فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی
سال ۷ (۱۳۹۰)، شماره ٤: ۳۵۸-۳٤۳
www.appliedgeology.ir
دانشگاه آزاد اسلامی
واحد زاهدان

مطالعات پالئولیمنولوژی و علل کاهش ناگهانی تراز آب دریاچه ارومیه

راضیه لک*[1]، جواد درویشی خاتونی[2] و علی محمدی[2]
۱) استادیار پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، lak_ir@yahoo.com
۲) کارشناس مدیریت زمین‌شناسی دریایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
*) عهده‌دار مکاتبات

دریافت: ۹۰/۹/۱؛ دریافت اصلاح شده: ۹۰/۱۲/۱۰؛ پذیرش:۹۰/۱۲/۱۵؛ قابل دسترس در تارنما؛ ۹۱/۱/۳۱

چکیده

دریاچه ارومیه به‌عنوان یکی از بزرگ‌ترین دریاچه‌های فوق اشباع از نمک جهان واقع در شمال غرب ایران، امروزه در خطر خشک‌شدگی قرار گرفته است. بحران اخیر زیست محیطی و خشک شدن دریاچه ارومیه هم اکنون یکی از بزرگترین مخاطرات زمین‌شناختی کشور محسوب می‌گردد. بررسی تاریخچه تکاملی دوره هولوسن و شناخت علل کاهش ناگهانی تراز آب دریاچه ارومیه، موضوع پژوهش حاضر می‌باشد. در این پژوهش ضمن انجام بررسی‌های دورسنجی در بازه زمانی ۳۵ ساله، پردازش داده‌های اقلیمی ۵۵ ساله و رابطه آن با تغییرات تراز آب دریاچه، مغزه‌های رسوبی دست نخورده از رسوبات بستر دریاچه در بخش غربی به روش مغزه‌گیری **Auger** تهیه گردید. تعداد ١٦ مغزه با بیشینه ژرفای ۹ متر و مجموعاً بیش از ۹۸ متر از رسوبات زیر بستر دریاچه مورد بررسی قرار گرفت. رخساره‌های رسوبی بر اساس رنگ، اندازه دانه، ویژگی‌های کانی‌شناسی، ساخت رسوبی و نوع کانی‌های تبخیری تفکیک گردید. با توجه به تغییر رخساره‌های رسوبی از سطح به عمق، جغرافیا، اقلیم و تغییرات تراز آب دریاچه از سطح به عمق بازسازی گردید. نتایج حاکی از وجود ۱۷ رخساره رسوبی قابل تفکیک در مغزه‌ها می‌باشد. رخساره‌ها متعلق به محیط‌های رسوبی دریاچه‌ای، باتلاقی، پلایایی، رودخانه‌ای و خشکی می‌باشد. مغزه‌گیری و بررسی رخساره‌های رسوبات زیر بستر دریاچه، نشان می‌دهد اگر چه در نواحی کرانه‌ای دریاچه آثار خشک شدگی به تناوب دیده می‌شود اما بخش اصلی دریاچه در حداقل ۱۳۰۰۰ سال گذشته (٦/٥ متری رسوبات بستر) محیط دریاچه‌ای بوده است و رسوبگذاری پیوسته دیده می‌شود. داده‌های لرزه‌ای موجود نیز مؤید این نکته می‌باشد. لذا تغییر اقلیم و به‌ویژه افزایش تبخیر در سال‌های اخیر اگر چه خود عاملی در کاهش تراز آب دریاچه محسوب می‌گردد، اما علت اصلی خشکسالی دریاچه ارومیه نیست. از حال تا حدود ۱۳۰۰۰ سال گذشته،کشور ایران دستخوش خشکسالی‌های وسیعی بوده است و دریاچه‌های کم‌عمق از قبیل دریاچه مهارلو، میرآباد، زریوار به کرات خشک شده‌اند اما دریاچه ارومیه در آن بحرانهای خشکسالی بجز در نواحی کرانه ای، هرگز خشک نگردیده است. فاز عمده خشکی دریاچه ارومیه از حدود ۱۳۰۰۰ سال قبل آغاز شده است که آنرا می‌توان به خشکسالی عمده آخرین عصر یخچالی که با کاهش رطوبت و پایین رفتن تراز آب دریاچه‌های شمال افریقا و جنوب آسیا توأم بوده است، نسبت داد. بنابراین عامل مهم در کاهش تراز آب امروزی دریاچه ارومیه عوامل آنتروپوژنیک (انسانی) می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: خشکسالی، مغزه رسوبی، تغییر اقلیم، کانی‌های تبخیری، هولوسن، دیرینه اقلیم.

۱- مقدمه

دریاچه ارومیه بزرگترین و شورترین دریاچه دائمی ایران و یکی از بزرگترین دریاچه‌های فوق اشباع از نمک دنیا است که از این نظر با دریاچه بزرگ نمک آمریکا قابل مقایسه است. هر دو دریاچه در یک محیط قاره‌ای خشک، فوق اشباع از نمک، با عمق مشابه وحدود ۱۲۸۰ متر ارتفاع از سطح آب دریا و تیپ شورابه‌ای سدیم، کلر، سولفات

www.SID.ir
Archive of SID

می‌باشند. علاوه بر آن رسوبات هر دو آنها غالباً رسوبات درون حوضه‌ای و پلت آرتمیا است و هر دو نوسانات تاریخی یکسانی در تراز آب دریاچه داشته‌اند (Kelt & Shahrabi 1986). این دریاچه در گستره‌ای با تکتونیک فعال در شمال باختری ایران قرار دارد و یک ارتباط مهمی برای شبکه دریاچه‌های جهانی محسوب می‌گردد که قادر است تغییرات اقلیمی خاورمیانه را که متاثر از مانسون‌ها می‌باشد را معرفی نماید. طول این دریاچه بین ۱۲۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و عرض آن بین ۲۰ تا ۵۰ کیلومتر و میانگین ژرفای آن ٦ متر است (Esmaeili Dahesh et al. 2010). آب دریاچه ارومیه از منابع مختلفی تأمین می‌گردد. مهم‌ترین رودخانه‌های حوضه آبریز ارومیه عبارتند از جیغاتی (زرینه‌رود)، تاتائو(سیمینه‌رود)، سویوق بولاق چای (مهابادچای)، گادارچای، باراندوزچای، شهرچای، روضه‌چای، نازلوچای، زولاچای، تسوج‌چای، آجی‌چای و صوفی‌چای می‌باشند (درویشی خاتونی و همکاران ۱۳۸۹) که فصلی و دائمی می‌باشند و از داخل سازندهای مختلف زمین‌شناسی اطراف دریاچه عبور می‌کنند. منشا اصلی املاح دریاچه، املاح موجود در آب باران، رخنمون‌های حوضه آبریز بویژه تبخیری‌های میوسن است. آجی چای که از دامنه شرقی کوه ساوالان سرچشمه می‌گیرد طولانی‌ترین رودخانه دائمی شرق دریاچه است که بعلت عبور از تشکیلات تبخیری و تخریبی الیگومیوسن، بخصوص گنبدهای نمکی اطراف خواجه و فرسایش این سازندها، مقادیر زیادی رسوب و املاح را به دریاچه منتقل می‌کند در نتیجه غنی‌شدگی نسبت به یون هایی نظیر Na^{+} و SO_4^{2-} را در این رودخانه می‌توان مشاهده نمود. در واقع یکی از دلایل اصلی شوری بیش از حد دریاچه، تأمین یون‌های محلول توسط رودخانه آجی‌چای است (درویشی خاتونی و همکاران ۱۳۹۰). گفته می‌شود دریاچه ارومیه ابتدا دارای آب شیرین بوده است و حدود ۳۵ هزار سال پیش، رفته رفته شورتر شده است (غضبان و مهاجر باوقار ۱۳۷٦). از حدود ده هزارسال پیش تاکنون، دریاچه از نمک اشباع شده و میزان املاح آن بین ۱۳۰ تا ۱۸۰ PPT گردیده است و در برخی سالها تا ۲۳۰ PPT اندازه‌گیری شده است (جلیلی ۱۳۷٤). میزان شوری آب دریاچه ارومیه در پائیز سال ۱۳۸۰ تا مرز بحرانی خود یعنی حدود ۳۰۰ PPT رسیده است (اسلامی ۱۳۸۰). اندازه‌گیری‌های انجام شده در اواخر سال ۱۳۸۹ حاکی از افزایش میزان شوری تا حدود ۳۸۰ PPT می‌باشد. دریاچه ارومیه امروزه با خطر جدی خشک شدن و نابودی روبرواست.

از آنجایی که شتاب کاهش تراز آب و خشک شدن دریاچه در سال‌های کنونی افزایش چشم گیری داشته است و این مساله تبدیل به بحران جدی زیست محیطی در این منطقه از کشور شده است، این پژوهش انجام گردید. هدف از انجام بررسی‌های پالئولیمنولوژی و یا دریاچه شناسی دیرینه، شناخت و آگاهی از تاریخچه رسوبگذاری دوره هولوسن، نحوه تغییر محیط‌های رسوبی، تعیین دوره‌های خشکسالی و ترسالی می‌باشد و نهایتاً مشخص نمودن آنکه خشکسالی‌های حاکم بر بخش‌های بزرگی از ایران در گذشته که سبب خشک شدن سایر دریاچه‌ها (به استثنای دریای خزر) گردیده است، آیا باعث خشک شدن دریاچه ارومیه شده است یا اینکه تأثیر خشکسالی‌ها بر این دریاچه چندان با اهمیت نبوده است و در نهایت آنکه در چه بازه‌های زمانی دریاچه ارومیه خشک بوده است.

۲- نوسانات تراز آب دریاچه

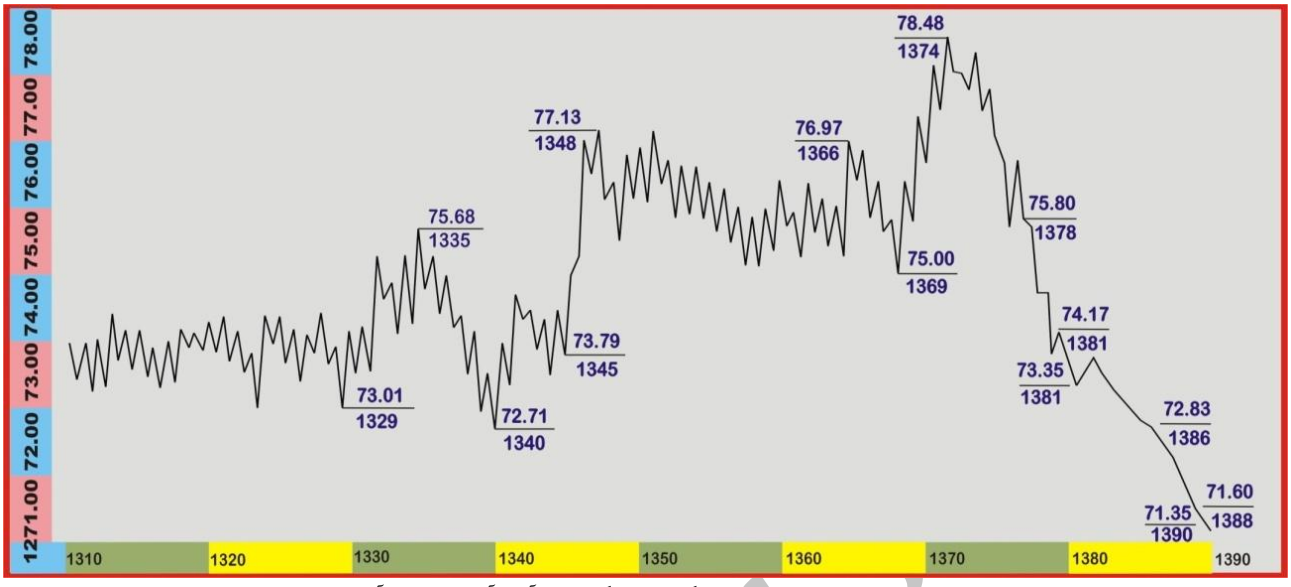
تصویر۱، نوسانات تراز آب دریاچه ارومیه را در ۸۰ سال گذشته با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای نشان می‌دهد. از سال ۱۳۷٤ تا ۱۳۸۹ چیزی حدود ۷ متر کاهش تراز اتفاق افتاده است. میانگین فرازای سطح آب دریاچه در سال ۱۳٤٦ معادل ۱۲۷٤ متر بوده است. تراز آب در سال ۱۳۷٤ به ۱۲۷۸/٤۸ متر رسیده است.

