنات	بی‌کربنات	کلراید	سولفات
Ap	۱۰	۱۰	۱/۸۸	۵/۹	۰	۱۰/۰۳	۹	۸/۱۳
B_{t1}	۸	۷	۲/۰۷	۵/۵	۰	۹	۴/۷۸	۹
B_{t2}	۸	۹	۲/۱۴	۰/۱۲	۰	۹/۸۷	۴/۲	۵/۷۸

به طور کلی تنوع خاک‌های موجود در سطح زمین نتیجه عکس العمل عوامل پنجگانه خاکسازی می‌باشد. شدت و ضعف هر یک از عوامل یعنی آب و هوا، موجودات زنده، مواد مادری، پستی و بلندی و زمان سبب تشکیل خاک‌های متفاوت با خصوصیات و افق‌های مختلف می‌گردد(Jenny, 1941).

بر اساس نتایج این بررسی از میان عوامل پنجگانه خاکسازی همچون اقلیم، پوشش گیاهی، زمان ، مواد مادری و توپوگرافی در ایجاد تنوع میان خاک‌ها، عمده‌ترین عامل خاکسازی که سبب ایجاد اختلاف در خصوصیات خاک‌های منطقه شده است، نقش عامل پستی و بلندی بارزتر می باشد.

تنوع توپوگرافی از کوه‌های مرتفع تا اراضی پایین دست سبب تفاوت در میزان هرز آب سطحی، مقدار آب نفوذ یافته به درون خاک و انتقال عمودی املاح و مواد در درون نیمرخ خاک می‌شود که توسعه و تکوین خاک‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. این عوامل باعث تمایز خاک هایی گردیده که آن‌ها را می توان در سه راسته انتی سول، اینسپتی سول وآلفی سول طبقه بندی کرد.

۴-۲- بررسی چگونگی تأثیر پستی و بلندی بر تشکیل و تکامل خاک‌های منطقه مورد مطالعه

در منطقه مورد مطالعه واحدهای فیزیوگرافی مختلف دیده می‌شود. وجود تنوع در خاک این واحدها و همچنین تفاوت درخصوصیات فیزیکی و شیمیایی و مینرالوژیکی آن‌ها با توجه به یکسان بودن سایر عوامل خاکساز نشان دهنده تأثیر پستی و بلندی در تشکیل و تکامل خاک‌های منطقه می‌باشد.

در این منطقه فیزیوگرافی‌هایی از قبیل تپه ها، مخروط افکنه‌های آبرفتی- واریزه‌ای، دشت‌های دامنه‌ای و فلات ها و تراس های فوقانی وجود دارند.

مخروط افکنه‌های آبرفتی- واریزه‌ای(پروفیل های ۳، ۷و ۸) در پای کوه قرار گرفته و به علت شیب زیاد، مقدار هرز آب سطحی زیاد بوده و مقدار آب نفوذی به درون خاک و آبشویی در عمق کم

می‌باشد. این خاک‌ها کم عمق، فاقد تکامل پروفیلی می‌باشند که افق‌های زیر سطحی در آن‌ها تشکیل نشده و فقط افق سطحی اکریک را دارا هستند.

دشت‌های دامنه‌ای(پروفیل ۶) در امتداد مخروط افکنه‌های آبرفتی- واریزه‌ای قرار گرفته، شیب آن‌ها نسبت به مخروط افکنه‌ها کمتر می‌باشد. هرز آب عبوری از روی مخروط افکنه‌ها وارد این خاک‌ها شده و مقداری آهک به آن اضافه می‌نماید. همچنین شیب کم سبب شده تا مقدار آب نفوذی در این خاک‌ها بیشتر باشد در نتیجه تشکیل افق‌ها سریعتر صورت گیرد. این خاک‌ها دارای تکامل پروفیلی کم و افق زیر سطحی کمبیک هستند.

خاک تپه‌های موجود (پروفیل های ۲ و۵) در منطقه نیز دارای تکامل پروفیلی کم و افق زیر سطحی کمبیک می باشند.

خاک‌های فلات‌ها (پروفیل های۱ ،۴ و ۹) دارای درجه تکامل پروفیلی بیشتری نسبت به خاک‌های سه واحد فیزیوگرافی قبلی می باشند و می‌توان افق‌های زیر سطحی کمبیک، کلسیک و آرجیلیک را در آن‌ها مشاهده نمود.

به طور کلی در این منطقه سه راسته انتی سول، اینسپتی سول وآلفی سول شناسایی شده که راسته انتی سول در واحد فیزیوگرافی تپه‌ها و اراضی واریزه ای بادبزنی شکل سنگریزه دار، راسته اینسپتی سول در واحد فیزیوگرافی دشت های دامنه ای و تپه‌ها و راسته آلفی سول در واحد فیزیوگرافی فلات‌ها دیده می شوند. بنابر این می توان تشکیل و تکامل بیشتر خاک های پایین دست نسبت به بالا دست را با توجه به مشابه بودن مواد مادری، به پستی و بلندی و شیب نسبت داد.

۴-۳- بررسی راسته‌های مختلف در منطقه مورد مطالعه

۴-۳-۱- خاک‌های راسته انتی سول(Entisols) راسته انتی سول نشانگر انواع خاک‌هایی است که به هر دلیل از تکامل پروفیلی باز مانده‌اند. این خاک‌ها موقعیت جغرافیایی خاص نداشته و در تمامی رژیم‌های رطوبتی و حرارتی یافت می‌شوند، شامل خاک‌های واقع بر رسوبات، سنگ‌های سخت،

خاک‌های بسیار خیس مناطق باتلاقی و پست ساحلی هستند (باقری ۱۳۸۰). این خاک‌ها شرایط لازم برای قرار گرفتن در راسته های دیگر را ندارند. در منطقه مورد مطالعه این راسته بر روی واحد فیزیوگرافی تپه ها و اراضی واریزه ای بادبزنی شکل سنگریزه دار قرار دارد. در این واحدها شیب زیاد مانع نفوذ آب به درون خاک گردیده و مانع از تکامل خاک می‌شود.

گراهام و همکاران (۱۹۸۸)، گزارش کردند که انتی سول‌ها عمدتاً در سراشیبی ها واقع هستند و آب و هوای نسبتاً خشک، شیب تند، فرسایش زیاد عواملی هستند که توسعه و تکامل افق‌های خاک را محدود کرده‌اند.

۴-۳-۲- خاک‌های راسته اینسپتی سول(Inceptisols)

اینسپتی سول‌ها را می‌توان نمونه اولین مرحله از تکامل خاک دانست. در آن‌ها عمدتاً افق کمبیک مشاهده می‌شود. گیل و گروسمن (۱۹۶۸)، عنوان کردند افق کمبیک افقی است که در مراحل اولیه تغییر و تحول ساختمانی و توزیع و تجمع کربنات‌ها و رس‌ها می‌باشد. این مشخصات به حدی نیست که بتوان آن را به عنوان یک افق شناسایی دیگر نظیر کلسیک و آرجیلیک قلمداد کرد. اما در مراحل پیشرفته‌تر تکامل خاک معمولاً به یکی از افق‌های کلسیک و یا آرجیلیک یا هر دو تبدیل می‌شود.

در منطقه مورد مطالعه این راسته بر روی واحد فیزیوگرافی دشت‌های دامنه‌ای و تپه ها واقع شده و دارای افق کمبیک می باشد.

۴-۳-۳- خاک های راسته آلفی سول(Alfisols)

خاک های نسبتاً متکاملی اند که افق آرجیلیک دارند وجود این افق یکی از ویژگی‌های بارز این راسته می باشد. حرکت رس از افق های بالایی و تجمع آن در افق های زیرین یکی از شاخص های مهم تکامل خاک است. بیول و همکاران (۱۹۹۷) کربنات کلسیم را به عنوان یک عامل انعقاد کننده رس معرفی نمودند و آن راعامل بازدارنده حرکت و انتقال عمودی رس از بالا به طرف پایین دانسته

اند. تحقیقات بیول (۱۹۹۷) نشان می دهد اولـین مرحلـه در تشـکیل و تکامـل خـاک هـای آهکـی، شستشو و انحلال کربنات کلسیم بوده و بعد از این مرحله است که آزاد شدن رس ها صورت می گیرد.

دو نظریه متفاوت برای بیان حرکت و تجمع ذرات رس در خاک های مناطق آهکی ارائه شده است.

۱- حرکت ذرات رس بعد ازخروج کامل آهک

۲- حرکت همزمان رس و آهک

یون های کلسیم عامل اصلی هماوری ذرات رس می باشند. به عبارت دیگر کربنـات کلسـیم باعـث غیر متحرک شدن ذرات رس می شود. بنابر این تا زمانی که کربنات کلسیم بـه طـور کامـل از خـاک خارج نگردیده است، کلوئیدهای رس امکان انتقال و جابجایی پیدا نمی کنند.

از آنجایی که میزان بارش منطقه بالاست و بر اساس نتایج آزمایشگاهی تئوری دوم در مورد تشکیل افق آرجیلیک صادق تر است.

