

بازسازی محیط‌های رسوبی هولوسن دریاچه مهارلو با شواهد رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی

راضیه لک، دکتر*، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
سعید رضاییان لنگرودی، کارشناس ارشد، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه خوارزمی تهران، شرکت مهندسان مشاور
کاوشگران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۷/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۲/۲۵

چکیده

رسوبات و کانی‌های تشکیل شده در دریاچه‌های شور تابع تغییرات فصلی و نوسان تراز آب‌اند. لذا، با مطالعه آن‌ها، به ویژه کانی‌های تبخیری در گذشته، می‌توان زیرمحیط‌های رسوبی را بازسازی کرد. این پژوهش با هدف بازسازی و تعیین زیرمحیط‌های رسوبی هولوسن دریاچه مهارلو انجام گرفته است. در این پژوهش، سیزده مغزه به طول بیشینه ۱۷۰ سانتی‌متر با دستگاه مغزه‌گیر وزنی از بستر دریاچه به صورت سالم و دست‌نخورده تهیه شد. مغزه‌ها به صورت طولی نصف و زیرمحیط‌های رسوبی محیط‌های پلایایی در طول مغزه تعیین و تعداد ۸۵ نمونه از رخساره‌های رسوبی مختلف مغزه‌ها تهیه و آنالیز دانه‌بندی و کانی‌شناسی شد. اجزای رسوبی نیز با میکروسکوپ بینوکولار و الکترونی بررسی شد. نتایج حاکی از آن است که رسوبات تشکیل‌دهنده دریاچه از سه نوع تبخیری، کربناته و تبخیری است. کانی‌های موجود در رسوبات شامل کانی‌های تبخیری کوارتز، فلدسپات، کانی‌های رسی، کلسیت و دولومیت است. رسوبات کربناته شامل کربنات‌های کلسیت، دولومیت، آراگونیت، منیزیت، ناترون و کانی‌های تبخیری شامل ژپس، هالیت، بیسوفیت، گلوبریت، پلی‌هالیت و باسانیت است. کانی‌های رسی شامل پلی‌گورسکیت، فلوکویست و سودویت است. رسوبات بیوشیمیایی را پلت آرتیمیا تشکیل می‌دهد که غالباً آراگونیتی است. تیپ رسوبات کف دریاچه غالباً سیلت رسی ماسه‌دار است. زیرمحیط‌های رسوبی بازسازی شده برای هولوسن دریاچه مهارلو شامل پهنه گلی، پهنه گلی- نمکی، پهنه نمکی و دریاچه موقت است.

کلیدواژه‌ها: بازسازی محیط رسوبی، تبخیری، دریاچه مهارلو، مغزه، هولوسن.

مقدمه

پلایا حوضه‌ای خشک درون قاره‌ای با بالانس آب منفی است که بیش از سه‌چهارم زمان سال خشک است. حواشی موئینگی آن به قدری به سطح زمین نزدیک است که تبخیر ناشی از آن سبب تخلیه آب و تشکیل کانی‌های تبخیری می‌شود (بریر، ۲۰۰۰: ۳). تغییر و تحولات فیزیکی و شیمیایی دیرینه پلایا، تغییرات چشمگیری در نوع رسوبات ایجاد می‌کند، که از آن برای تشخیص محیط‌های رسوبی دیرینه و فرایندهای رسوبی مؤثر بر آن‌ها، همچنین آب‌وهوای دیرینه استفاده می‌شود (بلازویچ و همکاران، ۲۰۰۹).

تاریخچه تحقیقات انجام شده در زمینه رسوب‌شناسی، کانی‌شناسی، هیدروشیمی و جزآن پلایاهای دوران سوم زمین‌شناسی نه تنها در ایران بلکه در سایر نقاط جهان سابقه زیادی ندارد. برای مدت زمان طولانی، بررسی زمین‌شناسی پلایاها بسیار ضعیف و ناقص انجام شده است، اما مطالعات جدید در این ارتباط گامی نو در جهت شناخت هر چه بیشتر

این محیطها بوده است؛ برای مثال، مطالعات کانی شناسی، ژئوشیمی و منشأ رسوبات دریاچه‌های شور (سولوپینا و همکاران، ۲۰۱۴؛ اونالگیل و همکاران، ۲۰۱۵)، شواهد رسوب شناسی (وراسینگهام و همکاران، ۲۰۱۴)، بررسی فرایندهای هیدرولوژیکی در سیستم‌های شور (رضاییان لنگرودی و همکاران، ۲۰۱۳؛ ترشیزیان و همکاران، ۲۰۰۹)، بررسی‌های ژئوفیزیکی در تعیین روند تکاملی پلایاها (گوتیرز و همکاران، ۲۰۱۳)، بررسی ترکیب اصلی دریاچه‌های شور بر اساس آنالیز ادخال سیال در کانی‌های تبخیری (منگ و همکاران، ۲۰۱۴)، مطالعات پالئولیمنولوژی با روش‌های تعیین سن بر مبنای لومینسانس (دی‌دکر و همکاران، ۲۰۱۱)، و استفاده از روش‌های مختلف سنجش از راه دور (ترشیزیان و همکاران، ۲۰۰۸).