در این سال اکثر تأسیسات موجود در سواحل دریاچه به زیر آب رفت. پس از این تاریخ، سطح آب دریاچه به شدت کاهش یافت. آمارها نشان می‌دهد از سال ۱۳۷٤ تاکنون تراز آب دریاچه ارومیه سیر نزولی داشته به طوری که در مرداد ماه ۱۳۸۸ به سطح ۱۲۷۱/٤ متر از سطح آب‌های آزاد رسیده است که این میزان ۲/۷ متر کمتر از سطح تراز اکولوژیکی دریاچه، ٦/۹ متر کمتر از تراز حداکثری و ٤/۳ متر کمتر از متوسط درازمدت ٤۰ ساله آن است (تصویر ۱).

وسعت دریاچه در سال ۱۳۸۸، ۲۷۲۳/٤ کیلومتر مربع (٤۹/۷ درصد) در مقایسه با سال ۱۳٦۸، کاهش یافته است که بالاترین میزان کاهش سطح دریاچه در طول دوره‌های مطالعاتی محسوب می‌شود (صالحی پور و همکاران ۱۳۸۹ و۱۳۹۰). اما آنچه مسلم است، آن است که عمق دریاچه از آن چه که در اثر کاهش تراز آب حاصل گردیده به مراتب کمتر است و علت آن ته‌نشست نمک و سایر کانیهای تبخیری در بستر دریاچه با ستبرایی بین یک تا چند متر است که به‌شدت سبب کاهش ژرفای آب و تبدیل دریاچه به کفه نمکی شده است. افسانه‌هایی مبنی بر امکان راه رفتن بر روی یک برآمدگی باریک از کرانه دریاچه تا جزایر در قبل از سال ۱۱۹۸ وجود دارد که اگر واقعی باشد، آن‌را می‌توان به دوره یخچالی کوچک (Little ice age) نسبت داد. اما شواهد لرزه نگاری کم‌عمق دریاچه چنین چیزی را تأیید نمی‌نماید (Kelts & Shahrabi 1986). در حال حاضر در دریاچه‌ی ارومیه دو اتفاق در حال رخ دادن است. نخست اینکه میانگین ارتفاع سطح آب هر ماه نسبت به ماه مشابه در سال قبل در حال کاهش می‌باشد و دیگر آنکه نوسانات تراز آب در فصل تر و خشک نیز در حال افزایش است

Archive of SID
www.SID.ir

(درویشی خاتونی و همکاران ۱۳۹۰). ایجاد وضعیت جدید دریاچه بیانگر تبدیل محیط دریاچه‌ای (Lake) به محیط دریاچه پلایایی (playa lake) می‌باشد.



تصویر ۱- تغییرات سطح تراز دریاچه ارومیه در ۸۰ سال گذشته (برگرفته از آمار آب منطقه‌ای آذربایجان غربی و شرقی ۱۳۸۹)

۳- زمین‌شناسی

دریاچه ارومیه در یک زون تکتونیکی برخوردی بین دو پلیت اورازیا و عربی واقع شده است (MacKenzie 1981). و به‌صورت یک ناحیه فرونشسته زمین ساختی (Graben) در پست‌ترین فرونشست آذربایجان است که در اثر عملکرد گسل تبریز در شرق و گسل ارومیه در غرب ایجاد شده است که اطراف آن را کوه‌های مرتفع با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر فرا گرفته است (شهرابی ۱۳۷۳).

فعالیت گسل تبریز در این منطقه سبب بالاآمدگی قطعه‌ی شمالی این گسل شده و قطعه‌ی فوق‌الذکر با ایجاد مانعی در مقابل جریان آب، موجبات تشکیل دریاچه ارومیه را فراهم آورده است (پور کرمانی و صدیق ۱۳۸۲).

این ارتفاعات بر حسب موقعیت جغرافیایی دارای روندهای گوناگون هستند. روند رشته کوه‌های شمال دریاچه، شمال‌غربی- جنوب‌شرقی تا شرقی- غربی است. مهم ترین ارتفاعات شمال دریاچه رشته کوه‌های میشو و مورو هستند که دنباله کوه‌های البرز می‌باشند و ادامه آنها در شمال‌غرب ایران به کوه‌های آرارات در ترکیه متصل می‌گردد. گسل تبریز نیز روندی همسو با این رشته کوه‌ها دارد. کوه‌های غربی دریاچه روندی شمالی- جنوبی تا شمال‌غربی- جنوب‌شرقی دارند و این ارتفاعات نیز در غرب به ارتفاعات ترکیه متصل می‌گردند. رشته کوه‌های جنوبی دریاچه ارومیه روندی مشابه با رشته کوه زاگرس دارند و در واقع دنباله رشته کوه زاگرس بشمار می‌آیند. در سمت شرق دریاچه رشته کوه‌هایی با روند شمالی– جنوبی به دشت‌های آبرفتی و پست سواحل شرقی دریاچه که شیبی ملایم دارند، منتهی می‌شوند. در پلیو – پلیستوسن، دریاچه ارومیه تا تبریز و مراغه گسترش داشته است. برخلاف جزیره اسلامی که از سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن است، دیگر جزایر، نهشته‌های فلیش کرتاسه زیرین و یا سنگ آهک‌های ریفی میوسن (سازند قم) هستند. به‌دلیل نقش قابل توجه این سازندها در تأمین یون‌های موجود در رسوبات دریاچه، بیان ویژگی‌های سنگ-شناسی اطراف دریاچه از اهمیت خاصی برخوردار است (آقانباتی ۱۳۸۵). اگرچه در گزارش‌های قدیمی (Günther 1899)، دریاچه ارومیه را باقیمانده دریای مدیترانه دانسته‌اند ولی از نگاه زمین‌شناسی، این حوضه حاصل عملکرد سامانه‌های گسل‌های فشاری مانند گسل تبریز و زرینه‌رود است که در سیستم آب‌گیری آن نقش اساسی داشته‌اند. از نگاه زمین‌ساختی صفحه‌ای، دریاچه ارومیه، در قسمتی از پهنه خرد شده بین صفحه‌های عربستان و ایران و ریزصفحه‌های ایران و ترکیه قرار گرفته و می‌توان آن را نوعی دریاچه زمین‌ساختی دانست که کوه‌های بلندی آن را در بر گرفته است (آقانباتی ۱۳۸۵).

حدود ۳۵ تا ۴۰ متر نهشته‌های نرم دریاچه‌ای بر روی پی‌سنگ سخت شده کرتاسه زیرین و یا سنگ‌آهک‌های مارنی میوسن (سازند قم) قرار گرفته که با ویژگی‌های کنونی، سن دریاچه را ۳۰ تا ۴۰ هزار سال تعیین می‌کند. ولی بر اساس پادگانه‌های دریاچه‌ای پیرامون آن، سن دریاچه را ۴۰۰ تا ۵۰۰ هزار سال برآورد می‌کنند (آقانباتی ۱۳۸۵).

Archive of SID

www.SID.ir

۴-مواد و روش‌ها

روش مطالعه در انجام این پژوهش شامل جمع‌آوری اطلاعات، آمار منتشر شده، داده‌های اقلیمی ۵۵ ساله، مقالات و کتب مرتبط فارسی و لاتین، بررسی‌های دورسنجی، عملیات صحرایی و مغزه‌گیری، عملیات آزمایشگاهی، پردازش داده‌های صحرایی، آزمایشگاهی و دفتری و سپس تعبیر و تفسیر و نتیجه‌گیری می‌باشد.

۴-۱-عملیات صحرایی و آزمایشگاهی

به منظور بررسی‌های رسوب‌شناسی، تعداد ۱۶ مغزه رسوبی دست نخورده از حاشیه غربی (جنوب و شمال بزرگراه شهید کلانتری) و جنوب غربی دریاچه ارومیه برداشت شد. موقعیت مغزه‌های برداشت شده در (تصویر ۲) قابل مشاهده می‌باشد. عمیق‌ترین مغزه (مغزه شماره ۷) به عمق ۹۵۰ سانتی‌متر در شمال بزرگراه شهید کلانتری و کم‌عمق‌ترین مغزه (مغزه شماره ۱۱) به عمق ۱۸ سانتی‌متراست. مغزه‌ها توسط یک عدد مغزه‌گیر دستی از نوع Handy Auger تهیه گردید (Piovano et al. 2002). روش‌های متداول در این بررسی‌ها شامل انتخاب و آماده نمودن روش مغزه‌گیری، تعیین ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی رسوبات بستر، تعیین نرخ رسوبگذاری و آنالیزهای آماری داده‌های اخذ شده می‌باشد. از مغزه‌های برداشت شده، با دوربین عکاسی دیجیتالی عکس تهیه گردید. توصیف مغزه‌ها به دقت نوشته شد و سپس نمونه‌برداری صورت گرفت. روش تهیه نمونه‌ها به گونه‌ای بود که در طول مغزه‌ها با مشاهده هر تغییر رخساره، یک نمونه تهیه شد. روش آماده‌سازی نمونه‌ها و نحوه آزمایشات بر اساس دستورالعمل‌های ذکر شده توسط لوئیس و مک‌کونچی (Lewis & McConchie 1994) انجام گرفت. نیمی از نمونه‌ها جهت انجام آزمایشات دانه‌بندی و نیمی دیگر جهت تهیه پودر برای آزمایش‌های کانی‌شناسی و شیمیایی مورد استفاده قرار گرفت (Raab et al. 2000 & 2007). بر اساس مشاهدات صحرایی، توصیف مغزه‌ها و نتایج آزمایشگاهی، مغزه‌ها به واحدهای رسوبی تفکیک وستون چینه شناسی آنها رسم گردید. همچنین زیر محیط رسوبی (Sub environment) هر واحد تعیین گردید (Li et al. 1996, Valeo-Benison & Garces et al. 1998, Goldstein 2001). پیووانو و همکاران (Piovano et al. 2002)، با در نظر گرفتن داده‌های مربوط به درصد CaCO3 و سایر داده ها، تغییرات تراز آب دریاچه را در مغزه‌ها تفسیر نمودند. همچنین لک (۱۳۸۶) نیز مطالعات مشابهی برای دریاچه مهارلو انجام داده است که در آن نوع کانی‌های تبخیری، ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی، کانی‌شناسی و رنگ رسوب در توصیف رخساره‌ها و تعیین زیرمحیط رسوبی به‌کار گرفته شده است.

۵- بحث

۵-۱- رسوب‌شناسی

دریاچه ارومیه دارای رسوبات تخریبی و درون حوضه‌ای است. رسوبات تخریبی غالباً توسط رودخانه‌ها از رخنمون‌های بالادست به داخل حوضه حمل می‌گردد. در شرایطی که آب و هوای گرم و مرطوب با میزان بارندگی زیاد حاکم باشد، رسوبات آواری به مقدار زیادی وارد دریاچه می‌شود. در چنین شرایطی رسوبات درشت‌دانه در ابعاد ماسه و گراول در حاشیه دریاچه ته‌نشست می‌کند و رسوبات ریزدانه در حد سیلت و رس به فرم معلق به نواحی مرکزی دریاچه حمل می‌گردد و در یک محیط آرام رسوب می‌کند (موسوی حرمی ۱۳۸۱). لذا سرعت رسوبگذاری در حاشیه بیش از مناطق مرکزی‌تر دریاچه است (Lak et al. 2007). بخش اصلی کانی‌های رسی در دوره‌هایی با آب و هوای مرطوب و بارش زیاد که سطح آب دریاچه بالاست وارد دریاچه شده‌اند (محمدی ۱۳۸٤). لذا فراوانی کانی‌های رسی معرف دوره‌های پر آبی است. رودخانه آجی‌چای با وجود اینکه در مقایسه با جیغاتی (زرینه‌رود) از آبدهی سالیانه بسیار پایین‌تری برخوردار است، ولی میزان رسوب و مواد محلول بیشتری را نسبت به سایر رودخانه‌ها وارد دریاچه می‌کند (بیش از ٤۰ درصد کل رسوب تخریبی وارده به دریاچه در طی یک سال). رودخانه جیغاتی (زرینه‌رود) با وجود تأمین بیش از ٤۰ درصد آب ورودی دریاچه، آورد سالیانه رسوب آن تنها ۲۰ درصد کل رسوبات تخریبی وارده به دریاچه در طی یک سال است. سایر رودخانه‌ها نیز بسته به میزان آبدهی، جنس و میزان فرسایش‌پذیری سازندهای موجود در حوضه آبریز خود، در تأمین رسوبات وارده به دریاچه نقش دارند (محمدی ۱۳۸٤). بیش از ۸۷ درصد آب و بیش از ۹۰ درصد رسوب به بخش جنوبی دریاچه وارد می‌شود لذا میزان بیشتری از رسوبات در بخش جنوبی دریاچه رسوب می‌کنند. یکی دیگر از انواع رسوبات بستر دریاچه ارومیه رسوبات شیمیایی و بیوشیمیایی است. رسوبات شیمیایی عمده‌ترین رسوبات دریاچه‌های فوق اشباع از نمک می‌باشند. به‌طور کلی با افزایش درجه شوری به ترتیب کربنات‌ها، سولفات‌ها (ژیپس و انیدریت) و کلرورها (هالیت) تشکیل می‌گردند (Warren 2006).

