Archive of SID

زمستان ۹۳، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، صفحه ۱۹۳ تا ۲۰۲ (چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی)

بررسی کانی‌های رسی، منشأ و نحوه پراکنش آنها در پلایای میقان اراک

لیلا عبدی [۱*] و حسین رحیم‌پوربناب [۲]

[۱] کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

[۲] استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۵/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۷/۱۰

چکیده

پلایای میقان به فرم حوضه درون قاره‌ای بسته‌ای است که در مرکز آبخوان دشت اراک واقع شده است. این پلایا، دریاچه‌ای فصلی بوده و از نظر هیدروژئولوژیکی به عنوان سطح اساس فرسایش منطقه عمل می‌کند و محل مناسبی برای رسوبگذاری نهشته‌های آواری و شیمیایی است. برای بررسی رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی رسوبات در سرتاسر پلایا، ۹۴ نمونه رسوب برداشته شد. ۱۹ نمونه به‌صورت سیستماتیک از رسوبات سطحی، در مسیرهایی از مرکز به سمت حاشیه حوضه و ۳۱ نمونه از ۷ گمانه حفر شده در پلایا اخذ شد و مورد مطالعات رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی به‌وسیله اشعه ایکس (XRD) قرار گرفت. کانی‌های رسی موجود در پلایای میقان شامل کائولینیت، کلریت، ایلیت، ورمیکولیت و اسمکتیت است که از این میان کانی‌های ایلیت و کلریت دارای بیشترین فراوانی هستند. این کانی‌ها عموماً دارای منشأ آواری بوده و از طریق فرایند فرسایش مکانیکی ایجاد شده‌اند، بنابراین وجود آنها مبین ترکیب سنگ مادر است. بررسی توزیع نمونه‌های سطحی، بیانگر کاهش میزان کانی‌های رسی از حاشیه به سمت مرکز پلایا است؛ این امر با تغییرات دیگر کانی‌های آواری (کوارتز) موجود در پلایا هماهنگ است. همچنین درصد کانی‌های رسی همانند دیگر کانی‌های آواری در طول گمانه‌ها افزایش نشان می‌دهد، به‌طوری‌که بالا بودن سطح آب پلایا و اقلیم سرد و مرطوب‌تر گذشته (پلئستوسن انتهایی) را نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: کانی‌های رسی، ایلیت، کلریت، پالئوکلیماتولوژی، پلایای میقان

***نویسنده مسئول:** لیلا عبدی

E-mail: le_abdi@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

پلایاها دریاچه‌های موقت و کم ژرفایی هستند که در مناطق خشک و نیمه‌خشک تشکیل می‌شوند و در پایین‌ترین بخش از این مناطق واقع شده‌اند (Shaw & Thomas, 1989; Reeves, 1978). در حوضه‌های بسته، ازجمله پلایای میقان، تغییرات اندک در میزان بارش و یا تبخیر موجب تغییر قابل ملاحظه‌ای در میزان شوری و تراز آب می‌شود که معمولاً در نگاشت رسوبات حوضه ثبت می‌شود (Battarbee, 1999). کانی‌های رسی بوسیله هوازدگی شیمیایی سنگ‌ها که وابسته به تغییرات آب و هوایی هستند، تشکیل می‌شوند؛ این کانی‌ها همچنین ممکن است بر اثر فعالیت‌های تکتونیک و ساختارهای قاره‌ای مرتبط با تکامل حاشیه‌ای تشکیل شوند (Pardo et al., 1999). مطالعات منشأ و فراوانی نسبی کانی‌های رسی اطلاعات مفیدی درباره آب و هوای دیرینه، تغییرات سطح اساس آب، دیاژنز تدفینی و یا حمل و نقل مجدد ارائه می‌دهد (Khormali et al., 2005). کانی‌های رسی دارای خصوصیاتی از قبیل تنوع زیاد، فراوانی بالا و حمل به‌صورت معلق هستند که عموماً برای تعیین منشأ مورد استفاده قرار می‌گیرند (Wall & Walling, 1976; Wood, 1978). اخیراً این کانی‌ها به دلیل تعیین منابع اصلی تولید رسوب و اهمیت نسبی آنها در حوضه‌های آبخیز مورد توجه قرار گرفته‌اند (Walling et al., 2002). تغییر در رسوبات حوضه، بویژه کانی‌های رسی شواهدی از تغییرات هوازدگی و فرسایش منابع رسوب و تغییرات اقلیمی یا سطح اساس آب دریاچه ارائه می‌دهند (Pardo et al., 1999; Battarbee, 1999). از این رو تاکنون مطالعات گسترده‌ای بر روی رسوبات و سنگ‌های رسوبی بویژه در پلایاها و دریاچه‌های شور به‌منظور شناسایی کانی‌های رسی، تعیین منشأ آنها، تغییرات دیاژنز، بررسی آب و هوای دیرینه و تغییرات سطح اساس آب انجام شده است (Droste, 1961; Hillock, 1965; Blair & Aland, 1983; Ingles et al., 1998; Nolan et al., 1999; Pardo et al., 1999; Horiuchi et al., 2000; Ruffel & Worden, 2000; Khormali & Abtahi, 2003; Khormali et al., 2005). در ایران اخیراً، دریاچه‌های شور و پلایاها در قالب پایان‌نامه دانشجویی (لک، ۱۳۸۶) و مقالات علمی (e.g., Khalili & safaei, 2002; khalili & Torabi, 2003; pakzad & Ajalloeian, 2004; Rezaei-Moghaddam & Saghafi, 2006; Alipour, 2006; Pakzad & Kulke, 2007; Fayazi et al., 2007; Pakzad & Fayazi, 2007) از دیدگاه‌های مختلف مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، با این‌حال تاکنون مطالعات دقیق و جدی بر روی کانی‌شناسی رس‌ها در این مناطق انجام نشده‌است.

کانی‌های رسی به‌دلیل اندازه کوچک بلور و وجود پیوندهای نامناسب، از نظر فرایند تبادل یونی حائز اهمیت هستند. یون‌ها در محلول آبی می‌توانند توسط رس‌ها جذب و دفع شوند. شیمی آب کنترل کننده فرایند تبادلی است. از آنجایی‌که کانی‌های رسی یکی از مهم‌ترین ابزارها در تعیین اقلیم دیرینه می‌باشند و به‌دلیل اینکه این کانی‌ها، بخش اعظم رسوبات آواری پلایای میقان را تشکیل می‌دهند، در این تحقیق، کانی‌شناسی رس‌های موجود در پلایای میقان، تعیین منشأ آنها، چگونگی توزیع این کانی‌ها در سطح و ژرفا و آب و هوای دیرینه حاکم بر منطقه مورد بررسی قرار گرفت.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

پلایا میقان دارای موقعیت جغرافیایی طول ′۴۶ °۴۹ تا ′۵۵ °۴۹ خاوری و عرض جغرافیایی ′۹ °۳۴ تا ′۱۶ °۳۴ شمالی است. این دریاچه در ۱۵ کیلومتری شمال خاوری شهرستان اراک واقع شده‌است (شکل ۱). حوضه رسوبی میقان به صورت حوضه بسته‌ای است که ۱۹۷۰ کیلومترمربع از وسعت آن را دشت اراک، ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومترمربع را پلایای میقان و بقیه را ارتفاعات حاشیه حوضه تشکیل می‌دهند. پلایای میقان، از نظر هیدرولوژیکی یک حوضه بسته درون قاره‌ای محسوب می‌شود. این پلایا کم و بیش از تمام جهات تغذیه می‌شود ولی با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه در اقلیم نیمه خشک واقع شده‌است و بارندگی در این اقلیم به صورت فصلی اتفاق می‌افتد، بنابراین فاقد رودخانه دائمی است. آب‌های زیرزمینی گستره مورد مطالعه یکی از منابع مهم تأمین کننده آب پلایای میقان و ویژگی‌های کیفی آن است (عبدی، ۱۳۸۹). دریاچه فصلی کویر میقان مربوط به دوره کواترنری بوده و همانند دیگر کویرها عارضه مناطق خشک است که به‌واسطه وضعیت خاص

www.SID.ir

Archive of SID

ژئومورفولوژیکی منطقه بوجود آمده‌است (پدرامی، ۱۳۷۲). این منطقه در پست‌ترین نقطه حوضه آبخیز داخلی منطقه اراک با ارتفاع ۱۶۵۳ متر از سطح دریا قرار گرفته و آب‌های این حوضه آبخیز را در خود جمع می‌کند. اقلیم منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه بیوکلیماتیک ایران طبق روش آمبرژه، نیمه‌خشک و سرد و بر اساس روش دومارتن، نیمه خشک است. در مطالعه‌ای که بر اساس خشکسالی هواشناسی منطقه اراک از طریق تحلیل بارندگی‌های ۵۲ ساله (از سال ۱۳۳۵-۱۳۸۷)، انجام شد مشخص شد، منطقه مورد مطالعه فاقد دوره‌های مشخص خشک و تر بوده و دارای سال‌های خشک و تر است. این وضعیت نشان از بی‌نظمی سالانه بارندگی دارد که از ویژگی‌های اقلیمی مناطق خشک و نیمه‌خشک است (مرادی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۷). بر اساس داده‌های موجود در پایگاه اینترنتی سازمان هواشناسی کشور و آمارهای دوره‌ای آن، میانگین بیشینه دمای سالیانه منطقه ۲۰/۷۵ درجه سانتی‌گراد و میانگین بارندگی سالیانه ۳۴۱/۷ میلی‌متر و بیشترین آن مربوط به ماه‌های اسفند و فروردین است، میانگین تبخیر ۲۰۷۲ میلی‌متر در سال است (عبدی، ۱۳۸۹).