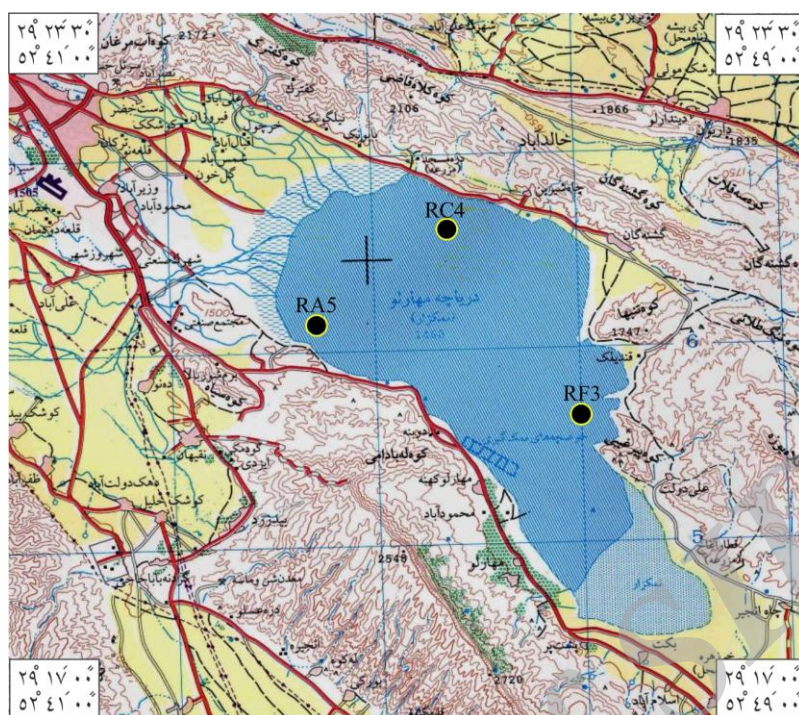
در ایران نیز توجه خاصی به پلایاها و دریاچه‌های شور شده است. برای مثال، کرینسلی (۱۹۷۰) پلایاهای ایران را از دیدگاه ژئومورفولوژی و پالئوکلیماتولوژی مطالعه کرده است. رضاییان لنگرودی و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده از مغزه‌های رسوبی به تفسیر محیط رسوبی دریاچه حوض سلطان در هولوسن پرداختند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان می‌دهد که پنج زیرمحیط رسوبی شامل پهنه ماسه‌ای، پهنه گلی، پهنه گلی- نمکی، پهنه نمکی و دریاچه موقت در رسوبات زیر بستر پلایا به تناوب دیده می‌شود و حاکی از تغییرات اندازه دریاچه در اثر تغییرات اقلیمی است. فیاضی و همکاران (۲۰۰۷) هیدروژئوشیمی و تکامل شورابه دریاچه مهارلو را با تلفیق داده‌های ژئوشیمیایی آب در سه دوره زمانی مختلف (۱۹۷۵، ۲۰۰۲؛ تابستان ۲۰۰۲ و بهار ۲۰۰۵) بررسی کردند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان می‌دهد که تغییرات شاخصی در نوع شورابه از $Mg-SO_4-Cl$ در دوره خشک به $Na-Mg-Cl-(SO_4)$ در دوره پرآبی صورت گرفته است. نسبت مولی آب‌های ورودی نیز از $HCO_3 \geq Ca + Mg$ به $HCO_3 < Ca + Mg$ تغییر کرده است. لذا، مسیر آن‌ها در دیگرام تکامل ژئوشیمیایی شورابه‌ها از III_{2b} به II تغییر یافته است. هدف این پژوهش، بازسازی زیرمحیط‌های رسوبی هولوسن دریاچه مهارلو بر اساس شواهد رسوب شناسی و کانی شناسی آن است.

موقعیت جغرافیایی، زمین شناسی و اقلیم منطقه

بر اساس تقسیم‌بندی سونفلد (۱۹۹۱)، دریاچه مهارلو دریاچه شور موقتی و حوضه رسوبی درون‌قاره‌ای است. این دریاچه در حد فاصل عرض‌های شمالی $29^{\circ}17'00''$ تا $29^{\circ}23'30''$ و طول‌های شرقی $52^{\circ}41'00''$ تا $52^{\circ}49'00''$ قرار گرفته است. دریاچه مهارلو با حداکثر وسعت ۲۸۰ کیلومترمربع در ۱۸ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان شیراز واقع شده است (شکل ۱). وسعت حوضه آبریز ۳۸۱۶ کیلومترمربع و نسبت حوضه آبریز به دریاچه حدود ۱۴/۸ است (کرینسلی، ۱۹۷۰: ۱۸۶). عمق دریاچه مهارلو بسیار متغیر و تابع میزان بارش، تبخیر و برداشت آب از منابع سطحی و زیرزمینی حوضه آبریز است. اندازه‌گیری‌های لک (۱۳۸۶) نشان می‌دهد که بیشینه عمق دریاچه از چند سانتی‌متر در فصل خشک تا ۲/۵ متر در فصل تر متغیر است. ارتفاع دریاچه از سطح دریا ۱۴۵۵ متر است. دریاچه مهارلو پست‌ترین نقطه حوضه آبریز مهارلوس است. کوه قلات در قسمت غربی دشت شیراز با ارتفاع ۲۹۹۰ متر از سطح دریا مرتفع‌ترین نقطه حوضه آبریز مهارلوس است. میزان رسوبگذاری دریاچه مهارلو بین ۰/۱۳ میلی‌متر در سال در بخش کم‌عمق جنوب شرقی تا نزدیک به ۰/۳ میلی‌متر در سال در عمیق‌ترین بخش دریاچه متغیر است (لک، ۱۳۸۶). در حوضه آبریز دریاچه مهارلو رودخانه دائمی وجود ندارد و سیلاب‌های حوضه به‌وسیله چندین مسیل و رودخانه فصلی (رودخانه خشک و باباجی) به دریاچه می‌ریزد.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، تعداد سیزده مغزه سالم و دست‌نخورده (زیرسطحی) از بخش‌های مختلف دریاچه تا ۱۷۰ سانتی‌متر زیر بستر دریاچه توسط مغزه‌گیر وزنی گرفته شد. شکل ۱ موقعیت مناطق مغزه‌گیری را نشان می‌دهد. ابتدا، توصیف کامل مغزه‌ها بر اساس شواهد صحرایی صورت گرفت. با توجه به ویژگی‌های بافت، ساخت، رنگ و نوع رسوب، زیرمحیط‌های رسوبی تعیین شد. از مغزه‌های به‌دست‌آمده تعداد ۸۵ نمونه تهیه شد. نمونه‌ها در آزمایشگاه در دمای ۶۰ درجه سانتی‌گراد برای مدت ۴۸ ساعت در آن خشک و آنالیز دانه‌بندی شد. آنالیز دانه‌بندی ذرات بزرگ‌تر از ۶۳ میکرون با دستگاه الک‌شیکر نوع مرطوب و ذرات کوچک‌تر از ۶۳ میکرون (سیلت و رس) با دستگاه دانه‌بندی لیزری انجام شد. همچنین، تعداد ۸۵ نمونه با دستگاه XRD مدل Phillips با مشخصات تیوپ نوع مس ($Cu=1.54\text{\AA}$)، ولتاژ ۴۰ کیلوولت، شدت



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و نقاط مغزه‌گیری شده دریاچه مهارلو (اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ توپوگرافی شیراز)

جریان ۴۰ میلی‌آمپر و زاویه پراش ۴-۷۰ درجه در آزمایشگاه مرکز پژوهش متالورژی رازی آنالیز شد. در این آنالیزها تمامی کانی‌های آواری، کربناته و تبخیری به‌صورت نیمه کمی تعیین شد. بررسی اجزای رسوبی با میکروسکوپ بینوکولار Nikon با حداکثر بزرگنمایی $94/5 (10 \times 1/5 \times 3/3)$ و میکروسکوپ الکترونی پژوهشگاه صنعت نفت صورت گرفت.

