

خاک‌های دیرینه (پالئوسل)، انواع و ویژگی‌های آن در سازند شوريجه (ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین)، حوضه رسوبی کپه داغ، شمال شرق ایران

سیده مریم مرتضوی، دانشجوی دکتری دانشگاه فردوسی مشهد

سید رضا موسوی حرمی، استاد گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد*

اسد ا... محبوبی، استاد گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

مهدی نجفی، دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

چکیده

سازند شوريجه (ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین) در نواحی شرقی و جنوب شرقی حوضه رسوبی کپه داغ، شامل رخساره‌های آواری است که به سمت نواحی مرکزی و غربی حوضه، لایه‌های تبخیری و کربناته نیز در توالی رخساره‌ای این سازند مشاهده می‌گردد. علاوه بر رخساره‌های فوق، خاک‌های دیرینه مختلفی نیز در این سازند شناسایی شده که بر اساس برتری نسبی شش فرآیند خاکزایی به سه دسته هیستوسول‌ها (Histosols)، اکسی‌سول‌ها (Oxisols) و کلسی‌سول‌ها (Calcisols) قابل تفکیک‌اند. کلسی‌سول‌های سازند شوريجه بر اساس ترکیب کانی شناسی به انواع کالکریتی و دولوکریتی تقسیم شده‌اند که هر یک دارای اشکال ماکرومورفولوژی و میکرومورفولوژی ویژه‌ای هستند. بر اساس اختصاصات ماکروسکوپی و میکروسکوپی (میکرو فابریک‌های آلفا و بتا)، کالکریت‌های سازند شوريجه به دو نوع پدوژنیک و غیر پدوژنیک (آب زیرزمینی) تفکیک شده است که هر یک در شرایط ویژه‌ای شکل گرفته‌اند. دولوکریت‌های سازند شوريجه تنها در یک برش (برش اسفیدان) و در سنگ میزبان مادستونی یافت شده و بر اساس ویژگی‌های خود احتمالاً منشأ غیر پدوژنیک (آب زیرزمینی) دارند. نوسانات سطح ایستابی همراه با شرایط آب و هوایی خشک تا نیمه خشک منجر به تشکیل کلسی‌سول‌های سازند شوريجه شده است.

واژه‌های کلیدی: خاک‌های دیرینه، کلسی‌سول، نوسانات سطح ایستابی، آب‌های متئوریک، سازند شوريجه، حوضه رسوبی کپه داغ.

مقدمه

در طی دهه‌های گذشته، خاک‌های دیرینه^۱ توجه بسیاری از خاک‌شناسان، رسوب‌شناسان و ژئوشیمی‌دان‌ها را به خود جلب کرده است. خاک‌های دیرینه، خاک‌هایی هستند که بر روی خشکی‌های گذشته^۲ شکل گرفته‌اند و برخی اکنون در محیط‌هایی وجود دارند که از محیط تشکیل اولیه آنها متمایز است (Mack et al. 1993; Nettleton et al. 2000; Alonso- Zarza 2003). این خاک‌ها، در توالی‌های^۳ سیلیسی آواری و کربناته و در محیط‌های رسوبی مختلف یافت شده‌اند (Alonso- Zarza 2003). خاک‌های دیرینه منابع اطلاعاتی مهمی در مورد شرایط آب و هوای دیرینه، میزان CO_2 اتمسفر دیرینه و نرخ رسوب‌گذاری به‌ویژه در حوضه‌های رسوبی قاره‌ای محسوب می‌شوند (Retallack 1998; Alonso- Zarza 2003; Alonso- Zarza and Tanner 2006; Miall 2006; Wright 2007; De La Horra et al. 2008). مطالعه خاک‌های دیرینه در نقاط مختلف دنیا به منظور درک تحول رسوب‌گذاری و ساختاری حوضه‌های رسوبی مورد استفاده قرار گرفته است (برای مثال، De La Horra et al. 2008). اگرچه خاک‌های دیرینه با انواع عهد حاضر خود قابل مقایسه نمی‌باشند، ولیکن معیارهای مختلفی برای شناسایی آنها در نهشته‌های رودخانه‌ای و دریاچه‌ای پیشنهاد شده است (Alonso- Zarza 2003). در نهشته‌های مورد مطالعه، خاک‌های دیرینه بر اساس اشکال ماکروسکوپی و میکروسکوپی خود شناسایی شده‌اند. اشکال ماکروسکوپی در صحرا و اشکال میکروسکوپی در آزمایشگاه و در مقاطع نازک توصیف شده‌اند.

هدف از این تحقیق، (۱) طبقه‌بندی کلی انواع خاک‌های دیرینه سازند شوربجه بر مبنای اختصاصات و

طبقه‌بندی‌های خاک‌های دیرینه، (۲) بررسی اختصاصات رسوب‌شناسی (اشکال ماکروسکوپی و میکروسکوپی) این خاک‌ها به‌ویژه خاک‌های دیرینه کالکریتی و دولوکریتی و (۳) بررسی شرایط تشکیل خاک‌های دیرینه و ارائه مدل رسوب‌گذاری با استفاده از شواهد فوق و داده‌های ژئوشیمیایی می‌باشد.

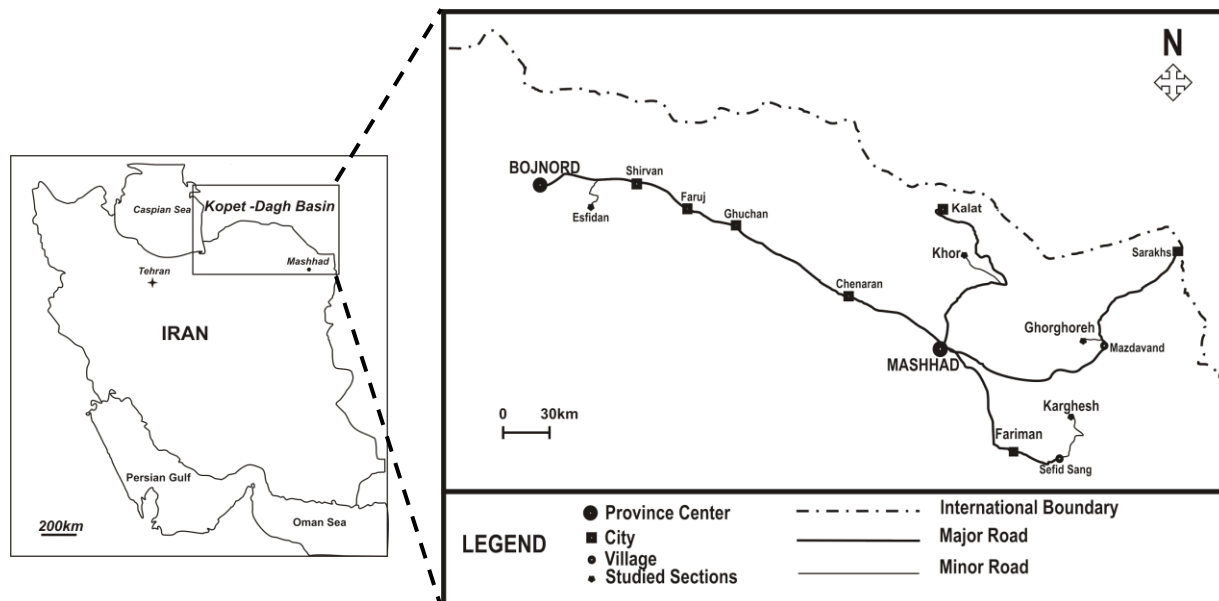
موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه

گسترش ناحیه‌ای سازند شوربجه (ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین) از شرق تا غرب حوضه رسوبی کپه داغ را در بر می‌گیرد. حوضه رسوبی کپه داغ، حوضه‌ای درون قاره‌ای در لبه جنوبی پلت توران و در شمال شرق ایران است که بعد از بسته شدن اقیانوس هرسی نین، بدنبال کوهزایی تریاس میانی شکل گرفته است (Berberian and King 1981; Ruttner 1993; Alavi et al. 1997; Thomas Lyberis et al. 1999; Ramazani Oomali et al. 2008; and Manby 1999). بررسی رخساره‌های سنگی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری سازند شوربجه به‌ویژه در نواحی شرقی و جنوب شرق حوضه رسوبی کپه داغ نشان می‌دهد که رسوبات این سازند در این بخش از حوضه بیشتر در سیستم‌های رودخانه‌ای (رودخانه‌های بریده بریده با بستر گراولی) بر جای گذاشته شده‌اند، در صورتی که به سمت نواحی مرکزی و غربی حوضه، بدلیل تغییرات رخساره‌ای تنوعی از سیستم‌های رودخانه‌ای مئاندری، دریاچه‌های شور^۴، دلتایی، دشت ساحلی و دریایی را برای رسوبات این سازند پیشنهاد می‌کند (Moussavi- Harami and Brenner 1990, 1992 and 1993; Moussavi- Harami et al. 2009، موسوی حرمی و همکاران ۱۳۸۶). در رسوبات قاره‌ای سازند شوربجه، انواع مختلفی از رخساره‌های سنگی، بر اساس اختصاصات بافتی و ساختی در صحرا و

¹ Paleosols² Paleolandscapes³ Sequences⁴ Saline Lakes

مطالعه بین عرض‌های جغرافیایی " ۴۸/۸۳ ۴۵° ۳۵' و " ۴۴ ۱۷/۸' ۳۷° شمالی و طول‌های جغرافیایی " ۱۴ ۳۲/۲' ۶۰° و " ۴۲/۶ ۳۳' ۵۷° شرقی واقع شده است. ضخامت سازند در هر برش از جنوب شرق- شرق به غرب، در مقاطع مورد مطالعه به ترتیب ۳۱۰، ۲۸۶، ۹۷۴ و ۸۷۶ متر است. در سه برش قرقره، دره خور و اسفیدان تماس تحتانی سازند شوربجه با سازند مزدوران تدریجی است در صورتی که در برش کارغش تماس تحتانی این سازند با سازند کشف رود به صورت گسلی است. کنتاکت فوقانی سازند شوربجه در چهار برش با سازند تیرگان به صورت تدریجی است.

بر مبنای طبقه‌بندی Miall (۲۰۰۶)، شناسایی شده است. علاوه بر رخساره‌های سنگی آواری (نظیر رخساره‌های گراولی، ماسه‌ای و گلی)، رخساره سنگی غیر آواری خاک دیرینه (یا رخساره سنگی P) در توالی رسوبی سازند شوربجه و به‌ویژه در سیستم‌های رودخانه‌ای بریده بریده و مئاندری (در رسوبات دشت سیلابی) و در حاشیه دریاچه‌های شور (در رسوبات پهنه گلی) تشکیل شده است. در این مطالعه چهار برش از سازند شوربجه در جنوب شرق (برش کارغش)، شرق (برش قرقره)، مرکز (برش دره خور) و غرب (برش اسفیدان) حوضه، اندازه‌گیری و برداشت شده است (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه در حوضه رسوبی کپه داغ (شمال شرق ایران)، موقعیت برش‌های کارغش، قرقره، دره خور و اسفیدان بر روی شکل مشخص شده است. اقتباس همراه با تغییراتی از بختیاری (۱۳۹۰).

مواد و روش مطالعه

دقیق انجام شده است. در کل تعداد ۱۶۰ نمونه سنگی از خاک‌های دیرینه مختلف جمع‌آوری شده است. از ۴۰ نمونه انتخاب شده، مقاطع نازک برای آنالیزهای پتروگرافی (میکروسکوپ پلاریزان و میکروسکوپ کاتدولومینسانس)

چهار برش چینه شناسی از سازند شوربجه اندازه‌گیری و از خاک‌های دیرینه نمونه‌برداری شده است (شکل ۲) که در هر مقطع آنالیزهای رسوب شناسی و پتروگرافی به طور

خاک دارای کربنات، اندازه ندولها و مواد مادر^۵ صورت گرفته است. سایر اختصاصات صحرایی بعد از توصیف و مطالعات آزمایشگاهی تکمیل شده است. برای طبقه‌بندی کلی خاک‌های دیرینه از طبقه‌بندی‌های Mack et al. (۱۹۹۳) و Nettleton et al. (۲۰۰۰) استفاده شده است. طبقه‌بندی Mack et al. (۱۹۹۳) نسبتاً ساده بوده و بیشتر در مطالعات صحرایی کاربرد دارد. در این روش، طبقه‌بندی بر اساس ارزیابی برتری نسبی شش شکل خاک‌زایی یا شش فرآیند خاک‌زایی در یک خاک دیرینه صورت می‌گیرد که عبارتند از: (۱) مقدار مواد آلی، (۲) افق بندی، (۳) شرایط اکسیداسیون- احیاء^۶، (۴) دگرسانی کانی به صورت برجاء^۷، (۵) رسوب کانی‌ها/ اجزاء غیر قابل حل و (۶) تجمع کانی‌های محلول. بر این اساس، ۹ رده خاک دیرینه تفکیک شده است. نام چهار رده از این طبقه‌بندی، از سیستم طبقه‌بندی خاک (USDA) (ورتی سول، اکسی سول، اسپودوسول و هیستوسول) اقتباس شده است ولیکن نام پنج رده دیگر توسط Mack et al. (۱۹۹۳) برای اولین بار ارائه شده است (کلسی سول، ژیبسی سول، گلی سول، آرزیلی سول و پروتوسول) (شکل ۳). طبقه‌بندی Gile et al. (۱۹۶۶) و Machette (۱۹۸۵) برای توصیف حالت تجمع کربنات در خاک به کار برده شده است. درجات مختلف گسترش خاک‌های کربناته توسط Gile et al. (۱۹۶۶) و Machette (۱۹۸۵) به چند مرحله مجزا تقسیم شده است. Gile et al. (۱۹۶۶) این درجات کالکریتی شدن را به سه مرحله و Machette (۱۹۸۵) به شش مرحله تقسیم کرده‌اند. همچنین، اشکال مورفولوژیکی کالکریته‌های سازند شوربجه با طبقه‌بندی‌های مورفولوژیکی Netterberg (۱۹۸۰) و Goudie (۱۹۸۳) مقایسه شده است. برای تشخیص افق‌ها با حروفی برای

تهیه شده است. مطالعات کاتدولومینسانس، با استفاده از Technosyn Cold CL (Model 8200 Mk3) در ۱۲ kv، ۱۶۰-۱۹۵ همراه با یک دوربین دیجیتال، در آزمایشگاه رسوب شناسی دانشگاه فردوسی مشهد صورت گرفته است. بعد از بررسی CL، همه مقاطع نازک توسط آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (۱۹۶۶) رنگ‌آمیزی شده است. از تعدادی از نمونه‌ها، بلوک ۱*۱ cm با قاعده صیقلی تهیه و برای مطالعه توسط میکروسکوپ الکترونی^۱ بکار برده شده است. مطالعات میکروسکوپ الکترونی در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد و توسط دستگاه SEM مدل LEO 1450VP با دقت ۲۰۵ nm و حداکثر ولتاژ ۳۵ kv انجام شده است. برای آماده سازی نمونه‌ها قبل از اسکن، از دستگاه Sputter Coater (Au-Pd) مدل SC7620 استفاده شده است. آنالیز نقطه‌ای تعدادی از نمونه‌ها توسط EDS متصل به دستگاه SEM، با مدل Oxford 7353 با دقت ۱۳۳ ev صورت گرفته است. آنالیزهای عنصری کربنات‌ها به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) در شرکت طیف کانساران بینالود و توسط دستگاه (UniQuant-Software) Philips PW 1480 XRF Spectrometer انجام شده است. در این تحقیق سعی شده است که انواع خاک‌های دیرینه سازند شوربجه به طور دقیق شناسایی، تفکیک و طبقه‌بندی شوند.