۴-۴- منشأ کانی‌های رسی در سنگ مادر

شناسایی قطعی انواع کانی‌ها و تخمین کمی خصوصیات آن‌ها در خاک معمـولاً نیـاز بـه کـاربرد چندین روش تجزیه کمی و کیفی دارد. از این روش‌ها می‌توان شناسایی به وسیله پراش پرتـوایکس را نام برد. جهت مطالعات مینرالوژیکی در خاک‌های منطقه مورد مطالعه، ذرات کوچکتر از ۲ میکرومتـر مربوط به هفت نمونه خاک بـا اسـتفاده از دسـتگاه پـراش پرتـوایکس مـورد آزمـایش قـرار گرفتنـد. منحنی‌های پراش پرتو ایکس(شکل‌های ۵-۱ تا ۵-۷) نشان دهنده حضـور رس‌هـای کلریـت، ایلیـت، اسمکتیت، پالی گورسکیت،کائولینیت و کوارتز بودند.

کانی های رسی موجود در سنگ ها می توانند دارای دو منشأ توارثی و نوتشکیلی باشند. کانی های رسی توارثی در سنگ ها می توانند اطلاعاتی پیرامون سنگ شناسی و توپوگرافی منطقه محل تشکیل و همچنین درباره شرایط آب و هوایی غالب در زمانی که در آن هوادیدگی و فرسـایش روی مـی داده

است ارائه نمایند. کانی های رسی نوتشکیل می توانند اطلاعاتی در مورد شرایط فیزیکی و شیمیایی در محیط رسوبی و یا درباره تاریخچه دفن رسوبات و حرارت ارائه نمایند.

شواهد زیر توسط بوله و آدات (۲۰۰۱) برای مناطق جنوبی ایران گزارش شده است:

۱- حضور تقریباً دائم، اما متغیر از نظر مقدار اسمکتیت،

۲- همراهی اسمکتیت به همراه مقدار بیشتر کائولینیت در کرتاسه بالائی و پالئوسن پایینی و همراهی پالی‌گورسکیت در سایرنمونه ها و

۳- حضور مقدار ناچیز رس مخلوط ایلیت و اسمکتیت.

بر اساس این یافته ها توزیع کانی های رسی در رسوبات مختلف جنوب ایران اشاره به منشأ توارثی (آواری) کائولینیت ،اسمکتیت و ایلیت دارد. بر اساس مطالعه حاضر منشأ آواری عامل اصلی جهت حضور مقادیرزیاد کائولینیت در سنگ‌های کرتاسه می باشد.این کانی در خاک های مناطق حاره با آب و هوای گرم ومرطوب، زهکشی خوب و آبشویی زیاد تشکیل می گردد. همچنین کائولینیت در سنگ مادر به احتمال زیاد به منشأ توارثی این کانی بر می گردد که مطابق با یافته های خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) و اولیایی و همکاران (۲۰۰۵) می باشد.

کلریت و ایلیت اساساً در مناطق با شیب زیاد در جائی که فرسایش مکانیکی فعالیت تشکیل خاک را محدود می کند، بویژه در طول دوره های فعالیت تکتونیکی شدید، تشکیل و توسعه می یابند (Millot, 1970, Chamely, 1998).

کانی های رسی در کرتاسه پایینی اسپانیا اساساً موروثی هستند و اطلاعاتی درباره اهمیت هوازدگی و فرایندهای تشکیل خاک (کائولینیت) و فرسایش فیزیکی و پستی و بلندی های جوان و تازه تشکیل شده (ایلیت و یا کلریت) در منطقه می دهند(Sanguesa et al., 2000).

در مواردیکه ژنتیک خاک یک مکانیسم نادر برای تشکیل می باشد،گزارش شده که ایلیت و کلریت می توانند از ایلیتی شدن(Illitization) و کلریتی شدن(Chloritization) کائولینیت یا اسمکتیت از میکا در سنگ ها تشکیل شوند (Sanguesa et al., 2000).

۴-۵- بررسی کانی های موجود در خاک های منطقه

۴-۵-۱- ایلیت وکلریت

وجود مقادیر فراوان کلریت و ایلیت در مقایسه با مونت موریلونیت نمایانگر جوان بودن خاک ها و افزایش میزان مونت موریلنیت نسبت به کلریت و ایلیت نشان دهنده تکامل و سن بیشتر خاک ها می باشد (Alexander & Holowychik, 1983).

این دو کانی از عمده کانی هایی هستند که با منشأ توارثی از سنگ و مواد مادری به ارث رسیده اند. همچنین با توجه به منحنی‌های اشعه ایکس به نظر می رسد که میزان ایلیت در افق های سطحی خاک بیشتر از عمق خاک بوده است. فرایند های مختلفی برای افزایش مقدار این کانی در سطح خاک می توانند دخالت داشته باشند. از جمله این فرایند ها افزایش رسوبات بادی حاوی ایلیت به سطح خاک می باشد(McFadden & Dohren wend, 1986).

میکا (ایلیت) یکی از کانی های اصلی است که مواد مادری آهکی دارند. اگرچه مهمترین منشأ ایلیت را مواد مادری ذکر کرده اند اما عده ای از محققین (باقری،۱۳۸۰) بر این عقیده هستند که میکا به روش خاکزایی نیز تشکیل می شود. بنا بر اظهار این محققان مقدار این کانی از عمق خاک به طرف سطح خاک افزایش می یابد.وجود فلزات قلیایی و قلیایی خاکی از مهمترین عوامل لازم جهت تشکیل ایلیت بیان شده است. مهجوری (۱۹۷۵) با اشاره به تشکیل خاکزایی میکا، اضافه می کند که از عوامل خاکزایی میکا وجود مقادیر کافی یون پتاسیم در محیط است که با تجزیه و تخریب مواد آلی و تجمع این عنصر در افق های فوقانی باعث تسریع تشکیل یون ایلیت و سایر میکا ها می گردد.

کانی گروه میکا نیز اساساً از مواد مادری به ارث رسیده و امکان سنتز آن در افق‌های سطحی به خاک‌های مرطوبی بر می‌گردد که پتاسیم می‌تواند در این افق‌ها متمرکز شود. خرمالی (۱۹۹۷)، با مطالعه خاک‌های مختلف در استان‌های فارس، بوشهر و خوزستان کانی‌های عمده خاک را ایلیت، کلریت، اسمکتیت، پالی گورسکیت و کوارتز معرفی می‌نماید. وی ضمن اشاره به ظرفیت تبادل کاتیونی پایین در خاک‌هایی که فراوانی نسبی کانی‌های کلریت و ایلیت بیشتر است، از آن در تایید نظریه خود استفاده می‌کند.

شناسایی کانی های گروه ایلیت به وسیله پیک ۱۰ و ۳/۳ آنگستروم و یک منحنی ضعیف در محدوده ۵ آنگستورمی صورت می گیرد(Millot, 1970, Brown, 1972, Grim, 1988).

پیک ۱۰ آنگستروم مربوط به ایلیت در تمامی پلاک های آزمایش ثابت باقی مانده و تغییر نمی کند. بر اساس نتایج حاصل از منحنی های پراش پرتو ایکس در منطقه‌ی مورد مطالعه میزان کانی ایلیت تقریبا از سطح(افق A نیمرخ ۳ شکل ۵-۴) به عمق(افق C_2 نیمرخ ۳ شکل۵-۶) کاهش می یابد.

حضور این کانی بیشتر از جنبه توارثی آن مطرح است. دلیل این امر وجود ایلیت به مقدار فراوان در خاک های جوان(افق A نیمرخ ۳ شکل ۵-۴) با هوادیدگی کم می‌باشد.

کلریت به گروه سیلیکات های لایه ای تعلق داشته و میزان آن در خاک نشانه ای از پیشرفت هوادیدگی است. این کانی در اثر هوادیدگی به کانی های دیگری نظیر مونت موریلنیت تبدیل می شود (Dixon, 1992).

وجود کلریت از روی پیک‌های ۱۴ تا ۱۴/۳ آنگستروم در رده اول، ۷ تا ۷/۱ در رده دوم و ۴/۷ تا ۴/۸ در رده سوم تشخیص داده می‌شود(Millot, 1970, Brown, 1972, Grim, 1988).

درخاک‌های مورد مطالعه، مشاهده شدت بالای پیک‌های ۱۴ و ۱۰ آنگستروم که موید حضور به ترتیب کلریت و ایلیت است نشانگر هوادیدگی کم کانی‌های رسی می‌باشد. لذا به علت عدم تکامل

پروفیلی(افق A نیمرخ ۳ شکل ۵-۴) و یا تکامل پروفیلی ناچیز بخش عمده کانی کلریت می‌تواند منشأ توارثی داشته باشد.

۴-۵-۲- اسمکتیت

شناسایی اسمکتیت به لحاظ خواص ویژه آن‌ها در خاک‌ها اهمیت خاصی دارد. در نمونه‌های رس خالص شده از روی پیک‌های ۱۶/۵ تا ۱۸ آنگستروم تیمار اشباع با منیزیم و گلیسرول امکان پذیر است(Millot, 1970, Brown, 1972, Grim, 1988). منحنی‌های موجود نشان می‌دهد این کانی در خاک‌ها وجود دارد هر چند که مقدار نسبی آن کمتر از سایر کانی‌های مورد اشاره است. اسمکتیت می‌تواند در شرایط خاک‌ها از کلریت بوجود آید.

ضمن این که این کانی به طور مستقیم می تواند از سنگ مادر آهکی به خاک به ارث برسد. می‌توان گفت حضور این کانی در منطقه بیشتر جنبه پیدایشی داشته و کمتر به صورت توارثی منتقل شده است.