رسوبات شیمیایی و بیوشیمیایی حدود ٦۰-۵۰ درصد کل رسوبات دریاچه را شامل می‌گردند. نسبت رسوبات شیمیایی و بیوشیمیایی نسبت به رسوبات آواری شاخص مهمی برای بررسی شرایط محیطی و وضعیت آب و هوایی محسوب می‌شوند. هم‌چنین افزایش و کاهش میزان اجزاء تبخیری و کانی‌های رسی در رسوبات، نشان‌دهنده شرایط آب و هوایی محیط است. مهم‌ترین اجزاء شیمیایی و بیوشیمیایی رسوبات دریاچه شامل گل‌های آراگونیتی، دانه‌های پوشش‌دار،

Archive of SID
www.SID.ir

پلت‌های دفعی، ژیپس و کانی‌های تبخیری می‌باشند (محمدی و همکاران ۱۳۸۹). پلت‌های آرتمیا که طول آنها بین ۲۰۰ تا ۶۰۰ میکرون و قطر آنها حدود ۱۵۰ میکرون است. میله‌ای شکل و شبیه دانه‌برنج هستند. آراگونیت نوع متداول کربنات کلسیم اولیه و درون حوضه‌ای است که از شورابه‌هایی با مقدار منیزیم پایین و دمای بالاتر از ۳۰ درجه سانتیگراد، رسوب می‌کند (Kinsman & Holland 1969). این رسوبات دریاچه ارومیه اغلب به صورت گل کربناته و یا پلت یافت می‌شود. با افزایش تبخیر، درصد نمک در دریاچه بالا رفته و آرتمیا که در یک رنج خاصی از شوری قادر به ادامه حیات است از بین می‌رود، در نتیجه پلت‌های دفعی که بخش مهمی از رسوبات کربناته را تشکیل می‌دهند نیز کاهش می‌یابند. گل‌های کربناته از سازندگان اصلی رسوبات کربناته دریاچه به شمار می‌آیند و عمدتاً در نتیجه فعالیت‌های زیستی جلبک‌های فتوسنتز کننده و خروج CO_2 از محیط تشکیل می‌گردند. با افزایش میزان تبخیر و در نتیجه افزایش شوری محیط، موجودات فتوسنتز کننده کاهش یافته یا از بین می‌روند در نتیجه تولید گل‌های کربناته به روش بیوشیمیایی کاهش و حتی متوقف می‌شود. با افزایش شوری در محیط و ایجاد لایه‌بندی در ستون آب، شرایط بی‌اکسیژنی در کف حوضه ایجاد می‌گردد. فراوانی رسوبات کربناته با افزایش شوری محیط کاهش و رسوبات تبخیری افزایش می‌یابد (Sonnenfeld 1984). رسوبات تبخیری از دیگر اجزاء شیمیایی رسوبات به‌شمار می‌روند مهم‌ترین کانی‌های تبخیری موجود در رسوبات دریاچه، هالیت، ژیپس و انیدریت و به مقدار کمتری کانی‌های تبخیری دیگر مانند پلی هالیت، هگزاهیدرات، کیزریت، کارنالیت و بیشوفیت است که این کانی‌ها در زمان افزایش شوری در اثر خشکسالی‌ها ایجاد می‌گردد (طلوعی ۱۳۷۵).

در بین کانی‌های تبخیری، ژیپس و هالیت از اهمیت بیشتری برخوردار است. با افزایش عمق نمونه‌ها کاهش نسبی در مقدار تبخیری‌ها مشاهده می‌گردد. این حالت نشان‌دهنده افزایش شوری آب دریاچه با گذشت زمان است. دریاچه ارومیه دریاچه‌ای با آب شیرین بوده که به‌تدریج شورتر شده تا به حد فوق اشباع از نمک رسیده است (Kelts & Shahrabi 1986).

مطالعه توالی رسوبات بیانگر آن است که رسوبات، در محیطی فوق اشباع از نمک با تناوب رسوبات تخریبی، شیمیایی و بیوشیمیایی ایجاد شده‌اند. با توجه به رخساره‌های رسوبی موجود، سه محیط رسوبی تالابی، دریاچه‌ای و پلایایی قابل تشخیص است. پس از تعیین وضعیت رسوبگذاری و نوع رسوبات، بررسی تغییرات سطح آب دریاچه در طول زمان، پیشروی و پسروی خطوط ساحلی و تأثیر این تغییرات بر تالاب‌های حاشیه‌ای موجود، سعی گردید موقعیت برداشت مغزه‌ها به‌گونه‌ای باشد که هم از محیط دریاچه‌ای و هم از محیط تالابی امروزی، مغزه‌گیری انجام شود. به‌دلیل تعداد زیاد مغزه‌ها، در اینجا تنها به توصیف رخساره‌های مربوط به سه مغزه U13, U15 , U16 متعلق به یک ترانسکت عمود بر ساحل در جنوب باختر دریاچه که از ساحل تا ٤ کیلومتری داخل دریاچه را شامل می‌گردد، پرداخته می‌شود (تصویر ۲).

۵-۲- رخساره‌های رسوبی

رسوبات مورد مطالعه براساس ویژگی‌های رخساره‌ای مانند رنگ، اندازه ذرات، میزان ماده آلی، حضور پلت آرتمیا و کانی‌های تبخیری به رخساره‌های مختلف تفکیک گردیدند. در ١٦ مغزه مورد مطالعه ١٧ رخساره رسوبی شناسایی گردید (محمدی و همکاران ۱۳۸۹). با تلفیق اطلاعات مربوط به پارامترهای آماری و رخساره‌های رسوبی شرایط رسوبگذاری و محیط‌های رسوبگذاری گذشته، بازسازی گردید. رخساره‌های موجود در ۳ مغزه مورد بحث به اختصار به قرار زیر می‌باشد.

رخساره ۰ : این رخساره که غالبا در سطح رسوبات وجود دارد، شامل بلورهای نمک به ضخامت تقریبی ۲ تا ۵ سانتی‌متر در فصل تر می‌باشد. با تداوم خشک شدن دریاچه (فصل خشک) ضخامت این رخساره به سرعت افزایش می‌یابد. (تصویر۳- A).

رخساره ۳ : گل (سیلت رسی) کربناته به رنگ قهوه‌ای که در اثر هوازدگی و وجود اکسید آهن به رنگ قهوه‌ای درآمده است (تصویر ۳- B). این رخساره معرف رسوبات دوره خشک است (موسوی حرمی ۱۳۸۱).

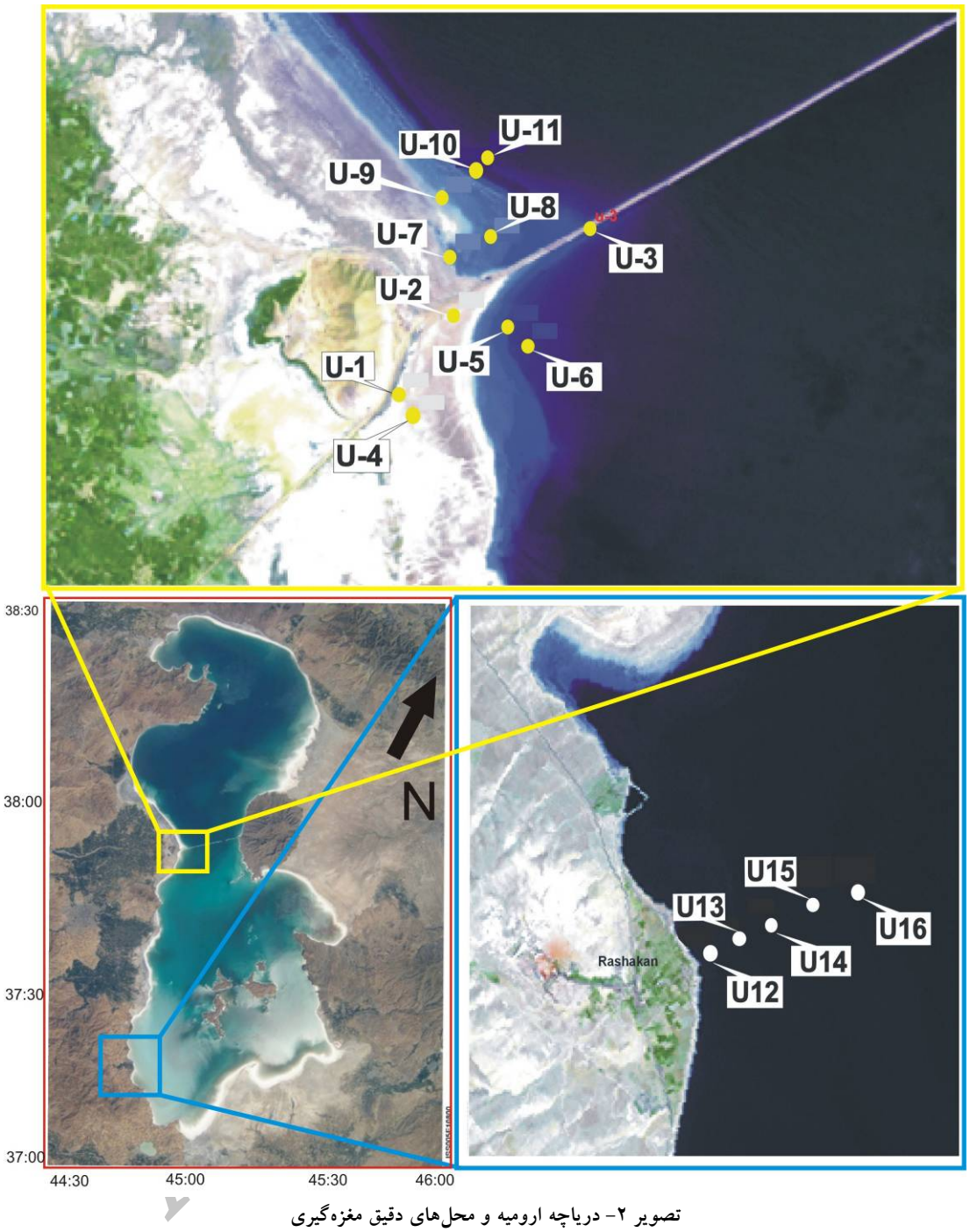
رخساره ٤ : شامل رخساره گل (رس سیلتی) کربناته-تخریبی، غنی از ماده آلی و به رنگ خاکستری تیره است. رنگ تیره نشان از شرایط احیایی محیط و حضور مقدار قابل ملاحظه ماده آلی است. این رخساره بیانگر محیط دریاچه‌ای است (Reading 1996) (تصویر٤- B).

رخساره ۵ : شامل ماسه متوسط از جنس ذرات تخریبی-درون حوضه ای، به رنگ خاکستری روشن، دارای ماده آلی، واجد مقدار کمی پلت آرتمیا است. این رخساره بیانگر محیط دریاچه‌ای است (Lak et al. 2004) (تصویر٤-D, A).

رخساره ۱-۵ : دارای تمام ویژگی‌های رخساره ۵ با میزان بالایی از پلت آرتمیا به‌صورت میان لایه‌ای است. رخساره ۵-۱ مربوط به بخشهای داخلی تر دریاچه و نسبت به رخساره ۵، تراز آب بالاتر بوده است (تصویر ٤-A).

Archive of SID

www.SID.ir



تصویر ۲- دریاچه ارومیه و محل‌های دقیق مغزه‌گیری

رخساره ٦ : سیلت رسی به رنگ خاکستری تا سبز که به طور عمده از گل‌های آراگونیتی تشکیل شده است. این رخساره نیز بیانگر محیط دریاچه‌ای است (تصویر D-٤).