یافته‌های پژوهش

نتایج حاصل از ویژگی‌های ماکروسکوپی، میکروسکوپی، آنالیز دانه‌بندی و کانی‌شناسی مغزه‌ها با یکدیگر تلفیق و ستون چینه‌شناسی، زیرمحیط‌های رسوبی، تغییرات تراز آب دریاچه و جزآن رسم شد (شکل ۱۳ تا ۱۵). تراز آب دریاچه به‌صورت نسبی بر اساس تعیین زیرمحیط‌های رسوبی رسم شده است. به عبارت دیگر، از زیرمحیط دریاچه موقت، کفه نمکی، کفه گلی-نمکی و کفه گلی تراز آب دریاچه کاهش می‌یابد. این وضعیت در همه پلایاهای امروزی نیز مصداق دارد. در زیرمحیط دریاچه موقت تراز دریاچه مثبت، در زیر محیط پهنه نمکی تراز دریاچه صفر و در زیر محیط پهنه گلی تراز دریاچه منفی و در واقع سطح آب نسبت به سطح زمین در پایین قرار گرفته است و آب از طریق پدیده اسمزی و در اثر تبخیر بالا می‌آید.

بررسی رسوبات زیر بستر دریاچه مهارلو تا بیشینه عمق ۱۷۰ سانتی‌متری، با توجه به نرخ رسوبگذاری بین ۰/۱۳ تا ۰/۳ میلی‌متر در سال، حدود ۵۰۰۰ سال گذشته را در بر می‌گیرد. سه منشأ این رسوبات عبارت‌اند از تخریبی، شیمیایی و تبخیری. رسوبات بخش مرکزی دریاچه تقریباً تماماً شیمیایی (تبخیری و کربناته) و رسوبات حاشیه دریاچه تخریبی-شیمیایی است. نتایج حاصل از XRD حاکی از آن است که کانی‌های موجود در رسوبات هولوسن دریاچه مهارلو عبارت‌اند از کوارتز، فلدسپات، کلسیت (CaCO_3)، دولومیت ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)، آراگونیت (CaCO_3)، منیزیت (MgCO_3)، ناترون ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$)، ژیپس ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)، هالیت (NaCl)، باسانیت ($\text{CaSO}_4 \cdot 0.5 \text{H}_2\text{O}$)، پلی‌هالیت ($\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)، بیشوفیت ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$)، گلوبریت ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$) و کانی‌های رسی.

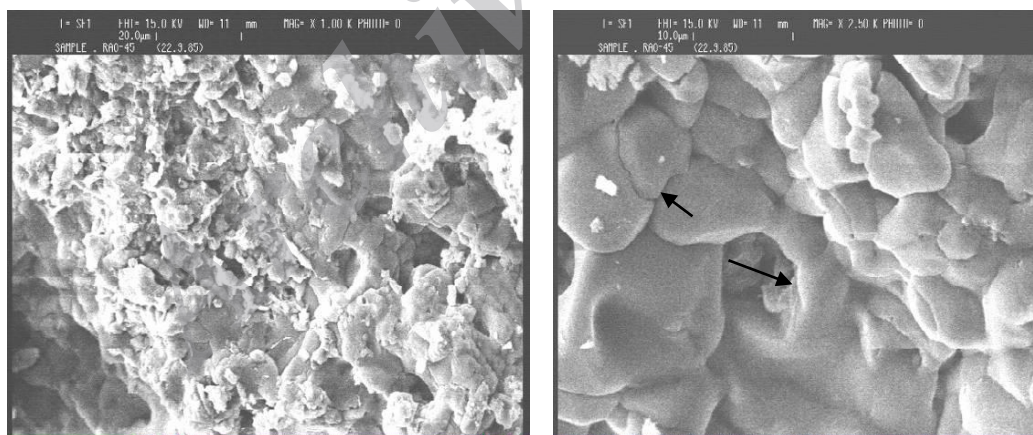
بحث و نتیجه گیری

رسوبات تخریبی

رسوبات تخریبی متشکل از خرده‌های آهکی تخریبی (کلسیت و دولومیت)، ژیپس، کوارتز، فلدسپات، مسکویت و ایلیت است. درصد کربنات‌های تخریبی بیش از سایر رسوبات است. ایلیت فراوان‌ترین کانی رسی درون دریاچه است. در بعضی افق‌ها فلوگوپیت و پلی‌گورسکیت نیز دیده می‌شود. ایلیت در رخنمون‌های اطراف دریاچه نیز وجود دارد و به نظر می‌رسد که منشأ آن هم تخریبی و هم دیاژنتیکی باشد. اما پلی‌گورسکیت و فلوگوپیت در رخنمون‌های اطراف دریاچه وجود ندارد و درون حوضه تشکیل شده است. علت ایجاد آن‌ها درصد بالای یون منیزیم در حوضه است (اینگلز و همکاران، ۱۹۹۸: ۶؛ لک و فیاضی، ۲۰۰۷: ۸).

بالاترین میزان رسوبات تخریبی در حاشیه دریاچه به ویژه بخش جنوب شرق و شمال غرب وجود دارد (لک، ۱۳۸۶: ۵۴). به سمت مرکز دریاچه درصد ذرات تخریبی کاهش می‌یابد. به طور کلی، سهم رسوبات تخریبی در مقابل رسوبات تبخیری ناچیز است.