شناسایی هر خاک دیرینه در صحرا بر اساس اختصاصاتی برای مثال افق‌های خاک، مشخص بودن^۲، امتداد جانبی مرزهای آن، ساختار خاک، رنگ خاک (از مقایسه رنگ خاک با چارت رنگی مانسل^۳ تعیین شده است)، وجود آثار آلی یا فسیل‌ها، اندازه، فراوانی و تمایز لکه‌ها^۴، ضخامت

¹ Scanning Electron Microscope (SEM)

² Sharpness

³ Munsell Colour Chart

⁴ Mottles

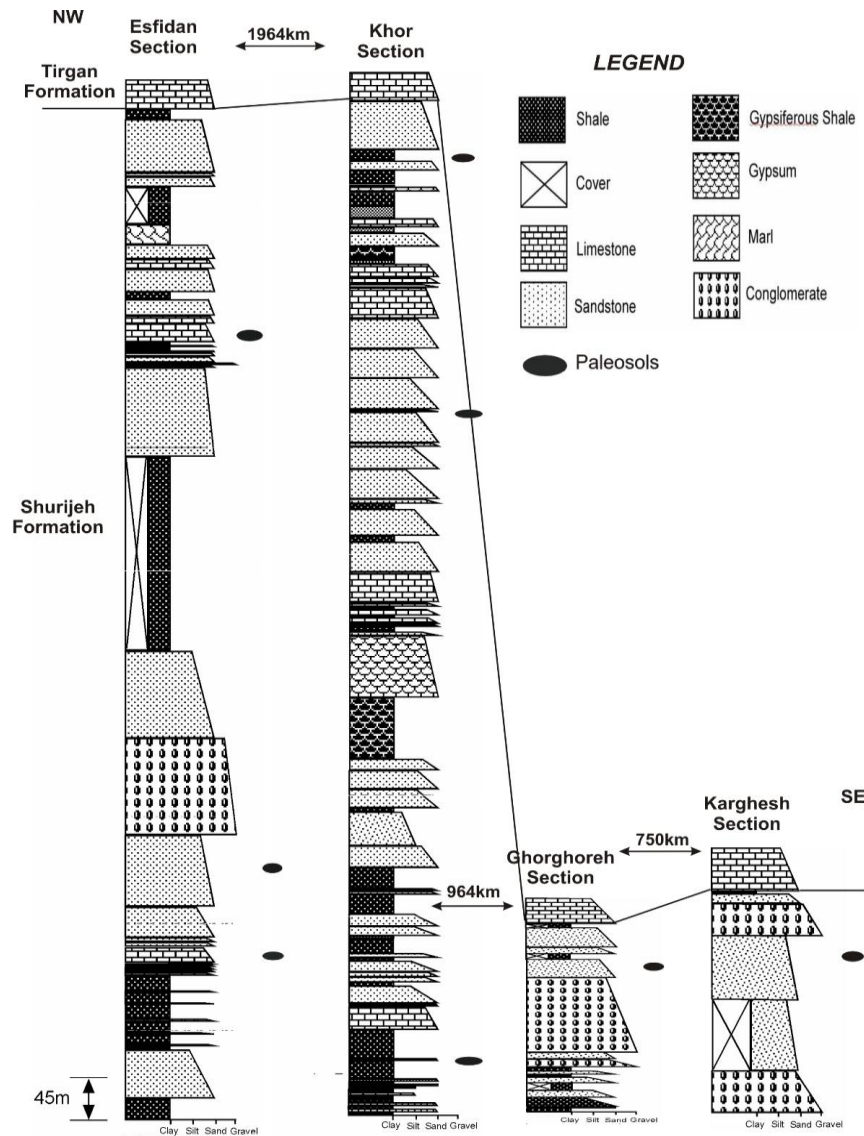
⁵ Parent Materials

⁶ Redox Conditions

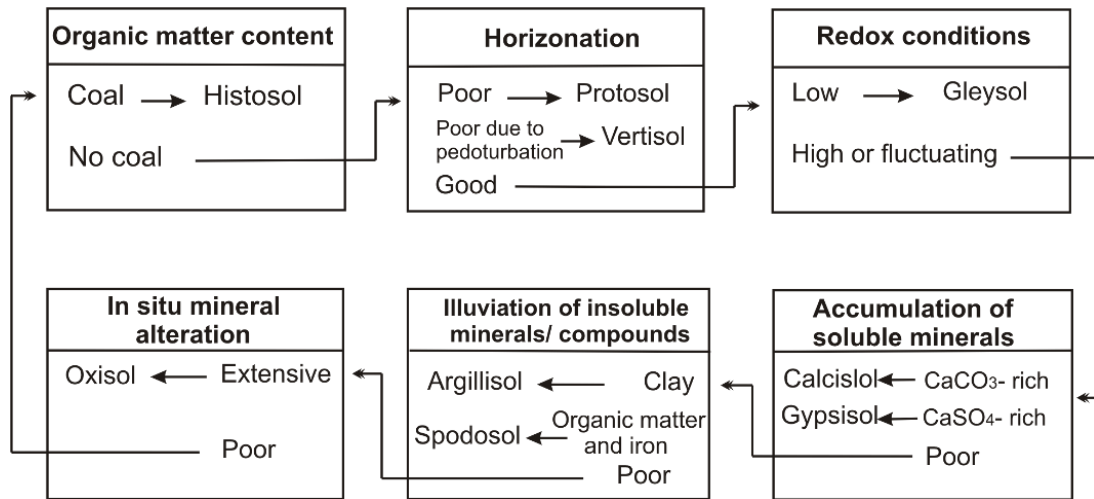
⁷ In situ

مقایسه با خاک‌های عهد حاضر، برای تفسیر شرایط رسوب‌گذاری دیرینه، بازسازی تغییرات آب و هوایی و اکولوژیکی دیرینه تفکیک شده‌اند.

مثال (K, B_p, C_k و ...) از سیستم طبقه‌بندی خاک‌های عهد حاضر (Soil Taxonomy System(USDA) (Soil Survey Staff 2010) استفاده شده است. در این مطالعه، خاک‌های دیرینه بر اساس اختصاصات حفظ شده خود و با



شکل ۲- ستون‌های چینه‌شناسی سازند شوربجه در مقاطع مورد مطالعه، موقعیت انواع خاک‌های دیرینه بر روی هر ستون چینه‌شناسی مشخص شده است. فاصله افقی بین ستون‌ها بدون مقیاس در نظر گرفته شده است.



شکل ۳- طبقه‌بندی خاک‌های دیرینه بر اساس برترین شکل یا فرآیند خاک‌زایی (که در بالای هر مستطیل مشاهده می‌شود)، اقتباس از مک و همکاران (۱۹۹۳).

خاک‌های دیرینه سازند شوربیجه

در این مطالعه خاک‌های دیرینه سازند شوربیجه به انواع خاک‌های نوع A، B و C تقسیم‌بندی شده‌اند (جدول ۱) که در ادامه به شرح هر یک پرداخته می‌شود.

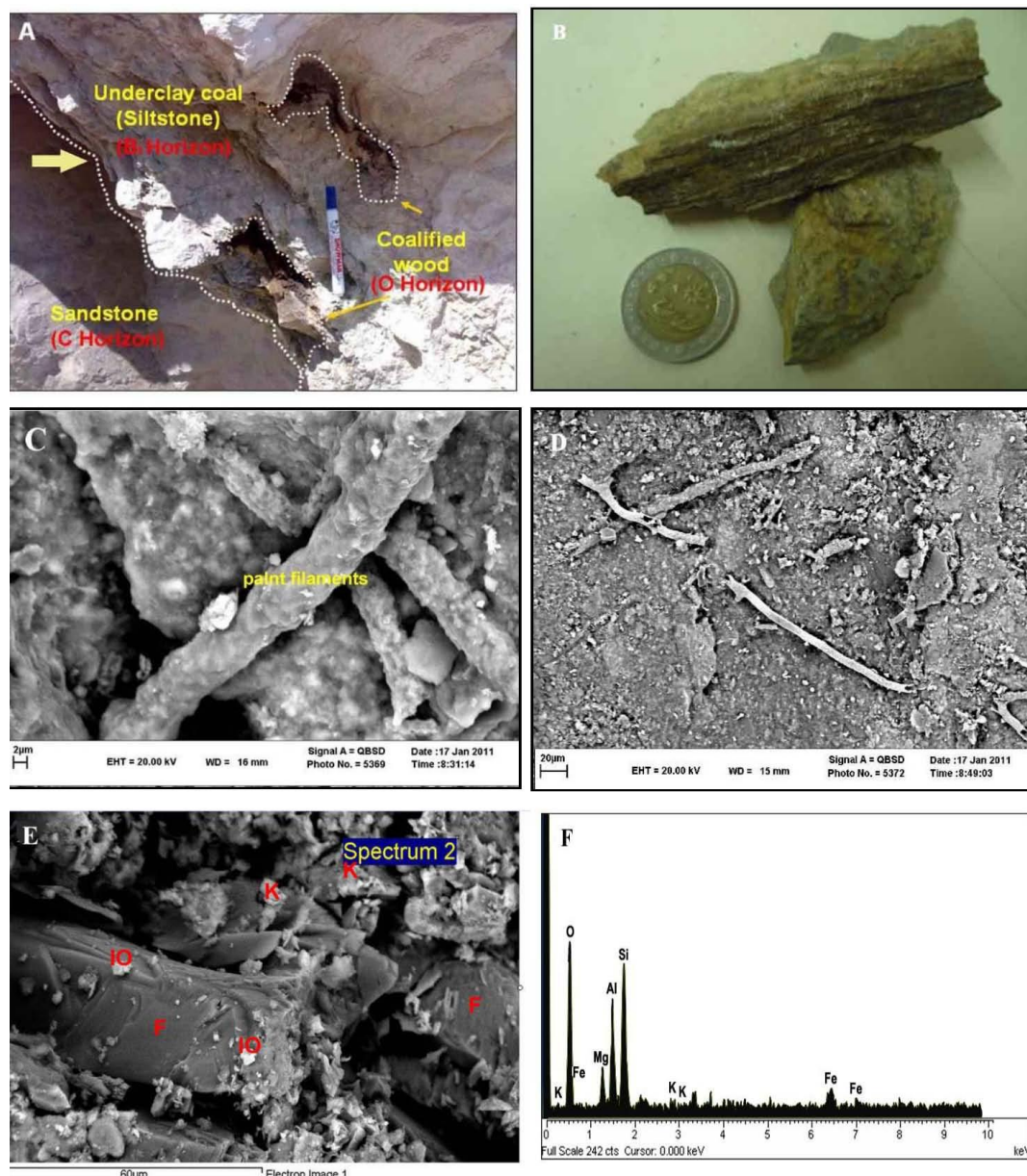
خاک دیرینه A

این خاک دیرینه در ماسه سنگ‌های قسمت فوقانی سازند شوربیجه در برش دره خور شناسایی شده است (شکل ۴A). اختصاصات این نوع خاک دیرینه در جدول ۱ آمده است. بالاترین بخش این پروفیل شامل سیلتستون‌های غنی از بقایای گیاهی زغالی شده است (شکل ۴B) که تقریباً ۱۰ سانتی متر ضخامت دارد و دارای رنگ سیاه تا قهوه‌ای

پررنگ بوده و بطور جانبی امتداد زیادی ندارد. در زیر افق، افق سیلتستونی به ضخامت ۲۵ تا ۳۰ سانتی متر به رنگ خاکستری تیره (N3) تا خاکستری روشن (N5) مشاهده می‌شود. این افق سیلتی غنی از بقایای گیاهی است. تصاویر میکروسکوپ الکترونی وجود بقایا و فیلامنت‌های گیاهی (شکل C و ۴D)، فلدسپات و اکسیدهای آهن را در این افق اثبات کرده است (شکل ۴E). کانی رسی اصلی موجود در افق سیلتستونی، کائولینیت است (شکل ۴F). قاعده این پروفیل را ۲ متر ماسه سنگ خاکستری مایل به سبز (5GY5/1) تشکیل می‌دهد که از ماسه سنگ‌های درشت دانه با جورشدگی خوب تشکیل شده است

جدول ۱- انواع خاک‌های دیرینه سازند شوربجه.

نوع خاک	رنگ خاک	ضخامت	نوع افق‌های خاک	نوع	برش	طبقه بندی خاک	طبقه بندی خاک	خصوصیت ویژه	شرایط تشکیل
خاک دیرینه	دیرینه	پروفیل خاک (متر)	بر مبنای طبقه بندی (USDA)	سنگ میزبان	چینه شناسی	دیرینه بر اساس طبقه بندی Mack et al. (1993)	دیرینه بر اساس طبقه بندی Nettleton et al. (2000)		
A	N0 5Y2/2	۲/۱۰	C و B_t ، O_i	ماسه سنگ	دره خور	هیستوسول	یالئو هیستوسول	وجود بقایا و فیلامنتهای گیاهی زغالی شده (با بیش از ۱۵ سانتی متر طول). بقایای گیاهی زغالی شده تقریباً با تورب قابل مقایسه است.	به صورت خاک مرداب در نهشته های باتلاقی و در نواحی خلیجهای بین کانالهای شاخه ای (در محیط دلتایی) تشکیل شده اند.
B	2.5YR6/6	۰/۷۲	C و B_t	ماسه سنگ	دره خور	اکسی سول	یالئو اکسی سول	نزدیک به نیمی از ترکیب این نوع خاک دیرینه را اکسید آهن تشکیل می دهد. کانی رسی اصلی این افق کاتولینیت است.	به صورت برجا و بر اثر دگرسانی دانه های فرومیزین ناپایدار و تحت شرایط آب و هوایی گرم و خشک، تشکیل شده است.
C	5Y7/2 5Y4/2 5Y8/4 5Y9/4 2.5Y8/6 5Y5/2 5G8/2.5 5Y8/6	۱/۸۲ تا ۲۶/۰	K و C_K ، B_k	ماسه سنگ، سیلتستون، مادستون	قرقره، دره خور، اسفیدان و کارغش	کلسی سول (کالکریت و دولوکریت)	یالئوآریدی سول	به دو صورت مشاهده شده است: (۱) افق های کلسیک زیر سطحی غنی از کرنات کلسیم (کالکریت) و (۲) افقهای کلسیک زیر سطحی غنی از دولومیت (دولوکریت). آثار آشفستگی زیستی و ریشه و K گیاهان در افقهای قابل مشاهده C_K است.	تجمع نزدیک سطح کرنات (کلسیت و دولومیت) در پروفیل‌های خاک، سنگهای بستر و رسوبات در اثر فرآیندهای یدورژنیک و غیر یدورژنیک صورت گرفته است.