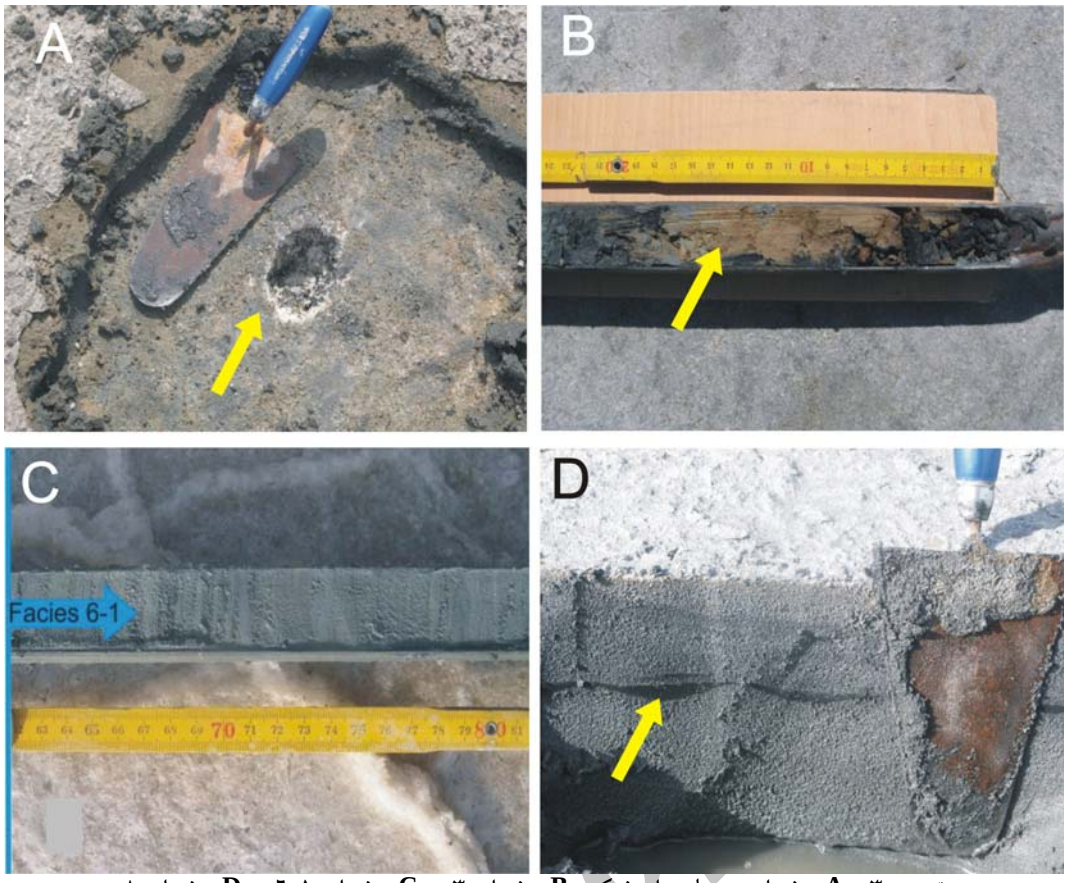
رخساره ١-٦: با ویژگی رخساره ٦ که در لایه‌های بسیار محدود و نازکی دارای پلت‌های آرتمیا است (تصویر C- ٤).

رخساره ٨: دارای گل سیاه رنگ با میزان بالای ماده آلی است که نشان‌دهنده شرایط محیطی احیایی می‌باشد. این رخساره در بین رخساره‌های ٥ و ٧، به‌صورت عدسی‌هایی کوچک قابل مشاهده است. این رخساره بیانگر محیط پلایایی و رسوبات مربوط به زیر لایه‌های نمک است (تصویر D -٣) (Warren 2000).

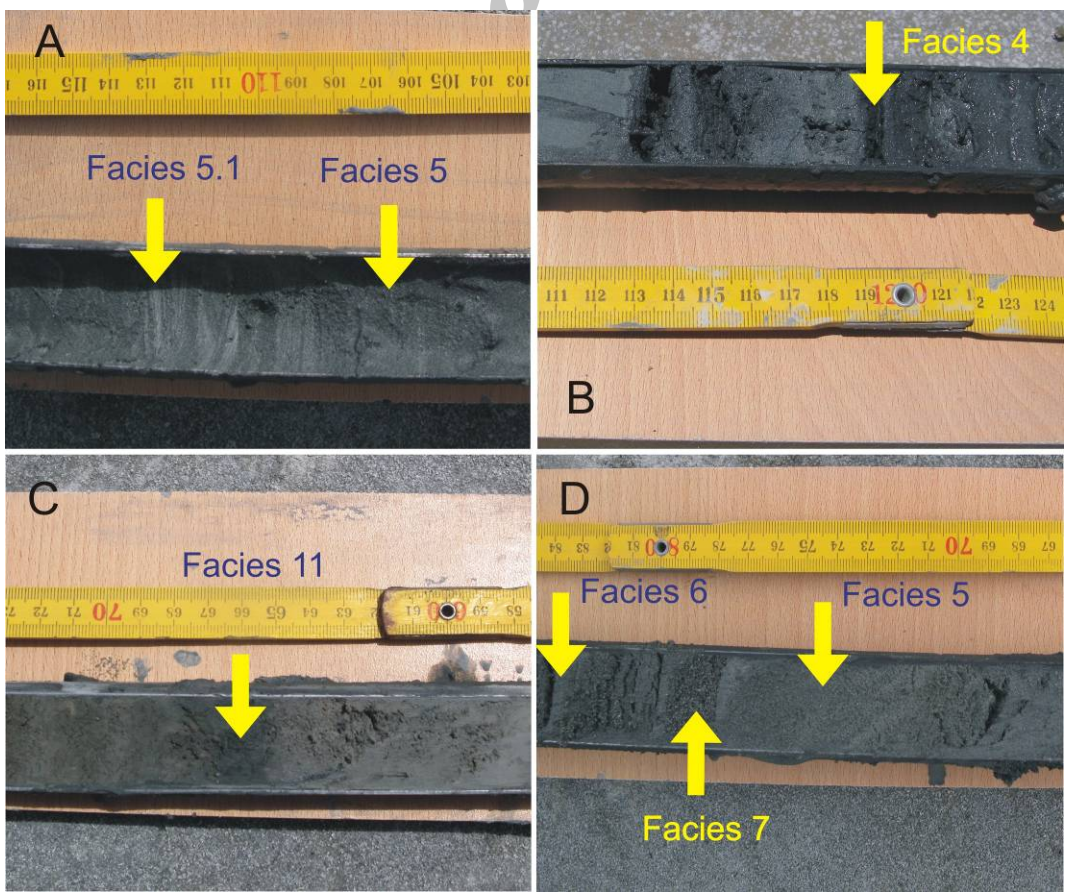
رخساره ٩ : شامل مارن سبز به همراه ریشه گیاهان است که نشان‌دهنده محیط تالابی می‌باشد(تصویر A- ٥).

رخساره ١١: شامل مارن‌های سبز رنگ به همراه گل‌های قهوه‌ای رنگ به صورت پراکنده می‌باشد و مربوط به محیط‌های تالابی می‌باشد. رخساره ١١ در مقایسه با رخساره ٩ در شرایط کم‌آب‌تری قرار دارد (تصویر C-٤).

www.SID.ir



تصویر ۳- **A**: رخساره ۰، بلورهای نمک **B**: رخساره ۳ **C**: رخساره ۱-٦ **D**: رخساره ۸



تصویر ٤) **A**: رخساره ۵ و ۵/۱، **B**: رخساره ٤ **C**: رخساره ۱۱ **D**: رخساره ۵ و ٦و۷

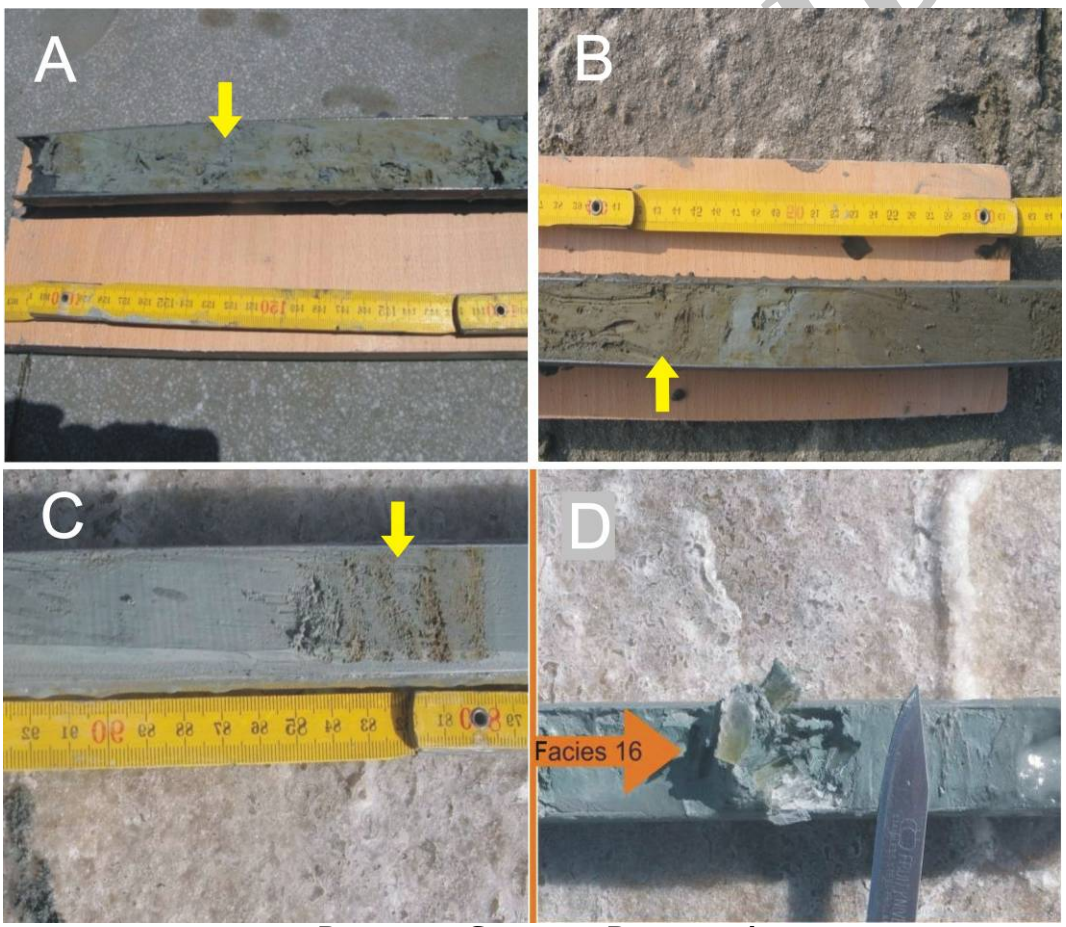
www.SID.ir

رخساره ۱۲: شامل گل قهوه‌ای رنگ است که بشدت حالت متراکم داشته و چسبنده می‌باشد. فاقد هرگونه پلت آرتمیا بوده و به‌دلیل کم آب بودن، فشردگی، چسبندگی و تراکم بالا، حفاری در آن بسیار سخت بوده و در زمان مغزه‌گیری با رسیدن به این لایه، غالباً حفاری متوقف گردید. این رخساره نشان‌دهنده رسوبات مربوط به پهنه گلی و شاخص دوره‌های خشکسالی عمده است که رسوبات مدت طولانی از آب خارج شده‌اند (تصویر ۵ – B).

رخساره ۱۳: شامل گل با رنگ قهوه‌ای به همراه ریشه گیاهان است که اندازه ذرات نسبت به رخساره ۱۲ کمی درشت‌تر می‌شود و نشان‌دهنده محیط تالابی- خشکی می‌باشد (تصویر ۵- C).

رخساره ۱۶: این رخساره شامل گل کربناته با ژیپس‌های درشت بلور می‌باشد. اندازه این بلورها به بیش از ۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. رشد و تشکیل این کریستال‌های ژیپس به‌صورت ثانویه و به‌دلیل تماس با شورابه‌های غنی از SO_4 صورت می‌گیرد (Eugester & Hardie 1978) (تصویر ۵- D). پلت‌های دریاچه ارومیه مربوط به خرچنگی به نام آرتیمیا است. این ارگانیزم‌ها به دما بسیار حساس هستند و در تابستان بوفور دیده می‌شوند. این رخساره مربوط به زون درون دریاچه است. هم‌چنین رسوبات دارای لامیناسیون بیانگر بالاتر بودن تراز آب نسبت به رسوبات بدون لایه‌بندی است (Mess 1999).