گوپا و تریپاتی(۱۹۹۲)، با مطالعه خاک‌های آبرفتی درهندوستان، گزارش نمود که خاک‌های ارتفاعات بیشتر اغلب حاوی ایلیت و کلریت است و مقدار کمی مونت موریلونیت و ورمی کولیت در آن دیده می‌شود در حالی که در مناطق پست و کم ارتفاع مقدار بیشتری مونت موریلونیت و مقدار کمی کلریت وجود دارد.

در منطقه مورد مطالعه کانی‌های رسی در واحدهای مختلف فیزیوگرافی از نظر نوع کم و بیش مشابه اما میزان نسبی آن‌ها متفاوت است.

۴-۵-۳- پالی گورسکیت

از کانی‌های فیبری است و جزء رس‌های سیلیکاتی می‌باشد. این کانی رشته‌ای است و حاوی Mg می‌باشد. در این نوع کانی فضاهای خالی وجود دارد که این فضاها با آب پر شده و ویژگی‌های خاصی را به کانی می‌دهد. این آب را آب زئولیت می‌گویند. وجود این کانی در مناطق خشک به وفور دیده

شده است، تشخیص این کانی از روی پیک ۱۰/۲ تا ۱۰/۴ در رده اول و پیک ۵/۱ تا ۵/۲ در رده دوم می‌باشد(Millot, 1970, Brown, 1972, Grim, 1988). این کانی در منطقه مورد مطالعه در پروفیل-۴ شکل ۱ دیده شد.

۴-۵-۴- کائولینیت

رسوب کائولینیت از محلول خاک نیاز به شرایط اسیدی با فعالیت متوسط سیلیسیم و مقادیر کمی از کاتیون‌های بازی دارد. این کانی رسی اساساً از تغییر و تحولات فلدسپار و میکا در شرایط فعالیت کم پتاسیم و فعالیت بالای هیدروژن تشکیل می‌شود (دیکسون ۱۹۸۹). این شرایط در نواحی گرم و مرطوب با اقلیم‌های حاره‌ای رخ می‌دهد. بنابراین، اقلیم‌های خشک با مواد مادری آهکی و پهاش بالا دارای شرایط مناسب جهت تشکیل کائولینیت نیستند. بنابراین حضور کائولینیت در بخش‌هایی از جنوب ایران دارای منشأ موروثی از سنگ‌های کرتاسه می‌باشد (Khormali & Abtahi, 2003).

پس تشکیل پدوژنیک این کانی در خاک‌های جنوب ایران با توجه به شرایط اقلیمی این منطقه محتمل به نظر نمی‌رسد.

نظر به اینکه تیمار اضافی HCl که وجود کائولینیت را اثبات نماید اعمال نگردیده، لذا تشخیص این کانی مشکل ولی از طریق پیک‌های رده دوم و سوم تا حدودی امکانپذیر می‌باشد. کائولینیت در نمونه های رس اشباع شده با منیزیم با پیک ۷/۲ آنگستromی مشخص می شود. و حضور پیک‌های رده دوم ۳/۵۸ انگستروم و رده سوم ۲/۴ آنگستروم کائولینیت می‌تواند کمک به تشخیص بهتر این کانی نماید Millot, 1970, Brown, 1972, (Grim, 1988).

۴-۵-۵- کوارتز

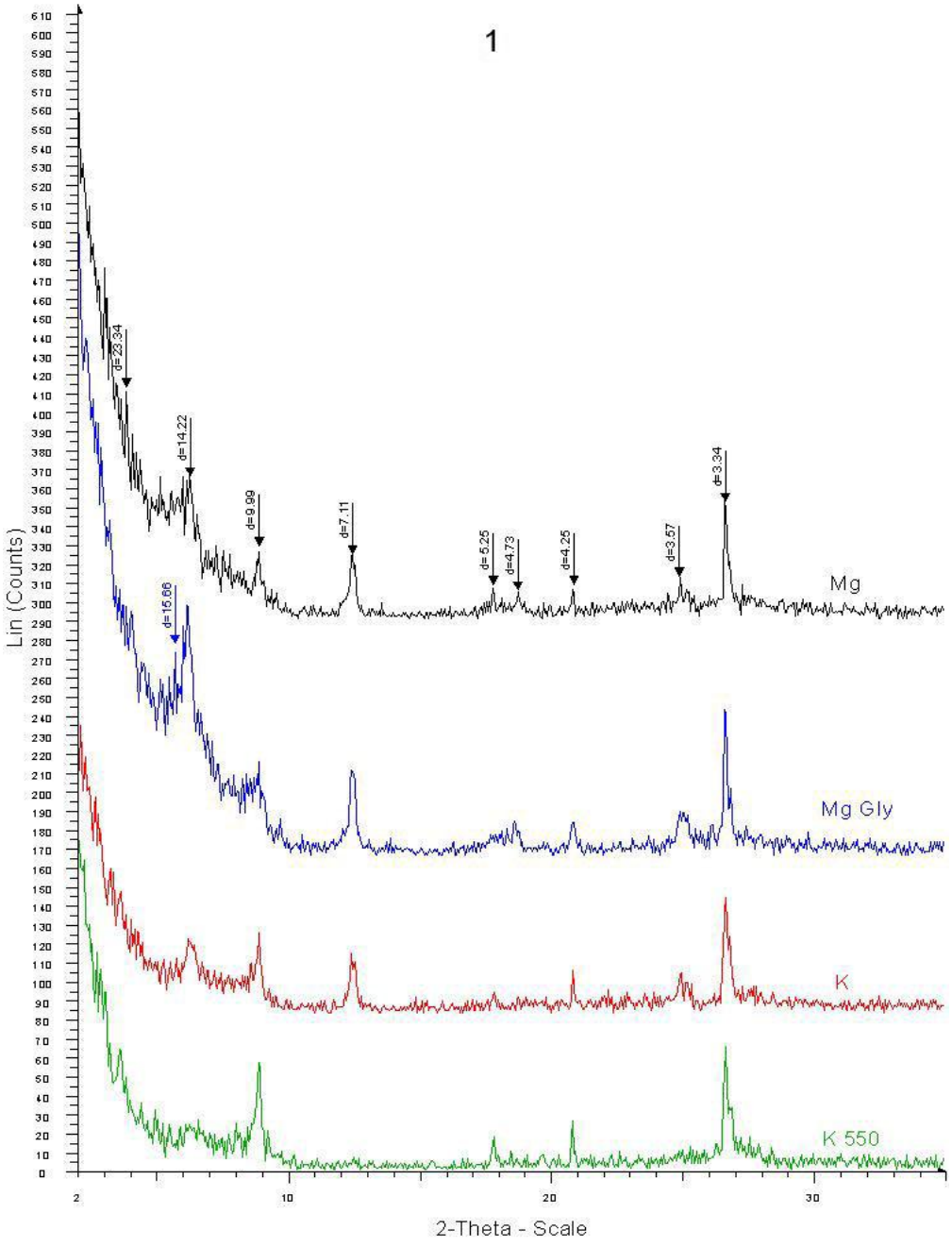
کانی کوارتز بخش اصلی اجزاء شن و سیلت اغلب خاک‌ها بوده و تقریباً در تمامی خاک‌ها یافت می‌شود. به ندرت خاکی را می‌توان یافت که فاقد این کانی باشد.

دلایل گسترش زیاد این کانی در اغلب خاک‌ها به شرح زیر است:

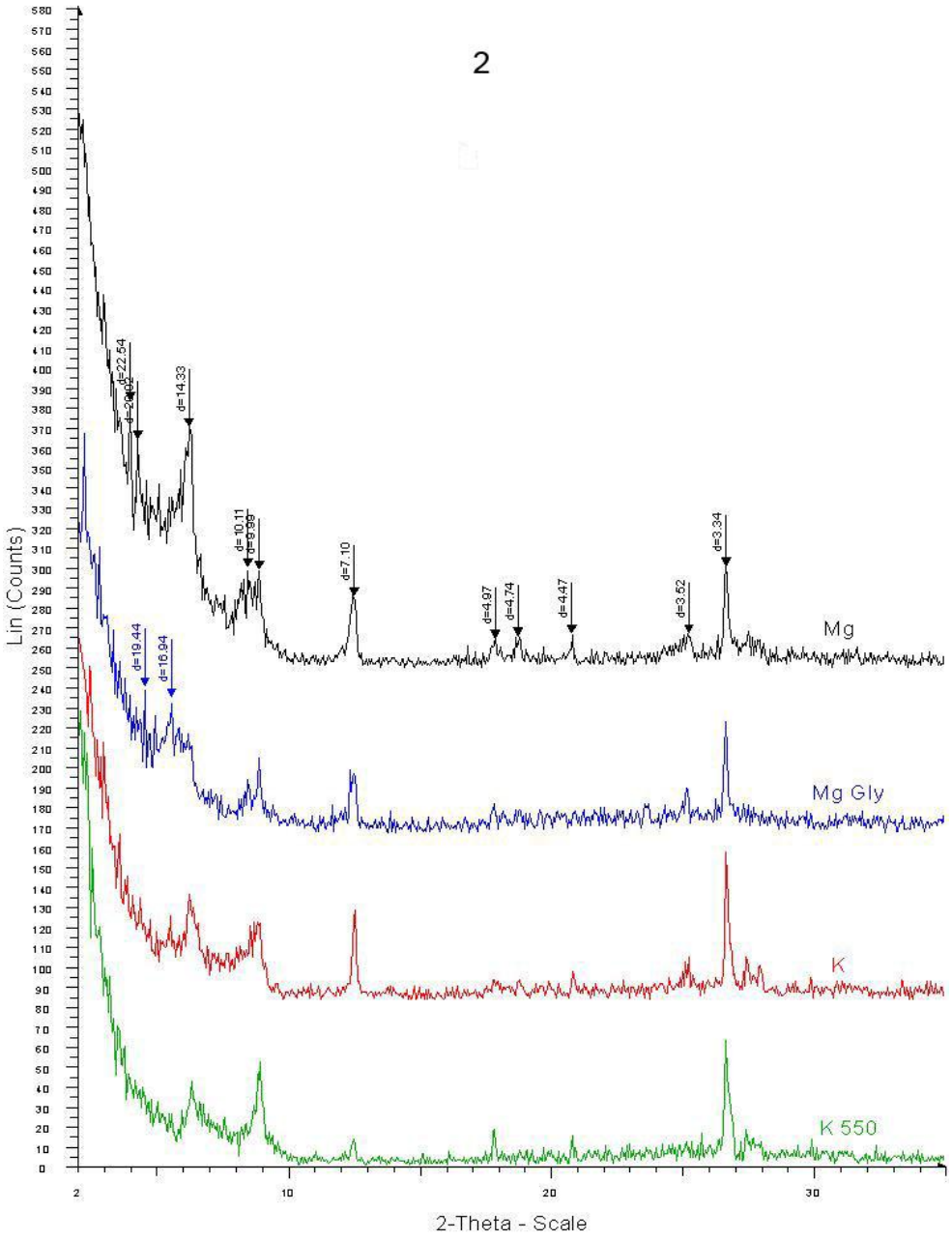
۱- بعد از فلدسپات‌ها، کوارتز فراوان‌ترین کانی در پوسته زمین می‌باشد.