شکل ۴- A) تصویر رخنمون هیستوسول‌های سازند شوربچه در برش دره خور. در این تصویر، رسوبات ماسه سنگی میزبان (افق C)، رس‌های زیر زغال (رخساره سیلتستونی) (افق B_۱) (فلش زرد رنگ) و بقایای گیاهی زغال شده (افق O_۱) قابل مشاهده است. B) تصویری از نمونه‌های دستی چوب‌های زغال شده (coalified wood) که بر روی رس زیر زغال قرار دارند، طول سکه (مقیاس) تقریباً ۲/۵ سانتی متر است. C و D) تصاویر میکروسکوپ الکترونی از نمونه‌های رس زیر زغال. بقایای فیلامنت‌های گیاهی به خوبی در این تصاویر ملاحظه می‌شود. D) تصویر میکروسکوپ الکترونی از نمونه رس زیر زغال به همراه آنالیز EDS (تصویر E) نقطه مورد نظر. در تصویر SEM دانه درشت فلدسپات (F) به همراه اکسیدهای آهن (IO) و کانی رسی کائولینیت (K) دیده می‌شود.

تفسیر و طبقه بندی

اسیدی و در نتیجه حفظ قطعات گیاهی شده است. چنین نواحی باتلاقی مرطوب و ماسه‌های شسته شده در محیط‌های خشک و نیمه خشک هم فراوان هستند (Scott 2000). در شکل ۵A، پروفیل این خاک دیرینه در برش دره خور نشان داده شده است.

خاک دیرینه B

این افق زرد مایل به قرمز در قسمت فوقانی سازند شوربجه، در برش دره خور شناسایی شده است (شکل ۶A). کانی رسی اصلی این افق کائولینیت است (شکل B, ۶C). آثار فیلامنت‌های گیاهی نیز در تصاویر میکروسکوپ الکترونی نمونه‌های مورد مطالعه، مشاهده می‌شود که اندازه آنها از ۶ تا ۲۶ میکرون متغیر است (شکل ۶D). این افق بافت متراکم^۹ داشته و توسط ۶۰ سانتی متر شیل خاکستری خاکستری تیره (N5) پوشیده شده است. در زیر این افق ۱۲ سانتی متری، یک افق ماسه سنگی متوسط لایه (به ضخامت ۲۰ سانتی متر) به رنگ قهوه‌ای (5Y4/2) تا خاکستری تیره (N4) قرار گرفته است (شکل A ۶). آنالیز XRF نمونه های خاک دیرینه B نشان می‌دهد که نزدیک به نیمی از ترکیب این نوع خاک دیرینه را اکسید آهن (Fe_2O_3) تشکیل می‌دهد (جدول ۲). تمرکز آهن در این خاک دیرینه از قاعده به سمت بالا افزایش می‌یابد که با تغییر رنگ از زرد در قاعده به قرمز در بالای افق همراه است.

افق سیلتستون‌های غنی از قطعات بزرگ چوب زغالی شده در فوقانی ترین بخش پروفیل خاک دیرینه A با افق O_i (افقی که شکل اولیه بقایای گیاهی آن کمی تغییر یافته است (Jennings et al. 2011))، افق سیلتستونی زیرین معادل با افق B_i (افقی غنی از کانی‌های رسی، اکسیدهای آهن و آلومینیوم و بقایای گیاهی و مواد آلی (Soil Survey Staff 2010) که شاید بتوان آن را با رس زیر زغال^۱ مقایسه کرد) و ماسه سنگ‌های قاعده پروفیل با افق C در طبقه‌بندی خاک‌های عهد حاضر مطابق است که شامل سنگ مادر می‌باشد. بقایای گیاهی زغالی شده افق O_i سازند شوربجه تقریباً با تورب^۲ قابل مقایسه است. در علم خاک‌شناسی، تورب به عنوان اپی پدون‌های هیستیک^۳، شکل مشخص یک خاک هیستوسول^۴ را تشکیل می‌دهند (Retallack Mack et al. 1998). در طبقه‌بندی خاک‌های دیرینه (Mack et al. 1993)، همه انواع زغال (صرف نظر از ضخامت یا درجه آن) که تحت تأثیر فشردگی و سخت شدگی بقایای گیاهی دگرسان شده شکل گرفته‌اند، به عنوان افق‌های هیستیک در نظر گرفته شده و به رده خاک‌های دیرینه هیستوسول تعلق دارند. این خاک‌های دیرینه معادل با پالئوهیستوسول‌های^۵ Nettleton et al. (۲۰۰۰) می‌باشند. هیستوسول‌های سازند شوربجه به صورت خاک مرداب^۶ یا خاک تورب^۷ در نهشته‌های باتلاقی^۸ و در نواحی خلیج‌های بین کانال‌های شاخه‌ای (در محیط دلتایی) تشکیل شده‌اند. این خاک‌های دیرینه در مناطق پست و کم ارتفاع تشکیل شده‌اند. بالابودن سطح ایستابی در منطقه منجر به افزایش شرایط

¹ Underclay Coal² Peat³ Histic Epipedons⁴ Histosol⁵ Paleohistosols⁶ Marsh Soil⁷ Peat Soil⁸ Swamp Deposits⁹ Massive

جدول ۲- نتایج آنالیز اکسیدهای عنصری اکسی سولهای سازند شوریهجه توسط دستگاه XRF

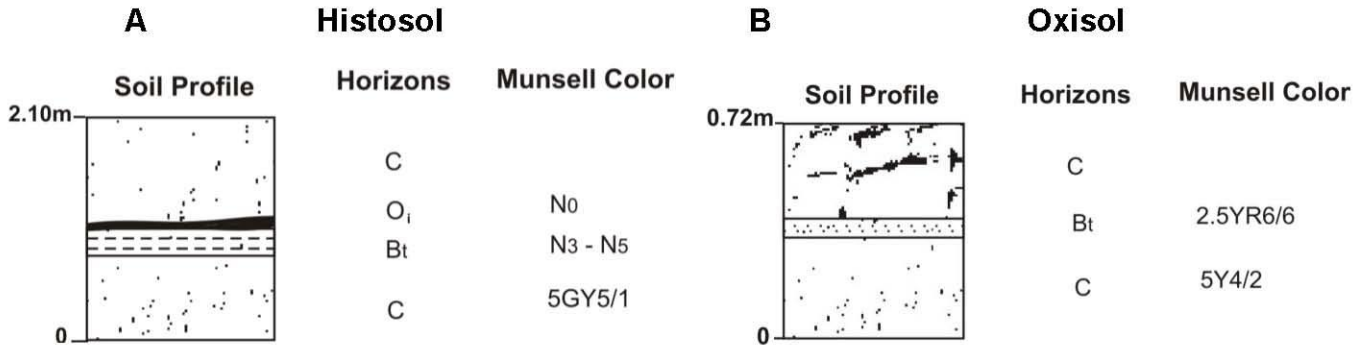
<i>samples</i>	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	MgO	K_2O	TiO_2	MnO	CaO	P_2O_5	Fe_2O_3	SO_3	<i>LOI</i>
O_1	30.57	7.49	0.53	0.76	1.78	0.51	0.00	0.39	0.09	45.52	2.48	9.59
O_2	28.25	7.22	0.50	0.70	1.80	0.55	0.00	0.40	0.08	47.32	2.30	10.8
O_3	32.47	7.30	0.49	0.76	1.72	0.52	0.00	0.37	0.09	48.01	2.52	5.75

تفسیر و طبقه بندی

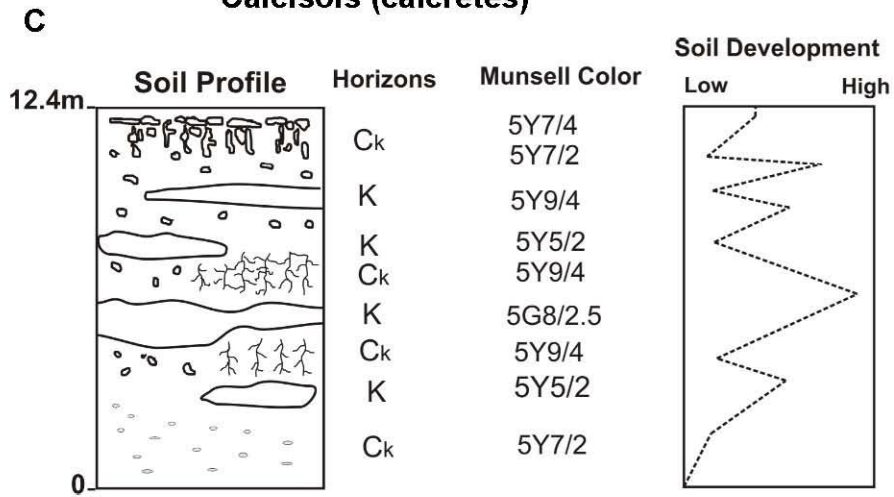
خاک دیرینه B، یک خاک دیرینه غنی از آهن است که بر مبنای طبقه بندی Mack et al. (۱۹۹۳) در رده اکسی سولها^۱ سولها^۱ و بر مبنای طبقه بندی Nettleton et al. (۲۰۰۰) در رده پالئواکسی سولها^۲ قرار می گیرد. این خاکها معمولا در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب و بر روی سطوح ژئومورفیک در طی مدت زمان بیشتر تشکیل می شوند (Nettleton et al. 2000). در خاکهای عهد حاضر افقهای غنی از آهن معمولا در پروفیل های لاتریتی ایجاد می شوند (Tanner and Khalifa 2010). لاتریت های دیرینه^۳ با عناوین مختلف نظیر فریکریت^۴، پوسته های سخت آهن دار^۵ و سنگ های آهن^۶ نیز نامیده شده اند (Murru et al. 2011). فریکریت ها در اثر فرآیندهای خاک زایی و غیر خاک زایی شکل می گیرند (Tanner and Khalifa 2010). فرآیند اصلی تشکیل این نوع خاک های دیرینه، دگرسانی شدید کانی های ناپایدار به رس و سزکوئی اکسیدها^۷ است. معمول ترین نوع کانی رسی کائولینیت است و هماتیت، گوتیت و ژپسیت معمول ترین

سزکوئی اکسیدها به شمار می روند (Mack et al. 1993). در این افقها ممکن است بقایای مواد آلی مشاهده گردد (Nettleton et al. 2000). بررسی کانی های تشکیل دهنده افق های فوقانی و تحتانی اکسی سول سازند شوریهجه در برش دره خور نشان می دهد که این رسوبات از دانه های ناپایدار برای مثال فلدسپات ها، خرده سنگ های آهن دار مختلف و سیلیکات های فرومینیزین تشکیل شده اند. بنابراین، محتمل است که رس و سزکوئی اکسیدها در افق فریکریتی سازند شوریهجه (معادل با افق B_1 در طبقه بندی سیستم های خاک عهد حاضر)، به صورت برجا و توسط دگرسانی دانه های ناپایدار فوق، تحت شرایط آب و هوایی گرم و خشک، صورت گرفته باشد (برای مثال، Bourman and Ollier 2002; Khalifa and Catuneanu 2008). در قسمت سازند شوریهجه، این افق خاک دیرینه (شکل ۵B) در قسمت فوقانی توالی رسوبات حاشیه دریاچه ای شور ایجاد شده است و توسط رسوبات شیلی ساحلی پوشیده شده است. وجود بقایای گیاهی در این افق ممکن است از افق های O خاک به این محل انتقال یافته باشد.

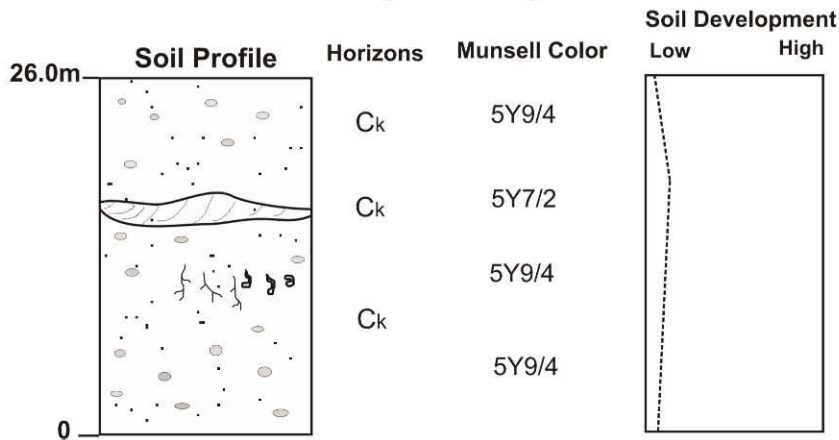
¹ Oxisols² Paleooxisols³ Paleolaterites⁴ Ferricretes⁵ Ferruginous Duricrusts⁶ Ironstones⁷ Sesquioxides

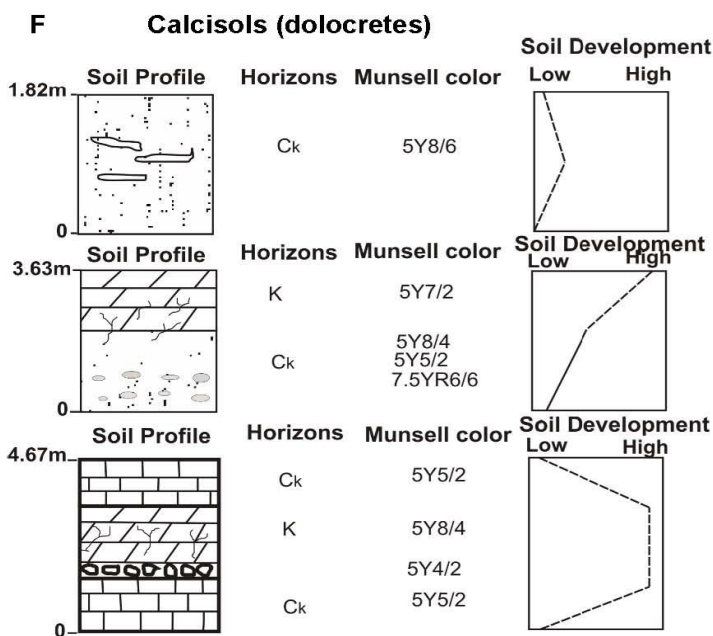
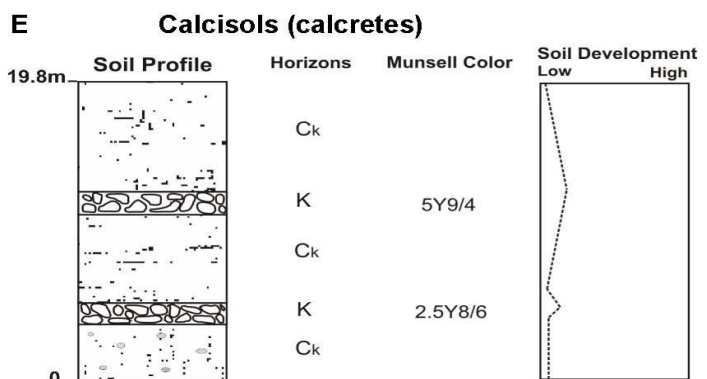