از سطح به سمت عمق، رسوبات تخریبی با رسوبات شیمیایی و بیوشیمیایی به صورت متناوب قرار گرفته‌اند. همان‌طور که در افق‌هایی خاص در شکل‌های ۱۳ تا ۱۵ دیده می‌شود، رسوبات تخریبی در ابعاد گل‌ماسه‌ای به رنگ خاکستری، حاوی کانی‌های کوارتز، فلدسپات بالاتر از سایر کانی‌هاست. در این سه شکل پیداست که رسوبات شیمیایی در دوره‌های خشک ته‌نشست می‌یابد و به رنگ‌های روشن، سفید، لیمویی، سبز روشن و یا گل متراکم قرمز-قهوه‌ای دیده می‌شود. اندازه این رسوبات به دلیل حضور کانی‌های تبخیری-شیمیایی ماسه گلی گراولی است. کانی‌های تبخیری در این رسوبات غالب است. این تناوب مربوط به دوره‌های تر و خشک دریاچه است. در دوره‌های تر، وسعت دریاچه افزایش و زیرمحیط رسوبی دریاچه موقت توسعه می‌یابد و به دلیل حجم بالای آب‌های ورودی، رسوبات تخریبی غالب می‌شود. خاستگاه این رسوبات رخنمون‌های تشکیل‌دهنده حوضه آبریز است. سنگ‌ها منشأ تماماً رسوبی دارند، شامل سنگ آهک، شیل، مارن، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و سنگ‌های تبخیری. شکل ۲ ورقه‌های نازک کانی‌های رسی و ماتریکس گلی موجود در رسوبات مربوط به مغزه RA5 را نشان می‌دهد.



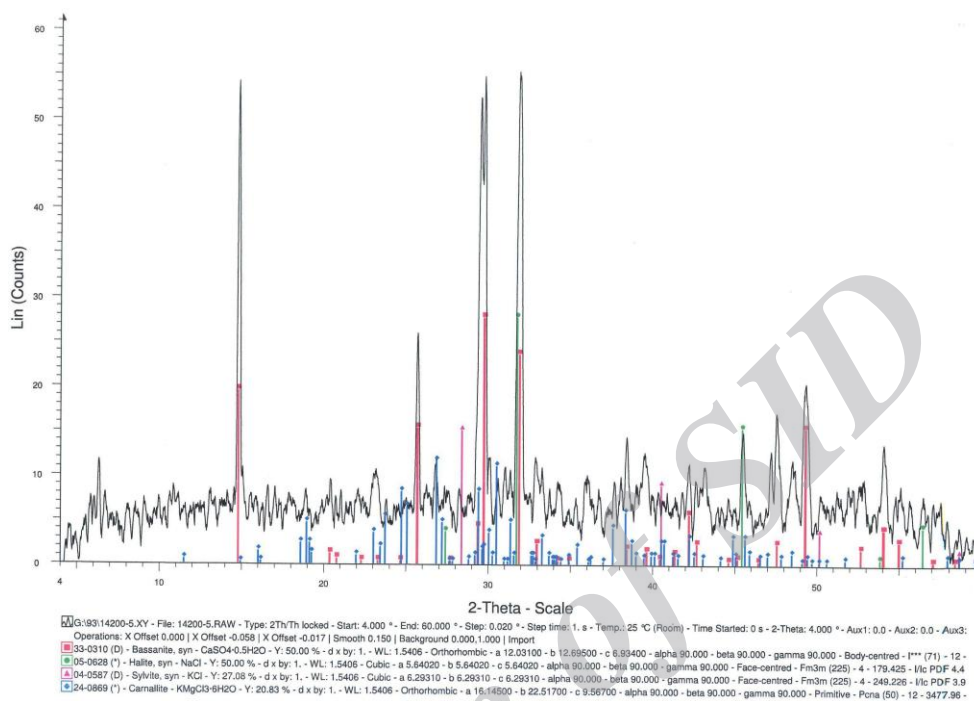
شکل ۲. تصویر SEM از رسوبات تخریبی مغزه RA5 شامل کانی ایلیت (I) و ماتریکس گلی (M)

رسوبات شیمیایی

رسوبات شیمیایی دریاچه مهارلو شامل کانی‌های کربناته و تبخیری است. کانی‌های کربناته در ابتدای تبخیر شورابه و در زون کربناته ته‌نشست می‌کند، شامل آراگونیت، کلسیت، دولومیت، منیزیت و ناترون. کانی‌های تبخیری شامل ژیپس، هالیت، باسانیت، گلوبریت، پلی‌هالیت و بیشوفیت است. بعد از کانی‌های کربناته، کانی‌های سولفات، سپس کلورها ته‌نشست می‌یابند. نمونه‌ای از نمودار XRD کانی‌های بررسی شده در دریاچه مهارلو در شکل ۳ ارائه شده است.

آراگونیت در رسوبات دریاچه مهارلو غالباً به صورت گل کربناته یا پلت یافت می‌شود. کلسیت اغلب فاقد بلور و به صورت اینتراکلاست و ماتریکس کربناته وجود دارد. همچنین، در اغلب افق‌هایی که بلور ژیپس وجود دارد، کربنات از

حاشیه به سمت داخل جانشین بلور ژپیس شده است. دولومیت اولیه به صورت توده‌های مخفی بلور و بلور رومبوئدر بسیار ریز در رسوبات دیده می‌شود. تجمع بلورهای درشت‌تر رومبوئدرهای یوهدرال دولومیت ثانویه است. تقریباً همه دولومیت‌ها محتوی مقداری آهن است.