از نظر ساختاری حوضه آبریز اراک در مرز بین دو زون سنندج- سیرجان و ایران‌مرکزی واقع شده است (شکل ۱). این موقعیت خاص موجب شده تا منطقه مورد مطالعه به عنوان یک فروافتادگی در میان مجموعه متنوعی از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی (سنگ آهک به همراه سنگ‌های شیستی- ماسه‌ای با گسترش اندک که همه متحمل دگرگونی ضعیف شده‌اند) متعلق به زون سنندج- سیرجان، مجموعه سنگ‌های رسوبی (ماسه‌سنگ، شیل، سنگ آهک و دولومیت) متعلق به زیرزون جنوب باختری ایران مرکزی یا هفتادقله و سنگ‌های رسوبی (شیل، ماسه‌سنگ، سنگ آهک، مارن، کنگلومرا و سنگ‌های تبخیری) و آذرین (با ترکیب حدواسط تا بازیک) زیرزون مرکزی ایران‌مرکزی قرار گیرد (امامی، ۱۳۷۰؛ رادفر و همکاران، ۱۳۸۳).

۳- روش مطالعه

در این تحقیق به‌منظور بررسی وضعیت رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی رسوبات حوضه رسوبی پلایای میقان، ۹۴ نمونه رسوب از سرتاسر گستره پلایای میقان برداشت شد. برای نمونه‌برداری رسوبات از دو نوع آگر (Auger) یا مته دستی استفاده شد؛ بدین ترتیب که ابتدا از مرکز پلایا به سمت حاشیه پلایا با فواصل ۶۵۰ تا ۷۵۰ متری، در سه روند مشخص به‌وسیله آگر نوع Purchauer (بیشینه ژرفای حفاری تا ۱ متر) نمونه‌برداری انجام شد (شکل ۱). لازم به بیان است که در هنگام نمونه‌برداری از رسوباتی که دارای تغییر خواص ظاهری بودند نیز نمونه گرفته شد. همچنین در حواشی حوضه به‌منظور بررسی رسوبات و تغییرات حوضه در طی زمان، نمونه‌برداری به‌صورت عمقی و به‌وسیله آگر دستی نوع Eijkelkamp (ژرفای نمونه‌برداری بیشتر از ۱ متر) انجام گرفت (شکل ۱). همزمان با نمونه‌برداری، موقعیت نقاط نمونه‌برداری با استفاده از دستگاه GPS ثبت شد و ژرفای نمونه‌برداری و وضعیت آن یادداشت شد (شکل ۱). برای بررسی تغییرات رسوبات در ژرفاهای مختلف، ۷ گمانه به بیشینه ژرفای ۵/۲ متر، در پلایا حفر شد؛ به‌طوری‌که ۶ گمانه در حواشی پلایا و یک گمانه در داخل پلایا (در محل ورود پساب‌های شهر اراک) قرار داشتند. با توجه به ساختار رسوبات و ویژگی‌های آنها، از نظر رنگ، دانه‌بندی و کانی‌شناسی ظاهری، از ۷ گمانه حفر شده حدود ۳۱ نمونه رسوب برداشت شد و نمونه‌ها به‌وسیله اشعه ایکس (XRD) مورد بررسی‌های رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی قرار گرفتند. به‌طورکلی از ۹۴ نمونه رسوب برداشت شده از سرتاسر پلایا، ۵۳ نمونه مورد تجزیه به وسیله اشعه ایکس قرار گرفتند.

به‌منظور تشخیص نوع کانی‌های رسی و مقدار آنها در رسوبات، در ابتدا باید مواد سیمانی شامل کربنات‌ها، مواد آلی و اکسیدهای آهن و منگنز را از بین برد. برای شناسایی انواع رس‌ها، نمونه‌های تهیه شده با انواع کاتیون‌ها اشباع می‌شوند. این عمل قبل از تابش اشعه ایکس بر روی نمونه‌ها صورت می‌گیرد (Moore & Reynolda, 1989). به‌منظور شناخت کلی کانی‌های میکا و ایلیت از اشباع محیط با کلرید پتاسیم استفاده می‌شود؛ درحالی‌که اشباع‌سازی محیط با کلرید پتاسیم در حرارت ۵۵۰ درجه سانتیگراد باعث تفکیک کلریت از کائولینیت می‌شود. اشباع محیط با کلرید منیزیم جهت تکمیل شبکه کلریت و تثبیت پیک‌های آن به‌کار می‌رود، ولی درصورت اشباع محیط با کلرید منیزیم و قرار دادن نمونه‌ها در گلیسیرین یا اتیلن گلیکول می‌توان کانی‌های رسی خانواده مونت‌موریلونیت را شناسایی و پیک‌های آن را از کلریت تفکیک کرد (Moore & Reynolda, 1989). پس از جداسازی سیمان از نمونه‌های رسوب، هر نمونه را به دو بخش تقسیم کرده، یک قسمت را با کلرید منیزیم و بخش دیگر را با کلرید پتاسیم نرمال اشباع کرده تا رس‌ها به‌صورت فلکوله شده رسوب نمایند. نمونه‌های اشباع شده به‌وسیله منیزیم پس از تهیه منحنی پراش اشعه ایکس به مدت دست کم ۲۴ ساعت با اتیلن گلیکول اشباع می‌شود و نمونه‌های اشباع شده با پتاسیم نیز پس از تهیه پراش اشعه ایکس از آنها، به مدت یک ساعت در آون با دمای ۵۵۰ درجه سانتیگراد قرار داده می‌شوند؛ سپس مجدداً منحنی پراش اشعه ایکس مربوط به آنها تهیه می‌شود. بدین‌صورت که ذرات کوچکتر از ۲ میکرون را جدا کرده و بر روی لام میکروسکوپ قرار داده و سپس با تاباندن پرتو اشعه ایکس با سرعت ۰/۰۴ درجه در سه ثانیه و $2\theta=3°$ تا $2\theta=30°$ منحنی اشعه ایکس آن تهیه می‌شود (شکل ۲). این آزمایشات توسط دستگاه دیفراکتومتر نوع SEIFERT XRD 3003 Theta/Theta، در دانشگاه همبولت کشور آلمان مورد مطالعه قرار گرفتند. همچنین به‌منظور مطالعه کمی کانی‌ها از برنامه Auto Quan، محصول کشورآلمان استفاده شد. این مقادیر مطلق نبوده، اما می‌توانند به‌صورت نسبی مورد استفاده قرار گیرند.

از آنجایی‌که رسوبات تخریبی پلایای میقان بیشتر در اندازه سیلت و رس هستند و ماسه به میزان جزئی در این رسوبات دیده می‌شود، برای دانه‌بندی این رسوبات از روش هیدرومتری استفاده شد. میزان کربنات کلسیم در رسوبات به روش برنارد که براساس اندازه‌گیری گاز CO_2 خارج شده از رسوب استوار است، محاسبه شد (Hulseman, 1966; Muller & Gatsner 1971; Lamas et al., 2005). میزان کربن آلی به روش حرارت دادن در آون با درجه حرارت ۴۲۰ درجه سانتیگراد و به مدت ۲ ساعت محاسبه شد. ویژگی‌های دیگر رسوبات شامل pH به روش پتانسیومتری، هدایت الکتریکی (EC) در عصاره گل اشباع به روش هدایت سنجی و همچنین ویژگی‌های فیزیکی دیگر رسوبات شامل رنگ، اندازه ظاهری و کانی‌های موجود در داخل رسوبات بعد از خشک شدن آنها، بررسی شد.

۴- بحث

کانی‌های رسی سیلیکات‌های ورقه‌ای آب‌دار از خانواده فیلوسیلیکات‌ها هستند، این کانی‌ها ریز دانه بوده و اندازه ذرات آنها کوچک‌تر از ۲ میکرون است (Moore & Reynolds, 1989; Shoffner, 2000). اجزای اصلی تشکیل دهنده آنها شامل سیلیس، آلومینیم یا منیزیم، اکسیژن و هیدرواکسیل است (Chamley, 1989). کانی‌های رسی از دو نوع ورقه اصلی تتراهدرال و اکتاهدرال تشکیل شده‌اند و ساختار لایه‌ای آنها از اتصال بین لایه‌های تتراهدرال و اکتاهدرال حاصل می‌شود. کانی‌های رسی به دو صورت ساختارهای لایه‌ای ۱:۱و ۲:۱ تقسیم می‌شوند؛ هر لایه ۱:۱ از اتصال یک ورقه تتراهدرال و یک ورقه اکتاهدرال حاصل می‌شود و هر لایه ۲:۱ از اتصال دو ورقه تتراهدرال با یک ورقه اکتاهدرال ایجاد می‌شود (Moore & Reynolds, 1989; Chamley, 1989; Velde, 1995).