Calcisols (calcretes)



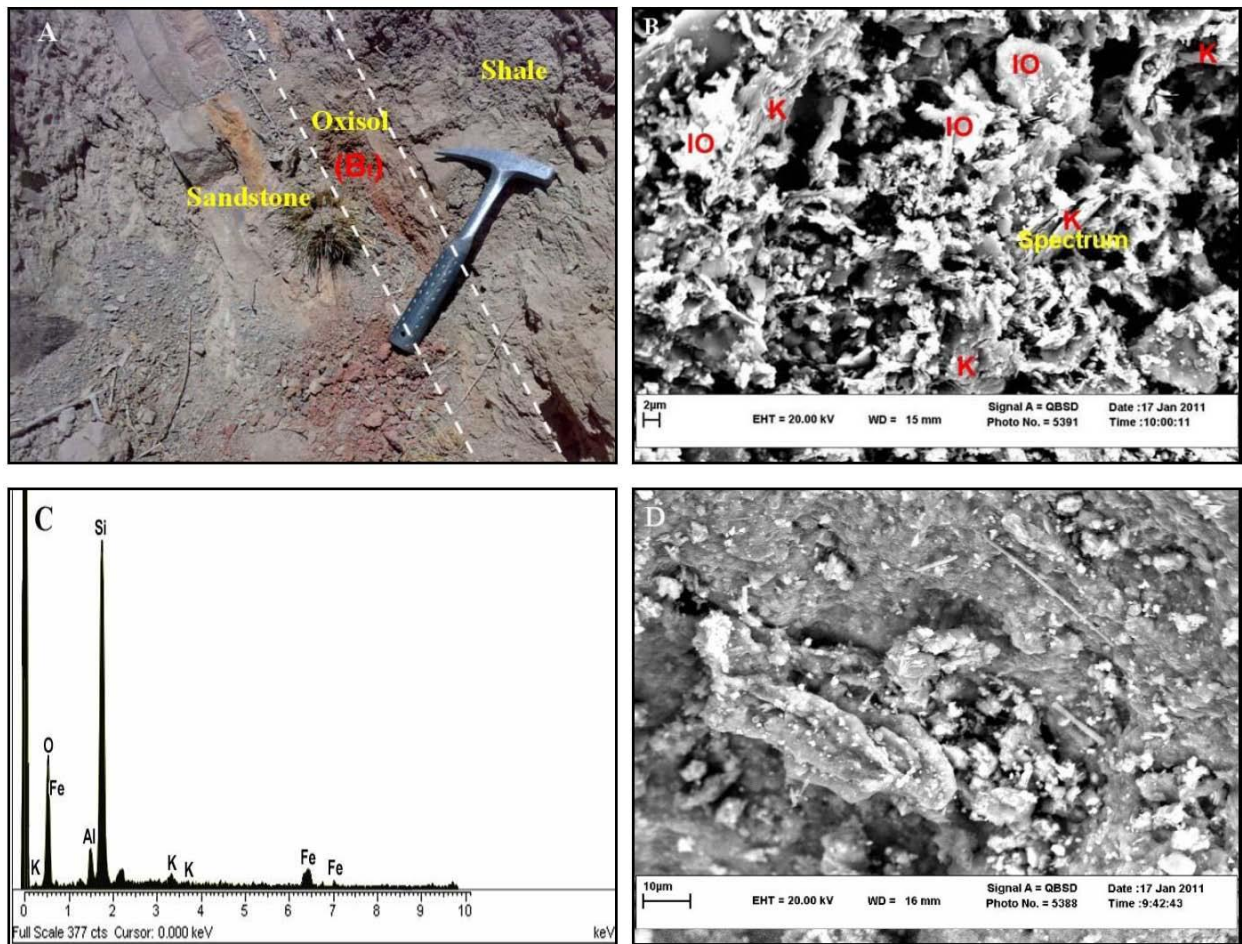
D **Calcisols (calcretes)**





	Prismatic nodular horizon		Calcified root traces
	Nodular calcrete		Bioturbation traces
	Powdery calcrete		Calcified Sandstone (powdery calcrete)
	Highly indurated calcrete		Coalified woods (Histosol)
	Conglomerate calcrete		Oxisol
	Dolocrete uncontinue horizons		Sandstone
	Dolocrete horizons		Shale
	Micritic clasts		Siltstone
	Mudstone		
	Underclay coal		

شکل ۵- اشکال شماتیک از پروفیل‌های مختلف انواع خاک‌های دیرینه سازند شوريجه، (A) پروفیل هیستوسول‌های سازند شوريجه در برش دره خور، (B) پروفیل اکسی سول سازند شوريجه در برش دره خور، (C) پروفیل کلسی سول‌های کالکریتی برش کارغش، (D) پروفیل کلسی سول‌های کالکریتی برش قرقره، (E) پروفیل کلسی سول‌های کالکریتی برش دره خور و (F) پروفیل کلسی سول‌های کالکریتی و دولوکریتی سازند شوريجه در برش اسفیدان.



شکل ۶- A) تصویر رخنمونی از اکسی سول سازند شوربجه در برش دره خور. در این تصویر علاوه بر افق اکسی سول (افق B_1), لایه ماسه سنگی زیرین و لایه شیلی فوقانی این خاک دیرینه قابل مشاهده است. B) تصویر میکروسکوپ الکترونی افق اکسی سولی حاوی کائولینیت (K) و اکسیدهای آهن (IO), C) آنالیز نقطه‌ای توسط دستگاه EDS مؤید وجود کانی کائولینیت و اکسیدهای آهن در نمونه اکسی سولی است, D) وجود فیلامنت‌های گیاهی در افق اکسی سولی که در طی مطالعات SEM آشکار شده است.

خاک دیرینه C

پروفیل این خاک دیرینه در برش‌های مورد مطالعه، کاملاً متفاوت بوده و شامل افق‌های C_K و B_K در سیستم رده‌بندی خاک‌های عهد حاضر (USDA) می‌باشد. افق K

معمولاً افق O خاک در توالی‌های دیرینه بندرت حفظ می‌گردد. در نهایت، این افق اکسیک که نشانگر یک دوره طولانی رخنمون خشکی است توسط رسوبات ساحلی سازند شوربجه پوشیده می‌شود.

پالئوارییدی سول‌ها^۶ در طبقه‌بندی Nettleton et al. (۲۰۰۰)، معادل با این رده خاک‌های دیرینه در طبقه‌بندی Mack et al. (۱۹۹۳) می‌باشد. توجه به کالکریت‌ها ناشی از پیدایش گسترده آنها در موقعیت‌های قاره‌ای و بدلیل اهمیت آنها در بازسازی اکوسیستم و محیط‌های دیرینه، شرایط تکتونیکی، آب و هوایی و رژیم‌های رسوبی است که در آن شکل گرفته‌اند (Wright and Tucker 1991; Nash and Mc Laren 2003; Alonso- Zarza 2003; Wright 2007; Khalaf and Gaber 2008; Alonso- Zarza and Wright 2010). کالکریت‌ها در طی تجمع کربنات کلسیم در پروفیل‌های خاک، سنگ‌های بستر و رسوبات به صورت ته نشست کم اثر^۷، یا در اثر مکانیزم‌های جانیشینی^۸ و یا جابجایی^۹ تشکیل می‌شوند (Wright and Tucker 1991; Alonso- Zarza 2003; Fu et al. 2004; Khalaf and Gaber 2008; Alonso- Zarza and Wright 2010). تجمع نزدیک سطح کربنات کلسیم به صورت اشکال متنوع، از اشکال پودر مانند^{۱۰}، ندولی^{۱۱} تا پوسته‌های بسیار سخت شده^{۱۲} و متراکم^{۱۳} در تغییر است (Alonso- Zarza 2003; Fu et al. 2004; Khalaf and Wright 2010; Gaber 2008). طبقه‌بندی کالکریت‌ها بر اساس اختصاصات میکروسکوپی و کانی شناسی و اشکال ماکروسکوپی یا مورفولوژی آنها

افقی کلسیک^۱ است که در ۸۵٪ خاک‌های عهد حاضر و رده‌های خاک USDA وجود دارد. در پروفیل خاک دیرینه C سازند شورریجه، این افق کلسیک به دو صورت مشاهده شده است: (۱) افق‌های کلسیک زیر سطحی غنی از کربنات کلسیم که به آن کالکریت^۲ یا کالیچی^۳ اطلاق می‌شود (Alonso- Zarza and Wright 2010) و (۲) افق‌های کلسیک زیر سطحی غنی از دولومیت که تحت عنوان دولوکریت^۴ نامیده شده‌اند (Alonso- Zarza and Wright 2010). افق C_K، شامل افقی از مواد مادر است که در آن تجمعات کلسیک (کالکریتی و دولوکریتی) پراکنده است. جنس سنگ‌های مادر در برش‌های مورد مطالعه، متفاوت بوده و از ماسه سنگ تا سنگ‌های مادر سیلتستونی متغیر است. اشکال ماکروسکوپی و میکروسکوپی کالکریت‌ها و دولوکریت‌های سازند شورریجه متغیر بوده و آثار آشفستگی زیستی و ریشه گیاهان در افق‌های K و C_K قابل مشاهده است. بدلیل تنوع خاک‌های دیرینه کلسیک (کالکریت و دولوکریت) در رسوبات سیلیسی آواری سازند شورریجه، اشکال ماکرومورفولوژی، میکرومورفولوژی و شرایط تشکیل این خاک‌های دیرینه کالکریتی و دولوکریتی به طور مجزا بررسی می‌شود.

تفسیر و طبقه‌بندی: در طبقه‌بندی Mack et al. (۱۹۹۳)، هر خاک دیرینه‌ای که در آن یک افق کلسیک، شکل پدوژنیک غالب باشد به عنوان کلسی سول‌ها^۵ طبقه‌بندی می‌شود.

⁶ Paleoaridisols

⁷ Passive

⁸ Replacive

⁹ Displacive

¹⁰ Powdery

¹¹ Nodular

¹² Highly Indurated

¹³ Massive

¹ Calcic

² Calcrete

³ Calichi

⁴ Dolocrete

⁵ Calcisols

مشاهده شده‌اند که اختصاصات هر یک در جدول ۳ خلاصه شده است.

(۱) کالکریت پودر مانند^۷: لکه‌هایی که در اندازه‌های مختلف (با طول ۱ تا بیش از ۴۰ سانتی متر) و به رنگ‌های مختلف کرم رنگ (5Y9/4)، کرم خاکستری (5Y7/2)، کرم تیره (5Y8/2)، خاکستری آبی (N7) و کرم تا زرد رنگ (5Y9/4) قابل مشاهده‌اند (شکل VA). این لکه‌ها به راحتی در اثر ضربه چکش پودر می‌شوند. در برخی نقاط آثار آشفستگی زیستی^۸ ناشی از فعالیت موجودات حفار نظیر آثار کرمی شکل در جهات مختلف، که ممکن است در اثر فعالیت کرم‌های حاکی^۹ ایجاد شده باشد و آثار ریشه گیاهان (آثار عمودی و افقی با طول ۱ تا ۱۲ سانتی متر) در سنگ میزبان این نوع کالکریت مشاهده می‌شود (شکل VB). شکل این لکه‌های کلسیتی نیمه شکل دار تا بی شکل است. بیشترین گسترش این نوع کالکریت در برش قرقره یافت شده است.

صورت می‌گیرد. بر این اساس دو دسته کالکریت شناسایی شده‌اند: (۱) کالکریت‌های پدوژنیک^۱ و (۲) کالکریت‌های غیر پدوژنیک^۲ یا کالکریت‌های آب زیر زمینی^۳. کالکریت‌های پدوژنیک در پروفیل خاک و در زون وادوز^۴ شکل می‌گیرند در صورتی که کالکریت‌های آب زیر زمینی در زون موئینه^۵ کمی بالای سطح ایستابی و یا در زیر سطح ایستابی در زون فریاتیک^۶ و بدلیل حرکت جانبی آب‌های زیر زمینی تشکیل می‌شوند (Wright and Tucker 1991; Nash and Mc Laren 2003; Alonso- Zarza 2003; Fu et al. 2004; Wright 2007; Khalaf and Gaber 2008; Alonso- Zarza and Wright 2010). در سازند شوربجه کالکریت‌ها به صورت اشکال پدوژنیک و غیر پدوژنیک و در برش‌های قرقره، دره خور، اسفیدان و کارغش یافت شده‌اند (شکل C تا ۵F). اشکال ماکرومورفولوژی و میکرومورفولوژی این کالکریت‌ها متنوع است. در زیر ابتدا به شرح اختصاصات ماکرومورفولوژی و سپس به توصیف اختصاصات میکرومورفولوژی کالکریت‌های پدوژنیک و غیر پدوژنیک این سازند پرداخته می‌شود.

اشکال ماکرومورفولوژی کالکریت‌های سازند شوربجه

کالکریت‌های سازند شوربجه در صحرا به ۴ شکل مختلف کالکریت پودر مانند، کالکریت ندولی، کالکریت بسیار سخت شده یا متراکم و کالکریت کنگلومرایبی یا تخریبی

¹ Pedogenic Calcretes

² Non- pedogenic Calceretes

³ Groundwater Calcretes

⁴ Vadose Zone

⁵ Capillary fringe Zone

⁶ Phreatic Zone

⁷ Chalky Texture

⁸ Bioturbation

⁹ Earthworms

جدول ۳- اشکال ماکرومورفولوژی کالکریت‌های سازند شوربچه

شکل ماکروسکوپی کالکریت	رنگ	شکل	اندازه	سنگ میزبان	پوش چینه شناسی	آثار فعالیت زیستی	نوع افق خاکی که در آن شکل گرفته اند	مرحله مورفولوژیک		معادل در طبقه بندی Goudie (1983)	معادل در طبقه بندی Netterberg (1980)	نحوه تشکیل
								باز میانی طبقه بندی Gile et al. (1966)	باز میانی طبقه بندی Machette (1985)			
کالکریت پودر مانند	5Y9/4	لکه‌هایی	باز طول ۱ تا	ماده	دوره خور	آثار آنتیگنی	C_k	مرحله ۱	مرحله ۱	کالکریت	کالکریت	لیجود آثار ریشه گیاهان و آنتیگنی زیستی، محتمل است که تشکیل این کالکریتها در زون وادوز و در اثر فرآیندهای خاکزایی صورت گرفته باشد (کالکریت پدولوژیک)
	5Y7/2	که در اثر		سنگ	فرورود	زیستی ناشی از	B_k			پودی		
	5Y8/2	شبه	پیش از ۴۰	سنگ	اسفیدان و	فعالیت موجودات						
	N7	چکش بود	سانتی متر	سپستون	کارغش	حفر و آثار ریشه گیاهان						
کالکریت ندولی	5Y7/4	شکل	۴۵ تا ۱۵	ماده	کارغش	آثار ریشه	C_k			کالکریت	کالکریت	وجود آثار ریشه‌های گیاهی کلسیتی شده در این افق ندولی، نقش فرآیندهای خاکزایی را در تشکیل این ندولهای متفرقات می‌کند.
	5Y6/4	افقی، عمودی و ناظم	سانتی متر	سنگ	سنگ	کلسیتی شده در رسوبات ماده سنگی میزبان		مرحله ۲ و ۳ با آرایش عمودی	مرحله ۲ آرایش عمودی مرحله ۳	ندولی	ندولی	
کالکریت بسیار سخت شده یا متراکم	5Y5/2	افق	ضخامت	ماده	کارغش	-	K	-	مرحله چهارم	کالکریت‌های سخت (مادری)	کالکریت‌های سخت (مادری)	کالکریتی شدن در اثر فرآیندهای غیر خاکزایی و توسط چاشنی و جابجایی اجزاء تشکیل دهنده سنگ میزبان توسط میکریت و سیسالیهای کلسیتی صورت گرفته است.
	5G8/2.5	همراه با لکه	۲۰ تا	سنگ								
	10R4/6	های	۵۵ متر است.	۵۵ متر است.								
	2.5Y8/6	افق	ضخامت	سپستون	دوره خور	-	K	مرحله ۲ تا ۱	مرحله ۲ تا ۱	-	-	کالکریت غیر پدولوژیک (زون وادوز) در نپشته‌های دشت سیلابی رودخانه که در دوره‌های تخلیه رودخانه ای و حالت سیلابی، فرسایش و حمل مجدد یافته و در نهایت بصورت لایه‌ای نگه‌داری در درون کانال نپشته شده است.