۲- این کانی بسیار مقاوم به هوادیدگی است (Senkayi et al., 1985)

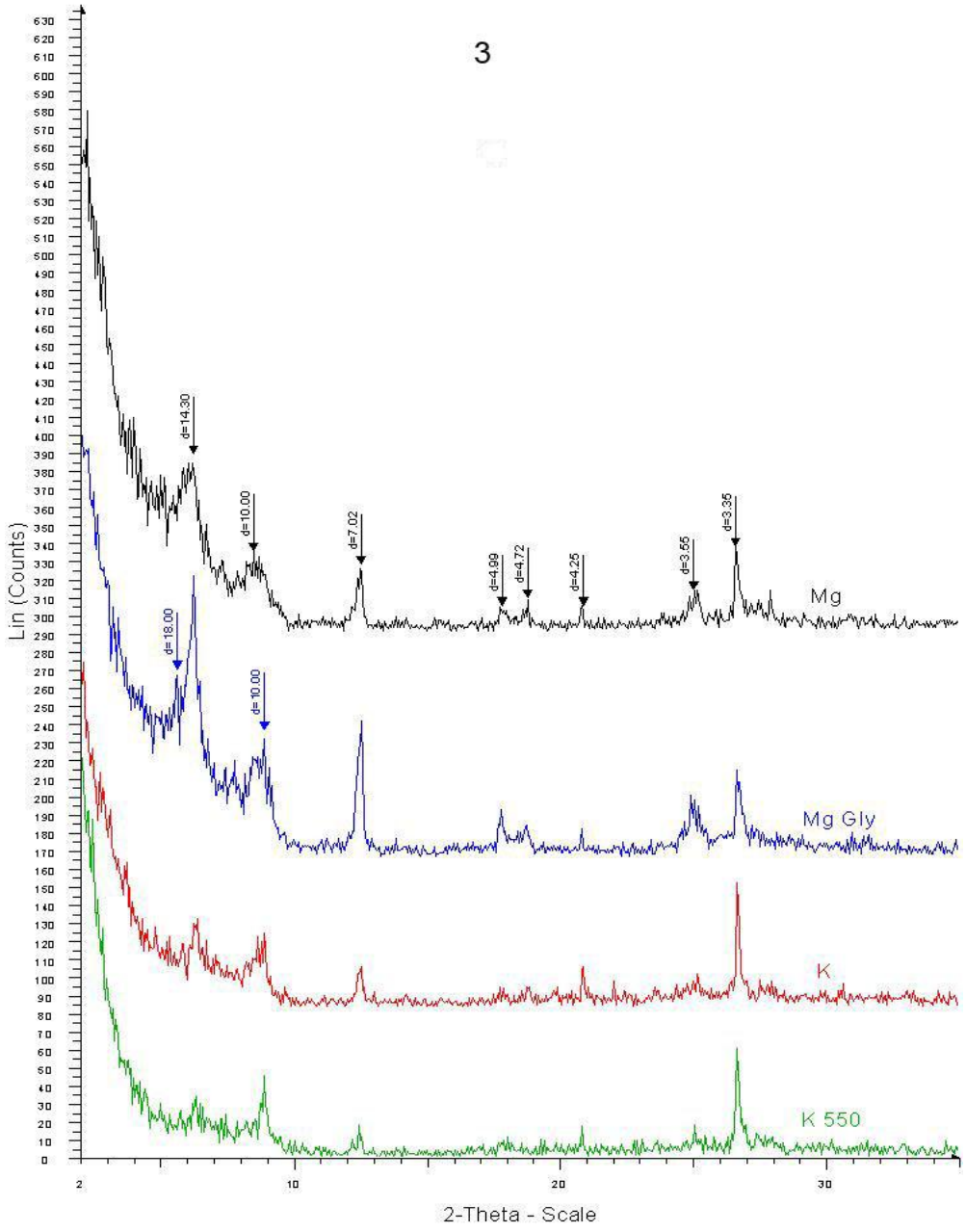
میزان کوارتز و عمق توزیع آن نشان دهنده میزان هوادیدگی خاک‌ها می‌باشد. در واقع هرچه هوادیدگی بیشتر باشد میزان نسبی کوارتز درخاک کاهش می‌یابد. میزان نسبی کوارتز در خاک های مورد مطالعه نشان دهنده هوادیدگی کم این خاک‌ها می‌باشد. با توجه به اینکه مواد مادری این خاک‌ها عمدتاً آهکی بوده و اغلب حاوی کوارتز می‌باشد لذا می‌توان نتیجه گرفت که کوارتز موجود درخاک عمدتاً از مواد مادری به ارث رسیده است. پیک ۳/۳۴ و ۴/۲۶ آنگستروم در منحنی‌ها نشان دهنده حضور کوارتز می‌باشد(Millot, 1970, Brown, 1972, Grim, 1988).



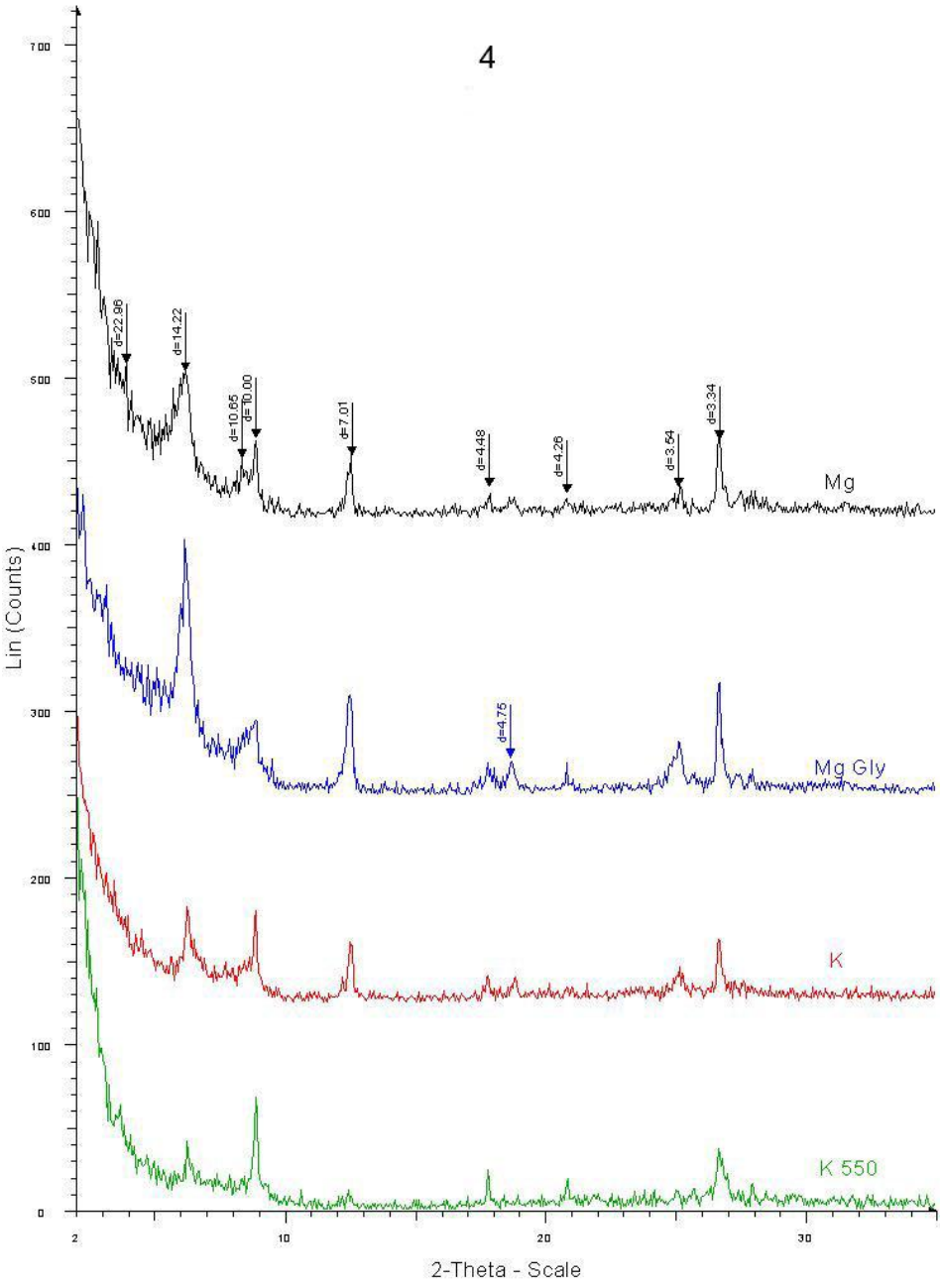
شکل۵-۱: منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۴ (افقB_w)