تصویر٦ ستون چینه شناسی، تغییرات نسبی تراز آب دریاچه و تطابق چینه‌ای به مغزه رسوبی عمد بر ساحل در بخش غربی دریاچه را نشان می‌دهد. منحنی سمت راست نشان‌دهنده زیر محیط‌های رسوبی مختلف است که از چپ به راست با افزایش نسبی تراز آب دریاچه منطبق است.



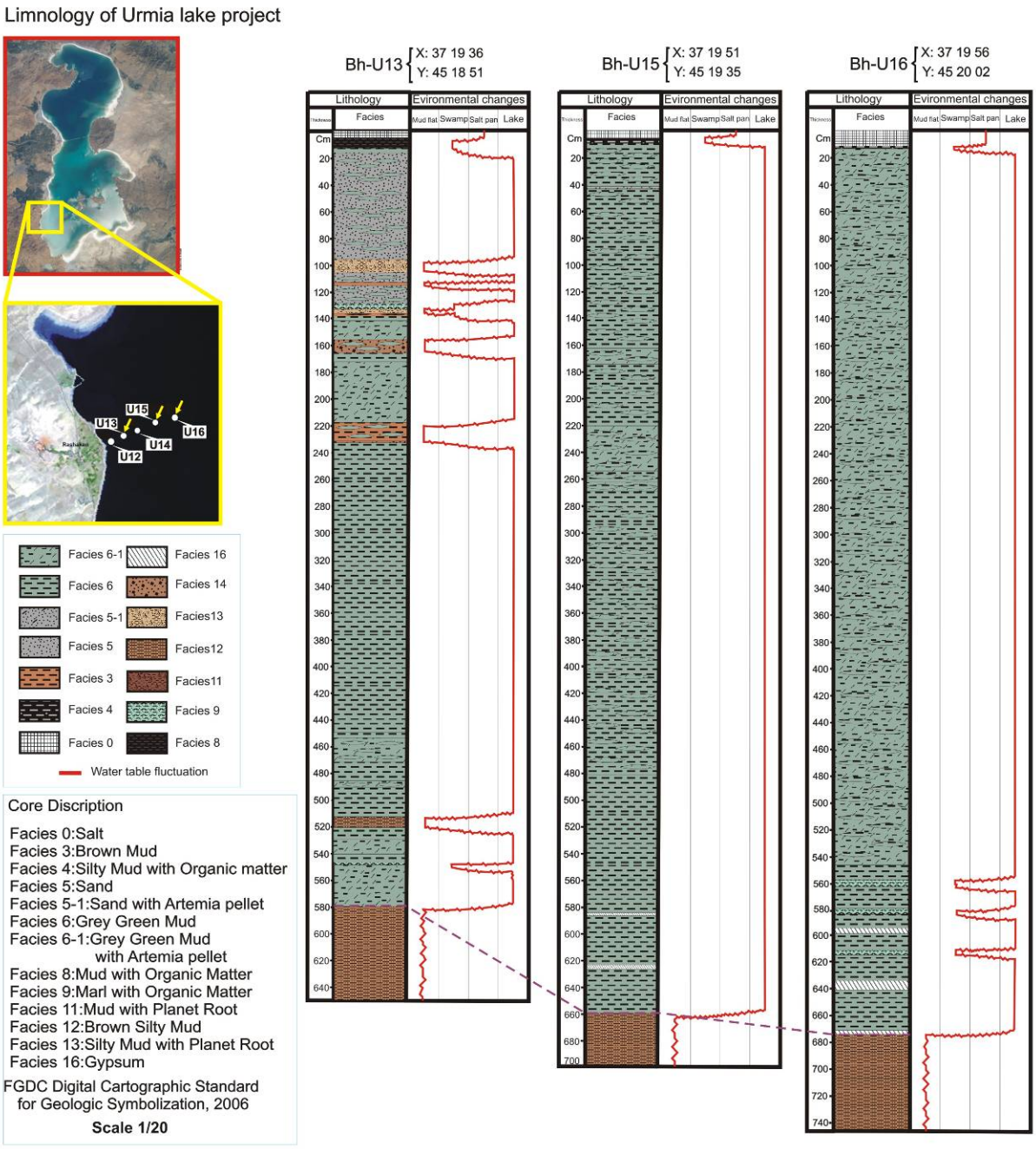
تصویر ۵- A: رخساره ۹- B: رخساره ۱۲-C: رخساره ۱۳- D: رخساره ۱٦

خارج قرار گرفتن رسوبات از آب با ایجاد افق‌های قرمز رنگ توأم است. این شرایط بیانگر آن است که دوره خیلی خشک بر منطقه حاکم بوده است و مقدار بارندگی ناچیز بوده است (Li et al. 1996). قرار گرفتن تراز آب منطبق بر خط مبداء به معنای آن است که تراز آب در سطح زمین قرار گرفته است و دلیل بر دوره کم و بیش خشک است.

بر اساس شواهد ذکر شده در خصوص هر رخساره، برای هر یک از مغزه‌ها ستون چینه‌شناسی، زیر محیط رسوبی و تراز آب دریاچه رسم گردید (تصویر ٦). همان‌طور که ملاحظه می‌شود، در محیط دریاچه‌ای، تراز آب در سمت راست که بالاترین تراز ممکن است قرار می‌گیرد با تبدیل محیط دریاچه‌ای به محیط پلایایی و سپس محیط باتلاقی و

www.SID.ir

رودخانه‌ای، به‌تدریج تراز آب کاهش و به سمت چپ حرکت می‌کند. کاهش تراز آب دریاچه در چند سانتی‌متر اول مربوط به کاهش تراز در فصل تابستان گذشته است. اما بعد از آن به سمت پایین مغزه، تراز آب دریاچه در دو مغزه U15 و U16 تا عمق ٦٦٠ و ٥٦٠ سانتیمتری بالا بوده است و محیط دریاچه‌ای حاکم بوده است. در مغزه U15 خشکسالی عمده از عمق ٦٦٠ سانتی‌متری آغاز شده است و در مغزه U16 این خشکسالی از عمق ٥٦٠ سانتیمتری شروع شده اما در عمق ٦٨٠ سانتیمتری دریاچه کاملاً خشک شده است. در مغزه U13 که در وضعیت کرانه‌ای قرار دارد، دوره‌های خشک و رسوبات قرمز رنگ مربوط به آن به تناوب دیده می‌شود. این موضوع حاکی از آن است که خشکسالی‌های عمده در کشور ایران تنها باعث کاهش وسعت دریاچه و خارج شدن رسوبات کرانه‌ای از آب گردیده است و رسوبات بخش‌های داخلی‌تر دریاچه را متأثر نساخته است، این به این معناست که در محدوده مورد مطالعه تا عمق یاد شده، خشکسالی بزرگی در دریاچه ارومیه اتفاق نیفتاده و خشکسالی‌های گذشته فقط رسوبات حاشیه دریاچه (محل مغزه ١٣) را تحت تأثیر (رسوبات قرمز رنگ) قرار داده است. لذا این خشک شدن بی‌سابقه، اثر عوامل آنتروپوژنیک را بیش از پیش در مرگ دریاچه نشان می‌دهد.



تصویر ٦- ستون چینه‌شناسی، تغییرات نسبی تراز آب دریاچه، زیر محیط‌های رسوبی و تطابق چینه‌ای رسوبات مغزه‌های بخش غربی دریاچه ارومیه

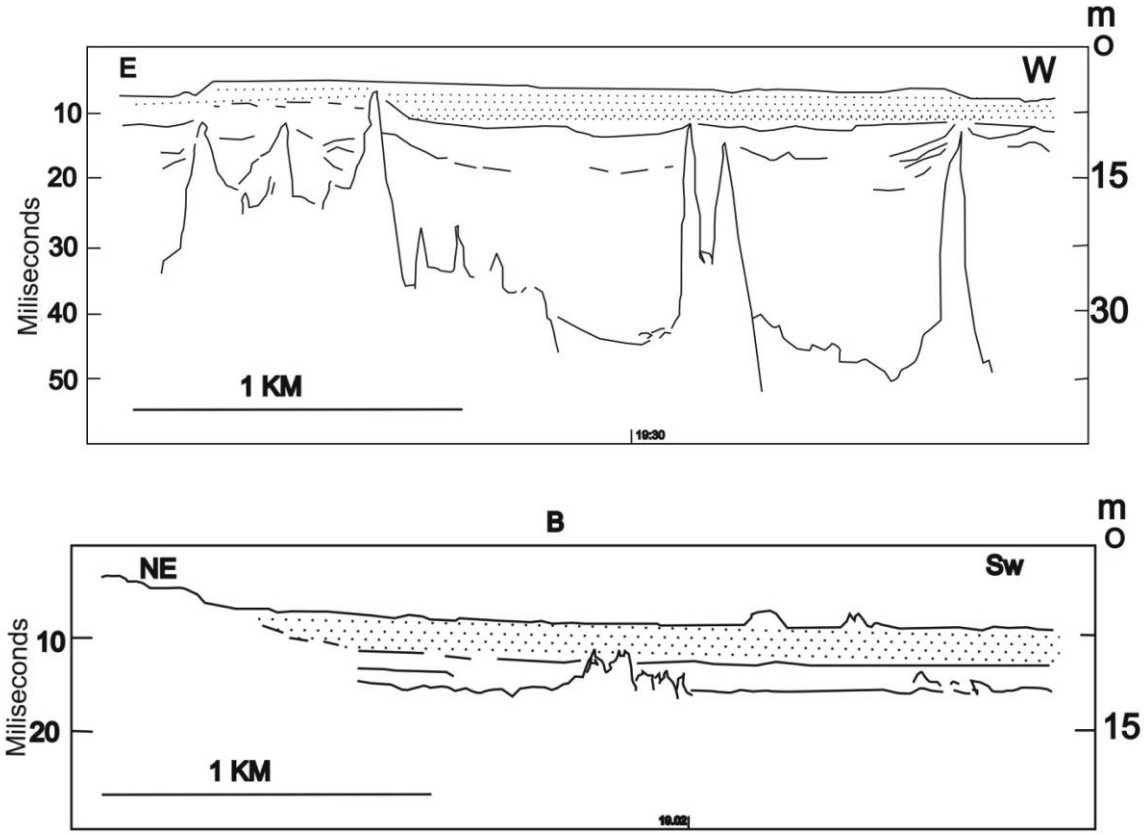
www.SID.ir

در مطالعه که اخیرا توسط پژوهشگران دانشگاه تبریز به انجام رسیده با استفاده از مدل‌سازی سیستم‌های پویا نشان داده شده است که کاهش ورودی آب به دریاچه به دلیل استفاده‌ی بیش از حد از آب‌های جاری و همچنین تغییرات اقلیمی حدود ٦٥ درصد، ساخت سدها حدود ٢٥ درصد و بارندگی بر سطح دریاچه تنها ده درصد در کاهش ارتفاع سطح آب موثر بوده است (Hassanzadeh et al. 2012).

همچنین بر اساس مطالعه‌ی جلیلی و همکاران (١٣٩٠) متغیرهای اقلیمی به ویژه از سال ٢٠٠٠ به بعد عملکرد مطلوبی در تشریح روند تغییرات تراز آب ندارد به این معنا که در طی ده سال گذشته نمی‌توان اقلیم را عامل تعیین کننده در رفتار دریاچه‌ی ارومیه دانست.

مطالعه‌ی حسنی و همکاران (١٣٩٠) ارتفاع سطح آب دریاچه‌ی ارومیه حداکثر ١٥ درصد از متغیرهای آب و هوایی متأثر است و افزایش بارندگی باعث بهبود شرایط دریاچه نخواهد شد و تنها ممکن است روند کاهش را کند کند. به عبارت دیگر ارتفاع سطح آب دریاچه از بارش مستقل شده است. اگر امسال بارندگی قابل توجهی در شمال غرب کشور داشته باشیم سطح آب دریاچه باز هم کاهش پیدا می‌کند اما شدت کاهش کمتر خواهد بود. با در نظر گرفتن ویژگی رخساره‌ای در مغزه‌های از شمال به جنوب که پیش از این توسط کلت و شهرابی در سال ١٩٨٦ اخذ شده بود، پیوستگی رسوبات دریاچه‌ای در چند هزار سال اخیر مشخص می‌شود. نتایجی که از مغزه‌گیری و داده‌های لرزه‌ای ارائه نموده‌اند حاکی از یک دوره خشک سالی و پرشدگی کانال در ابتدای هولوسن یا آخر دوره یخچالی است که با ایجاد پهنه گلی–پلایایی توام بوده که طی آن ٥ الی ٨ افق ژیپس منشوری در گل قرمز رنگ که جای فاز پلایایی یا یک دریاچه فوق اشباع کم عمق دائمی عوض می‌شود.