۴-۱. کانی‌های رسی موجود در پلایاها

کانی‌های رسی به دلیل تنوع کانی‌شناسی در منطقه منشأ، تغییرات هوازدگی و تغییرات اقلیم در مطالعه پلایاها دارای اهمیت زیادی هستند (Pardo et al, 1999).

www.SID.ir

Archive of SID

اسمکتیت و ایلیت مهمترین کانی‌های رسی معمول در پلایاها هستند اما کائولینیت و کلریت نیز در این مناطق رایج هستند (Shoffner, 2000). کانی‌های رسی موجود در پلایای میقان شامل کائولینیت، کلریت، ایلیت، ورمیکولیت و اسمکتیت است که در این میان کانی‌های ایلیت و کلریت دارای بیشترین فراوانی بودند.

– **اسمکتیت:** از جمله رس‌های لایه‌ای نوع ۲:۱ بوده که دی‌اکتاهدرال و یا تری‌اکتاهدرال است (Brindley & Brown, 1980). اسمکتیت‌ها عموماً در مناطق آتشفشانی و از هوازدگی بازالت ایجاد می‌شوند. این کانی ممکن است بر اثر دیاژنز (Martinez-Ruiz et al., 1999)، به صورت درجا در محیط‌های غنی از منیزیم، در شرایط قلیایی خشک از میکاها و ایلیت (Inoue et al., 1998) و گاهی نیز در اثر هوازدگی شیل و مارل (Tanner, 1994; Stanley et al., 1998) بوجود آید. اسمکتیت‌ها عموماً با آب و هوای گرم که دارای تناوب فصل‌های خشک و مرطوب است، مرتبط هستند (Pardo et al., 1999).

– **ایلیت:** بخشی از رس‌های لایه‌ای نوع ۲:۱ از گروه میکاها است (Moore & Reynolds, 1989) که دارای سیلیس، منیزیم و آب بیشتر و پتاسیم کمتری نسبت به مسکوویت است (Chamley, 1989). پیک‌های باریک ۱۰ انگستری ایلیت مربوط به محیط‌های سرد و خشک است (Horiuchi et al., 2000). ایلیت محصول هوازدگی سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی، به ویژه سنگ‌های غنی از فلدسپار و مسکوویت (گرانیت) است (Nelson, 2006; Stanley et al., 1998; Tanner, 1994)، سنگ‌های رسوبی و دگرگونی حاوی میکا نیز منشأ مهمی برای آن هستند (Oliveira et al., 2002). ایلیت در محیط‌هایی با میزان بارندگی متوسط، تناوب دوره‌های خشک و تر، میزان بیشتر تبخیر نسبت به بارندگی، شرایط راکد آب و در جایی که شرایط قلیایی و آبشویی ضعیف غالب است، تشکیل می‌شود (Hillock, 1965). وجود این کانی شرایط آب و هوایی معتدل را در ناحیه منشأ منعکس می‌کند (Oliveira et al., 2002).

–**کائولینیت:** ازجمله کانی‌های رسی دی‌اکتاهدرال نوع ۱:۱ است (Chamley, 1989) که نسبت به هوازدگی و حمل و نقل مقاوم است. این کانی محصول هوازدگی در آب و هوای گرم و مرطوب، دیاژنز و یا تغییرات هیدروترمال سایر آلومینوسیلیکات‌ها است (Moore & Reynolds, 1989; Pardo et al., 1999). سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی به‌خاطر غنی بودن از فلدسپار، منشأ مناسبی برای آن هستند (Deer et al., 1966) و نیز تحت شرایط تروپیکال، این کانی از هوازدگی بازالت ایجاد می‌شود (Bergaya et al., 2006).

– **کلریت‌ها:** از جمله رس‌های لایه‌ای نوع ۲:۱ همراه با میان لایه‌های هیدرواکسیدی با بار منفی و مثبت است (Moore & Reynolds, 1989; Chamley, 1989). آنها از نظر منشأ آواری بوده و در برابر حمل و نقل و هوازدگی مقاومت ندارند (Martinez-Ruiz et al., 1999). کلریت‌ها عمدتاً از تغییر سنگ‌های آتشفشانی و هوازدگی سنگ‌های آذرین بلورین و سنگ‌های دگرگونی منشأ می‌گیرند (Chamley, 1989). این کانی از اجزای تشکیل دهنده سنگ‌های دگرگونی درجه پایین است و در اثر هوازدگی فیزیکی و فرسایش مکانیکی از آنها جدا می‌شود (Deer et al., 1966). کلریت در عرض‌های جغرافیایی بالا ایجاد می‌شود و در آب و هوای گرم و مرطوب، دستخوش هوازدگی شیمیایی می‌شود (Oliveira et al., 2002). کلریت ممکن است در خاک، شیل‌های با شدت دیاژنز بالا، ماسه‌سنگ‌های متخلخل، سنگ‌های کربنات و یا در اثر فرایندهای دیاژنتیکی از ایلیت حاصل شود (Moore & Reynolds, 1989).

– **مونت‌موریلونیت:** این کانی در محیط‌های غنی از ترکیبات بازیک ایجاد می‌شود (Masui, 1954) و محصول هوازدگی گرانیت و تجزیه ایلیت نیز است (Bergaya et al., 2006) مونت‌موریلونیت همچنین در اثر تجزیه شیشه‌های آتشفشانی در شرایط آلکالن ایجاد می‌شود (Deer et al., 1996).

۴–۲. کانی‌های رسی موجود در پلایای میقان و نحوه پراکنش آنها در رسوبات سطحی و عمقی

کانی‌های آواری موجود در پلایای میقان شامل کوارتز، مسکوویت و کانی‌های رسی هستند که در این میان، کانی‌های رسی دارای فراوانی نسبی زیادی هستند. نتایج حاصل از تجزیه‌های اشعه ایکس بر روی رسوبات پلایای میقان حاکی از وجود کانی‌های رسی از جمله کائولینیت، کلریت، ایلیت، ورمیکولیت و اسمکتیت در این رسوبات است که در این میان کانی‌های ایلیت و کلریت و به ویژه ایلیت، دارای بیشترین فراوانی هستند.

بررسی کانی‌های رسی موجود در رسوبات سطحی نشان دهنده، وجود کانی‌های ایلیت (حدود ۱۲/۵۱٪)، کلریت (۴/۸۲٪) و به میزان بسیار کمتری کائولینیت و ورمیکولیت است (جدول ۱). اسمکتیت نیز به‌میزان بسیار ناچیزی در این رسوبات یافت می‌شود. مطالعه این کانی‌ها در روندهای نمونه‌برداری نشان می‌دهد که میزان کانی‌های رسی از حاشیه حوضه به سمت مرکز آن در حال کاهش است (شکل ۳)، این مسئله مخالف با سیستم زون‌بندی کانی‌های رسی در پلایاها و حوضه‌های بسته است. مقایسه روند تغییرات این کانی‌ها با دیگر کانی‌های آواری (به ویژه کوارتز) موجود در حوضه، تغییرات هماهنگ کانی‌های رسی با کانی‌های آواری را نشان می‌دهد (شکل ۳)، یعنی نشانگر کاهش مقدار کانی‌های رسی و آواری از حاشیه به سمت مرکز پلایا است، این مطلب نشان دهنده آواری بودن کانی‌های رسی پلایای میقان است.

بررسی کانی‌های رسی در گمانه‌های حفر شده در پلایای میقان نیز نشان می‌دهد که کانی ایلیت با دارا بودن متوسط حدود ۲۵/۵٪ از کل کانی‌های موجود در رسوبات، فراوان‌ترین کانی رسی موجود در گمانه‌ها است. کانی کلریت با متوسط حدود ۹/۷٪ در رتبه دوم قرار دارد و کانی‌های کائولینیت (۳/۶٪) و ورمیکولیت (۱/۴٪) در رتبه‌های بعدی قرار دارند(جدول ۲). آزمایش‌های اشعه ایکس روی نمونه‌ها نشان دهنده میزان بسیار ناچیزی کانی اسمکتیت در منطقه مورد مطالعه است.

بررسی تغییرات کانی‌های رسی موجود در گمانه‌ها، از سطح به ژرفا، روند مشخصی را نشان نمی‌دهد و دارای نوسان است که این خود بیانگر تغییرات اقلیمی (دوره‌های خشک و تر) در طی زمان است. به‌طورکلی روند تغییرات کانی‌های رسی به‌ویژه ایلیت و کلریت موجود در طول گمانه‌ها (به استثنای گمانه 67) افزایشی است (شکل ۴) که دلیل آن نوع اقلیم متفاوت منطقه در گذشته است. روند تغییرات متفاوت کانی های رسی در گمانه 67 نسبت به سایر گمانه‌ها را می‌توان به موقعیت آن نسبت داد، این گمانه تقریباً در مرکز پلایا قرار گرفته است.

تطابق نمودار تغییرات کانی‌شناسی رس‌ها در طول گمانه‌ها در ژرفاهای یکسان، روند مشخصی نشان نمی‌دهد. که از جمله دلایل آن می‌توان به مورفولوژی خاص حوضه به دلیل وجود لایه نفوذپذیر در ژرفاهای مختلف، ستبرای متفاوت آبخوان، وجود جزایر دوگانه در پلایا (عبدی، ۱۳۸۹)که خود می‌تواند حوضه‌های بسته جداگانه‌ای ایجاد کند و حتی در روند ته‌نشست رسوبات تبخیری و تخریبی مؤثر باشد، ورود متفاوت آب توسط رودها و آب‌های زیرزمینی از مناطق مختلف حوضه و وجود دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی اشاره کرد. تمامی این گزینه‌ها و مهمتر از همه، سرعت رسوبگذاری متفاوت در بخش‌های مختلف و همچنین در ژرفاهای مختلف پلایا (یوسفی راد و همکاران، ۱۳۸۹) باعث این ناهنجاری شده است، به طوری که می‌توان گفت رسوبات مربوط به ژرفاهای یکسان در پلایا در یک زمان نهشته نشده‌اند و مربوط به یک دوره زمانی مشخص نیستند.