شکل ۳. نمونه‌ای از نمودار XRD کانی‌های بررسی شده در منطقه مورد مطالعه (مغزه RA5، عمق ۴۵ سانتی‌متری)

منیزیت در رسوبات دو ناحیه یکی بخش جنوبی و دیگری مرکز دریاچه به سمت شمال غرب (مغزه RC4) در رسوبات به صورت لامینه‌هایی سفید رنگ مشاهده می‌شود. علت تشکیل منیزیت در بخش جنوب غربی به دلیل عمق بسیار کم، مراحل اولیه تکامل شورابه و ته‌نشست کانی‌های کربناته است. در این حالت، منیزیم وارد شبکه کربنات کلسیم می‌شود و آن را به کربنات منیزیم تبدیل می‌کند. اما، تشکیل منیزیت در بخش نسبتاً مرکزی دریاچه غیرعادی است. منیزیت‌های این بخش از تبدیل سایر کربنات‌ها و ژپیس‌ها در فرایند دیاژنتیکی یا رسوب مستقیم حاصل شده است. به نظر می‌رسد علت آن وجود چشمه‌های بی‌کربناته باشد که در آن ناحیه در کف دریاچه وجود دارد. مقدار منیزیم در دوره خشک و در زمانی که زیرمحیط رسوبی دریاچه موقت کاهش چشمگیری می‌یابد و حجم زیادی هالیت ته‌نشین شده است بسیار بالاست و اگر بی‌کربنات فراهم شود، منیزیت ته‌نشست خواهد کرد. در واقع، منیزیت همان کربنات منیزیم است که کربنات آن از طریق چشمه‌ها وارد دریاچه می‌شود و یون منیزیم که در مراحل پایانی تبخیر شورابه به بیشینه مقدار خود رسیده است به وفور در محیط وجود دارد و در نبود یا کمبود کلسیم شورابه، کربنات با منیزیم ترکیب می‌شود و منیزیت برجای می‌گذارد (لک و همکاران، ۲۰۱۳).

سولفات در دریاچه مهارلو، همانند دریاچه شور سمبهار هند، به صورت ژپیس و ندرتاً پلی‌هالیت و باسانیت نمایان می‌شود، اما انیدریت دیده نمی‌شود (سینه‌ها و رایماهاشوی، ۲۰۰۴: ۶۳). به دلیل نسبت پایین Ca/Na، در محیط‌های خشک و نیمه‌خشک، سولفات سدیم یکی از کانی‌های رایج است. لذا، انتظار می‌رود میرابیلیت (Na_2SO_4) در درون رسوبات دریاچه وجود داشته باشد. علت عدم وجود آن، ناپایداری این کانی در دمای بالاتر از ۴-۶ درجه سانتی‌گراد است (سوننفلد، ۱۹۸۴: ۹).

کانی‌های سولفات اولیه و اصلی شامل ژپیس، انیدریت و باسانیت است. ژپیس مستقیماً از شورابه فوق‌اشباع ایجاد می‌شود و در اثر از دست‌دادن آب خود ابتدا به باسانیت، سپس به انیدریت تبدیل می‌گردد (سوننفلد، ۱۹۸۴: ۱۰). وجود باسانیت در رسوبات که در آنالیز XRD گزارش شده است و عدم وجود انیدریت در رسوبات بیانگر آن است که از

دست دادن آب تا حد تشکیل انیدریت ادامه نداشته است (شکل ۴). گاهی بلورهایی به ابعاد ۳ سانتی متر و با سیستم تبلور کامل دیده می شود. این بلورها در زیر محیط رسوبی پهنه گلی یا پهنه گلی - نمکی دیده می شود که رنگ رسوبات آن اغلب به رنگ قهوه ای است. بلورهای ژپس در این زیرمحیطها با ماکل های دمپرستویی به فراوانی دیده می شود (شکل ۵).



شکل ۵. بلور ژپس یوهدرال دارای ماکل دمپرستویی تشکیل شده در زیرمحیط پهنه گلی (طول بلور ۳ سانتی متر)



شکل ۴. تصویر SEM کانی باسانیت در رسوبات دریاچه مهارلو

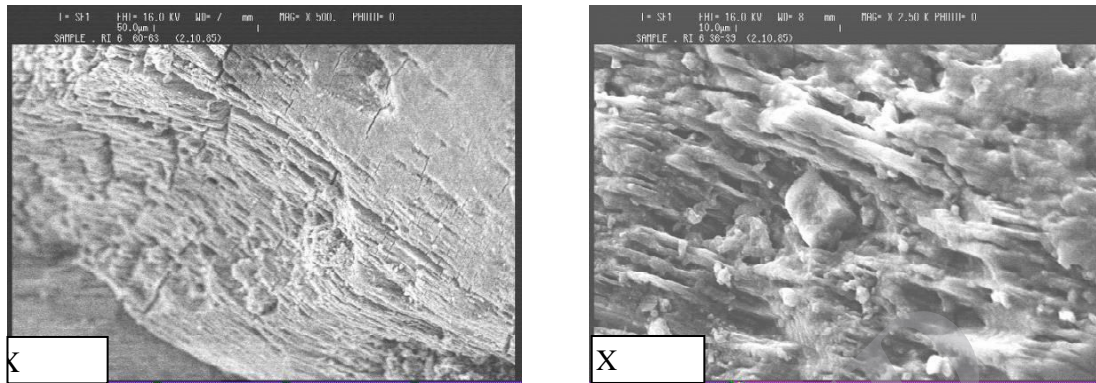
در دریاچه مهارلو، علاوه بر منیزیت، باسانیت نیز در افق های مربوط به دوره های خشک دیده می شود که در اثر از دست دادن آب در بلور ژپس حاصل شده است. در دریاچه های شور کم عمق امروزی، هالیت به اشکال جناغی با ادخال سیال فراوان در جهت افقی و عمودی، لایه های بسیار نازک مکعبی و پیزوئید هالیت با فابریک شعاعی وجود دارد (اسموت و لاونستین، ۱۹۹۱: ۲۱۳). در شرایط امروزی دریاچه مهارلو، بلورهای هاپر و رفت به فراوانی و به صورت بلورهای درشت دیده می شود. ابعاد بلورهای هاپر و رفت، که در سطح تماس هوا و شورابه تشکیل می شود، در بعضی نمونه ها به ابعاد ۳×۳ سانتی متر هم می رسد. این فرایند در زیرمحیط رسوبی دریاچه موقت رخ می دهد (شکل ۶). گاهی بلور ژپس در حال جایگزینی با کربنات است. این پدیده، به ویژه در سطوح کلیواژهای ژپس دیده می شود (شکل ۷). این پدیده به صورت خفیف از عمق ۵ سانتی متری آغاز می شود و به صورت کاملاً پیشرفته در عمق ۸۰ سانتی متری دیده می شود، به طوری که ۹۰ درصد بلور ژپس به کربنات تبدیل شده است. در حضور شورابه های اشباع نسبت به کلر، سدیم، پتاسیم و منیزیم، ژپس ممکن است به پلی هالیت تبدیل شود.