یافت می‌شوند. ندول‌های با اشکال نامنظم آرایش و جهت یافتگی معینی را نشان نمی‌دهند (شکل VC)، در صورتیکه اشکال ندولی افقی و عمودی که در قسمت فوقانی بخش میانی سازند مشاهده می‌شوند، دارای آرایش خاصی هستند (شکل VD). هیچگونه آثار ریشه گیاه و آثار فعالیت موجودات در ندول‌ها مشاهده نمی‌گردد ولی در بالای افق C_k که دارای ندول‌های پراکنده است، آثاری ریشه مانند در رسوبات ماسه سنگی ملاحظه می‌شود که در امتداد آن کربنات کلسیم تجمع یافته است (احتمالاً افق A بوده است) بدون اینکه آثار مشخصی از گیاه اصلی باقیمانده باشد (شکل VG).

تفسیر: این نوع کالکریت نیز نشان دهنده مراحل اولیه کالکریتی شدن است. کلسیت اتوژنیک به طور جزئی جایگزین بخشی از دانه های اصلی سیلیسی آواری می‌شود. تشکیل ندول‌های کلسیتی معمولاً هم به صورت پدوژنیک و هم به صورت غیر پدوژنیک امکان پذیر است. ندول‌های پدوژنیک معمولاً مرزهای مشخصی دارند در صورتی که مرز ندول‌های غیر پدوژنیک با سنگ میزبان مشخص نیست و حالت پراکنده دارد (Alonso- Zarza and Wright 2010). از آنجایی که ندول‌های پراکنده در ماسه سنگ‌های سازند شوربجه در برش کارغش دارای مرزهای مشخص با سنگ میزبان هستند، احتمالاً منشأ پدوژنیک دارند. وجود آثار ریشه‌های گیاهی کلسیتی شده در این افق ندولی، نقش فرآیندهای خاک‌زایی را در تشکیل این ندول‌های منفرد اثبات می‌کند. تشکیل ندول‌های کلسیتی متأثر از فرآیندهای تبخیر، تبخیر- تعریق یا تغییرات محیطی در pH و فشار جزئی دی اکسید کربن می‌باشد (Achyuthan et al. 2007). ندول‌هایی که به طور عمودی جهت یافته اند

تفسیر: این نوع کالکریت مراحل اولیه کالکریتی شدن^۱ را نشان می‌دهد که کلسیت در حفرات بین دانه‌های ماتریکس سنگ میزبان نهشته شده است. اندازه این لکه‌های کلسیتی با جابجایی و جانشینی مواد میزبان افزایش می‌یابد. ته‌نشست کلسیت ممکن است از تبخیر، تبخیر- تعریق^۲، خروج گاز دی اکسید کربن^۳ و اثرات یونی معمول حاصل شود (Alonso- Zarza 2003; Wright 2007; Alonso- Zarza and Wright 2010). در این مرحله مورفولوژیکی، پوشش‌های کربنات کلسیم غیر ممتد بر روی دانه های آواری سنگ میزبان تشکیل می‌گردد. تصاویر میکروسکوپ الکترونی (SEM)، این مرحله را به وضوح نشان می‌دهد (شکل 9A). با وجود آثار ریشه گیاهان و آشفستگی زیستی، محتمل است که تشکیل این کالکریت‌ها در زون وادوز و در اثر فرآیندهای خاک‌زایی صورت گرفته باشد (کالکریت پدوژنیک) (برای مثال، Alonso- Zarza and Wright 2010). جدا از مسئله تبخیر- تعریق، بنظر می‌رسد گیاهان و دیگر ارگانیزم‌ها به‌ویژه کرم‌های خاکی در تشکیل کربنات کلسیم در خاک نقش دارند. ریشه گیاهان قادرند کربنات کلسیم را در سلول‌های خود تثبیت کنند. علاوه بر این، موجوداتی نظیر کرم‌های خاکی به تحرک و ته‌نشست کربنات در پروفیل خاک کمک می‌کنند (Alonso- Zarza and Wright 2010).

(۲) کالکریت ندولی^۴: کالکریت‌های ندولی سازند شوربجه (شکل VC) دارای مرزها و حواشی مشخص بوده و شکل ندول‌ها عمدتاً نیمه شکل دار تا بی شکل است. این ندول‌ها در دو رنگ کرم رنگ و زرد پر رنگ در زمینه کرم قهوه‌ای

¹ Calcretization

² Evapotranspiration

³ Degassing

⁴ Nodular Calcrete

کوارتز نشان می‌دهد که کالکریتی شدن به صورت کامل و توسط جانشینی و جابجایی اجزاء تشکیل دهنده سنگ میزبان توسط میکریت و سیمان‌های کلسیتی صورت گرفته است. زیرا، زمینه کلسیتی در مقیاس میکروسکوپی بافت یکنواختی نداشته و فابریک‌های مختلفی را نشان می‌دهد (برای مثال، Durand et al. 2007). به عبارتی این نوع کالکریت سازند شوربجه شواهد کالکریت‌های غیر پدوژنیک یا کالکریت‌های آب زیرزمینی (کالکریت‌های فریاتیکی) را نشان می‌دهد.

۴) کالکریت کنگلومرای^۳ یا کالکریت تخریبی^۴: این نوع کالکریت تنها در واحد تحتانی سازند شوربجه در برش دره خور مشاهده شده است (شکل VH). در این برش، دو افق کالکریت کنگلومرای مشاهده شده توسط لایه‌های شیلی و سیلتستونی از یکدیگر جدا شده‌اند. رنگ افق اول زرد رنگ است که بر روی افق سیلتستونی قرمز قهوه‌ای (10R3/4) قرار گرفته و رنگ افق دوم زرد تا قرمز (1 است که روی افق شیلی زرد تیره (5Y6/4) را پوشانده است (شکل ۵E). اندازه قطعات این کالکریت کنگلومرای از ۱ تا بیش از ۱۵ سانتی متر متغیر است. قطعات عمدتاً میکریتی بوده که توسط سیمان اسپاری به هم متصل شده‌اند. مرز این افق‌های کالکریتی با لایه‌های رویی و زیرین خود کاملاً مشخص است.

(شکل VD)، افق پریسماتیک یا منشوری^۱ را شکل می‌دهند (Alonso- Zarza and Wright 2010). حرکات عمودی آب و سیستم‌های ریشه عمودی، ته‌نشست کربنات کلسیم و تشکیل ندول‌های کالکریتی در جهت عمودی را مقدر می‌سازد (Wright 2007; Khalaf and Gaber 2008). این کالکریت‌های ندولی سازند شوربجه در قلمرو کالکریت‌های پدوژنیک قرار می‌گیرند.

۳) کالکریت بسیار سخت شده^۲ یا کالکریت متراکم: رنگ این افق‌های کلسیتی سخت شده از زرد کم‌رنگ تا خاکستری کم‌رنگ در تغییر است (شکل VE). علاوه بر این، لکه‌های قرمز قهوه‌ای (10R4/6) در بخش‌های مختلف این افق‌ها (افق K) مشاهده می‌شود (شکل VF). چهار افق مشخص از این نوع کالکریت متراکم، در این برش یافت شده است که آثار گیاهی در هیچ یک از افق‌های مذکور، مشاهده نشده است. مرز تحتانی و فوقانی این افق‌ها با سنگ میزبان به صورت کاملاً مشخص است.

تفسیر: این نوع کالکریت از درجه بلوغ (مچورتی) بهتری نسبت به دو نوع کالکریت قبلی برخوردار است. رنگ ماتریکس کالکریت‌های سخت شده سازند شوربجه مؤید شرایط احیایی است که اشباع شدگی طولانی مدت (نزدیک سطح ایستابی) را نشان می‌دهد، در صورتیکه لکه‌های قهوه‌ای تا قرمز قهوه‌ای خشک شدگی فصلی خاک را ثبت می‌کنند (این تغییر رنگ اشکال اکسیداسیون-احیائی را شکل می‌دهد که خود ناشی از تغییر شرایط Eh محیط است) (برای مثال، Duchaufour 1982). (Vepraskas et al. 1994) تغییر شرایط اکسیداسیون-احیاء را ناشی از نوسانات سطح ایستابی می‌دانند. الگوی توزیع دانه‌های

³ Conglomerate Calcrete

⁴ Detrital Calcrete

¹ Prismatic Horizon

² Highly Indurated Calcrete



شکل ۷- تصاویر صحرایی از اشکال ماکرومورفولوژی کالکریت‌های سازند شوربیجه در ناحیه مورد مطالعه: (A) کالکریت پودر مانند که به صورت لکه‌های کلسیتی قابل مشاهده است، (B) آثار ریشه‌های گیاهان و آثار آشفستگی زیستی در ماسه سنگ‌های میزبان کالکریت‌های پودر مانند در برش قرقره، (C) کالکریت ندولی که شامل ندول‌های پراکنده با حواشی مشخص است (برش کارغش)، (D) افق ندولار پریسماتیک در برش کارغش که در آن کالکریت‌های ندولی آرایش افقی و عمودی دارند، (E) کالکریت بسیار سخت شده یا کالکریت متراکم که به صورت چهار افق مجزا و تنها در برش کارغش مشاهده می‌گردد، (F) لکه‌های قرمز قهوه‌ای (10R4/6) که در بخش‌های مختلف افق‌های کالکریتی متراکم و سخت شده برش کارغش ملاحظه می‌گردد. (G) آثار ریشه‌های گیاهی که در امتداد آن کربنات کلسیم تجمع یافته است (برش کارغش)، (H) کالکریت کنگلومرایی در برش دره خور که در سطح آن، در اثر انحلال، تنها حفرات مربوط به قطعات کالکریتی گرد شده حفظ شده ولی در نمونه‌های زیر این سطح انحلالی قطعات کالکریتی در زمینه سیمان اسپاری قابل مشاهده است.

نهشته‌های دشت سیلابی رودخانه تشکیل شده و سپس در دوره‌های تخلیه رودخانه‌ای و حالت سیلابی، فرسایش و حمل مجدد یافته و در نهایت به صورت لایه‌ای کنگلومرایی در درون کانال نهشته شده است (برای مثال، Alonso- Zarza and Tanner 2006).

در شکل ۸، علاوه بر تشکیل دولوکریت‌های سازند شوربچه، مراحل توسعه یک سیکل کالکریتی در نهشته‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. کالکریت‌های سازند شوربچه از نوع کالکریت‌های پدوژنیک و کالکریت‌های غیر پدوژنیک یا کالکریت‌های آب زیر زمینی هستند که توسط ته‌نشست کربنات کلسیم هم در زون وادوز و هم در زون فریاتیگ شکل گرفته‌اند (برای مثال، Alonso- Zarza 2003; Alonso- Zarza and Tanner 2006; Alonso- Zarza and Wright 2010). در سازند شوربچه فرآیند کالکریتی شدن در چند مرحله^۴ صورت گرفته است. احتمالاً کالکریت‌های پودر مانند اولیه و لکه‌های کلسیتی در زمانی شکل گرفته‌اند که بر افزایش دشت سیلابی یا به عبارتی نرخ رسوب‌گذاری بالا بوده است. محدودیت دسترسی به آب فوق اشباع از کلسیت و فقدان مواد آلی در رسوب میزبان باعث گسترش این نوع کالکریت در طی دوره‌های مرطوب شده است. پس از قطع شدن برافزایی دشت سیلابی، پوشش گیاهی در سطح رسوبات رشد کرده است. این مرحله با مرحله کالکریت پدوژنیک (افق ندولی پرسماتیک و آثار ریشه‌های گیاهی کلسیتی شده) در طی دوره نیمه خشک مرطوب دنبال شده و سپس سطح آب زیر زمینی بتدریج شروع به بالا آمدن کرده است. در اثر این فرآیند، کالکریت آب زیر زمینی (کالکریت بسیار سخت شده) بر روی کالکریت‌های پدوژنیک قبلی قرار گرفته

تفسیر: فرسایش و حمل مجدد کالکریت بر روی دشت‌های سیلابی بسیار معمول است و عدسی‌هایی از نهشته‌های کالکریتی جایجا شده^۱ را ایجاد می‌کند. این حمل مجدد ناشی از نوسان سطح آب رودخانه یا کانال‌های مئاندری است که به کنده شدگی سطح دشت سیلابی منجر می‌شود. کنده شدگی تحتانی و ریزش رسوبات خارج کانال^۲ مقدار زیادی بار رسوبی ایجاد می‌کند که به درون کانال سقوط می‌کند. سیمانی شدن این مجموعه رسوبات، کالکریت کنگلومرایی را ایجاد می‌کند (Khadkikar et al. 1998; Gomez- Gras and Alonso- Zarza 2003; Alonso- Zarza and Wright 2010). فقدان پوشش گیاهی سطحی که دارای سیستم‌های ریشه عمودی و افقی هستند، حمل مجدد افق‌های فوقانی خاک را مقدور می‌سازند (Marriott and Wright 2006). تنها کالکریت‌هایی که به طور ضعیف گسترش یافته‌اند (مرحله ۱ تا ۲. Gile et al. ۱۹۶۶) یا مرحله ۱ تا ۲ Machette (۱۹۸۵)) فرسایش یافته، حمل شده و مجدداً در کانال‌ها یا بر روی خاک‌ریزهای طبیعی^۳ نهشته شده‌اند (Gomez- Gras and Alonso- Zarza 2003). کالکریت‌های کنگلومرایی یا تخریبی سازند شوربچه نیز احتمالاً به همین نحو بر روی رسوبات دشت سیلابی رودخانه مئاندری نهشته شده‌اند (برای مثال، Khadkikar et al. 1998; Alonso- Zarza and Tanner 2006; Alonso- Zarza and Wright 2010). این نوع کالکریت که فاقد شواهد فعالیت‌های زیستی (نظیر آثار ریشه گیاهان) می‌باشد، احتمالاً در اثر حرکت آب زیرزمینی در زون موئینه و تبخیر آن، به صورت کالکریت غیر پدوژنیک (در زون موئینه و در بالای سطح ایستابی) در