۴–۳. منشأ کانی‌های رسی و فرایندهای تشکیل

کانی‌های رسی موجود در رسوبات یا سنگ‌های رسوبی عمدتاً دارای سه منشأ هستند: موروثی (Inheritance)، نوظهوری (Neoformation) و تبدیلی (Transformation) (Tucker, 2001). رس‌های نوع موروثی آواری بوده و در ناحیه دیگری و شاید در

www.SID.ir

Archive of SID

زمان زودتری تشکیل شده و در موقعیت فعلی‌شان پایدار هستند. رس‌های نوظهوری ممکن است به‌صورت درجا و یا از محلول ته‌نشین شده باشند و یا اینکه از مواد سیلیکاتی بی‌شکل به‌وجود آیند و رس‌های نوع تبدیلی در اثر تبادلات یونی که در رس‌های موروثی اتفاق می‌افتد و یا نظم مجدد کاتیون‌ها، بدون اینکه ساختمان شبکه‌ای آن برهم بریزد، ایجاد می‌شوند (Hillier, 1995). پس از تشکیل کانی‌های نوظهوری و تبدیلی در سنگ منشأ، این کانی‌ها در معرض فرسایش، حمل و نقل و رسوبگذاری قرار می‌گیرند. بیشتر کانی‌های رسی در رسوبات عهد حاضر و قدیمی بدین‌صورت ایجاد شده‌اند و بنابراین آواری هستند؛ با این‌حال رس‌ها ممکن است در اثر فرایندهای دیگری ایجاد شوند (Tucker, 2001). رس‌های آواری اطلاعاتی درباره هوازدگی، زادگاه، فرایندهای حمل و نقل و رسوبگذاری در منطقه منشأ، ارائه می‌دهند (Hillier, 1995).

دو عامل اصلی کنترل کننده تشکیل و پایداری کانی‌های رسی، میزان آبشویی و Eh-pH آب موجود در خاک است، که هر دو عمدتاً توسط آب و هوا تعیین می‌شوند؛ وضعیت و ترکیب سنگ میزبان یا رسوب نیز دارای اهمیت زیادی است (Tucker, 2001). در مناطقی با میزان آبشویی زیاد مانند نواحی معتدل، ایلیت کانی غالب است؛ کلریت نیز در طی مراحل آبشویی در خاک‌های معتدل تشکیل می‌شود، ولی به‌سهولت اکسید می‌شود. مونت‌موریلونیت محصول شرایط آبشویی متوسط و هوازدگی است که در خاک‌های معتدل با زهکشی خوب و pH خنثی، در خاک‌های ژلی و در خاک‌های مناطق خشک که بسیار قلیایی هستند، فراوان است و کائولینیت از ویژگی‌های خاک‌های گرمسیری اسیدی و مناطقی با آبشویی شدید است (Tucker, 2001). اندازه متفاوت ورقه‌ها در کانی‌های رسی نیز در پراکندگی کانی‌های رسی موثر است. کائولینیت دارای بزرگترین اندازه (تا ۵ میکرون)، ایلیت به‌طور تیپیک ۰/۱ تا ۰/۳ میکرون و مونت‌موریلونیت دانه ریزتر از آن است. مونت‌موریلونیت بیشتر به‌صورت لخته‌ای یا تجمعی با قطر تا چندین میکرون یافت می‌شود، بنابراین در نزدیکی سواحل و فلات قاره منطقه از کائولینیت غنی‌تر است تا مونت‌موریلونیت و ایلیت (Tucker, 2001).

این عوامل در حوضه‌های بسته از جمله پلایاها نیز باعث زون‌بندی رس‌ها می‌شود؛ به‌طوری‌که در نزدیکی حاشیه پلایا و در محل ورود آب شیرین (محیط اسیدی‌تر)، کانی کائولینیت ایجاد می‌شود و هر چه به‌سمت مرکز پلایا پیش می‌رویم (محیط قلیایی‌تر)، در اثر فعل و انفعالاتی که در کانی‌های رسی بر اثر آب‌شویی و تغییرات شرایط محیطی (Eh, pH) ایجاد می‌شود، درصد کانی کائولینیت کاهش یافته و کانی‌های ایلیت و کلریت افزایش می‌یابند (عبدی، ۱۳۸۹). در پلایای میقان این زون‌بندی دیده نمی‌شود و میزان کانی‌های ایلیت و کلریت به سمت مرکز حوضه کاهش نشان می‌دهد، این امر همراه با هماهنگ بودن تغییرات کانی‌های رسی با کانی‌های آواری، یعنی کاهش مقدار کانی‌های رسی و آواری از حاشیه به سمت مرکز پلایا، خود بیانگر آواری بودن کانی‌های رسی موجود در پلایای میقان است.

برای تعیین منشأ کانی‌های رسی موجود در رسوبات حوضه‌های آبریز، شناسایی کانی‌های رسی موجود در برونزدهای سنگی اطراف حوضه امری ضروری است. به‌همین منظور کانی‌شناسی سازندهای اطراف حوضه رسوبی میقان، با کمک نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ اراک و ۱:۲۵۰,۰۰۰ قم (رادفر و همکاران، ۱۳۸۳؛ زمانی پدرام و حسینی، ۱۳۷۰؛ امامی، ۱۳۷۰) بررسی شد که حاکی از وجود اسلیت‌های ایلیت‌دار، سنگ‌های با درجه دگرگونی ضعیف، سنگ‌های رسوبی حاوی میکا (شیل، مارن، ماسه‌سنگ) و سنگ‌های آذرین (با ترکیب حدواسط تا بازیک) در منطقه است. تخریب و فرسایش این سنگ‌ها می‌تواند عامل ایجاد کانی‌های رسی موجود در پلایا باشد. برای این منظور همچنین از نتایج آزمایش‌های اشعه ایکس انجام گرفته بر روی سنگ‌های اصلی حوضه آبریز اراک شامل آهک‌های اربیتولین‌دار و اسلیت‌های کرتاسه، کنگلومرای قرمز، ماسه‌سنگ و دولومیت کرتاسه و سنگ‌های شیلی- ماسه‌سنگی ژوراسیک استفاده شد (بغدادی، ۱۳۶۵). بر اساس مطالعات یادشده، ایلیت و کلریت، عمده‌ترین کانی‌های رسی موجود در برونزدهای سنگی حوضه آبریز اراک هستند و از آن جایی که کانی‌های رسی موجود در رسوبات منطقه مورد مطالعه، نیز ایلیت و کلریت هستند و با توجه به کاهش این کانی‌ها از حاشیه به سمت مرکز پلایا که هماهنگ با دیگر کانی‌های آواری موجود در حوضه (کوارتز) است، می‌توان نتیجه گرفت که کانی‌های رسی پلایای میقان، از نوع موروثی بوده و به‌صورت آواری برجای گذاشته شده‌اند. اقلیم نیمه خشک تا خشک منطقه نیز صحت این مطلب را تأیید می‌کند. به‌دلیل عدم هوازدگی شیمیایی در شرایط اقلیمی مناطق خشک و نیمه‌خشک با بارندگی کم (Chamley, 1989)، هوازدگی شیمیایی نمی‌تواند نقش مؤثری در ایجاد کانی‌های رسی داشته باشد و این کانی‌ها عمدتاً توسط هوازدگی فیزیکی از رخساره‌های سنگی و رسوبات اطراف حوضه و از طریق حمل و نقل وارد حوضه شده‌اند. با توجه به توضیحات بالا، نحوه ایجاد کانی‌های رسی، اقلیم و زمین‌شناسی منطقه و نقشه توزیع کانی‌ها در پلایا (شکل ۳)، افزون بر منشأ آواری کانی‌های رسی، نتایج زیر حاصل می‌شود:

ایلیت و کلریت مهمترین کانی‌های رسی موجود در پلایای میقان هستند، کانی ایلیت می‌تواند در اثر هوازدگی سنگ‌های دگرگونی واقع در شمال باختری منطقه (اسلیت‌های ایلیت‌دار)، سنگ‌های با درجه دگرگونی ضعیف واقع در زون سنندج- سیرجان و شیل‌های موجود در ساب‌زون هفتاد قله تشکیل شده باشد. آب و هوای خشک و نیمه‌خشک منطقه، از هوازدگی سنگ‌های آذرین جلوگیری می‌کند. کانی کلریت نیز در اثر هوازدگی مکانیکی سنگ‌های دگرگونی واقع در شمال باختر، زون سنندج-سیرجان، شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ساب‌زون هفتاد قله و بخش مرکزی ایران مرکزی تشکیل شده‌است. به دلیل شرایط آب و هوایی کنونی، ایجاد این کانی از هوازدگی سنگ‌های بازیک زون ایران مرکزی (ساب‌زون مرکزی) واقع در خاور - شمال خاوری ناحیه بعید به نظر می‌رسد. کانی‌های کائولینیت و اسمکتیت به میزان بسیار کم در رسوبات این پلایا وجود دارند، همان طوری که بیان شد، این کانی‌ها در اثر هوازدگی سنگ‌های آذرین (گرانیت و گرانودیوریت) و ترکیبات بازیک ایجاد می‌شوند. بنابراین از جمله دلایل حضور اندک این کانی‌ها، می‌توان به آب و هوای خشک و نیمه‌خشک منطقه اشاره کرد که مانع از هوازدگی این سنگ‌ها می‌شود.