شکل ۶. بلور هالیت به فرم هاپر تشکیل شده در زیرمحیط رسوبی دریاچه موقت

بعضی بلورهای ژپس ثانویه در اطراف قطعات پلت کربناته رشد کرده اند. گاه، در تماس با آب های بیکربناته پلت کربناته حل شده و ژپس سالم باقی مانده و بلورها شبیه به دانه های تسبیح از مرکز سوراخ شده است. پدیده انحلال در مرکز بعضی بلورهای ژپس دیده می شود. همان طور که گفتیم، رشد این ژپس ها در اطراف هسته کربناته صورت می گیرد که اغلب قطعات پلت است. سپس، در اثر حرکت آب های زیرزمینی بیکربناته، کربنات حل و سبب ایجاد

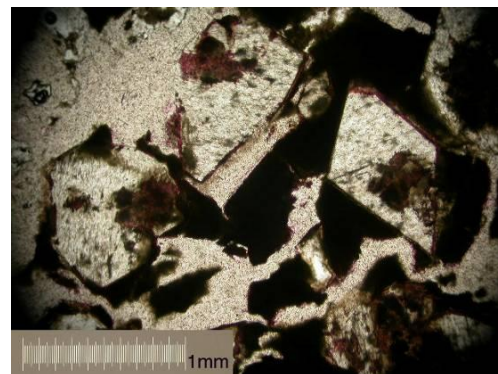
سوراخ‌هایی در مرکز ژپیس شده است. انحلال در حاشیه بلورهای ژپیس نیز رخ می‌دهد. این پدیده نیز به علت تماس با آب‌های بی‌کربناته رخ می‌دهد (شکل ۸).



شکل ۷. تصویر SEM از جانشینی کربنات به جای بلور ژپیس، به ویژه در محل کلیواژها (مغزه RF3)

رسوبات بیوشیمیایی

رسوبات بیوشیمیایی دریاچه مهارلو شامل پلت‌های مدفوعی نوعی سخت پوست به نام آرتیمیاست که گسترش آن در گستره دریاچه موقت وجود دارد. این پلت‌ها غالباً آراگونیتی است. پلت‌ها در ابتدا پوشش نازکی از مواد ارگانیکی دارند که به سرعت از بین می‌رود و در سطح پلت منشورهای بسیار ریز آراگونیتی ظاهر می‌شود (کلتس و شهرابی، ۱۹۸۶: ۱۱۳). طول آن‌ها بین ۲۰۰ تا ۶۰۰ میکرون و قطر آن‌ها حدود ۱۵۰ میکرون است؛ میله‌ای شکل و شبیه دانه برنج است (شکل ۹).

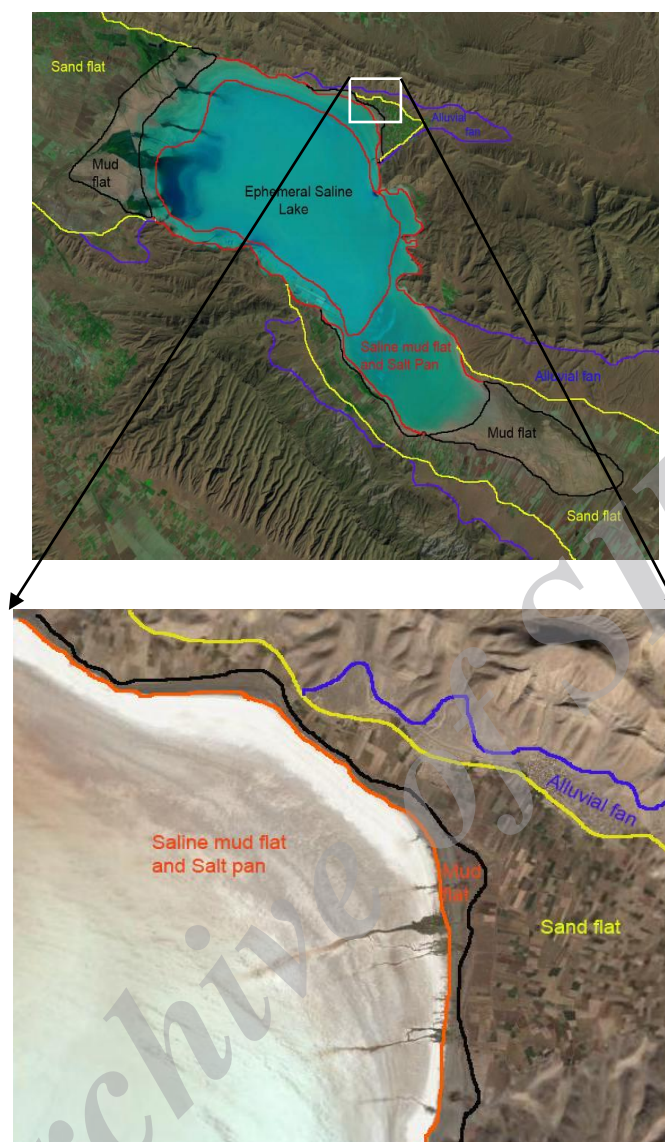


شکل ۹. تصویر SEM از پلت‌های کربناته مربوط به عمق ۶۵ سانتی‌متری مغزه RC4 (بزرگ‌نمایی ۴۰۰x)

شکل ۸. تصویر میکروسکوپی با نور طبیعی رنگ‌آمیزی نشده (سمت راست) و رنگ‌آمیزی شده (سمت چپ) از بلورهای ژپیس با هسته پلت کربناته و پوشش نازک کربنات