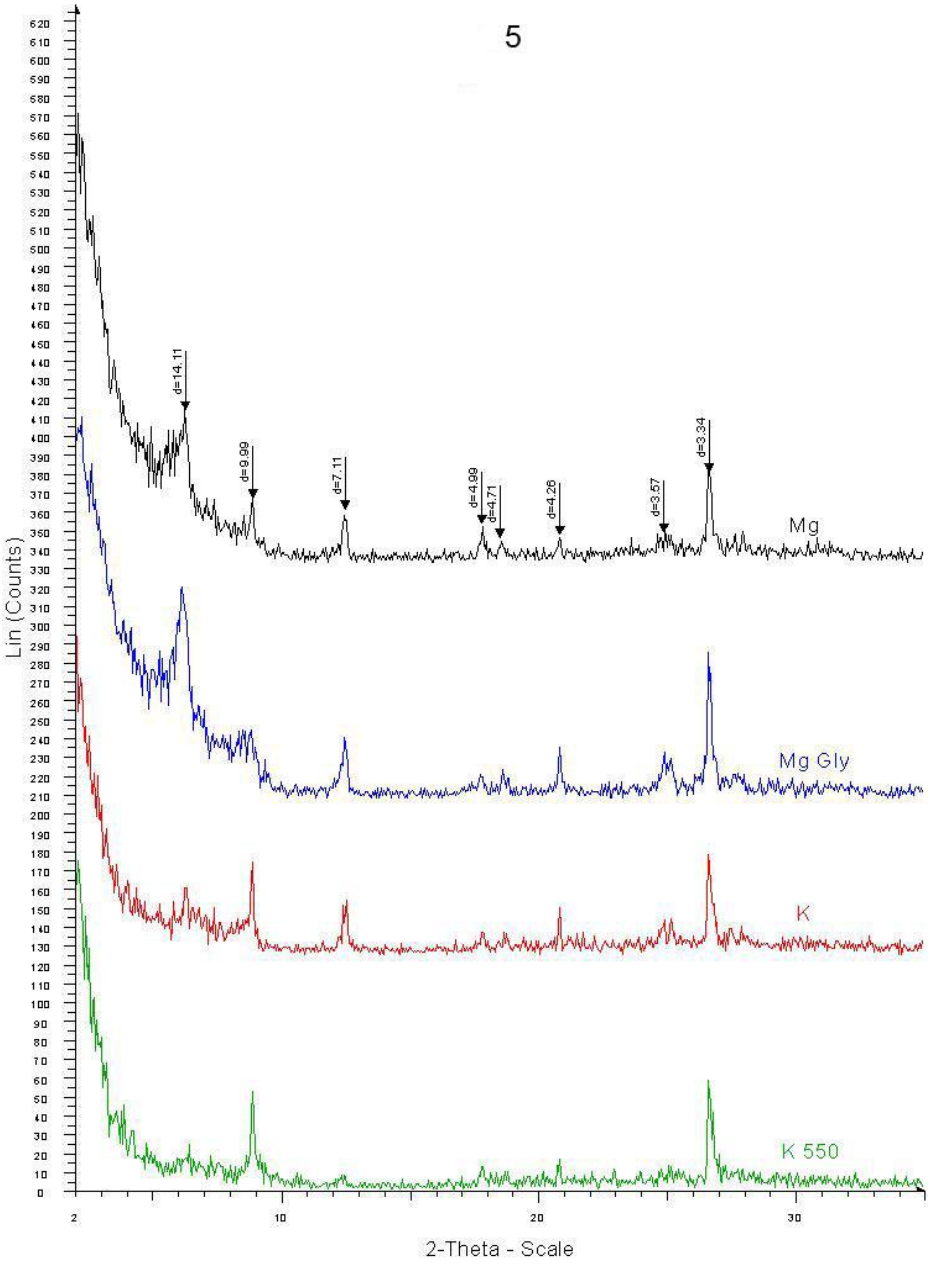
شکل۵-۲: منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۴ (افقB_{tk1})



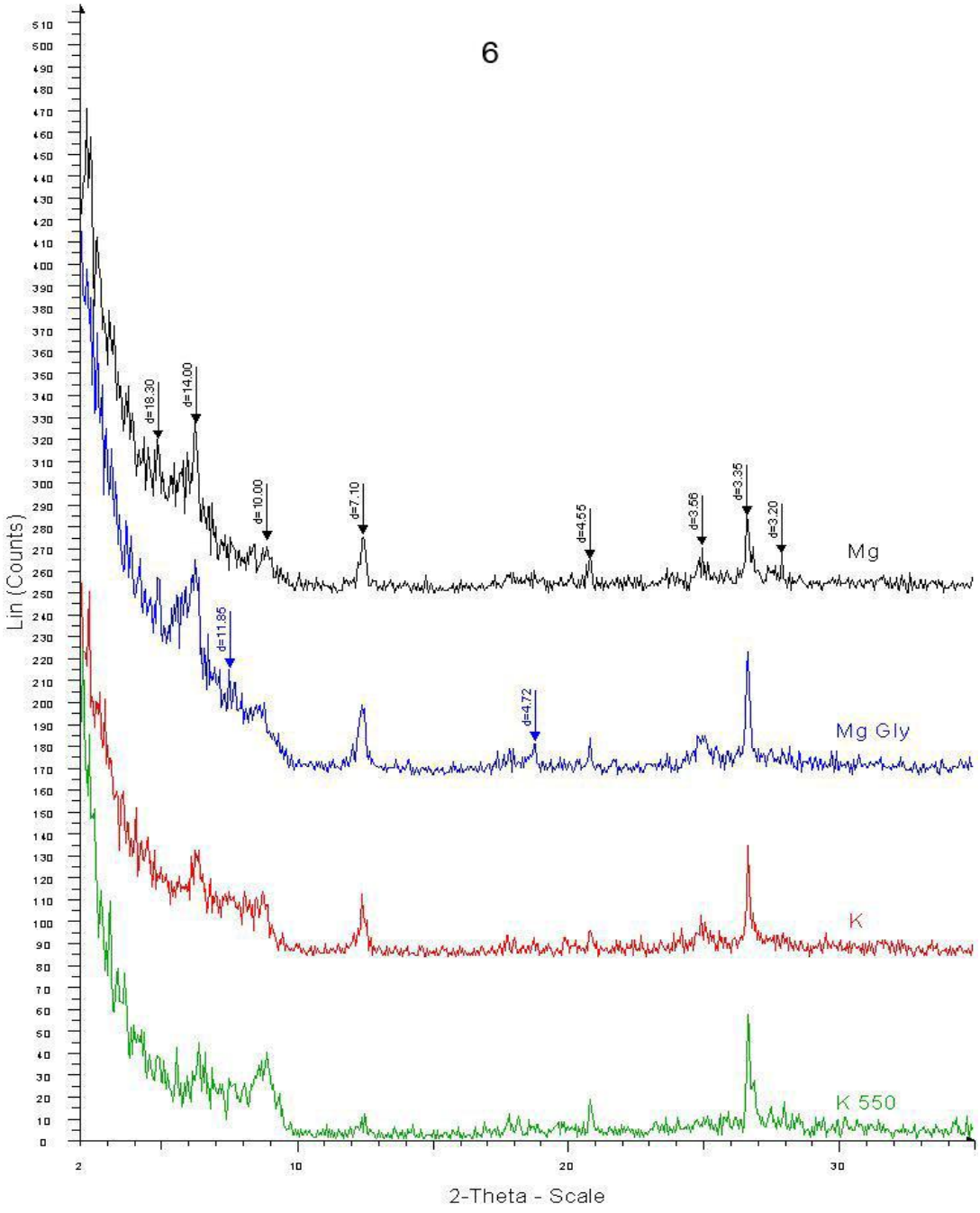
شکل۵-۳: منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۴ (افقB_{tk2})