۴-۴. بازسازی اقلیم دیرینه

پلایاها و دریاچه‌های فصلی محیط‌های رسوبی بسیار مناسبی برای انجام مطالعات آب و هوایی، جغرافیا و اکولوژی دیرینه هستند. بررسی ویژگی‌های رسوب‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی مغزه‌ها، برای شناخت و تکامل ویژگی‌های رسوبی اواخر کواترنر بسیار مفید است (Valero-Garces et al., 2000). حوضه‌های محدود شده، به‌دلیل حساسیت بالا نسبت به تعادل میان تبخیر و بارش، مناسب‌ترین سیستم‌ها، به‌لحاظ بررسی‌های دریاچه‌شناسی و اقلیم دیرینه هستند (Piovano et al., 2002). کانی‌های رسی از جمله ابزارهای مهم تعیین اقلیم دیرینه هستند. از آنجایی‌که این کانی‌ها با نواحی منشأ و آب و هوا در ارتباط هستند، بنابراین می‌توان از آنها به‌عنوان نشانگر الگوهای پراکندگی رسوب در خلیج‌های دهانه‌ای و در طول فلات قاره استفاده کرد و اطلاعاتی در مورد اقلیم دیرینه به‌دست آورد (Tucker, 2001). همان‌طوری‌که قبلاً گفته شد، کانی‌های رسی غیرآواری نماینده شرایط محیطی و اقلیمی ویژه‌ای هستند، درحالی‌که رس‌های نوع موروثی اطلاعاتی در مورد منشأ رسوب و آب و هوای منطقه منشأ ارائه می‌دهند. ایلیت و کلریت با منشأ تخریبی در شرایط هیدرولیز و هوازدگی در آب و هوای سرد و معتدل و یا/ خشک تشکیل می‌شوند (Stuben et al., 2002; Net et al., 2002; Adatte et al., 2002; Jeong et al., 2004; Khormali et al., 2005). Deconinck et al. (2005) نیز افزایش میزان ایلیت را به سرد شدن کلی آب و هوا نسبت می‌دهند. ایلیت و کلریت مهم‌ترین کانی‌های رسی موجود در پلایای میقان به‌شمار می‌روند، بنابراین می‌توان از آنها به‌عنوان شاخص‌های آب و هوایی دیرینه

www.SID.ir

Archive of SID

استفاده کرد. همان‌طوری‌که قبلاً اشاره شد، کانی‌های رسی موجود در گمانه‌ها از سطح به‌طرف ژرفا افزایش نشان می‌دهند. با توجه به توضیحات بالا و آواری بودن کانی‌های رسی موجود در پلایای میقان به‌نظر می‌رسد که در گذشته، آب و هوا در منطقه مورد مطالعه، سرد و مرطوب‌تر از زمان حال بوده و هوازدگی بیشتر رخنمون‌های سنگی را به همراه داشته‌است. بنابراین بر اساس نوع اقلیم حاکم در گذشته که حاکی از تبخیر کمتر و هرزآب‌های سطحی بیشتر در دوره پلئستوسن در ایران است (Krinsley, 1970)، می‌توان نتیجه گرفت سطح آب در این پلایا نیز همانند دیگر پلایاهای موجود در کشور نسبت به زمان حال بالاتر بوده است. این عامل همراه با جریان رودخانه‌های دائمی و یا رودخانه‌هایی با زمان آبدهی بیشتر، سبب ورود بیشتر رسوبات آواری (کوارتز) و کانی‌های رسی به حوضه شده‌است.

میزان اجزای آواری (کلاستیک) موجود در رسوبات پلایاها، نشان‌دهنده هوازدگی واحدهای سنگی حوضه آبریز در برابر هوای آزاد است که از طریق شرایط جوی کنترل می‌شود (Sinha et al., 2006). تناوب کانی‌های تبخیری-آواری (کلاستیک)، در پلایاها، مدرک بسیار عالی برای تعیین اقلیم دیرینه است (Sinha et al., 2006)؛ به‌طوری‌که در دوره‌های آب و هوایی مرطوب‌تر، به‌دلیل افزایش بار رسوبی رودخانه‌ها، ورود بیشتر کانی‌های آواری به حوضه اتفاق می‌افتد و در دوره‌های با آب و هوای گرمتر میزان رسوبات تبخیری افزایش می‌یابد. این مطلب که نشانه آب و هوای مرطوب‌تر در گذشته است، در منطقه پلایای میقان تأیید شده‌است؛ به طوری که در طول گمانه‌ها همزمان با افزایش میزان کانی‌های آواری (به ویژه کانی‌های رسی)، میزان کانی‌های تبخیری (ژیپس و هالیت) به‌سمت ژرفا کاهش نشان می‌دهد (عبدی، ۱۳۸۹). بنابراین با استناد به توضیحات بالا، سرعت رسوبگذاری در پلایای میقان که به طور متوسط حدود ۲/۴۳ متر در هر ۱۰ هزار سال است (یوسفی‌راد و همکاران، ۱۳۸۹) و با توجه به ژرفای نمونه‌برداری (بیشینه ۵/۲ متر) می‌توان نتیجه گرفت در حدود ۲۱ هزار سال پیش (پلیستوسن انتهایی)، شرایط آب و هوایی سرد و مرطوب‌تری بر منطقه حاکم بوده است. این مطلب با مطالعات اقلیم گذشته بر روی فلات ایران همخوانی دارد. همان طوری که Krinsley (1970) بیان داشته است، چهره عمومی تقسیمات جوی در سطح ایران در دوره پلیستوسن شبیه به حال بوده است. همچنین وی در نتیجه‌گیری مطالعات خود بیان داشته است که به طورکلی شرایط جوی دوره پلیستوسن را در فلات ایران می‌توان سردتر و قدری مرطوب‌تر از زمان حال دانست که مرطوب بودن آب و هوا در این دوره را به هرزآب‌های سطحی بیشتر و تبخیر کمتر در فلات ایران مرتبط دانسته است.

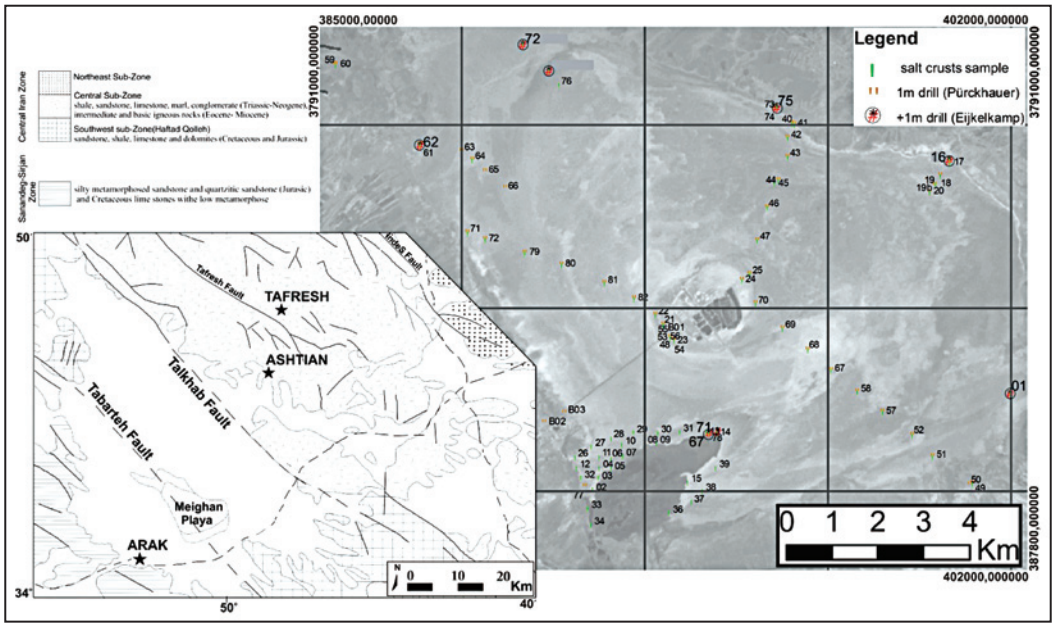
۵- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این مطالعه به شرح ذیل است:

- ایلیت و کلریت فراوان‌ترین کانی‌های رسی موجود در پلایا هستند، البته رسوبات پلایا حاوی میزان کمی کانی‌های کائولینیت، ورمیکولیت و اسمکتیت نیز است.
- مطالعات و بررسی‌های انجام شده بر روی رسوبات گستره پلایا نشان می‌دهد که از حاشیه حوضه به سمت مرکز، از میزان کانی‌های رسی به ویژه ایلیت و کلریت کاسته می‌شود، به عبارت دیگر نهشت آنها از روند رسوبگذاری کانی‌های رسی در پلایا پیروی نمی‌کند، بلکه تغییرات آن هماهنگ با تغییرات دیگر کانی‌های آواری موجود در پلایا است، که این خود دلیل بر آواری بودن آنها است.
- مطالعه و بررسی رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی رسوبات اخذ شده از گمانه‌های حفر شده در پلایای میقان، نشان می‌دهد که با ژرفا، میزان رسوبات و کانی‌های آواری (به ویژه کانی‌های رسی) افزایش نشان می‌دهند.
- اقلیم نیمه خشک تا خشک منطقه مانع از هوازدگی شیمیایی در منطقه شده، بنابراین فرایند هوازدگی فیزیکی و فرسایش مکانیکی در این حوضه غالب است. بنابراین کانی‌های رسی موجود در پلایای میقان عموماً آواری هستند و از طریق حمل و نقل وارد حوضه شده‌اند.
- طی ۲۱ هزار سال گذشته (پلئستوسن انتهایی)، ضمن نوسانات آب و هوایی و اقلیمی که توسط تغییرات کانی‌شناسی و رسوب‌شناسی در پلایا قابل مشاهده است، آب و هوای منطقه سرد و مرطوب‌تر بوده‌است؛ به‌طوری‌که تحت تأثیر این نوع اقلیم در گذشته که حاکی از تبخیر کمتر و رواناب‌ها و هرزآب‌های سطحی بیشتر در منطقه است، افزون بر افزایش تراز آب، باعث ورود رسوبات آواری (بویژه کانی‌های رسی) بیشتر به منطقه شده است.