زیرمحیط‌های رسوبی دریاچه مهارلو

زیرمحیط‌های رسوبی دریاچه شور یا پلایا از ارتفاعات به سمت مرکز حوضه شامل بادبزنی آبرفتی و پهنه ماسه‌ای است و از حاشیه دریاچه به سمت مرکز شامل پهنه گلی خشک، پهنه گلی، پهنه گلی-نمکی، پهنه نمکی، دریاچه موقت و دریاچه دائمی است (هواری و همکاران، ۲۰۱۴). شکل ۱۰ زیرمحیط‌های رسوبی دریاچه مهارلو را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است محدوده‌های تعیین شده فقط برای زمان خاصی اعتبار دارد. به طور کلی، می‌توان گفت که دریاچه مهارلو فاقد زیرمحیط دریاچه دائمی است و گسترش بادبزنی آبرفتی، پهنه ماسه‌ای، پهنه گلی و پهنه نمکی در سمت غرب و شرق دریاچه ناچیز است و به صورت نوار باریکی است، به طوری که تفکیک آن‌ها روی شکل مشکل است و خطوط برهم منطبق می‌شود. مختصری از ویژگی‌های زیرمحیط‌ها را در ادامه بررسی می‌کنیم.



شکل ۱۰. تفکیک زیرمحیط‌های رسوبی دریاچه مهارلو. وسعت پهنه‌های مختلف در بخش شمال غرب و جنوب شرق بسیار وسیع و در غرب و شرق دریاچه بسیار کم است.

الف) پهنه گلی خشک و پهنه گلی

پهنه گلی از سیلت رسی حاوی ساختمان‌های رسوبی از قبیل ترک‌های گلی و توده‌های ماسه‌ای تشکیل شده است. در این پهنه‌ها کانی‌های ژپس، گلوپریت و هالیت دیده می‌شود. پهنه گلی و زون کریناته بیشتر در سمت شمال غربی و جنوب شرقی دریاچه، یعنی دهانه رودخانه‌ها و زمین‌های پستی که توپوگرافی ملایم دارند، گسترش دارد. در دو سمت شرق و غرب دریاچه به دلیل وجود ارتفاعات، گسترش پهنه گلی بسیار ناچیز است. شکل ۱۱ الف، پهنه گلی نمکی خشک را در تابستان ۱۳۸۰ نشان می‌دهد. رسوبات پهنه گلی شامل تکرار دوره‌های مربوط به دوره‌های سیلابی با ته‌نشست‌های گلی، تشکیل بلورهای نمک و بازه‌های مربوط به دوره‌های خشک است. زیرمحیط پهنه گلی از پهنه نمکی قابل تشخیص است چون پوسته نمکی در پهنه گلی طی دوره سیلابی حل می‌شود. دیگر آنکه به دلیل پایین بودن سطح آب در دوره‌های خشک، ترک‌های گلی ایجاد می‌شود که درون آن‌ها آب‌های زیرزمینی در اثر تبخیر به بالا کشیده می‌شود و نمک را در درزه‌ها بر جای می‌گذارد. در پهنه گلی، کلر بیشتر از سولفات است (اسموت و لاونستین، ۱۹۹۱: ۲۰۶).

ب) پهنه گلی - نمکی

رسوبات پهنه گلی - نمکی سیلت رسی است که معمولاً فاقد ساخت رسوبی است و به رنگ قرمز قهوه‌ای یا سیاه دیده می‌شود. تجمعات بلورهای یوهدرال ژپیس، گلوپریت و هالیت به صورت جانشینی دیده می‌شود. در بعضی بخش‌ها، توده‌ها و لایه‌های ماسه‌ای دیده می‌شود. هالیت به اشکال جناغی و با ادخال سیال و پایپ‌های انحلالی عمودی، مخلوط گل و نمک دیده می‌شود. سیلت رسی با توده‌های ماسه‌ای و لایه‌های نمکی ته‌نشست‌های پهنه گلی - نمکی تفسیر می‌شود. عدم وجود ترک‌های گلی بیانگر آن است که تراز آب نزدیک به سطح و پهنه گلی حاوی شورابه اشباع شده است. پوسته‌های نمکی با پایپ‌های انحلالی در محدوده پهنه گلی - نمکی شواهدی دال بر پایین بودن آب نسبت به سطح زمین است (شکل ۱۲).



شکل ۱۱ ب) پهنه نمکی (سال ۱۳۸۰)



شکل ۱۱ الف) پهنه گلی با ترک‌های گلی (سال ۱۳۸۰)

ج) پهنه نمکی

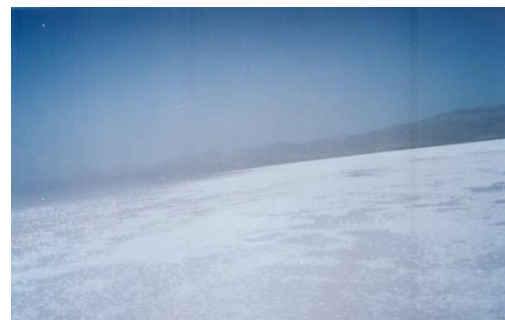
در پهنه نمکی، هالیت با لایه‌بندی ضعیف و هالیت کی‌اوتیک مخلوط با گل که کمتر به صورت لایه‌ای است و هالیت شفاف دیده می‌شود (لی و همکاران، ۱۹۹۶: ۱۸۶). لامیناسیون ممکن است به صورت غیرعادی با توده‌های ماسه‌ای، سیلتی و گلی قطع شود (سیمپسون و همکاران، ۲۰۰۴: ۲۸۴). شکل ۱۱ ب پهنه نمکی دریاچه مهارلو را نشان می‌دهد.

د) دریاچه موقتی

پایپ‌های انحلالی معرف زیرمحیط دریاچه موقتی است. تناوب سیکل‌های تبخیری - تخریبی و غالباً تبخیری دیده می‌شود. شکل ۱۱ ج و شکل ۱۱ د، به ترتیب دریاچه موقت را در سال‌های ۱۳۸۰ و ۱۳۸۴ نشان می‌دهند.