¹ Reworked

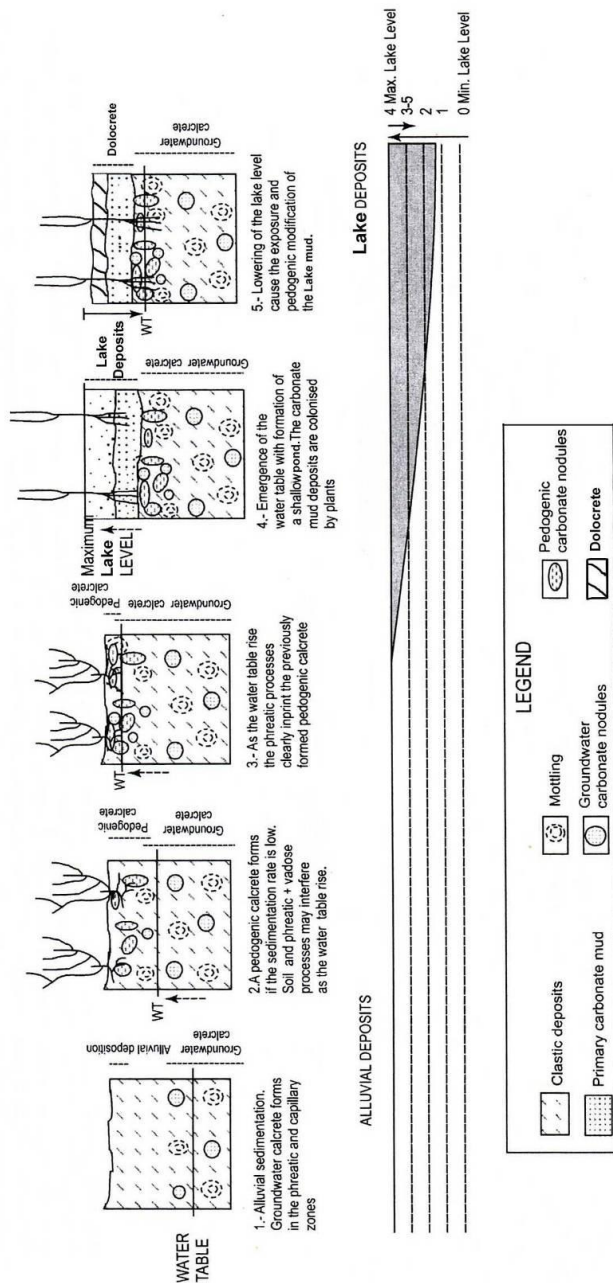
² Overbank

³ Levees

⁴ Multi Stage Calcretization

صورت می‌گیرد. به عبارتی، در دسترس بودن آب فوق اشباع از کلسیت، شرایط آب و هوایی، نرخ رسوب‌گذاری، نرخ خاک‌زایی و زمان رخنمون سطحی، نوع و ضخامت نهشته‌های کالکریتی سازند شوربیجه را کنترل کرده است.

است (برای مثال، Khalaf and Gaber 2008; Alonso- Zarza and Wright 2010). در چنین موقعیتی، بدلیل افزایش نسبی ورود مواد آواری، از تشکیل کالکریت پدوژنیک جلوگیری شده و توسعه کالکریت فریاتیکی



شکل ۸- نحوه شکل‌گیری کلسی سول‌های سازند شوربیجه و انتقال جانی رسوبات رودخانه‌ای این سازند به رسوبات حاشیه دریاچه شور. اختلاف موقعیت‌های ۱ تا ۵ بدلیل موقعیت سطح ایستابی است (قتباس از آلونزو- زاروا، ۲۰۰۳).

سیمان‌های کلسیت اسپاری)) قرار گرفته‌اند. بررسی‌های کاتدولومینسانس (شکل ۱۰ A,B,C,D) فابریک‌های مختلف سیمان کلسیتی که از حالت فاقد لومینسانس^۸، با لومینسانس ناچیز^۹ لومینسانس قوی^{۱۰} (باندهای سیاه تا نارنجی تا زرد) در تغییر است، نیز شرایط مختلف اکسیداسیون- احیاء را در زمان تشکیل این سیمان‌ها منعکس می‌کند. نمونه‌های کالکریتی مورد مطالعه دارای چند مرحله سیمانی شدن می‌باشند که ممکن است در طی نوسانات شرایط Eh-pH در زون وادوز متئوریک تا زون فریاتیکی کم عمق ایجاد شده باشند. این اختصاصات توسط De Boever et al. (۲۰۰۶) برای تفسیر شرایط تشکیل کلسیت تحت تأثیر آب‌های متئوریک مورد استفاده قرار گرفته است. هر بلور فاقد لومینسانس ممکن است تحت شرایط نسبتاً اکسیدی زون وادوز شکل گرفته باشد. باندهای دارای لومینسانس روشن معمولاً هم در طی دفن کم عمق (انتقال به زون فریاتیکی) و هم در طی بالارفتن سطح ایستابی شکل می‌گیرند (Parcerisa et al. 2006). نسبت آهن به منگنز و مقادیر مطلق این عناصر می‌تواند لومینسانس کانی‌های کربناته را کنترل کند (Retallack 1991; Shaaban 2004).

اشکال میکرومورفولوژی کالکریت‌های سازند شوربجه
میکرومورفولوژی کالکریت‌ها، فرآیندهای بیوژنیک یا غیر بیوژنیک را که موجب ته‌نشست کربنات می‌گردد، منعکس می‌کند (Alonso- Zarza and Wright 2010). Wright and Tucker (۱۹۹۱) دو نوع میکروفابریک در کالکریت‌ها شناسایی کرده‌اند: میکروفابریک‌های بتا و میکروفابریک‌های آلفا. در میکروفابریک‌های بتا اشکال بیوژنیک فراوان بوده و در کالکریت‌های پدوژنیک یافت می‌شوند، در صورتی‌که میکروفابریک‌های آلفا فاقد اشکال بیوژنیک بوده و تنها در کالکریت‌های غیر پدوژنیک فراوانند. در کالکریت‌های سازند شوربجه اشکال میکروسکوپی مشاهده شده، شامل میکروفابریک‌های بتا و آلفا بوده و احتمالاً به ترتیب، توسط فعالیت‌های بیولوژیکی و نوسانات سطح ایستابی ایجاد شده‌اند. این اشکال میکروسکوپی به شش شکل مختلف بلورهای کلسیت سوزنی- رشته‌ای^۱، حفاری‌های ریز^۲، گلبول‌های میکریتی^۳، فابریک‌های مختلف سیمان کلسیتی^۴، رگه‌های اسپاری/ میکرواسپاری^۵ و فابریک‌های جانشینی^۶ و جابجایی^۷ در کالکریت‌های سازند شوربجه شناسایی شده‌اند که اختصاصات هر یک در جدول ۴ آورده شده است. تصاویر میکروسکوپی این اشکال میکرومورفولوژی در اشکال ۹ و ۱۰ ارائه شده است. فابریک‌های مختلف فوق نیز نشان می‌دهند که رسوبات میزبان تحت تأثیر دو مرحله متوالی از کالکریتی شدن (کالکریتی شدن پدوژنیک (بلورهای سوزنی- رشته‌ای، حفاری‌های ریز و گلبول‌های میکریتی) و غیر پدوژنیک (فابریک‌های دیگر به‌ویژه

¹ Needle-fibre calcite crystals

² Microborings

³ Micritic Globules

⁴ Various Calcite Cement Fabrics

⁵ Spary/ Microspary Veins

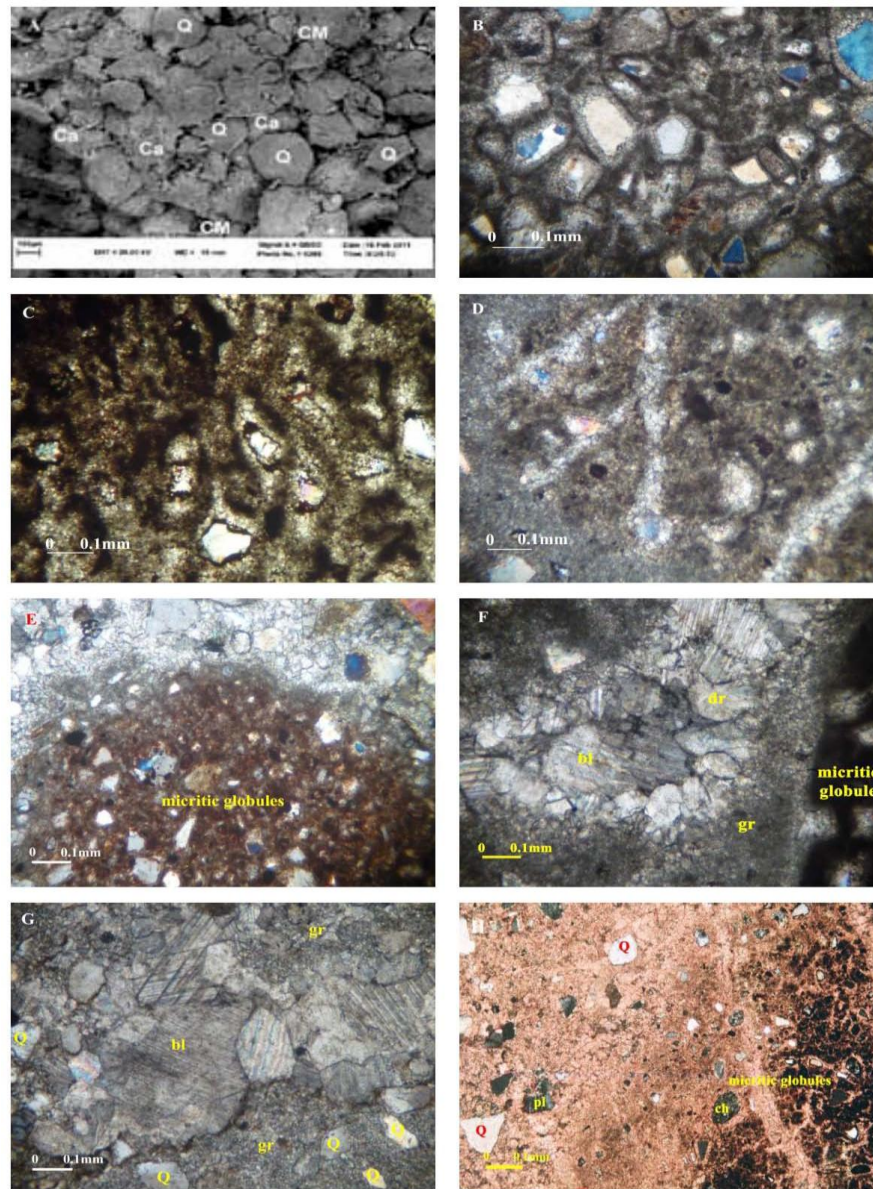
⁶ Replacive

⁷ Displacive

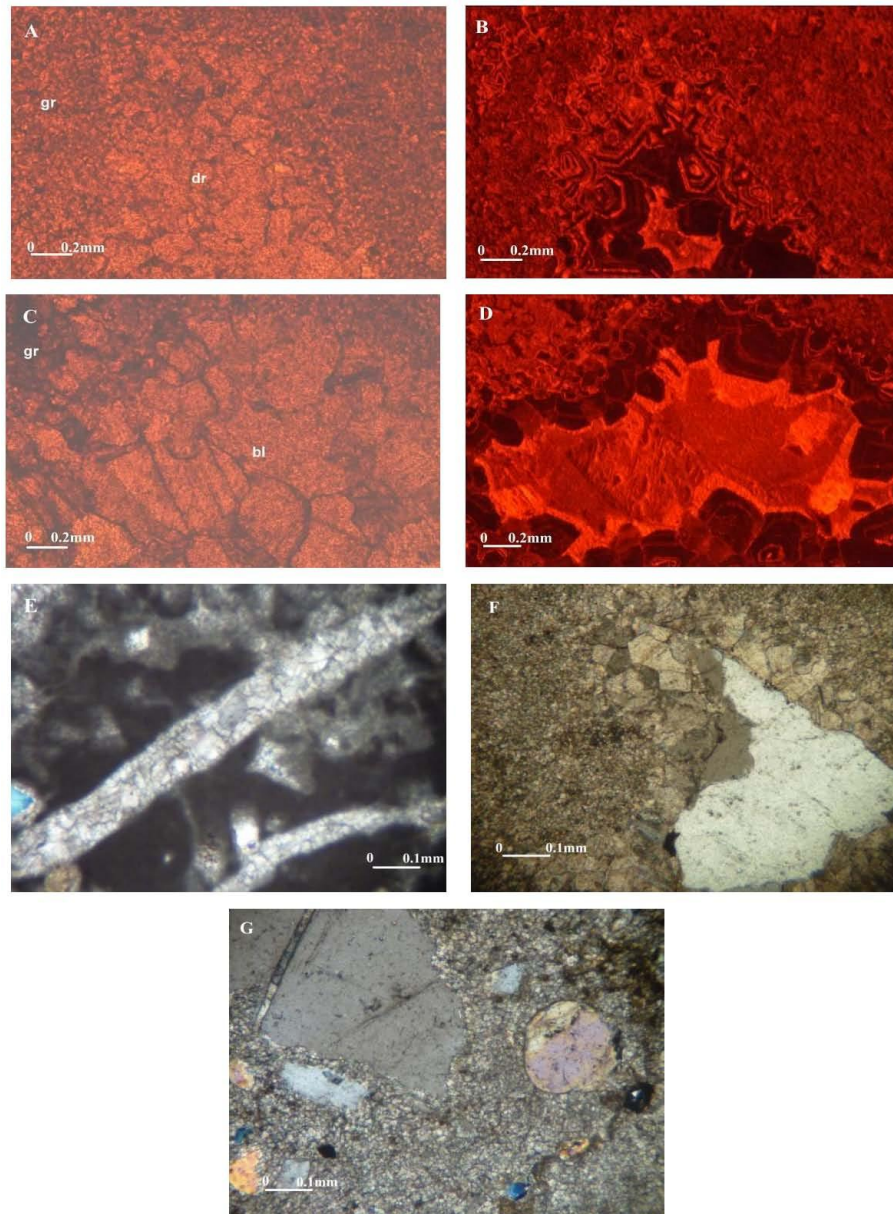
⁸ Dark

⁹ Dull

¹⁰ Bright



شکل ۹- اشکال میکرومورفولوژی کالکریت‌های سازند شوربیجه، (A) تصویر میکروسکوپ الکترونی نمونه کالکریت پودر مانند برش قرقره، همان‌طور که در تصویر ملاحظه می‌شود، کلسیت (Ca) در حفرات و فضای خالی بین دانه‌های کوارتز (Q) نهشته شده است. علاوه بر کلسیت، ماتریکس رسی (CM) نیز در فضای بین دانه‌ها وجود دارد، (B) تصویری از بلورهای سوزنی-رشته‌ای در نمونه‌های کالکریتی کارغش، (C) و (D) آثار حفاری‌های ریز (ریشه‌های مویی) ناشی از فعالیت‌های بیولوژیک در کالکریت‌های برش کارغش، (E) تصویری از گلبول‌های میکریتی که از اختصاصات میکروسکوپی کالکریت‌های مورد مطالعه به‌ویژه در برش کارغش هستند، (F) انواع فابریک‌های سیمان کلسیتی گرانولار (gr)، دروزی موزائیکی (dr) و بلوکی (bl) در نمونه‌های کالکریتی برش کارغش، (G) فابریک‌های سیمان بلوکی (bl) و گرانولار (gr) به همراه دانه‌های آواری کوارتز (Q) (برش کارغش)، (H) رنگ آمیزی نمونه‌های کالکریتی برش کارغش با مخلوط آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم که بلورهای کلسیت آن رنگ صورتی به خود گرفته و فاقد آهن می‌باشند، در این تصویر آثار حفاری‌های ریز به شکل ریشه‌های مویی قابل مشاهده است.