داده‌های لرزه‌ای ٣/٥ کیلو هرتزی موجود نشان از یک فاز رسوبگذاری مجدد پس از فرسایش و تشکیل تپه مانندها با یک ناپیوستگی می‌باشد. مغزه‌هایی که از بالای سطح نا پیوسته تهیه شده، نشان از لایه‌بندی یکنواخت و پیوسته است و یک تجمع رسوبی به سمت بالا را نشان می‌دهد که رسوبگذاری در اثر جریان فعال کف بستر در مقیاس سانتی‌متر دیده می‌شود. رکوردهای تاریخی نیز حاکی از پایداری نسبی وضعیت دریاچه در ٤٠٠٠ سال اخیر می‌باشد که شواهد رسوبات مغزه‌ها نیز آنرا تائید می‌نماید (Kelt & Shahrabi 1986). داده‌های لرزه‌ای کم‌عمق موجود حاکی از یک ساختار ناهموار و دگرشیب در لایه‌های زیر بستر دریاچه با ژرفای متغیر از ٥ تا ١٢ متر در مناطق مختلف دریاچه است که در تطابق با مغزه‌های اخذ شده، با رخساره رسوبی مربوط به دوره خشک وحضور ژیپس معرفی می‌شوند (Kelt & Shahrabi 1986) (تصویر ٧).



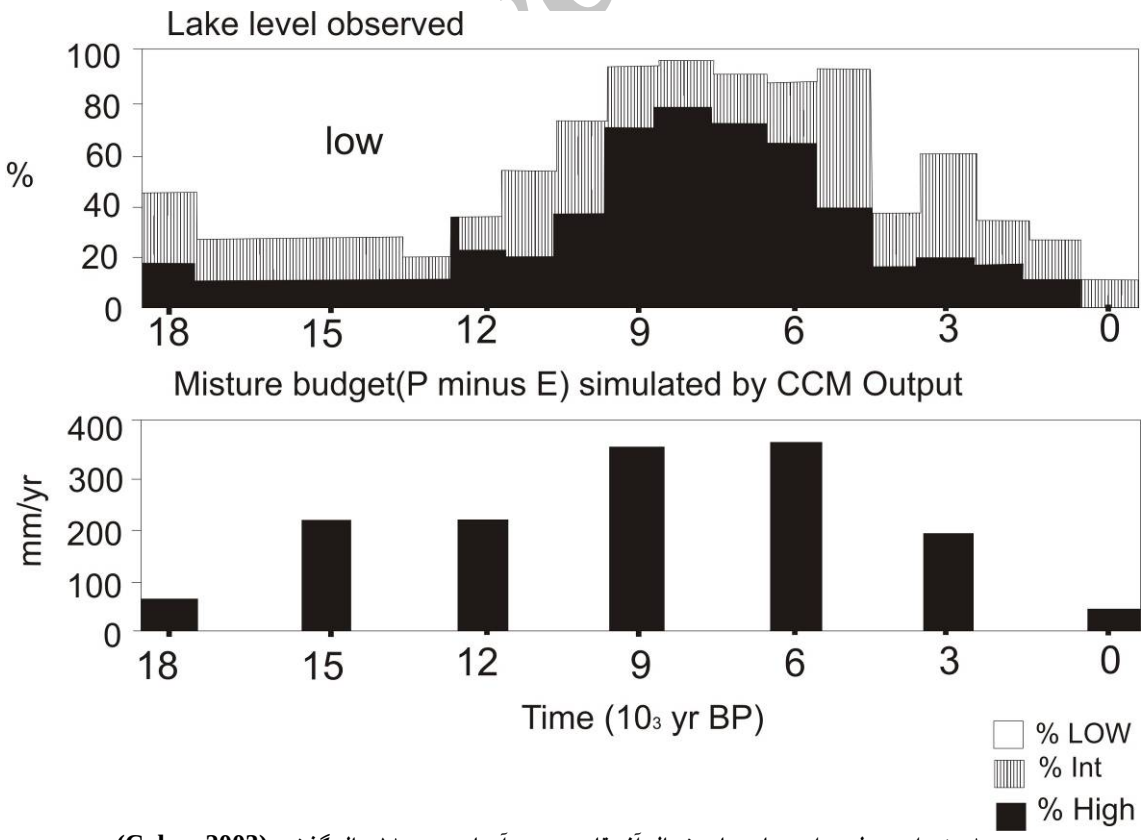
تصویر ٧– داده‌های لرزه‌ای ٣/٥ کیلوهرتز با روند شما غرب–جنوب شرق و شرقی–غربی حاکی از یک سطح فرسایشی و ایجاد ناهمواری‌های تپه‌مانند و پرشدگی کانال طی یک رخداد مهم خارج شدن از آب و خشک شدن دریاچه ارومیه (Kelt & Shahrabi 1986)

www.SID.ir

این عوارض آثار خارج شدن رسوبات از آب و فرسایش کانالی مربوط به عملکرد رودخانه‌ها در سطح را کاملاً نمایان می‌نماید که دلالت بر یک دوره خشکسالی طولانی مدت و خروج رسوبات از آب است. با تغییر اقلیم، افزایش رطوبت و بارش‌ها، مجدداً دریاچه آبگیری شده و رسوبات به صورت پیوسته تا عهد حاضر بر روی سطح فرسایشی قرار گرفته است. همچنین یک سکانس رسوبی پیوسته و غیر قابل تقسیم با دو رفلکتوردر عمق ۳/۵ و ۵ متری زیر رسوبات تشخیص داده‌اند. به‌طور کلی نتایج حاکی از ثبات و تداوم رسوبگذاری برای میانگین زمانی حدود ۱۳۰۰۰ سال قبل است. داده‌های لرزه‌ای ۳/۵ کیلوهرتز و اطلاعات موجود از مغزه‌هایی که توسط کلت و شهرابی در سال ۱۹۸٦ فراهم نموده‌اند تکمیل‌کننده اطلاعات اخذ شده از مغزه‌های مطالعه شده می‌باشد. وجود یک خشکسالی عمده که با خروج رسوبات از آب و ناپیوستگی هم شیب توأم است در هر دو کاملاً قابل انطباق است (تصویر ۷).

۶- تحلیل و تفسیر مغزه‌ها جهت تعیین جغرافیا و اقلیم گذشته

حساسیت دریاچه‌های حوضه‌های بسته نسبت به تغییرات آب و هوایی، سبب شده است که آنها بهترین شاخص برای ثبت تغییرات اقلیمی گذشته باشند. تغییرات هیدروشیمی بر روی ترکیب کانی‌شناسی حوضه اثر می‌گذارد و کانی‌شناسی قدیمی بهترین شاخص برای تعیین آب و هوای قدیمی است (Li et al. 1996). تنوع چینه‌شناسی و کانی‌شناسی رسوبات دریاچه‌ای شاخص خوبی برای تعیین شوری آب‌های گذشته و تغییرات هیدرولوژیکی است. این تغییرات کانی‌شناسی بیانگر نوسانات آب و هوای کهن کواترنر در اکثر بخش‌های جهان می‌باشد (Wasson et al. 1984, Last 1984, Sinha et al. 2006) بر همین اساس سعی گردید با داده‌های مختلف به‌دست آمده از دریاچه ارومیه، اقلیم و شرایط جغرافیای قدیمی منطقه بازسازی گردد. مناطق مختلف جهان به‌صورت متفاوت تحت تأثیر اقلیم قرار گرفته‌اند. لذا دریاچه‌های مناطق مختلف، تغییرات آب و هوایی را به صورت‌های متفاوتی ثبت نموده‌اند. در بین مناطق مختلف، افریقا و جنوب آسیا از الگوی آب و هوایی مرتبطی برخوردارند که این الگوی آب و هوایی مانسونی می‌باشد (Cohen 2003) از آنجایی که دریاچه ارومیه در ناحیه‌ای قرار گرفته است که در مدل آب و هوایی تاریخی مانسونی قرار گرفته است لذا از این الگو تبعیت می‌نماید (Kutzbach & Otto-Bliesner 1982) یا در یک الگوی آب و هوایی که در محل تقاطع مدل‌های تاریخی مانسونی می‌باشد، قرار گرفته است (Kelts & Shahrabi 1986) (تصویر ۸).



تصویر ۸-تغییرات سطح تراز دریاچه‌های شمال آفریقا و جنوب آسیا در ۱۸۰۰۰ سال گذشته (Cohen 2003)

www.SID.ir

در حدود ۹ تا ۱۰ هزار سال پیش، اشعه خورشیدی تابستانی در نیمکره شمالی افریقا و آسیا، به‌دلیل کج‌شدگی زیاد محور زمین ایجاد شده است. احتمالاً در آن زمان وجود مانسون‌های تابستانی مناطق معتدل و نیمه‌معتدل در آفریقا-آسیا (Afro/Asian) به همین علت بوده است. این مانسون‌ها سبب رویش گیاه در مناطق خشک شمال آفریقا شده است (Street-Perrott et al. 1990).

از ۱۲۵۰۰ تا ۱۸۰۰۰ سال پیش، بیشتر دریاچه‌های این منطقه خشک و کم آب شدند. در حالی‌که این شرایط با شرایط حداکثر بالا آمدن سطح آب دریاچه‌ها در شمال امریکا هم زمان است. کاهش سطح آب دریاچه‌ها در منطقه افریقا و آسیا از ۱۲/۵ هزار سال پیش معکوس می‌شود و در ۹ تا ۱۰ هزار سال پیش سطح آب، به اوج خود می‌رسد. این افزایش در سطح آب دریاچه‌ها در مناطق جنوبی سریع‌تر رخ داده و سپس تا هولوسن میانی به سمت شمال حرکت کرده است. سطح دریاچه‌ها مجدداً در مقیاس منطقه‌ای در طول هولوسن میانی کاهش می‌یابد. خشکسالی دیگری از ۵۵۰۰ سال پیش نیز رخ داده است (Gasse 2001) (تصویر ۸).

رکوردهای آب و هوای قدیمی ثبت شده از دریاچه‌های آفریقا و جنوب آسیا و نرخ رطوبت در همان زمان در کمربندی با عرض جغرافیایی حدود ۹ تا ۳۰ درجه شمالی بین ۱۸۰۰۰ سال پیش تاکنون، حاکی از بالاترین سطح آب دریاچه‌ها مربوط به ۹۰۰۰ سال پیش و پایین‌ترین سطح آب دریاچه مربوط به حدود ۱۳۰۰۰ سال پیش است (Cohen 2003) (تصویر ۸).

یک فاز مهم خشکسالی و بیرون آمدن رسوبات دریاچه مهارلو از آب حدودا از ۴۳۰۰ تا ۵۲۵۰ سال پیش رخ داده است (لک ۱۳۸۶). با اتمام یک دوره خشکسالی مهم و اساسی در دریاچه و اتمام افق قرمز رنگ، مجدداً شرایط آب و هوایی مناسب‌تر و بارش‌ها بیشتر گردیده است و لذا بر روی رسوبات قرمز رنگ، رسوبات تبخیری و سپس تخریبی قرار گرفته است. دو فاز خشکسالی دیگر مربوط به حدوداً ۲۰۰۰ و ۱۸۰۰ سال پیش بوده است که از اهمیت کمتری برخوردار بوده و دنبال نمودن آن در تمام گستره دریاچه مشکل است. کارها و نتایج دیگر در رابطه با آب و هوای هولوسن، توسط (Wasylikowa et al. 2006) در دریاچه زریبار گزارش شده است.

تغییر در ارگانیسم‌های دریاچه زریبار، بیانگر کاهش سطح آب دریاچه در بازه‌های زمانی ۲۱۰۰۰ سال پیش، بین ۱۲۶۰۰-۱۵۴۰۰، حدود ۱۲۰۰۰ و حدود ۱۱۷۰۰ سال پیش می‌باشد. همچنین مجموعه دیاتوم‌های موجود بیانگر افزایش شوری آب دریاچه، بین سال‌های ۱۵۷۰۰-۱۷۷۰۰، ۱۲۰۰۰-۱۲۶۰۰، ۵۹۰۰-۶۴۰۰ و ۲۵۰۰ سال پیش می‌باشد. کاهش سطح آب دریاچه را در دو دوره ۷۵۰۰-۷۸۰۰ و ۳۸۰۰-۴۵۰۰ سال پیش و با شواهد جزئی‌تر در بعضی زمان‌ها تاکنون گزارش کرده است. مطالعات انجام شده توسط (Stevens 2006) بر روی دریاچه میرآباد، در کوه‌های زاگرس و در ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرق دریاچه زریبار، اقلیم هولوسن منطقه را بر اساس تغییرات ایزوتوپ اکسیژن، گرده‌های گیاهی Pollen و نسبت Ca Sr/Ca بیان می‌کند که یک دوره خشکسالی در ۵۴۰۰ سال پیش رخ داده است. این نتایج کاملاً قابل انطباق با نتایج به‌دست آمده از دریاچه مهارلو می‌باشد. رخداد کاهش سطح آب دریاچه زریبار بین سال‌های ۳۸۰۰-۴۵۰۰ سال پیش و از دریاچه مهارلو بین ۴۳۰۰ تا ۵۲۵۰ سال در رسوبات دریاچه ارومیه دیده نشده است و فقط بخش‌های کرانه‌ای آن را متأثر نموده است.