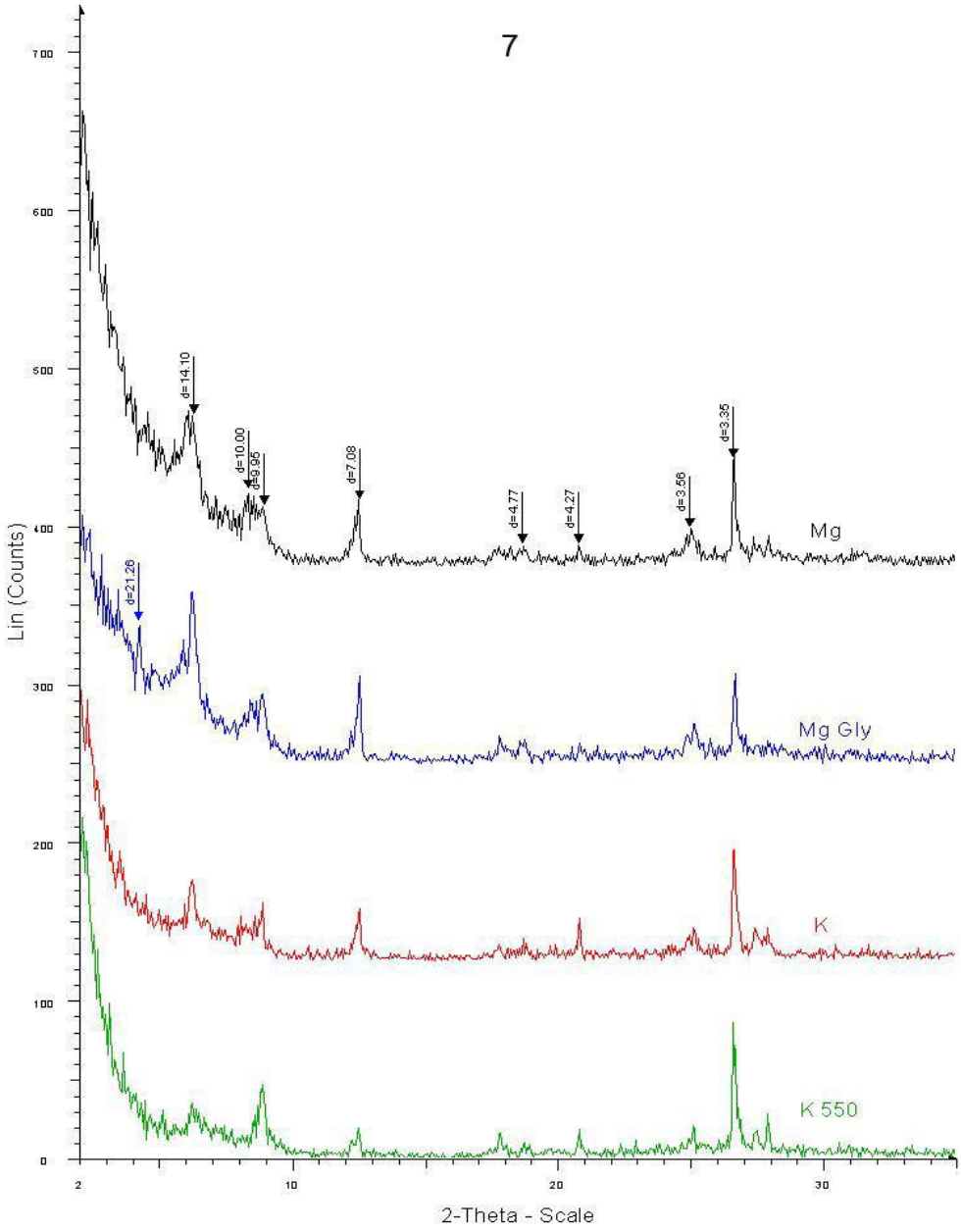
شکل۵-۴: منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۳ (افق A)



شکل۵-۵: منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۷ (افقC_1)



شکل۵-۶: منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۷ (افقC_2)



شکل۵-۷: منحنی پراش پرتو ایکس نمونه رس در نیمرخ ۶ (افقB_w)

فصل پنجم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۵-۱- نتیجه‌گیری

در مناطق گرم و نیمه خشک تأثیر اقلیم و به تبع آن پوشش گیاهی بر تکامل خاک کم می باشد و سهم آنها در تکامل این خاک‌ها بسیار کم و ناچیز می باشد. خاک‌های مناطق گرم و نیمه خشک خواص مادری خود را تا حد زیادی حفظ کرده و بسیاری از خصوصیات آنها شبیه مواد مادری می باشد که از جهات مختلف روی تشکیل و تکامل این خاک‌ها اثر گذاشته است.

پستی و بلندی یکی از عوامل تشکیل دهنده خاک است که پیرامون تأثیر شیب و ناهمواری‌های سطح زمین در تشکیل خاک‌ها به صورت مستقل یا در ترکیب با سایر عوامل تشکیل دهنده خاک‌ها بحث آن مطرح است. نظر به این که یکی از مهمترین عوامل تشکیل دهنده خاک در مناطق خشک و نیمه خشک بعد از مواد مادری، پستی و بلندی می باشد، اهمیت آن در تشکیل خاک‌ها در آب وهوای خشک و نیمه خشک بیش از سایر اقلیم‌ها است.

در منطقه مورد مطالعه می‌توان عنوان کرد که اگر میزان شیب واحدهای فیزیوگرافی کمتر بود، آب که عامل اصلی واکنش‌های شیمیایی و تکامل خاک می‌باشد، فرصت نفوذ در خاک را پیدا می کرد و خاک‌های تکامل یافته‌تری تشکیل می شد، پس یکی از عوامل محدودکننده تکامل خاک در این منطقه شیب می باشد.

با توجه به رده بندی خاک های مورد بررسی می توان دریافت که نوع خاک تشکیل شده در پایین دست منطقه تکامل یافته‌تر از سایر مناطق است، زیرا در این مناطق آب فرصت نفوذ بیشتری داشته که این امر با توجه به اقلیم منطقه بیانگر نقش خاص توپوگرافی در تغییر و تحول خاک‌ها در اقلیم‌های متفاوت می باشد.

اراضی مورد بررسی از ۴ واحد فیزیوگرافی شامل تپه‌ها، مخروط افکنه‌های آبرفتی-واریزه‌ای، دشت‌های دامنه‌ای و فلات‌ها و تراس‌های فوقانی تشکیل گردیده است.خاک‌هایی که بر روی مخروط

افکنه‌ها(پروفیل ۳ و۷) واقع شده‌اند، خاک‌های جوانی هستند که به علت قرار گرفتن در پای کوه و شیب زیاد فاقد افق شناسایی و همچنین به دلیل قدمت کم و در معرض فرسایش بودن فرصت کافی برای تکامل نداشته و در گروه بزرگ Xerorthents قرار می‌گیرند.

خاک‌های روی دشت‌های دامنه‌ای(پروفیل ۶) با شیب نسبتا کمتر کمی قدیمی تراند.تغییرات در مواد مادری تا حدودی صورت گرفته و منجر به تشکیل ساختمان شده است.همچنین هرزآب عبوری از روی مخروط افکنه‌ها وارد این خاک‌ها شده و مقداری آهک به آن اضافه می نماید ولی توزیع آهک به اندازه‌ای نیست که منجر به افق کلسیک گردد.این خاک‌ها دارای تکامل پروفیلی کم و افق زیرسطحی کمبیک هستند و در گروه بزرگ Haploxerepts طبقه بندی می‌شوند.

خاک‌های فلات‌ها(پروفیل ۱، ۴ و۹) به علت قرار گرفتن در شیب ملایم دارای ثبات و تکامل پروفیلی بیشتری هستند.از مشخصات عمده‌ی این خاک‌ها تشکیل افق تجمع رس(آرجیلیک) می باشد و در گروه بزرگ Haploxeralfs قرار می‌گیرند.

خاک تپه‌های موجود(پروفیل ۵ و۸) در منطقه نیز فاقد تکامل پروفیلی و افق زیرسطحی می باشند و در گروه بزرگ Xerorthents قرار می گیرند.

خاک‌های مناطق مورد مطالعه تا حدود زیادی خواص مادری خود را حفظ کرده اند و راسته‌های موجود منحصر به انتی سول، اینسپتی سول و آلفی سول می باشد.

بررسی پراش نگاشت‌های حاصل از پرتو ایکس در خاک‌های منطقه مورد مطالعه وجود کانی‌های کلریت، ایلیت، اسمکتیت، پالی‌گورسکیت، کائولینیت و کوارتز را جزء کانی‌های رسی غالب در سنگ مادر و نمونه‌های خاکمشخص کرد.

حضور مقادیر فراوانی از ایلیت و کلریت در جزء رس خاک‌های مورد مطالعه وابسته به منشأ موروثی این کانی‌ها می باشد.این دو کانی معمولا قابل هوادیده شدن هستند و می توانند در اثر واکنش‌های تغییر و تبدیل به کانی‌های انبساط پذیر مخلوط و اسمکتیت تغییر کنند.

اسمکتیت می‌تواند در شرایط خاک‌ها از کلریت بوجود آید.ضمن این که این کانی به طور مستقیم می‌تواند از سنگ مادر آهکی به خاک به ارث برسد، می‌توان گفت حضور این کانی در منطقه بیشتر جنبه پیدایشی داشته و کمتر به صورت توارثی منتقل شده است.

پالی گورسکیتاز کانی‌های فیبری است و جزء رس‌های سیلیکاتی می‌باشد.این کانی در منطقه مورد مطالعه درپروفیل۴ شکل ۱دیده شد.به نظر می رسد که منشأ پالی‌گورسکیت در خاک‌های موردمطالعه پدوژنیک باشد. حضور این کانی در نمونه‌ی خاک نسبت به مواد مادری می تواند مؤید این مطلب باشد.