شکل ۱۰- تصاویر میکروسکوپ کاتدولومینسانس فابریک‌های مختلف سیمان کلسیتی در نمونه‌های کالکریتی سازند شورپیچه در برش کارغش (تصاویر A, B, C, D)، تصویر PPI از فابریک‌های سیمان گرانولار (gr) و دروزی موزائیکی (dr) نمونه‌های کالکریتی، تصویر CL عکس A، زون‌بندی‌های مختلف CL حاکی از نوسان شرایط اکسیداسیون- احیاء طی نوسان سطح ایستابی است، تصویر PPI فابریک‌های گرانولار (gr) و بلوکی (bl) نمونه‌های مورد مطالعه، D تغییر رنگ باندهای مختلف CL ناشی از تغییرات مطلق عناصر آهن و منگنز و نسبت آهن به منگنز در سیال سازنده بلورهای کلسیت است که خود مؤید شرایط Eh مختلف در طی نوسانات سطح ایستابی است، E رگه‌های اسپاری / میکرواسپاری نمونه‌های کالکریتی (برش کارغش)، F فابریک جانشینی در کالکریت‌های برش کارغش و G فابریک جابجایی دانه‌های آواری کوارتز توسط کلسیت در کالکریت‌های همین برش. تصاویر میکروسکوپ پلاریزان، تصاویر XPL هستند.

شده است. چنین فرآیندی در حواشی دریاچه‌های شور و بویژه در پهنه‌های گلی معمول است (Deocampo 2010). مشابه این فرآیند در سازند شوربجه (برش اسفیدان) مشاهده شده است. به طوری که لکه‌های کلسیتی در ماسه سنگ‌های رودخانه‌ای (رودخانه‌های بریده بریده) به تدریج به دولوکریت‌های غیر ممتد و افق‌های دولوکریتی ممتد و ضخیم در رسوبات حاشیه دریاچه‌های شور و در نهایت به عدسی‌های ژیبسی قسمت مرکزی دریاچه تبدیل می‌شود.

اشکال ماکرومورفولوژی دولوکریت‌های سازند شوربجه

دولوکریت‌های سازند شوربجه تنها در برش اسفیدان و در نهشته‌های مجاور رسوبات دریاچه‌های شور (به‌ویژه رسوبات پهنه گلی^۱) این سازند یافت شده است (شکل ۱۱A تا ۱۱D). ضخامت این افق‌های دولوکریتی و نوع سنگ میزبان آنها متغیر است. این افق‌های دولوکریتی به دو شکل افق‌های غیر ممتد (شکل A ۱۱) و افق‌های ممتد یافت شده اند که اختصاصات هر یک در جدول ۵ آورده شده است. تصاویر صحرایی از آثار ریشه‌های گیاهی دولومیتی شده، قطعات میکریت، آثار انحلال غاری شکل و آثار ترک‌های ناشی از خشک شدگی که در سطح افق‌های دولوکریتی مورد مطالعه دیده می‌شود و در جدول ۵ توضیح داده شده در اشکال ۱۱B تا ۱۱D ارائه شده است.

تفسیر: دولوکریت‌ها نیز همانند کالکریت‌ها معمولاً با افق‌های خاک و نهشته‌های مردابی^۲ همراه هستند (Alonso- Zarza and Wright 2010). تحقیقات متعددی در مورد منشأ و اهمیت زمین شناسی این خاک‌های دیرینه انجام شده است (Gile 1966; Goudie 1973; Arakel 1986; El- Syed et al. 1991; Williams and Krause 1998; Armenteros 2010). تشکیل^۳ دولوکریت و فرآیند دولوکریتی شدن توسط Schmid et al. (۲۰۰۶) بررسی شده است. آنها پیشنهاد کرده‌اند که دولوکریت در طی تبخیر پیشرونده آب سطحی و آب زیر زمینی ایجاد شده است، جاییکه ابتدا کلسیت، سپس دولومیت و به طرف نواحی پست‌تر (پائین دست) ژیبس در اثر تبخیر تشکیل

¹ Mud Flat

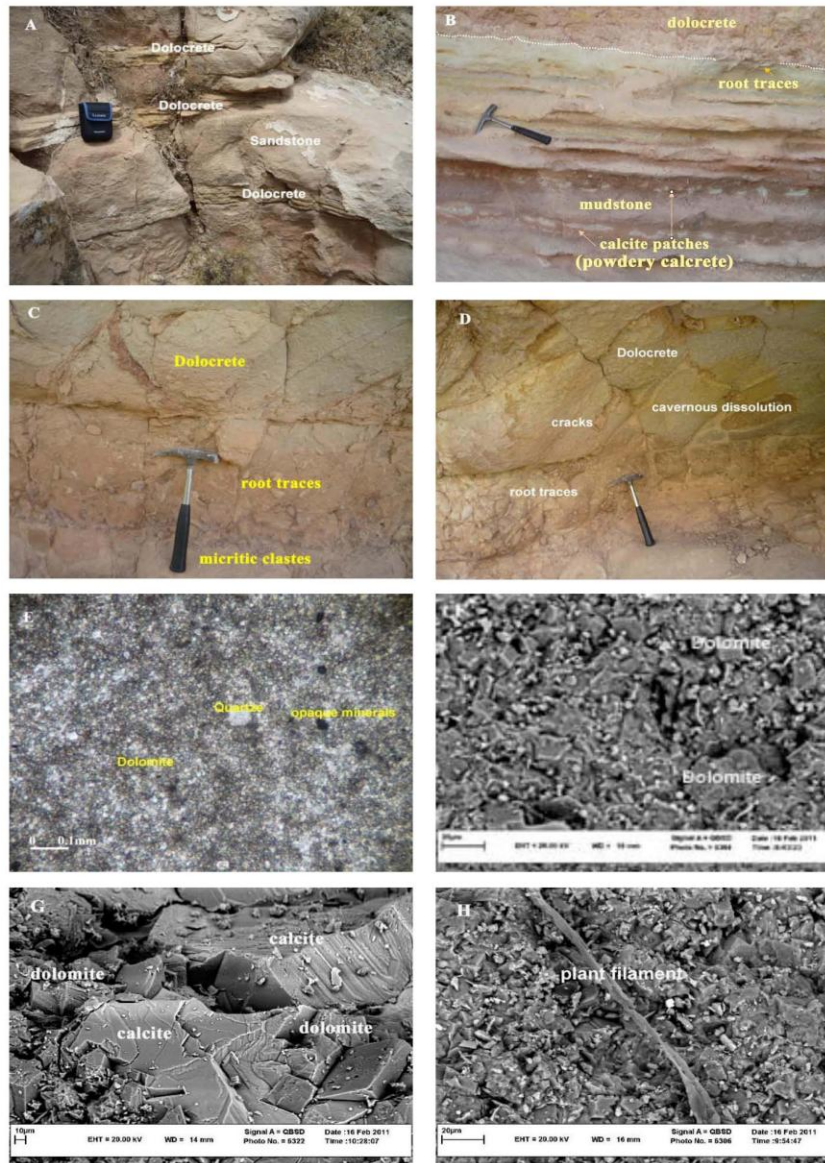
² Palustrine

³ Genesis

جدول ۵- اختصاصات ماکروسکوپی دولوکریت‌های سازند شوربیجه.

نحوه تشکیل	خصوصیات ویژه	آثار انحلال	آثار زیستی	نوع افق خاکی که در آن شکل گرفته اند	برش چینه شناسی	نوع سنگ میزبان	ضخامت	رنگ	شکل ماکرومورفولوژی دولوکریت
دولوکریت در طی تبخیر پیشرونده آب سطحی و آب زیر زمینی ایجاد شده است، جائیکه	طول جانبی تقریباً ۵۰ تا ۷۰ سانتی متر است و در بخش تحتانی سازند یافت می شود.	-	-	k	تنها در برش اسفیدان	ماسه سنگ	۵ تا ۱۳ سانتی متر	5Y8/6	سه افق غیر ممتد
ابتدا کلسیت، سپس دولومیت و به طرف نواحی پست تر (پائین دست) ژپس در اثر تبخیر تشکیل شده است. تغییرات در شیمی آب زیر زمینی، تشکیل دولوکریت‌های آب زیرزمینی (در زون وادوز و زون فریاتیکی) را مقدور ساخته است.	در قاعده این افق دولوکریتی، لایه ای به ضخامت ۵ تا ۱۰ سانتی متر به صورت غیر ممتد وجود دارد که از قطعات گردشده میکریتی با اندازه های ۴ تا ۱۰ سانتی متر به رنگ قهوه ای تیره (5Y4/2) تشکیل شده است. مرزهای تحتانی و فوقانی این افق‌های دولوکریتی با سنگهای میزبان به صورت کاملاً مشخص است. علاوه بر این لکه های کلسیتی (به اندازه ۱۰ تا ۵۰ سانتی متر) نیز در برخی نقاط سنگ میزبان مشاهده می گردد.	در سطح افقهای دولوکریتی دوم و سوم آثار انحلال به شکل حفرات غاری شکل ^۱ ملاحظه می شود. علاوه بر این، آثار ترکهای ناشی از خشک شدگی و پرشدگی آنها با دولومیت آهنگار در سطح افقها قابل مشاهده است.	آثار ریشه های گیاهی دولومیتی شده با طولهای متغیر ۶ تا ۱۵ سانتی متر و قطر ۲ تا ۳ سانتی متر	k	تنها در برش اسفیدان	مادستون	۲ متر	5Y7/2 5Y8/4	دو افق ممتد

¹ Cavernous



شکل ۱۱- تصاویر صحرائی از دولوکریتهای سازند شوربیجه (در برش اسفیدان) و اشکال ماکرومورفولوژی مختلف آنها، (A) افق‌های دولوکریته غیر ممتد برش اسفیدان که در سنگ میزبان ماسه سنگی تشکیل شده‌اند، (B) اف‌های دولوکریته ممتد که در سنگ میزبان مادستونی تشکیل شده‌اند و آثار ریشه‌های گیاهی دولومیتی شده در آنها مشهود است، در لایه‌های مادستونی زیرین کالکریته‌های اولیه پودر مانند به شکل پیچ‌های کلسیتی نیز مشاهده می‌شود، (C) افق‌های دولوکریته ممتد بخش فوقانی سازند شوربیجه در برش اسفیدان، آثار ریشه‌های گیاهی دولومیتی شده، قطعات میکریته و آثار ترک‌های ناشی از خشک شدگی نیز قابل مشاهده هستند و (D) آثار انحلال غاری شکل و آثار ترک‌های ناشی از خشک شدگی که در سطح افق‌های دولوکریته مورد مطالعه دیده می‌شود. (E) تصویر میکروسکوپ پلاریزان (XPL) نمونه‌های دولوکریته سازند شوربیجه که دولومیت‌های ریز بلور به همراه ذرات آواری ناچیز در آن مشخص است، (F) تصویر میکروسکوپ الکترونی از دولوکریته‌های مورد مطالعه، (G) در این تصویر میکروسکوپ (SEM) بلورهای کلسیتی درشت بلور توسط بلورهای ریزتر دولومیتی احاطه شده‌اند، (H) آثار فیلامنت‌های گیاهی در نمونه‌های دولوکریته منطقه مورد مطالعه.

میزبان (Khalaf 1990) از رموئدرهای شکل دار تا بلورهای هم بعد بی شکل متغیر است. علاوه بر این، دولومیت‌های ریز بلور، مقادیری از دانه‌های آواری برای مثال کوارتز، کانی‌های سنگین و کائولینیت نیز در این دولوکریت‌ها یافت شده است (شکل ۸E). تصاویر میکروسکوپ الکترونی (SEM) این دولوکریت‌ها نشان دهنده ته‌نشست بلورهای ریز دولومیت در اطراف بلورهای کلسیت میکریتی سنگ میزبان است (شکل ۱۱F,G). اندازه این بلورهای کلسیتی بزرگتر از بلورهای دولومیتی است. علاوه بر این، در تصاویر میکروسکوپ الکترونی از برخی نمونه‌های دولوکریتی فوق، آثار فیلامنت‌های گیاهان فریاتوفیتیک، با طول بیش از ۱۰۰ میکرون، ملاحظه می‌شود (شکل ۱۱H).

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از مطالعه انواع خاک‌های دیرینه سازند شوربچه عبارتند از:

۱) رسوبات سازند شوربچه در تنوعی از محیط‌های قاره‌ای، حدواسط و دریایی بر جای گذاشته شده است. در نهشته‌های قاره‌ای این سازند علاوه بر رخساره‌های سنگی آواری، رخساره سنگی غیر آواری خاک دیرینه مشاهده شده است.

۲) سه نوع خاک دیرینه، بر اساس طبقه‌بندی‌های مختلف خاک‌های دیرینه، در رسوبات سازند شوربچه شناسایی شده است: هیستوسول‌ها، اکسی‌سول‌ها و کلسی‌سول‌ها (کالکریت‌ها و دولوکریت‌ها).