سپاسگزاری

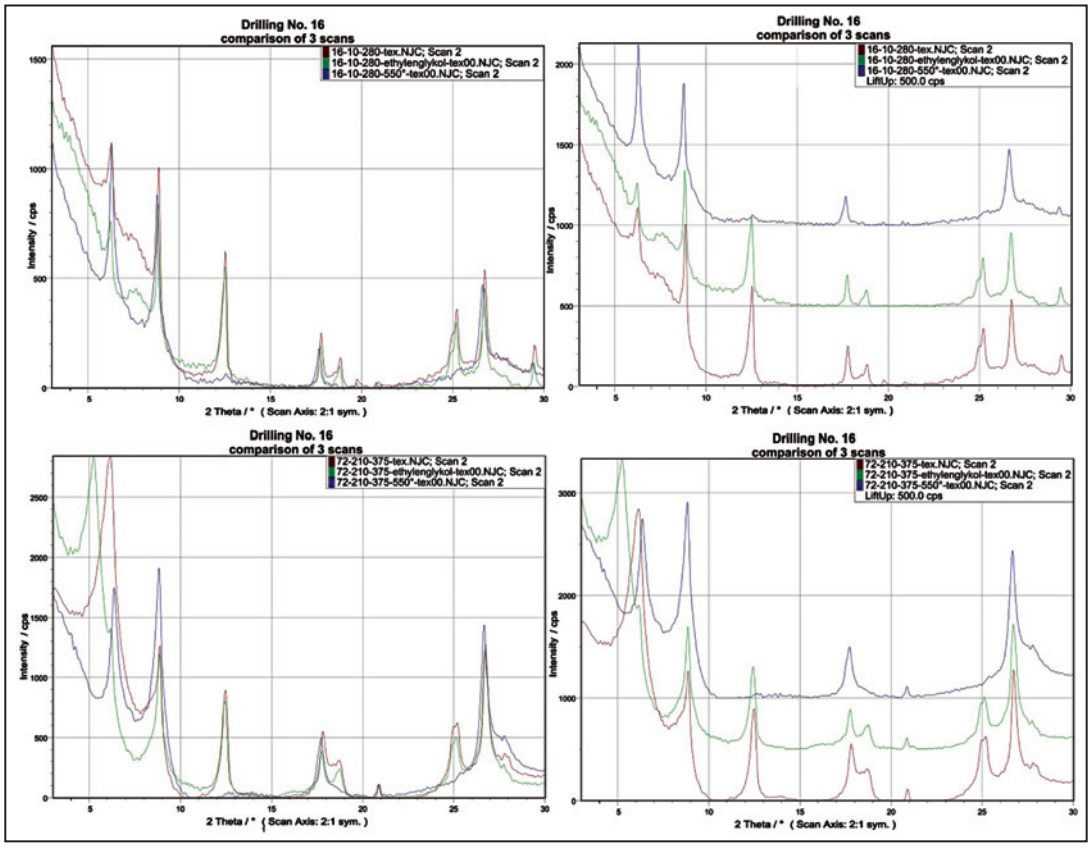
نگارندگان از حمایت‌های مالی و تجهیزاتی دانشگاه همبولت آلمان برخوردار بوده‌اند. بنابراین شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را از مسئولان و کارشناسان این دانشگاه به‌ویژه جناب آقای دکتر محسن میرمحمدمکی و آقای یوهان پروبست ابراز دارند.



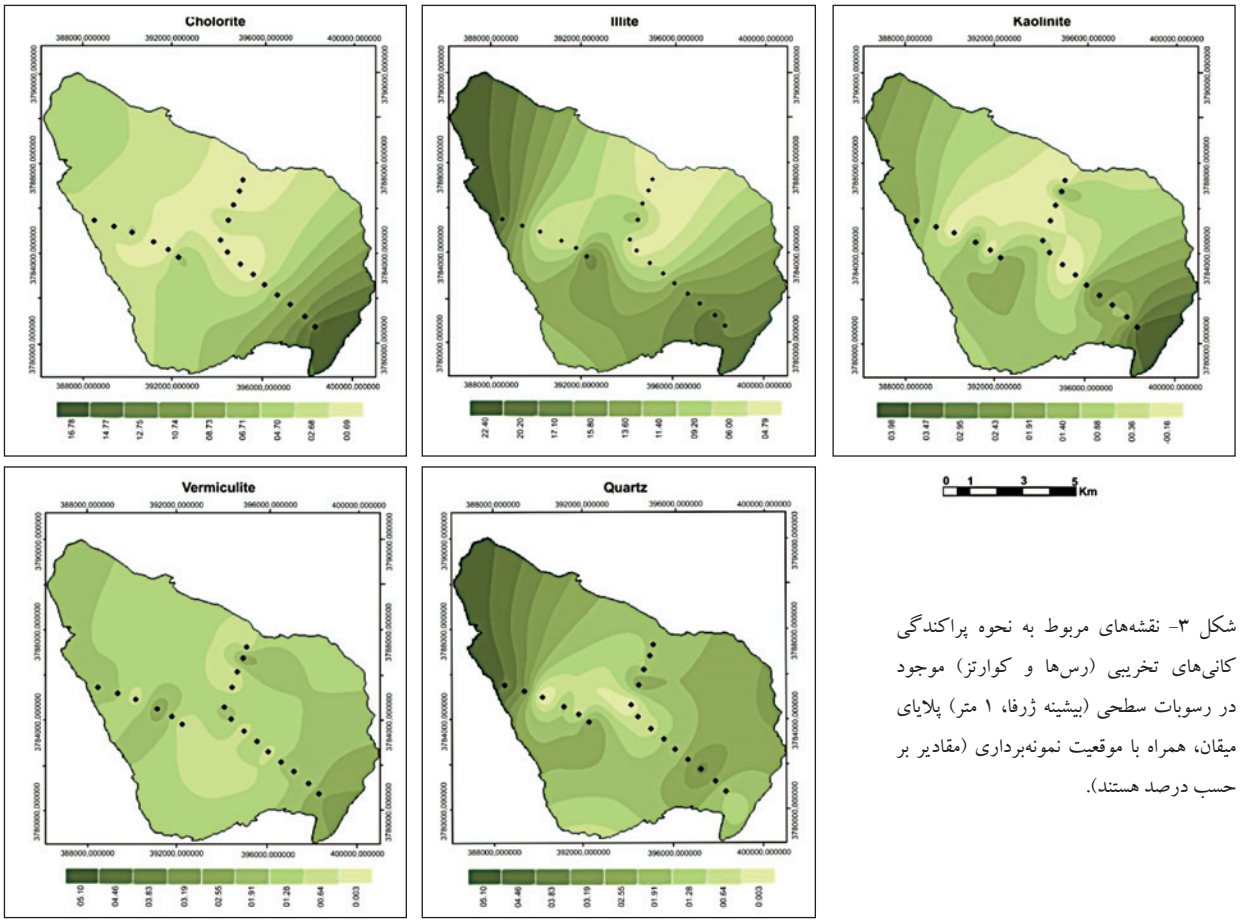
شکل ۱- بخشی از نقشه زمین‌شناسی چهار گوش قم که در آن موقعیت زون‌ها، زیرزون‌ها و بخش‌های مختلف مشخص شده است (برگرفته از امامی، ۱۳۷۰) و تصویر ماهواره‌ای پلایای میقان که نقاط نمونه‌برداری در آن مشخص شده است.