اقلیم‌های خشک با مواد مادری آهکی و پهاش بالا دارای شرایط مناسب جهت تشکیل کائولینیت نیستند.پس تشکیل پدوژنیک این کانی در خاک‌های جنوب ایران با توجه به شرایط اقلیمی این منطقه محتمل به نظر نمی‌رسد.

هرچه هوادیدگی بیشتر باشد میزان نسبی کوارتز درخاک کاهش می‌یابد.میزان نسبی کوارتز در خاک های مورد مطالعه نشان دهنده هوادیدگی کم این خاک‌ها می‌باشد. با توجه به اینکه مواد مادری این خاک‌ها عمدتاً آهکی بوده و اغلب حاوی کوارتز می‌باشد لذا می‌توان نتیجه گرفت که کوارتز موجود درخاک عمدتاً از مواد مادری به ارث رسیده است.

۵-۲- پیشنهادات

۱- از آنجایی که روش معمول و متداول اندازه گیری گچ در آزمایشگاه(ترسیب با استون) مقدار واقعی آن را نشان نداده و معمولا کمتر از مقدار حقیقی برآورد می شود، لذا پیشنهاد میگردد که همراه با مطالعات مورفولوژیکی و آزمایشات فیزیکی و شیمیایی حتما مطالعات میکرومورفولوژی نیز انجام شود تا مقدار دقیق گچ محاسبه گردد.

۲- نمونه‌های بیشتری جهت مطالعات جامع پراش پرتو ایکس انتخاب شود و نمونه برداری از همه افق‌ها و مواد مادری صورت گیرد تا بتوان در مورد منشأ تشکیل خاک به اطلاعات دقیق تر و کامل‌تری دست یافت.

۳- پیشنهاد می شود که مطالعات پراش پرتو ایکس علاوه بر جزء رس خاک در جزء سیلت و شن خاک نیز مورد مطالعه و بررسی قرار گیرد.

۴- همراه با مطالعات کامل میکرومورفولوژیکی، فیزیکی و شیمیایی، کانی شناسی، از فنون سنجش از دور و نرم افزارهای سامانه اطلاعات جغرافیایی جهت تجزیه و تحلیل بهتر خاک و عوارض منطقه و همچنین جهت تکمیل مطالعات شناخت خاک استفاده گردد.

منابع

ابطحی، ع.، ن. کریمیان.وم .صلحی. ۱۳۷۰. گزارش خاکشناسی نیمه تفصیلی اراضی باجگاه، استان فارس، بخش خاکشانی دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز.

ابطحی، ع. و ف. دادگری. ۱۳۶۵. گزارش مطالعات خاکشناسی نیمه تفصیلی اراضی دشت ارژن- استان فارس. دانشگاه شیراز.

احمدی، م. ۱۳۷۶. تکوین، تکامل و طبقه بندی خصوصیات مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی و کانی شناسی خاک‌های دشت آسپاس در استان فارس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز.

اولیائی، ح. ۱۳۷۷. مقایسه خصوصیات ژنتیکی، مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیائی کانی شناسی و طبقه بندی خاک های دو منطقه جنگلی با اقلیم های متفاوت در استان فارس. خلاصه مقالات ششمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه مشهد. صفحات ۶۶ – ۶۷

باقر نژاد، م.۱۳۸۱. جغرافیایی خاک‌های ایران و جهان. انتشارات دانشگاه شیراز.

باقری،ک.۱۳۸۰.تکوین،تکامل و طبقه بندی مالی سول های دشت دهنو در استان فارس تحت تاثیر آبهای زیر زمینی و توپوگرافی. پایان نامه تحصیلی کارشناسی ارشد ،دانشکده کشاورزی.دانشگاه شیراز.

بای بوردی، م. ۱۳۷۲. خاک، پیدایش و رده بندی. انتشارات دانشگاه تهران.

بای‌بوردی، م. و ا. کوهستانی. ۱۳۶۰. خاک، تشکیل و طبقه بندی. انتشارات دانشگاه تهران.

بهمنیار ، م. ع.، ع. ابطحی. و م. ح. بنایی. ۱۳۷۵. ارتباط بین فرم زمین و خصوصیات خاک در واحد های فیزیوگرافی مختلف حوزه تجن (شمال ایران). خلاصه مقالات پنجمین کنگره علوم خاک ایران. کرج، ایران.

جعفری، م. و ف. سرمدیان. ۱۳۸۲. مبانی خاکشناسی و رده‌بندی خاک، انتشارات دانشگاه تهران.

خادمی موغاری، ح. ۱۳۶۸. مطالعه تکوین و شناسایی کانی های رسی خاک های منطقه رودشت اصفهان. پایان نامه کارشناسی ارشد خاکشناسی. دانشگاه صنعتی اصفهان.

دیالمی،ح. ۱۳۸۰. بررسی اثرات توپوگرافی بر پیدایش خاک و مطالعه خصوصیات مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی، کانی شناسی و طبقه بندی خاک های منطقه شبانکاره میمند استان فارس. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز.

رامشنی،خ. ۱۳۷۱. تاثیر اقلیم در تشکیل و تکوین خصوصایت مورفولوژیکی، طبقه‌بندی و کانی‌های خاک منطقه کهکیلویه گرمسیری. پایان نامه کارشناسی ارشد بخش خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز.

زارعیان، غ. و م. باقرنژاد. ۱۳۷۹. اثر توپوگرافی در تکامل خاک و تنوع کانی های رسی منطقه بیضاء استان فارس، مجله علوم خاک و آب. جلد۱۴. شماره ۱.

سازمان صنایع و معادن استان فارس. ۱۳۸۱. طرح پی جویی و اکتشاف مواد معدنی در شهرستان آباده

Aba-Husayn, M.M.,J.B. Dixon, and S.W.Lee. 1980. Mineralogy of Saudi Arabian Soils : Southwestern region. Soil Sci. Soc.Am. J.44:643-649.

Abtahi , A. 1978. Soil and ground water salinity and their relation to physiography. Iran J. Agric. Res. 6: 21-32.

Abtahi , A. 1980. Soil genesis as affected by topography and time in calcareous parent materials . Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 329- 336.

Abtahi, A. 1977. Effect of a saline and alkaline ground water on soil genesis in semiarid southern Iran. Soil. Sci. Soc. Am. J. 41: 583-588.

Abtahi, A. and F. Khormali. 2001. Genesis and morphological characteristics of Mollisols formed in a catena under water table influence in southern Iran. Commun. Soil Plant Anal. 32: 1643- 1658.

Aide, T. M, and C.C. Smith. 2001. Soil genesis on Peralkaline Felsics in Big Bend National Park, Texas. Soil Sci. 166: 209-221.

Alexander, E. B., and N. Holowychik. 1983. Soil on terraces along the Cvca River, Columbia. I. Chronosequence characteristics. Soil Sci. Am. J. 47:715-721.

Anjos, L. H. , M. R. Fernandes, M. G. Pereira, and D.P. Franzmeier. 1998. Landscape and pedogenesis of an Oxisols – Inceptisols – Ultisols sequence in southern Brazil. Soil. Sci. soc. Am. J. 62: 1651- 1659.

Baghernejad, M. 2000. Variation in soil clay minerals of semi – arid regions of Fars province, Iran. Iran Agric. Res. 19 : 165- 180.

Bolle, M.P.and T. Adatte.2001.Paleocene Early Eocene climate evolution in the Tethyan realm: Clay mineral evidence .Clay Miner. 36:246-261.

Borchardt, G. 1989. Smectites. In: Dixon, J.B., Weed, S.B. (Eds.), Minerals in Soil Environment. Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI, pp. 675-727.

Botschek, J.,J.Ferraze.,M.Jahnel, and A.Skewronek. 1996.Soil chemical properties of a toposequence under primary rain forest Itancoatiara vicinity (Amazon, Brazil). Geoderma, 72: 119-132

Bouyoucos, G. J. 1951. A recalibration of the hydrometer method for making mechanical analysis of soils. Agron. J. 43 34- 438.

Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soil. Agron. J. 54: 464 – 465.

Bronger, A., R. Winter, and S. Sedar. 1998. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikestan:

Towards a Quaternary paleoclimatic record in centeral Asia. Catena. 34 : 19- 34.

Brown, G. 1972. The X–Ray identification and crystal of clay minerals. Clay Miner. 7: 317- 327.

Buol, S . W., F. D. Hole., and R. J. McCraken. 1997. Soil genesis and classification. 4th ed. Iowa State Univ. Press, Ames. Iowa. 446 pp.

Chamely, H.1998.Clay mineral sedimentation in the ocean.Pp.269-302.In: Piquet. H., and N.Clauer (ed.) Soils and Sediments (Mineralogy and Geochemistry), Springer-Verlag,Berlin.

Chapman. H. D. 1965. Cation exchange capacity. Pp. 891- 901. In : C. A Black (ed.), Methods of Soil Analysis , part 2. American Society of Agronomy, Madison, WI.

Dixon, J. B., S. B. Weed. 1992. Minerals in soil enviroments published by soil. Soil Sic. Soc. Am. Madison. WI. pp. 1144.

Dixon, J.B. and S.B. Weed. 1989. Minerals in soil environment. Soil Science Society of America, Madison, WI., USA.