بر اساس مطالعه‌ی احدنژاد روشتی و مارایوما (Ahadnejad Reveshty & Maruyama 2010) از آغاز هزاره‌ی جدید میلادی نقش متغیرهای اقلیمی در ارتفاع سطح آب دریاچه‌ی ارومیه بسیار کم تأثیر است.

۶-۱- تکامل شورابه

در زمانی که هالیت در مرکز دریاچه ته‌نشست می‌کند (شرایطی که در سال ۱۳۸۸ و سه ماهه اول سال ۱۳۸۹ حاکم بوده است)، شورابه در وضعیت فوق اشباع (Supersaline) و درجه شوری آن بیش از ۳۵۰ گرم در هر لیتر می‌باشد و وزن مخصوص شورابه بین ۱/۲۱۴-۱/۱۲۶ می‌باشد (جدول ۱).

اما وقتی نمک‌های منیزیم ته‌نشست می‌کند و نمک‌های تلخ ته‌نشست می‌یابد (پایان تیرماه ۱۳۹۰) یعنی تقریباً شورابه در حال خشک شدگی است و وزن مخصوص شورابه به بیش از ۱/۲۹ می‌رسد. در این تغییر وضعیت سرعت تشکیل کانی‌های تبخیری بشدت افزایش می‌یابد و آنچه که فاجعه می‌باشد این افزایش سرعت است.

مقایسه بین جدول روند تکاملی شورابه‌ها و وضعیت موجود شورابه دریاچه ارومیه مشخص می‌گردد که شورابه در وضعیت Super saline (فوق اشباع) که در آن نمک‌های منیزیم و سدیم در حال ته‌نشست می‌باشد قرار گرفته است چراکه وزن مخصوص شورابه بالاتر از ۱/۲۹ قرار گرفته است.

بدیهی است شرایط فعلی مرحله پایانی تکامل شورابه می‌باشد که نمک‌های اقتصادی در حال ته‌نشست می‌باشند، البته دریاچه در نیمه دوم سال ۹۰ و بهار ۹۱ مجدداً از بارش‌های جوی آبگیری خواهد شد و به مرحله ته‌نشست هالیت بر می‌گردد اما این شرایط بسیار موقت خواهد بود و تابستان ۹۱ چنانچه تمهیداتی در نظر گرفته نشود شرایط تکرار و از وضعیت امسال وخیم تر خواهد شد (جدول ۲).

Archive of SID
www.SID.ir

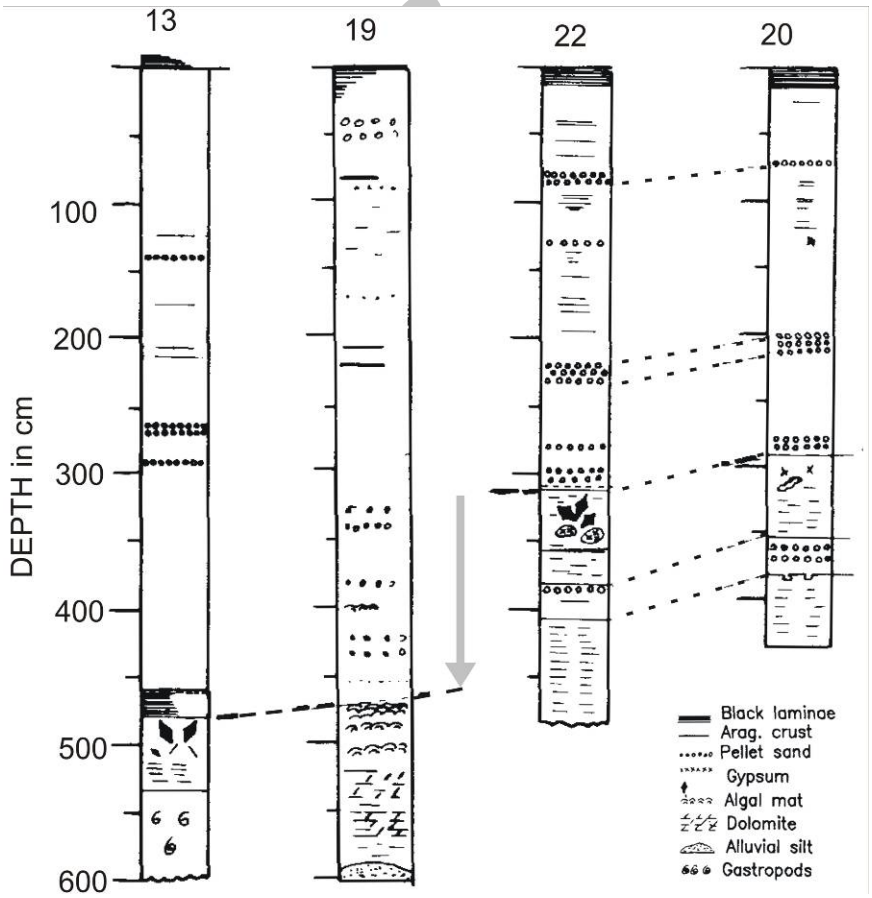
جدول ۱- به استناد داده‌های موجود از وضعیت شورابه دریاچه ارومیه در تیرماه ۱۳۹۰ با مشخصات ذیل می‌باشد (درویشی‌خاتونی ۱۳۹۰)

year	taraz	salinity (ds/m3)/(mmhos/cm)	salinity (ppm)	density (average)
۱۳۹۰/۴/۳۰	1271.6	637.33	407891.2	1.35

جدول ۲- روند تشکیل کانی‌های تبخیری همزمان با افزایش تبخیر، کاهش حجم آب و افزایش وزن مخصوص شورابه

Brine Stage (Hypersaline)	Mineral Precipitate	Salinity (%)	Degree of Evaporation	Water Loss (%)	Density (gm/cc)	
Normal marine	Seawater	35	1x	0	1.04	
Mesohaline or vitahaline	Alkaline earth Carbonates	35-140	1-4x	0-75	1.04-1.10	
Penesaline	$CaSO_4$ (gyp./anhyd.)	140-250	4-7x	75-85	1.10-1.126	
Penesaline	$CaSO_4$ ± Halite	250-350	7-11x	85-90	1.126-1.214	
Supersaline	Halite (NaCl)	>350	>11x	>90	>1.214	سال ۱۳۸۹
Supersaline	Bittern salts K-Mg Salts	variable	>60x	=99	>1.29	تیرماه ۱۳۹۰

علیرغم آنکه در این پژوهش از بخش‌های غربی دریاچه مغزه‌گیری شده است. اما در مقایسه با مغزه‌های اخذ شده از سرتاسر دریاچه توسط کلت و شهرابی (Kelts & Shahrabi 1986) به نتایج مشابهی اخذ می‌گردد. همان‌طوری که در تصویر ۹ مشاهده می‌شود در اعماق ۵۰۰ تا ۶۰۰ (مغزه ۱۳) سانتی‌متری یک سطح فرسایشی مربوط به خروج رسوبات از آب دیده می‌شود و از آن به بعد رسوبات پیوسته مربوط به دریاچه فوق اشباع از نمک در دو رخساره عمده دیده می‌شود.



تصویر ۹- لیتولوژی و مشخصات مغزه‌های تهیه شده از مناطق داخلی دریاچه کلت و شهرابی (Kelts & Shahrabi 1986)

www.SID.ir

۶-۲- سن رسوبات و تکامل حوضه

براساس نتایج سن سنجی رسوبات دریاچه ارومیه توسط (Kelts & Shahrabi 1986) نرخ رسوبگذاری ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر در سال متغیر است. اما در مغزه‌های نزدیک به محل مغزه‌های مربوط به این پژوهش نرخ رسوبگذاری حدود ۰/۵ میلی‌متر در سال می‌باشد با توجه به توالی‌های رخساره‌ای موجود آثار خشکسالی بزرگ و مهم در دریاچه ارومیه در عمق ٦٥٠ سانتی‌متری با سن تقریبی ۱۳۰۰۰ سال می‌باشد و از آن زمان تاکنون رسوبگذاری پیوسته در محیط دریاچه‌ای فوق اشباع از نمک وجود دارد. ولی هم اکنون نه تنها در محل مغزه‌های برداشتی، بلکه تا ٤ کیلومتر به سمت مرکز دریاچه به شوره زار و کویری خشک تبدیل گردیده است که خود نشانگر تأثیر عوامل آنتروپوژنیک (ساخت سازه‌های آبی مانند سدها، میانگذر، استفاده بی رویه از منابع آب زیرزمینی) در خشک شدن کنونی دریاچه می‌باشد.

۷- نتیجه‌گیری

بررسی های رسوب شناسی، دیرینه اقلیم و دیرینه جغرافیایی بخش غربی دریاچه ارومیه نتایج ذیل را به‌همراه دارد: در رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه در مجموع رخساره‌ها نشانگر چهار محیط رسوبی دریاچه ای، تالابی، رودخانه‌ای و پلایایی است.

رخساره‌های محیط رودخانه‌ای با رسوبات گل سیلتی فاقد ماده آلی و رنگ قهوه ای، رخساره تالابی با وجود رسوبات خاکستری تیره گلی و دانه‌ریز همراه با ماده آلی فراوان، ریشه‌های گیاهی و زون‌های اکسیده اطراف ریشه‌ها، رخساره پلایایی با وجود لامینه‌های تیره و روشن گاه قرمز رنگ مربوط به کفه گلی حاوی کریستال‌های ژیپس درشت دیاژنتیکی و رخساره‌های دریاچه‌ای با وجود رسوبات مارنی خاکستری روشن غنی از پلت آرتمیا، دانه‌های پوشش‌دار با میان لایه‌های رسوبات سیاه رنگ و غنی از ماده آلی که نشانگر محیط احیایی دریاچه‌ای هستند مشخص می‌گردد. مطالعه توالی رسوبات بیانگر آن است که دوره‌های کم‌آبی نسبی با افزایش در میزان رسوبات شیمیایی خصوصاً تبخیری‌ها و دوره‌های پر آبی درحوضه با افزایش میزان رسوبات آواری قابل شناسایی است. با توجه به نرخ رسوبگذاری متوسط ۰/۵ میلی‌متر در سال در دریاچه ارومیه، مغزه‌های مورد مطالعه مربوط به دوره زمانی حال تا حداکثر ۱۵۰۰۰ سال قبل می‌باشند. یک دوره خشکسالی عمومی در بخش انتهایی مغزه‌های بلند در عمق حدود ٦٥٠ سانتی‌متری دیده می‌شود که با رسوبات قاره‌ای به رنگ قرمز قهوه‌ای نمایان می‌گردد. سن تقریبی این دوره خشکسالی حدود ۱۳۰۰۰ سال قبل می‌باشد.

عوامل مؤثر در کم‌آبی و خشک شدگی نسبی دریاچه ارومیه بیش از همه متأثر از عوامل آنتروپوژنیک (انسانی) و در درجه دوم اهمیت عوامل اقلیمی و بویژه افزایش تبخیر می‌باشد.

رسوبگذاری پیوسته مربوط به محیط دریاچه فوق اشباع از نمک از ۱۳۰۰۰ سال پیش تاکنون در دریاچه ارومیه (بجز نواحی کرانه‌ای) دیده می‌شود که حاکی از ثبات محیط دریاچه‌ای طولانی مدت می‌نماید که خشکسالی‌های مختلف بر آن تأثیرگذار نبوده است.

تشکر و قدردانی

بدینوسیله از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور که از لحاظ مادی و معنوی این پروژه را حمایت نمود قدردانی می‌گردد. از آقایان مهندس مجید معینی و بهرام کدخدا به سبب انجام آنالیز رسوب‌شناسی و آقای جمشید دهقان نصیری که در مراحل مختلف عملیات صحرایی همکاری نمودند، تشکر می‌گردد.