www.SID.ir

Archive of SID



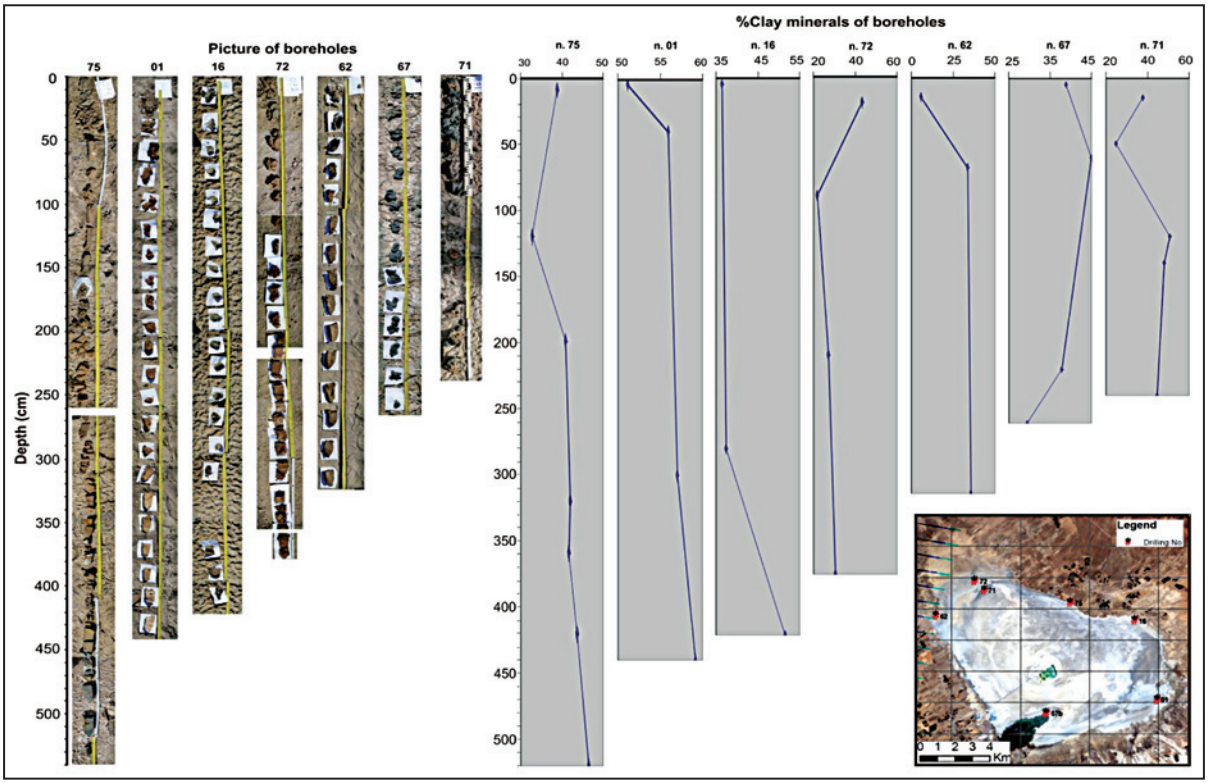
شکل۲- چند نمونه از دفراکتوگرام‌های کانی‌های رسی موجود در رسوبات پلایای میقان.



شکل ۳- نقشه‌های مربوط به نحوه پراکندگی کانی‌های تخریبی (رس‌ها و کوارتز) موجود در رسوبات سطحی (بیشینه ژرفا، ۱ متر) پلایای میقان، همراه با موقعیت نمونه‌برداری (مقادیر بر حسب درصد هستند).

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۴- بررسی تغییرات کانی‌های رسی از سطح به ژرفا، در گمانه‌های حفر شده در پلایای میقان.

جدول ۱- درصد فراوانی نسبی کانی‌های تخریبی (کانی‌های رسی و کوارتز) موجود در رسوبات سطحی (بیشینه ژرفا، ۱ متر) پلایای میقان.

Drill No.	Quarts %	Kaolinite %	Chlorite %	Illite %	Vermiculite %	Av. clay mineral
24	0.00	0.54	2.02	7.50	2.24	3.08
47	3.20	0.00	3.80	12.30	0.87	4.24
46	2.02	0.00	2.44	8.50	1.16	3.03
44	2.24	1.80	1.69	4.50	2.67	2.67
43	1.94	0.00	2.02	6.30	1.40	2.43
70	1.08	0.65	1.53	6.30	1.83	2.58
69	1.46	0.00	1.90	8.90	1.42	3.06
68	2.04	0.00	1.71	10.40	1.53	3.41
67	2.23	2.24	4.80	15.40	1.32	5.94
58	2.81	3.30	8.00	17.60	1.65	7.64
57	4.22	1.70	9.90	19.30	1.66	8.14
52	3.07	2.18	13.00	20.60	1.97	9.44
51	2.28	3.98	16.50	20.30	2.90	10.92
22	3.41	2.23	6.82	18.50	0.83	7.10
82	0.75	0.00	1.36	9.20	1.77	3.08
81	2.06	2.11	1.46	8.10	3.24	3.73
80	0.00	0.00	5.10	8.00	1.00	3.53
79	4.46	0.58	3.40	14.50	1.81	5.07
72	4.65	1.76	4.11	21.60	2.49	7.49

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۲- درصد فراوانی نسبی کانی‌های تخریبی (کانی‌های رسی و کوارتز) موجود در رسوبات گمانه‌های پلایای میقان.

Drill No.	Thickness (cm)	Quarts %	Kaolinite %	Chlorite %	Illite %	Vermiculite %	Av. clay mineral
1	0-8	2.66	5.69	17.29	28.60	1.37	13.24
	8-40	2.83	5.35	19.44	30.67	1.31	14.19
	40-300	8.57	5.44	13.46	31.10	1.72	12.93
	300-440	6.65	1.18	8.24	13.10	0.98	5.88
16	0-10	2.60	2.94	12.90	18.60	2.00	9.11
	10-280	2.96	3.50	9.12	23.60	1.21	9.36
	280-420	8.81	4.45	12.67	33.27	1.12	12.88
62	0-30	2.23	0.00	0.78	5.36	0.82	1.74
	30-70	9.90	2.88	12.72	22.80	2.02	10.11
	70-320	15.90	2.56	8.16	25.31	1.75	9.45
67	0-20	6.03	1.14	9.70	25.70	2.30	9.71
	20-60	6.19	2.50	12.88	27.50	2.05	11.23
	60-220	6.36	1.72	7.50	26.10	2.54	9.47
	220-260	7.09	0.83	7.53	19.90	1.26	7.38
71	0-30	9.30	1.99	6.40	27.90	1.59	9.47
	30-50	3.13	0.00	4.78	18.40	1.78	6.24
	50-120	10.28	5.18	11.57	32.40	1.66	12.70
	120-140	10.13	4.08	12.26	30.10	1.55	12.00
	140-240	12.29	4.87	10.04	28.30	1.47	11.17
72	0-40	8.70	4.01	13.89	32.80	0.96	12.92
	40-90	11.41	4.30	9.75	33.83	1.86	12.44
	90-210	13.95	4.09	10.21	27.61	1.63	10.89
	210-375	12.18	2.66	3.18	15.90	1.68	5.86
75	0-20	6.73	3.05	14.88	20.00	0.97	9.73
	20-120	5.31	5.59	6.19	19.30	1.81	8.22
	120-200	8.09	5.91	7.98	25.41	1.59	10.22
	200-320	13.29	5.65	8.36	27.30	0.71	10.51
	320-360	17.19	5.02	4.56	32.15	0.00	10.43
	360-420	17.73	4.39	8.70	30.62	0.00	10.93
	4200-520	15.57	7.58	6.88	32.10	0.00	11.64

کتابنگاری

امامی، م. ه.، ۱۳۷۰- شرح نقشه زمین‌شناسی چهار گوشه قم به مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، وزارت معادن و فلزات، ۱۷۹ص.

بغدادی، م. ، ۱۳۶۵- بررسی کانی‌های رسی موجود در خاک‌ها و سنگ‌های منطقه اراک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۲۷۸ ص.

پدرامی، م.، ۱۳۷۲- گزارش زمین‌شناسی کواترنر و پارینه اقلیم منطقه اراک-کویر میقان، ۳۱ ص.

رادفر، ج.، کهنسال، ر. و ذولفقاری، ص.، ۱۳۸۳- سازمان زمین شناسی کشور: نقشه زمین شناسی اراک، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰.

زمانی پدرام، م. و حسینی ح.، ۱۳۷۰- نقشه زمین شناسی قم، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

عبدی، ل.، ۱۳۸۹- ژئوشیمی رسوبات تبخیری پلایای میقان اراک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۱۶۶ ص.

لک، ر.، ۱۳۸۶- بررسی رسوب‌شناسی، هیدروشیمی و روند تکاملی شورابه دریاچه مهارلو، شیراز: رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۸۸ ص.

یوسفی‌راد، م.، میرمحمدمکی، م.، خداکرمی‌فرد، ز. و عبدل‌نیا، ا.، ۱۳۸۹- چینه‌نگاری شیمیایی و ایزوتوپی توالی پلئستوسن انتهایی-هلوسن،کویر میقان اراک. چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

مرادی‌نژاد، ا.، آخوندی، ا. و تاج‌آبادی، ر.، ۱۳۸۷- ارزیابی چند شاخص خشکسالی اقلیمی و تعیین مناسبترین شاخص در اراک، مجموعه مقالات چهارمین همایش خشکی و خشکسالی در کشاورزی و منابع طبیعی، اراک، ص ۳۶-۲۱.

www.SID.ir

Archive of SID

References

Adatte, T., Keller, G. & Stinnesbeck, W., 2002- Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea level fluctuations: the Tunisian record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 178, 165-196.

Alipour, S., 2006- Hydrogeochemistry of seasonal variation of Urmia Salt Lake, Iran. Saline systems, v. 2, n. 9, 19p.

Battarbee, R. W., 1999- Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. Quaternary Science Reviews, 19, 107-124.

Bergaya, F., Theng, B. K. G. & Lagaly, G., 2006- Clays and clay minerals. Elsevier, Amsterdam, 1246p.

Blair, F. J. & Aland, H. W., 1983- Clay minerals of lake Abert, an Alkaline, saline lake, Clays and Clay Minerals, 31, 161-172.