F. A. O., Unesco., 1988. Soil Map of the World. Soil Resource Report 60. Revised legend.

Farpoor, M. H. Khademi, and M. K. Eghbal. 2002. Genesis and distribution of palygoskite and associated clay minerals in Rafsenjan soils on different geomorphic surface. Iran Agric. Res. 21: 39- 60.

Fedman, S. B., L. W. Zelazny, and J. C. Baker. 1991. High elevation forest soils of the southern Appalachian. II. Geomorphology, pedogenesis and clay mineralogy. Soil Sci. Soc. Am. J. 55: 1782- 1791.

Gile, L. H. 1975. Cause of soil boundaries in an arid region: I. Age and parent materials. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39:316-323.

Gile, L.H, and Grossman. 1968. Morphology of Argillic horizon in desert soils of southern New Mexico. Soil Sci. 106:6-15.

Graham, R.C.,B.E.Herbert,and J.O.Errin.1988.Mineralogy and incipient pedogenesis of Entisols in Anorthosite Terrane of San Gabrial Mountains, California.Soil Sci.Soc.Am.J.52:738.746.

Grim, R.E. 1988.Clay mineralogy. 2nd ed. McGraw-Hill Book Co., New York,NY.569PP.

Gupa, R. D., and B. R. Tripathi. 1992. Mineralogical composition, genesis and classification of some soils of Himachal Pradesh developed in alluvium. Clay Research. 11:42-53.

Hillier, S. and A. L. Pharande. 2008. Contemporary pedogenic formation of palygorskite in irrigation induced saline sodic shrink-swell soils of Maharashtra, India. Clays and Clay Minerals, 56, 531-548.

Jackson, M.L. 1975. Soil Chemical Analysis. Advanced Course. Univ. of Wisconsin, College of Agric., Dept. of Soils, Madison, WI. 894 pp.

Jenny, H. 1941. Factors of soil formation. McGraw- Hill Book Co., New York. 281 pp.

Jenny, H. 1980. The soil resource, origin and behavior. Springer Verlag. NY. 211 pp.

Johns, W. D., R. E. Grim, and W. F. Bradley. 1954. Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. J. Sediment. Petrol. 24: 242-251.

Khademi , H. , and A.R. Mermut. 1998. Source of palygroskite in gypsiferous Aridisols and associated sediments from central Iran. Clay Minerals. 33: 561- 575.

Khormali, F and A. Abtahi. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars province.Clay Miner.38:511-527.

Khormali, F. 1997. Soil genesis and classification of three selected regions of Fars, Bushehr and Khuzestan province. M.Sc. Thesis, College of Agriculture Shiraz Univ. Shiraz, Iran.

Khormali,F., Abtahi, A., and G Stoops. 2005. Micromorphology of calcic pedofeatures in highly calcareous soils of Fars province, Southern Iran. Geoderma. 776:1-29.

Kittrick, J. A., and E. W. Hope . 1963. A procedure for particle – size separation of soils for X-Ray diffraction analysis . Soil. Sci. 96: 312-325.

Lai, L., M. D. Hao and L. F. Peng. 2003. The variation of soil phosphorus of long-term continuous cropping and management on Loess Plateau. Res. Soil Water Conserv. (in Chinese). 10: 68–70.

Mahjoory, R. A. 1979. The nature and genesis of some salt-affected soils in Iran. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 43,pp.1014-1024.

Mahjoory,R.A. 1975. Clay mineralogy, physical and chemical properties of some soils in arid regions of Iran. Soil Sci Soc. Am. Proc. 39:1157-1164.

McDaniel , D. A., and L. C. Munn. 1985. Effect of temperature on organic cabron relationship in Mollisols and Aridisols. Soil. Sci. Soc. Am. J. 44: 1486- 1489.

McFadden, L.D., S.G. Wells, and J.C. Dohren wend. 1986. Influences of Quaternary climatic changes on the processes of soil development on desert loess deposits of the Cima volcanic field , California. Catena. 35: 33-38.

Mehra, O. P., and M. L. Jackson. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system with sodium bicarbonate. Clays Caly Miner. 7: 317- 327.

Millot , G. 1970. Geology of clays. Massan et cie.,Paris, France. 249 p.

Monger, H.C. and L.A. Daugherty. 1991. Neoformation of palygorsite in a Southern New Mexico Aridisols. Soil Sci. Soc. Am. J. 55: 1646-1650.

Nadal, A. K., S. Nath, S. K. Gupta, and S. K. Bangerjee. 1990. Characteristic and status of soils of middle hill and upper hill forest of the eastern Himalayes. J. Indian Soc. Soil Sci. 38: 100- 106.

Owliaie, H.R.,Abtahi, A.and R.J.Heck.2005.Pedogenesis and clay mineralogical investigation of soils formed on gypsiferous and calcareous materials, on a transect, southwestern Iran. Geoderma 134:62-81.

Rabenhorst, M.C. and L.P. Wilding. 1986. Pedogenesis on the Edwards plateux Texas: II. Formation and occurrence of diagnostic subsurface horizons in a climosequence. Soil Sci. Soc. Am J. 50: 687-692.

Rahman, S., L.C. Munn, R. Zhang, and G.F. Vance. 1996. Rocky mountain forest soils. Evaluating spatial variability using conventional statistic and geostatics. Can. J. Soil Sci. 97: 501-507.

Richards, L. A. (ed.) 1954. Diagnosis and improvenment of saline and alkaline soils. U. S. Salinity Laboratory Staff. USDA. Handbook No. 60. Washington, DC, USA. 160 pp.

Sanguesa, F.J.,JT.Arotegui,and I.SuarezRuiz.2000.Distribution and origin of clay minerals in the Lower Cretaceous of the Alava Block (Basque Cantabrine Basin, Spain).Clay Miner.35:393-410.

Schaefer,C.,and J Dalrymple.1996.Pedogenesis and relief properties of soils with columnar structure from Roraima, North Amazonia. Geoderma 71:1-17

Senkayi, A.L., J.B. Dixon, L.R. HossherandL. A. Kippenberger. 1985. Layer charge evaluation of expandable soil clays by an alkylammonium methodSoil Sci. Soc Am. J.49: 1054-1060.

Senkayi, A.L., J.B. Dixon, L.R. Hossner, B.P.K. Yerma, and L.P. Wilding. 1985. Replacement of quartz by opaline silica during weathering of petrified wood. Clays Clay Miner. 33: 525-531.

Shadfan, H. and A.S. Mashhady. 1985. Distribution of palygorskite in sediments and soils of eastern Saudi Arabia. Soil Sci. Soc. Am. J. 49: 243-250.

Shose, P. J. T. J Geric ,W . B .Russel, and D.K. Cassel. 1990 Spatial distribution of soil particle size and aggregate stability index in a clay soil.Soil Sci. 149:351-360.

Simonson, R.W. 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis. Soil. Sci. Soc. Am. Proc. 23: 152-159.

Sing, G.H., and G.S. Chumman. 1991. Morphology and characteristics of some soil on different land forms in Kamrup district of Assam. J. Indian Soil Sci.Soc.39:209-211.

Singh, K., D. Tripathi, and K.P. Tomar. 1993. Pedogenesis and taxonomy of soils in a Topo-sequence of Central Himalayas.Agropedology. 3:29-38.

Soil Survery Staff. 1999. Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil survery. USDA . Handbook No. 436. U. S. Government printing office Washington, DC, USA. 754. Pp.

Soil Survey Staff. 1993. Soil Survey Manual. USDA. Handbook No. 18. Washington, DC, USA.

Soil Survey Staff. 2010. Keys to soil taxonomy. USDA. NRCS. 326. Pp.

Toomanian, N., A. Jalalian, and M. K. Eghbal. 2001."Genesis of gypsum enriched soils in North-West Isfahan ,Iran."Geoderma. 99:199-224.

Viani, B. E., A. S. Mashhady, and J. B. Dixon. 1983. Mineralogy of Saudi Arabia soils. Central alluvial bases . Soil Sci. Soc. Am. J. 47: 199- 157.

Wada, K., Y. Kakuo, M. A. Wilson and J. V .Hannan. 1991. The chemical composition and structure of $14A^0$ intergradient mineral in Korean Ultisol. Clays and Clay Miner. 26:449-461.

Wilson, M. J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soil: Past, present and future perspetctives. Clay minerals. 34: 7-25.

Abstract

Topography as a soil forming factor, cause variation on physical, chemical and mineralogical characteristics of soils. This variations also affected soil fertility. The soils of Mohammad Abad plain in Fars province were studied with respect to the influence of topography, as a soil forming factor, on genesis, morphology and mineralogy characteristics of soils. Mohammad Abad plain area is about 3500 ha. It's average rainfall is 488.3 mm and the average annual temperature is 13.1˚C.The soil temperature regime is Mesic and it's moisture regime is Xeric.Field studies, including excavation and description of the necessary profiles were carried out and the results laboratory analysis of soil samples were studied. The soil units were classified according to soil TAXONOMY and FAO systems. The soils genesis evolution are influenced due to topographical variation, surface runoff, rate of water infiltration into the soil and vertical transfer of salts and materials into the soil profile, and all these factors cause distinction of the soils which can be classified in three orders such as Alfisols, Entisols and Inceptisols. X-ray diffractograms of clay fractions of representative soils showed more or less similar clay minerals but with different proportions.Clay mineral studies showed the presence of Chlorite, Illite, Kaolinite, Smectite, Palygorskite and Quartz minerals.

Keyword: Formation, Clay mineral, Classification, Soil, Fars