۳) کلسی‌سول‌های سازند شوربچه شامل انواع کالکریتی (کالکریت پودر مانند، کالکریت ندولی،

بطورکلی، با تشکیل کالکریت‌های سازند شوربچه، Ca^{+2} از محلول خارج شده و نسبت Mg/Ca محلول افزایش می‌یابد. بنابراین، تغییرات در شیمی آب زیر زمینی، تشکیل دولوکریت‌های آب زیرزمینی (در زون وادوز و زون فریاتیک) را مقدور ساخته است. در رسوبات حاشیه دریاچه‌های شور بالآآمدن سطح ایستابی ادامه یافته و موجب ایجاد محیط آبی کم عمق در منطقه شده است. افزایش در خشکی هوا منجر به نرخ بالای تبخیر و ته‌نشست میکریت در این محیط کم عمق شده است. ضخامت این افق مادستونی در ارتباط با عمق منطقه مرطوب یا دوام در بالآآمدگی سطح ایستابی بوده است. بدین ترتیب سنگ‌های میزبان افق‌های دولوکریتی سازند شوربچه تشکیل شده‌اند (برای مثال، Khalaf and Gaber 2008). بعد از تبخیر کلی آب، آهک مادستونی رخنمون یافته و پس از فرسایش و حمل و نقل، افقی از قطعات گرد شده مادستونی را ایجاد کرده است. با بالآآمدن سطح ایستابی، پوشش گیاهی رشد و نمو کرده و سپس با افزایش نسبت Mg/Ca آب زیر زمینی در اثر تبخیر و یا دخالت فرآیندهای بیولوژیک (گیاهان فریاتوفیتیک)، خاک‌های دیرینه دولوکریتی این سازند شکل گرفته‌اند (شکل ۸).

میکرومورفولوژی دولوکریت‌های سازند شوربچه

دولوکریت‌های سازند شوربچه که در سنگ‌های میزبان قاره‌ای یافت شده‌اند دارای بلورهای دولومیتی هستند که از نظر اندازه از ۲ تا ۵۰ میکرون متغیرند (شکل ۱۱E تا ۱۱H). مورفولوژی بلور، با توجه به مرحله گسترش دولوکریت و لیتولوژی، تخلخل و نفوذپذیری رسوبات

و ارسال نمونه‌ها به منظور آنالیز ایزوتوپی به دانشگاه کرنل آمریکا سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- ۱ - بختیاری، س، ۱۳۹۰، اتو اطلس ایران، مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، تهران، ۶۴ صفحه.
- ۲ - موسوی حرمی، ر.، ا.، محبوبی، م.، نجفی، م.، مرتضوی، ۱۳۸۶، شناسایی افق‌ها و ندول‌های کالکریتی در سازند شوربجه در شمال شرق فریمان، اولین کنگره زمین‌شناسی کاربردی ایران، مشهد، جلد دوم، ۱۳۶۰ صفحه.
- 3- Achyuthan, H., J., Quade, L., Roe, and C., Placzek, 2007, Stable isotopic composition of pedogenic carbonates from the eastern margin of the Thar Desert, Rajasthan, India: Quaternary International, v. 162-163, p. 50-60.
- 4- Alavi, M., H., Vaziri, K., Seyed-Emami, and Y., Lasemi, 1997, The Triassic, associated rocks of the Aghdarband areas in central, northeastern Iran as remnant of the Southern Turanian active continental margin: Geological Society of American Bulletin, v. 109, p. 1563-1575.
- 5- Alonso-Zarza, A.M., 2003, Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates, calcretes in the geological record: Earth Science Review, v. 60, p. 261-298.
- 6- Alonso-Zarza, A.M., and L.H., Tanner, 2006, Paleoenvironmental Record, Applications of Calcretes, Plaustrine Carbonates: Geological Society of America Special Paper, v. 416, 239p.
- 7- Alonso-Zarza, A.J., and V.P., Wright, 2010, Calcretes, Developments in Sedimentology 61, 225-257.
- 8- Arakel, A.V., 1986, Evolution of calcrete in palaeodrainages of the Lake Narpperby area,

کالکریت بسیار سخت شده و کالکریت کنگلومرای (و انواع دولوکریتی است که بر اساس اختصاصات ماکروسکوپی و میکروسکوپی خود بیشتر منشأ پدوژنیک و غیر پدوژنیک (آب زیر زمینی) دارند.

۴) شواهد ژئوشیمیایی حاکی از نوسان سطح ایستابی در طی شکل‌گیری افق‌های کلسیک است. شواهد کاتدولومینسانس مؤید فازهای مختلف کالکریتی شدن در زون‌های وادوز و فریاتیک است.

۵) فرآیند کالکریتی شدن در تناوبی از دوره‌های مرطوب و خشک، باعث حرکت به سمت پائین مواد محلول و تمرکز اولیه Ca^{+2} و تمرکز نهایی Mg^{+2} (زمانیکه تبخیر بیش از بارندگی است) گردیده و موجب ته‌نشست اولیه کلسیت و در نهایت دولومیت در پروفیل خاک شده است.

۶) طبیعت رسوبات میزبان، شرایط آب و هوایی، مدت زمان و سرعت فرآیندهای خاکزایی، عمق سطح ایستابی و نرخ رسوب‌گذاری مهمترین فاکتورهای مؤثر در شکل‌گیری انواع خاک‌های دیرینه کلسیتی سازند شوربجه است.

تشکر و قدردانی

از گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، بدلیل فراهم کردن امکانات مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی تشکر می‌گردد. مطالعات CL نیز در آزمایشگاه رسوب‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شده است. از زحمات کارکنان آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد در طی مطالعات SEM-EDS قدردانی می‌گردد. از شرکت طیف‌کنساران بینالود بدلیل انجام آنالیزهای XRF

- 17- Durand, N., Y., Gunnell, P., Curmi, and S.M., Ahmad, 2007, Pedogenic carbonates on Precambrian silicate rocks in South India: Origin: paleoclimate significance, Quaternary International, v. 162-163, p.35-49.
- 18- El-Sayed, M.I., I.J., Fairchild, and B., Spiro, 1991, Kuwaiti dolomite: petrology, geochemistry and groundwater origin: *Sedimentary Geology*, v. 73, p. 59-75.
- 19- Fu, Q., H., Qing, and H.M., Bergman, 2004, Dolomitized calcrete in the Middle Devonian Winnipegosis carbonate mounds, subsurface of south-central Saskatchewan, Canada: *Sedimentary Geology*, v. 168, p. 49-69.
- 20- Gile, L.H., F.F., Peterson, and R.B., Grossman, 1966, Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils: *Soil Science*, v. 101, p. 347-360.
- 21- Gomez-Gras, D., and A.M., Alonso-Zarza, 2003, Reworked calcretes: their significance in the reconstruction of alluvial sequences (Permian and Triassic, Minorca, Balearic Islands, Spain): *Sedimentary Geology*, v. 158, p. 299-319.
- 22- Goudie, A.S., 1973, *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*, Clarendon, Oxford, 174 p.
- 23- Goudie, A., 1983, Calcrete. In: Goudie, A., Pye, K. (Eds.), *Chemical Sediments, Geomorphology*, Academic Press, London, 93-131.
- 24- Jennings, D.S., D.M., Lovelace, and S.G., Driese, 2011, Differentiating Paleowetland Subenvironments Using a Multi-disciplinary Approach: an example from the Morrison Formation, South Central Wyoming, USA: *Sedimentary Geology*, Article in Press.
- 25- Khadkikar, A.S., S.S., Merh, J.N., Malik, and L.S., Chamyal, 1998, Calcretes in semi- arid alluvial systems: formative pathways and sinks: Central Australia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 54, p. 283-303.
- 9- Armenteros, I., 2010, *Diagenesis of Carbonates in Continental Settings, Geochemistry, Diagenesis and Applications 62*, Elsevier, Amsterdam, p. 62-122.
- 10- Berberian, M., and G.C.P., King, 1981, *Toward a paleogeography, tectonic evolution of Iran: Canada Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265.
- 11- Bourman, R.P., and C.D., Ollier, 2002, A critique of the Schellmann definition and classification of laterite: *Catena*, v. 47, p. 117-131.
- 12- De Boever, E., R., Swennen, and L., Dimitrov, 2006, Lower Eocene carbonate cemented chimneys (Varna, NE Bulgaria): Formation mechanisms, the (a) biological mediation of chimney growth: *Sedimentary Geology*, v. 185, p.159-173.
- 13- Deocampo, D.M., 2010, Geochemistry of continental carbonates, In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings, Geochemistry, Diagenesis and Applications 62*, Elsevier, Amsterdam, p. 1-59.
- 14- De La Horra, R., M.I., Benito, Lopez- J., Gomez, A., Arche, J.F., Barrenechea, and J., Luque, 2008, Palaeoenvironmental significance of Late Permian palaeosols in the South-Eastern Iberian Ranges, Spain: *Sedimentology*, v. 55, p. 1849-1873.
- 15- Dickson, J.A.D., 1966, Carbonate identification, genesis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36, p. 441-505.
- 16- Duchaufour, P., 1982, *Pedology*, Allen, Unwin, London, 448 p.

- 33- Miall, A.D., 2006, *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, Petroleum Geology* (4th printing): Springer-Verlag, New York, 582p.
- 34- Moussavi-Harami, R., and R.L., Brenner, 1990, Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits in eastern Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran: *Cretaceous Research*, v. 11, p. 163-174.
- 35- Moussavi-Harami, R., and R.L., Brenner, 1992, Geohistory analysis, petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstones, eastern Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 76, p. 1200-1208.
- 36- Moussavi-Harami, R., R.L., Brenner, 1993, Diagenesis of non-marine petroleum reservoirs: The Neocomian (Lower Cretaceous) Shurijeh Formation, Kopet-Dagh Basin, NE Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 16, p. 55-72.
- 37- Moussavi-Harami, R., A., Mahboubi, M., Nadjafi, R.L., Brenner, and M., Mortazavi, 2009, Mechanism of calcrete formation in the Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits, northeastern Iran based on petrographic, geochemical data: *Cretaceous Research*, v. 30(5), p. 1146-1156.
- 38- Murru, M., C., Ferrara, R., Matteucci, S., Da Pelo, E., Sarria, and A., Vacca, 2011, Pisolithic ferricretes around the Cretaceous- Palaeocene boundary in southern Sardinia (Italy) as palaeoenvironmental proxies: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 343, p. 72- 81.
- 39- Nash, D.J., and S.J., McLaren, 2003, Kalahari valley calcretes: their nature, origins, and environmental significance: *Quaternary International*, v. 111, p. 3-22.
- 40- Netterberg, F., 1980, *Geology of southern African calcretes: 1. Terminology, description, Journal of Sedimentary Geology*, v. 116, p. 251-260.
- 26- Khalaf, F.I., 1990, Occurrence of phreatic dolocrete within Tertiary clastic deposits of Kuwait, Arabian Gulf: *Sedimentary Geology*, v. 68, p. 223-239.
- 27- Khalaf, F.I., and A.S., Gaber, 2008, Occurrence of cyclic palustrine and calcrete deposits within the lower Pliocene Hagul formation, East Cairo district, Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, v. 51, p. 298–312.
- 28- Khalifa, M.A., and O., Catuneanu, 2008, Sedimentology of the fluvial and fluvio- marine facies of the Bahariya Formation (Early Cenomanian), Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, v. 51, p. 89- 103.
- 29- Lyberis, N., and G., Manby, 1999, Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 83, p. 1135-1160.
- 30- Machette, M. N., 1985, Calcic soils of south western United States, In: Weide, D.L. (Ed.), *Soil and Quaternary Geology of the South western United States: Geological Society of America, Special Paper*, v. 203, p. 1-21.
- 31- Mack, G.H., W.C., James, and H.C., Monger, 1993, Classification of paleosols: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 129-136.
- 32- Marriott, S.B., and V.P., Wright, 2006, Investigating paleosol completeness and preservation in mid-Paleozoic alluvial paleosols: a case study in paleosol taphonomy from the Lower Old Red Sandstone, In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates: Geological Society of America, Special Paper*, v. 416, p. 43-52.

- Eastern Desert, Egypt: *Sedimentary Geology*, v. 165, p. 53-65.
- 50- Soil Survey Staff, 2010, *Keys to Soil Taxonomy* (11h Edition), United States Department of Agriculture, 346 p.
- 51- Tanner, L.H., and M.A., Khalifa, 2010, Origin of ferricretes in fluvial- marine deposits of the Lower Cenomanian Bahariya Formation, Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, v. 56, p. 179- 189.
- 52- Thomas, J.C., E.R., Cobbold, V.S., Shein, and S., Le Douaran, 1999, Sedimentary record of late Paleozoic to Recent tectonism in central Asia: analysis of subsurface data from the Turan and south Kazak domains: *Tectonophysics*, v. 313, p. 243-263.
- 53- Vepraskas, M.J., and L.P., Wilding, 1994, Aquic conditions for soil taxonomy: concepts, soil morphology, micromorphology. In: Ringrose-Voase, A.J., Humphreys, G.S. (Eds.), *Soil Micromorphology: Studies in Management, Genesis*: Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, p. 117-131.
- 54- Williams, C.A., and F.F., Krause, 1998, Pedogenic-phreatic carbonates on a Middle Devonian (Givetian) terrigenous alluvial-deltaic plain, Gilwood Member (Watt Mountain Formation), northcentral Alberta, Canada: *Sedimentology*, v. 45, p. 1105-1124.
- 55- Wright, V.P., 2007, Calcretes, In: Nash, D., McLaren, S. (Eds.), *Geochemical Sediments and Landscapes*, Wiley-Blackwell, Oxford, UK, p. 10-45.
- 56- Wright, V.P., and M.E., Tucker, 1991, Calcretes: An introduction, In: Wright, V.P., Tucker, M.E. (Eds.), *Calcretes*: Blackwell Scientific, Oxford, p. 1-22.
- macrofeatures and classification: *Transactions of the Geological Society of South Africa*, v. 83, p. 255- 283.
- 41- Nettleton, W.D., C.G., Olson, and D.A., Wysocki, 2000, Paleosol classification: Problems and solutions: *Catena*, v. 41, p. 61-92.
- 42- Parcerisa, D., D., Gomez-Gras, A., Trave, J.D., Martin- Martin, and E., Maestro, 2006, Fe, Mn in calcites cementing red beds: a record of oxidation-reduction conditions examples from the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): *Journal of Geochemical Exploration*, v. 89, p. 318-321.
- 43- Ramazani Oomali, R., S., Shahriari, Hafezi N., Moghaddas, P., Omidi, and J., Efrkharnejhad, 2008, A model for Active tectonics in Kopet Dagh (North-East Iran): *World Applied Sciences Journal*, v. 3, p. 312- 316.
- 44- Retallack, G.J., 1991, Untangling the effects of burial alteration, ancient soil formation: *Annual Reviews Earth, Planetary Sciences*, v. 19, p. 183-206.
- 45- Retallack, G.J., 1998, Core concepts of paleopedology: *Quaternary International*, v. 51/52, p. 203-212.
- 46- Ruttner, A.W., 1993, Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran: *Geol. Rund*, v. 82, p. 110-120.
- 47- Schmid, S., R.H., Worden, and Q.J., Fisher, 2006, Carbon isotope stratigraphy using carbonate cements in the Triassic Sherwood Sandstone Group: Corrib Field, West of Ireland: *Chemical Geology*, v. 225, p. 137-155.
- 48- Scott, A.C., 2000, The Pre-Quaternary history of fire: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 164, p. 281-329.
- 49- Shaaban, M., 2004, Diagenesis of the Lower Eocene Thebes Formation, Gebel Rewagen area,