Brindley, G. W. & Brown, G., 1980- Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification. Mineralogical Society, London. Monograph no. 5, 495p.

Chamley, H., 1989- Clay Sedimentology. Berlin, Springer-Verlag.CNN 1997. Hurricane Nora hovers off Mexican coast.www.cnn.com/WEATHER/ 9709/19/hurricane.nora.

Deconinck, J. F., Amedro, F., Baudin, F., Godet, A., Pellenard, P., Robaszynski, F. & Zimmerlin, I., 2005- Late Cretaceous palaeoenvironments expressed by the clay mineralogy of Cenomanian – Campanian chalks from the east of the Paris Basin Cretaceous. Research, 26, 171-179.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1966- An introduction to the rock forming minerals. Longman, New York, 528p.

Droste, J. B., 1961- Clay Minerals in the Playa Sediments of the Mojave Desert, California. San Francisco, California Division of Mines, 1-21p.

Fayazi, F., Lak, R., Rezaei-Moghaddam, M. H. & Saghafi, M., 2007- A change-detection application on the evolution of Kahak playa (South Khorasan province, Iran). Environmental Geology, 51, 565–579.

Hillier, S., 1995- Erosion, Sedimentation and Sedimentary Origin of Clays. Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment. B. Velde, Berlin, Springer-Verlag, p.162-219 .

Hillock, R., 1965- Notes on a Playa Lake Core, Bushland, Texas. The Compass of Sigma Gamma Epsilon, 431, 46-50.

Horiuchi, K., Minoura, K., Hoshino, K., Oda, T., Nakamura, T. & Kawai, T., 2000- Palaeoenvironmental history of Lake Baikal during the last 23000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 157, 95-108.

Hulseman, J., 1966- An inventory of marine carbonate materials. Journal of Sedimentary Petrology ASCE, 36, 622– 625.

Inglés, M., Salvany, J. M., Muñoz, A. & Pérez, A., 1998- Relationship of mineralogy to depositional environments in the non-marine Tertiary mudstones of the southwestern Ebro Basin Spain. Sedimentary Geology, 116, 159-176.

Inoue, K., Saito, M., Naruse, T., 1998- Physicochemical, mineralogical, and geochemical characteristics of lacustrine sediments of the Konya Basin, Turkey, and their significance in relation to climatic change. Geomorphology, 232-4, 229-243.

Jeong, G. Y., Yoon, H. I. & Lee, S. Y., 2004- Chemistry and microstructures of clay particles in smectite-rich shelf sediments, South Shetlands, Antarctica. Marine Geology, 209, 19-30.

Khalili, M. & Safaei, H., 2002- Identification of clactic-evaporite units in Abar-Kuh playa (central Iran) by processing of satellite digital data. Carbonates and Evaporites, 17, 17-24.

Khalili, M. & Torabi, H., 2003- The explotion of sodium-sulphate in Aran playa, Kashan, central Iran. Carbonates and Evaporites, 18, 120-124.

Khormali, F. & Abtahi, A., 2003- Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran. Clay Minerals, 38, 511-527.

Khormali, F., Abtahi, A. & Owliaie, H. R., 2005- Late Mesozoic Cenozoic clay mineral successions of southern Iran and their palaeoclimatic implications. Clay Minerals, 40, 191-203.

Krinsley, D. B., 1970- Geomorphological and paleoclimatological Studies of the Playa of Iran. US Government Printing Office Washington D.C, v. 20, 402p.

Lamas, F, Irigaray, C., Oteo, C. & Chacon, J., 2005- carbonate content for engineering purposes with particular regard to marls. Engineering Geology, 81, 32– 41.

Martinez-Ruiz, F., Comas, M. C. & Alonso, B. 1999- Mineral Associations and geochemical indicators in Upper Miocene to Pleistocene sediments in the Alboran Basin. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Reports, 161, 21-37.

Masui, J. I., 1954- Studies on the genesis of clay minerals in soil relation between the clay minerals present and the parent materials at Mt. Katasone, Fukushima prefecture, Japan. Journal of Agricultural Research, 2, 97-116.

Moore, D. M. & Reynolds, R. C., 1989- X-Ray diffraction and the identification and analysis of Clay minerals. New York, Oxford university press, 332p.

Muller, G. & Gatsner, M., 1971- Chemical analysis. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, 10, 466–469.

Nelson, S. A., 2006- clayminerals: Earth Materials, 211p.

www.SID.ir

Archive of SID

Net, I. L., Alonso, M. S. & Limarino, C. O., 2002- Source rock and environmental control on clay mineral associations, Lower Section of Paganzo Group Carboniferous, Northwest Argentina. Sedimentary Geology, 152, 183-199.

Nolan, S. R., Bloemendal, J., Boyle, J. F., Jones, R. T., Oldfield, F. & Whitney, M., 1999- Mineral magnetic and geochemical records of late Glacial climatic change from two northwest European carbonate lakes. Journal of Paleolimnology, 22, 97-107.

Oliveira, A., Vitorino, J., Rodrigues, A., Jouanneau, J. M., Dias, J. M. A. & Weber, A. 2002- Nepheloid layer dynamics of the northern Portuguese shelf: Progress in Oceanography, 52, 195–213.

Pakzad, H. R. & Ajalloeian, R., 2004- Geochemistry of the Gavkhoni playa lake brine. Carbonates and Evaporites, 19, 67-74.

Pakzad, H. R. & Fayazi, F., 2007- Sedimentology and Stratigraphic sequence of the Gavkhoni playa lake, SE Esfahan, Iran. Carbonates and Evaporites, 22, 93-100.

Pakzad, H. R. & Kulke, H., 2007- Geomorfological features in the Gavkhoni playa lake, SE Esfahan, Iran. Carbonates and Evaporites, 22, 1-5.

Pardo, A., Adatte, T., Keller, G. & Oberhansli, H., 1999- Palaeoenvironmental changes across the Cretaceous- Tertiary boundary at Koshak, Kazakhstan, based on planktic foraminifera and clay mineralogy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 154, 247-273.

Piovano, E. L., Ariztegui, D. & Moreiras, S. D., 2002- Recent changes in Laguna Mar Chiquita central Argentina: a sedimentary model for a highly variable saline lake. Sedimentology, 49, 1371-1384.

Reeves, C. C. J., 1978- Economic significance of playa lake deposits. Modern and Ancient Lake Sediments: Special Publication of the International Association of Sedimentologists no. 2. A. Matter and M. E. Tucker. London, Blackwell Scientific Publications, 279-290p.

Rezaei-Moghaddam, M. H. & Saghafi, M., 2006- A change-detection application on the evolution of Kahak playa (South Khorasan province, Iran). *Environmental* Geology, 51, 565–579.

Ruffel, A. & Worden, R., 2000- Palaeoclimate analysis using spectral gamma-ray data from the Aptian Cretaceous of southern England and southern France. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155, 265-283.

Shaw, P. A. & Thomas, D. S. G., 1989- Playas, pans and salt lakes. Arid Zone Geomorphology. D. S. G. Thomas. London, Belhaven Press, 184-205p.

Shoffner, L. R., 2000- The sedimentology, stratigraphy and chemistry of playa lake deposits resulting from Hurricane Nora in the Chapala basin, Baja California, Mexico. M.S. Thesis, Miami University, Oxford, Ohio, 156 p.

Sinha, R., Smykatz-Kloss, W., Stuben, D., Harrison, S. P., Berner, Z. & Kramar, U., 2006- Late Quaternary paleoclmatic reconstruction from the lacustrine sediments of the Sambhar playa core, That Desert margin, India. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 233, 252-270.

Stanley, D. J., Mart, Y. & Nir, Y., 1998- Clay Mineral Distributions to Interpret Nile Cell Provenance and Dispersal: II. Coastal Plain from Nile Delta to Northern Israel. Journal of Coastal Research, 13, 506-533.

Stuben, D., Kramar, U., Berner, Z., Stinnesbeck, W., Keller, G. & Adatte, T., 2002- Trace elements, stable isotopes, and mineralogy the Elles K-T boundary section in Tunisia: indications sea level fluctuations and primary productivity. Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology, 178, 321-345.

Tanner, L. H., 1994- Distribution and origin of clay minerals in the Lower Jurassic McCoy Brook Formation, Minas Basin, Nova Scotia. Sedimentary Geology, 92, 229-239 .

Tucker, M. E., 2001- Sedimentary Petrology: an introduction to the origion of sedimentary rocks. Blackwell, Scientific Publication, London, 260p.

Valero-Garces, B. L., Delgado-Huertas, A., Navas, J. M., Gonzalez-Samperiz, P. & Kelts, K., 2000- Quqternary Paleohydrological evolution of a playa lake: Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. Sedimentology, 47, 1135-1156.

Velde, B., 1995- Composition and Mineralogy of Clay Minerals. Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment. B. Velde, Berlin, Springer-Verlag, 8-42p.

Wall, G. I. & Walling, L. P., 1976- Mineralogy and related parameters of fluvial suspended in northwestern Ohio, Journal of Environmental Quality, v. 5, p. 168-173.

Walling, D. E., Russell, M. A., Hodg Kinson, R. & Zhang, Y., 2002- Establishing sediment budgets for two small lowland agricultural catchment in the UK. Catena, 47, 323-353.

Wood, P. A., 1978- Fine – sediment mineralogy of source rocks and suspended sediment, Rother cathment, West Sussex. Earth Surface Processes and Land Forms.

www.SID.ir