مراجع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵، "زمین شناسی ایران"، *سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور*، ٦٠٦ ص.

اسلامی، ل.، ۱۳۸۰، "ارزیابی آثار توسعه بر محیط زیست دریاچه ارومیه با استفاده از مدل تخریب"، *رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران*.

پور کرمانی، م.، و صدیق، ح.، ۱۳۸۲، "پدیده‌های ژئومورفولوژیکی گسل تبریز"، *مجله جغرافیا و توسعه، شماره۲: ٤٤-۳۷*.

جلیلی، ح.، ۱۳۷٤، "دریاچه ارومیه :مختصری از تاریخچه هیدرولوژی، هیدروگرافی"، *مجله آب وتوسعه، شماره٤: ٦-۲*.

جلیلی، ش.، مرید، س.، بناکار، ا.، و نامدار قنبری، ر.، ۱۳۹۰، "ارزیابی تأثیر شاخص‌های اقلیمی NAO و SOI بر تغییرات تراز دریاچه ارومیه، کاربرد روش‌های آنالیز طیفی سری‌های زمانی"، *نشریه آب و خاک، سال بیست و پنجم، شماره ۱: ۱٤۰-۱٤۹*.

حسنی مهمویی، ب.، درویش، م.، فتح ا... زاده، ه.، و مسیبی، م.، ۱۳۹۰، "نقش تغییرات آب و هوایی و اقلیمی در کاهش تراز سطح آب دریاچه ارومیه"، *همایش ملی تغییر اقلیم و تأثیر آن بر کشاورزی و محیط زیست، تبریز، ایران*.

درویشی خاتونی، ج. نریمی سا، س.، محمدی، ع.، ۱۳۸۹، "بیلان عمومی آب حوضه آبریز غرب دریاچه ارومیه"، *چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمائی علوم زمین، دانشگاه ارومیه*، ایران.

Archive of SID
www.SID.ir

درویشی خاتونی، و ج. محمدی، ع. ۱۳۹۰، "گزارش لیمنولوژی و پالئو لیمنولوژی دریاچه ارومیه فازIII: پالئوکلیماتولوژی، پالئواکولوژی و پالئوژئوگرافی"، *سازمان زمین شناسی کشور، ۱۲۰ ص.*

درویشی خاتونی، ج.، ۱۳۹۰، "گزارش لیمنولوژی و پالئو لیمنولوژی دریاچه ارومیه فازIV: هیدروشیمی دریاچه ارومیه"، *سازمان زمین شناسی کشور، ۸۰ ص.*

درویشی خاتونی، ج. نریمی سا، س.، محمدی، ع.، و صالحی پور میلانی. ع.، ۱۳۸۹، "سهم زیست محیطی دریاچه ارومیه از آب رودخانه‌ها و تامین آب مورد نیاز جهت حفظ سطح تراز بهینه، با بررسی اثرات طرح‌های توسعه بر روی دریاچه ارومیه"، *چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمائی علوم زمین، دانشگاه ارومیه*، ایران.

درویشی خاتونی، ج.، و محمدی، ع.، ۱۳۹۰، "گزارش لیمنولوژی و پالئو لیمنولوژی دریاچه ارومیه فازI : اقلیم شناسی، زمین شناسی، هیدرولوژی"، *سازمان زمین شناسی کشور، ۱۲۰ ص.*

شهرابی، م.، ۱۳۷۳، "شرح زمین‌شناسی چهارگوش ارومیه، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.*

طلوعی، ج.، ۱۳۷٤، "مطالعه و بررسی ژئوشیمیایی و هیدروشیمیایی و شناخت فازهای رسوبات شیمیایی حوضه رسوبی تبخیری دریاچه ارومیه"، *رساله کارشناسی‌ارشد زمین شناسی، دانشگاه تهران، ۲۱۰ ص.*

غضبان، ف.، و مهاجر با وقار، ن.، ۱۳۷٦، "ژئوشیمی و منشا شوری آب دریاچه ارومیه"، *اولین همایش زمین شناسی دریایی ایران، چابهار، دانشگاه سیستان و بلوچستان.*

صالحی پور میلانی، ع.، درویشی خاتونی، ج.، محمدی، ع.، ۱۳۹۰، "گزارش لیمنولوژی و پالئو لیمنولوژی دریاچه ارومیه فازII : بررسی نوسانات سطح تراز دریاچه ارومیه از سال ۱۳۵۵ –۱۳۹۰"، *سازمان زمین شناسی کشور، ۳۰ ص.*

صالحی پور میلانی، ع.، محمدی، ع.، درویشی خاتونی، ج.، ۱۳۸۹، "مدل سازی فضایی و زمانی نوسانات دریاچه ارومیه با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای"، *چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمائی علوم زمین، دانشگاه ارومیه*، ایران

لک، ر.۱۳۸٦، "گزارش بررسی زمین‌شناسی دریاچه مهارلو، فاز I: هیدروشیمی و هیدروژئوشیمی"، *سازمان زمین شناسی کشور، ۷۰ ص.*

لک، ر.، ۱۳۸٦، "بررسی رسوب‌شناسی، هیدروشیمی و روند تکاملی شورابه دریاچه مهارلو"، *رساله دکتری دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۸۸ ص.*

محمدی، ع.، درویشی خاتونی، ج.، لک، ر.، ۱۳۸۹، "بررسی تغییرات فراوانی پلت آرتیمیا در رسوبات دریاچه ارومیه بر اساس مطالعه مغزه‌های رسوبی تهیه شده از غرب دریاچه"، *چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمائی علوم زمین، دانشگاه ارومیه*، ایران

محمدی، ع.، لک ر.، درویشی خاتونی، ج.، ۱۳۸۹، "بررسی تاریخچه رسوبگذاری هولوسن دریاچه ارومیه بر اساس مغزه‌های رسوبی تهیه شده از غرب دریاچه(جنوب بزرگراه شهید کلانتری)"، *چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمائی علوم زمین، دانشگاه ارومیه*، ایران.

محمدی،ع.، ۱۳۸٤، "بررسی تاریخچه رسوبگذاری هولوسن؟ *دریاچه ارومیه بر اساس مطالعه مغزه‌های تهیه شده در مسیر بزرگراه شهید کلانتری"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران. ۱۲۷ ص.*

موسوی حرمی، ر.،۱۳۸۱، "رسوب‌شناسی"، *انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ هشتم، ٤۷٤ ص.*

Ahadnejad Reveshty, M. & Maruyama, Y., 2010, "Study of Uremia Lake Level Fluctuations and Predict Probable Changes Using Multi-Temporal Satellite Images and Ground Truth Data Period (1976-2010) New Challenge about Climate Change or Human Impact", *Cnnecting Government & Citizen through Ubiquitous GIS, Kuala Lumpur, Malaysia.*

Benison, K. C. & Goldstein, R. H., 2001, "Evaporites and siliciclastics of the Permian Nippewalla group of Kansas, USA: a case for non-marine deposition in saline lakes and saline pans", *Sedimentology, Vol. 48:165-188.*

Cohen, A.S., 2003, "Paleolimnology: The history and evolution of lake systems", *Oxford University Press, 500*

Eugster, H. P. & Hardie, L.A., 1978, "Saline lakes, in A.Lerman(ed), Lakes, Chemistry", *Geology and Physics. Springer–Verlag, New York: 237-293.*

Esmaeili Dahesht, L., Negarestan, H., Eimanifar, A., Mohebbi, F. & Ahmadi, R., 2010, "The fluctuations of physicochemical factors and phytoplankton populations of Urmia Lake, Iran", *Iranian Journal of Fisheries Sciences, Vol. 9 (3): 368-381.*

Günther, R.T., 1899, "Contributions to the geography of Lake Urmia and its neighbourhood", *Geographical Journal, Vol. 14: 504-523.*

Gasse, F., 2001, "Hydrological changes in Africa", *Science, Vol. 292: 2259-2260.*

Hassanzadeh, E., Zarghami, M. & Hassanzadeh, Y., 2012, "Determining the Main Factors in Declining the Urmia Lake Level by Using System Dynamics Modeling", *Water Resources Management Journal, Vol. 26:* 1-17.

Archive of SID

www.SID.ir

Sonnenfeld, P., 1984, "Brines and Evaporates", *London: Academic Press, 613 pages.*

Stevens, L. R., Ito, E., Schwalb, A. & Wright Jr, H. E., 2006, "Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran", *Quaternary Research Journal, Vol. 66: 494-500*

Street-Perrot, F. A. & Mitchell, J. B. F., 1990, "Milankovitch and albedo forcing of the tropical monsoon: a comparison of geological evidence and numerical simulations for 9000 yBP", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, Vol. 81: 407-427.*

Sinha, R., Smykatz-Kloss, W., Stuben, Harrison, S. P., Berner, Z., & Kramar, U., 2006, "Late Quaternary paleoclimatic reconstraction from the lacustrine sediments of the Sambhar playa core, That Desert margin, India", *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology Journal., Vol. 233:252-270.*

Valero- Garces, B.L., Grosjean, M., Kelts, K., Schreier, H. & Messerli, B., 1998, "Holocene lacustrine deposition in the Atacama Altiplano: facies models, climate and tectonic forcing", *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, no.151: 101-125.*

Warren, J. K., 2000, "Evaporites: Their Evolution and Economics", *Oxford, Blackwell Science, 438 pp.*

Warren, J. K, 2006, "Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons", *Springer, 1035 Pages.*

Wasson, R. J., Smith, G. I. & Agrawal, D. P., 1984, "Late Quaternary sediments, minerals and inferred geochemical history of Didwana Lake, Thar Desert, India", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology Journal, Vol. 46: 345–372.*

Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walanus, A., Hutorowicz, A., Alexandrowicz, S.W. & Langer, J.L., 2006, "Paleolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications", *Quaternary Research, Vol. 66: 477-493.*

Kelts, K. & Shahrabi, M., 1986, "Holocene sedimentology of hypersaline Lake urmia, Nortwestern Iran", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology Journal, Vol. 54: 105-130.*

Kinsman D. J. J. & Holland H. D., 1969, "The co-precipitation of cations with $CaCO_3$—IV. The co-precipitation of Sr^{2+} with aragonite between 16° and 96°C", *Geochimica et Cosmochimica Acta Journal, Vol. 33: 1–17.*

Kutzbach, J. E. & Otto-Bliesner, B. L., 1982, "The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter change for 9000 years B.P. in a low resolution general circulation model", *Atmospheric Sciences Journal, Vol. 39: 1177-1188.*

Lak, R., Fayazi. F. & Nakhaei. M., 2007, "Sedimentological evidences of a major drought in the Mid - Late Holocene of the Lake Maharlou, SW Iran", *4th International Limnogeology Congress, Alghero, Italy.*

Lak, R. & Gharib, F., 2004, "Investigation of coastal zone and near shore of south east of Caspian Sea by satellite data", *32th International Geological Congress, Abstracts, p:566, Florence, Italy.*

Last, W. M., 1984, "Sedimntology of playa Lakes of the northern Great Plains", *Candian Journal Earth Science, Vol.21:107-125.*

Li, J., Lowenstein, T.K., Brown, C.B., Ku T. L. & Luo, S., 1996, "A 100 ka record of water tables and paleoclimates from salt cores, Death Valley, California", *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology Journal, Vol. 123:179-203.*

Lewis, D. W. & McConchie, D., 1994, "Analytical Sedimentology, Chapman & Hall", *New York. London, 197 pp.*

MacKenzie, J. A., 1981,"Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkha of Abu Dhabi, U.A.E: a stable isotope study", *geology Journal, Vol. 89:158-198.*

Mees, F., 1999, "Textural features of Holocene perennial saline lake deposits of the Taoudenni-Agorgott basin, northern Mali", *Sedimentary Geology Journal, Vol. 127:65-84.*

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 Journal, Vol. 49: 1371-1384*

Reading, H. G, 1996, "Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy", *3rd Edition, Blackwell Science, Oxford, 688 pp.*

Raab, M., Friedman, G.M., Spiro, B., Starinsky, A. & Zak, I., 1997, "The Geological history of messinian evaporates in the Central Jordan Valley and how strontium and sulfur isotopes relate to their origin", *Carbonates and Evaporites Journal, Vol. 12: 296-324.*

Raab, M., Friedman, G.M., Spiro, B. & Zak, I., 2000, "The Geological history of Pliocene-Pleistocene evaporates in Mount Sedom and strontium and sulfur isotopes relate to their origin", *Carbonates and Evaporites Journal, Vol. 15: 93-114.*

Archive of SID

www.SID.ir