شکل ۱۱ د) دریاچه موقت در دوره پربابی (سال ۱۳۸۴)

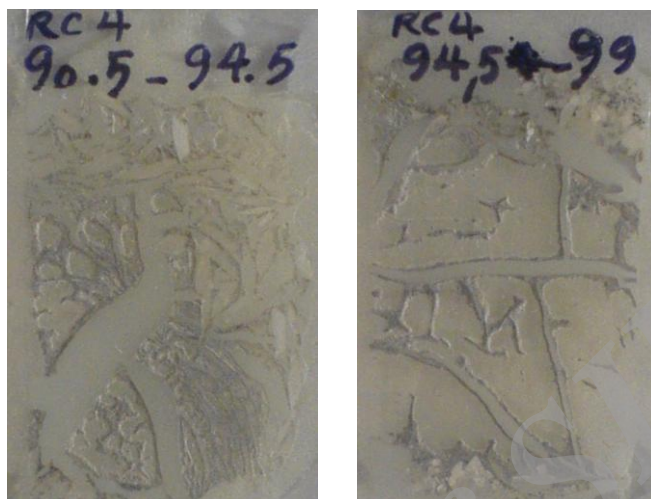


شکل ۱۱ ج) دریاچه موقت در دوره خشک (سال ۱۳۸۰)

ه) دریاچه دائمی

این زیرمحیط رسوبی با تناوب چرخه‌های گلی و هالیت در بستر دریاچه دائمی شناخته می‌شود که شورابه آن بر اساس وزن مخصوص لایه‌بندی شده است و حتی در دوره‌های مرطوب که شورابه به حالت اشباع نرسیده است، گل‌های سیاه تجمع پیدا می‌کنند. ابتدا، چرخه‌های گلی / هالیت، سپس چرخه‌های گلی / تنار دیت گذاشته می‌شود. وسعت زیرمحیط‌های رسوبی با توجه به تغییرات اقلیمی و نوسانات تراز آب دریاچه متغیر است. وسعت دریاچه را کرینسلی (۱۹۷۰: ۲۸۳) و در

تابستان ۱۳۸۰ و بهار ۱۳۸۴ یعنی دو وضعیت نسبتاً خشک و پرآب نویسندگان این مقاله اندازه‌گیری کرده‌اند (جدول ۱). کرینسلی (۱۹۷۰: ۲۸۴) وسعت دریاچه مهارلو را ۲۵۷ کیلومتر مربع، وسعت پهنه نمکی را ۵۶ کیلومتر مربع و نسبت پلایا به پهنه نمکی را ۴/۶ ارزیابی کرده است.



شکل ۱۲. عکس دیجیتالی از مقاطع نازک مغزه RC4 که به‌وضوح پایپ‌های انحلالی در اثر حرکت آب زیرزمینی را به‌سمت بالا (سطح رسوبات) نشان می‌دهد.

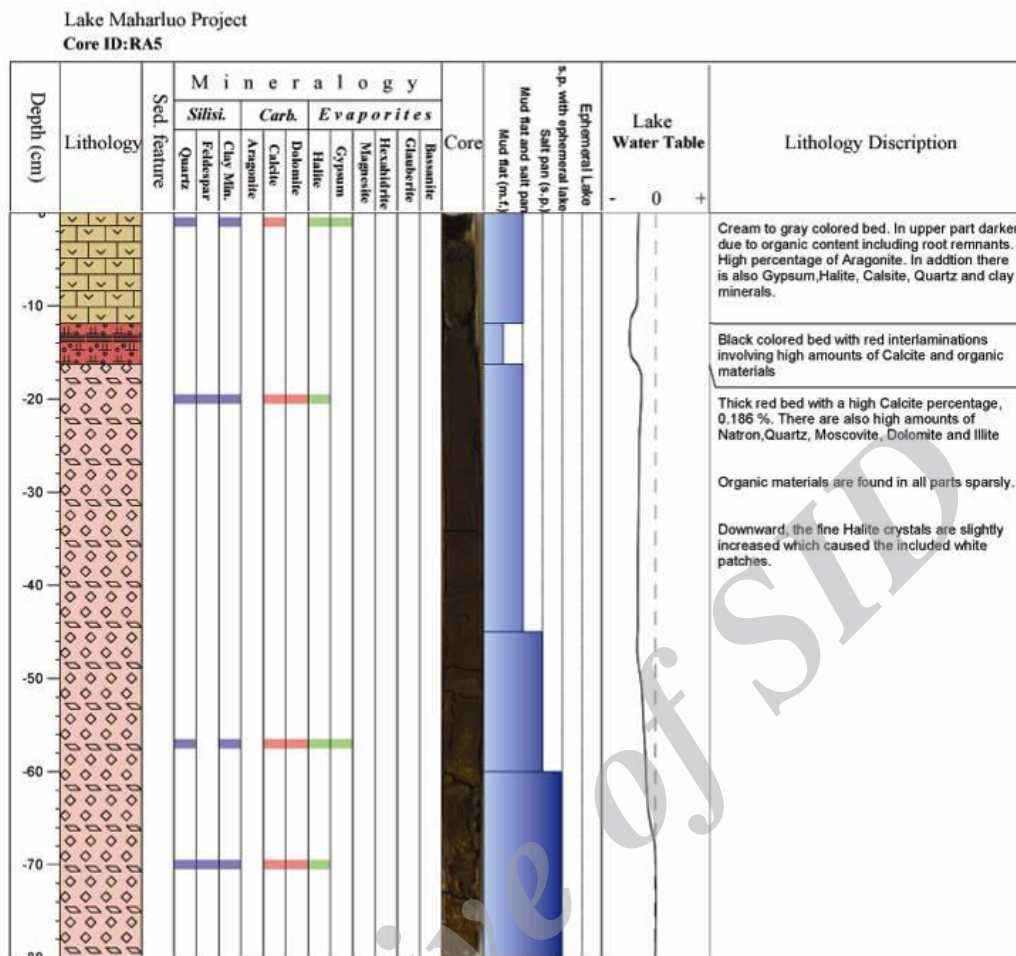
جدول ۱. وسعت زیرمحیط‌های مختلف دریاچه مهارلو بر اساس درصد در سه زمان مختلف

سال (به درصد)			زیرمحیط رسوبی
۱۳۴۷	۱۳۸۰	۱۳۸۴	
۲۴	۲۵	۸	پهنه گلی یا رسی
۲۲	۶۵	۰	پهنه نمکی
۵۴	۲۰	۹۲	دریاچه موقتی

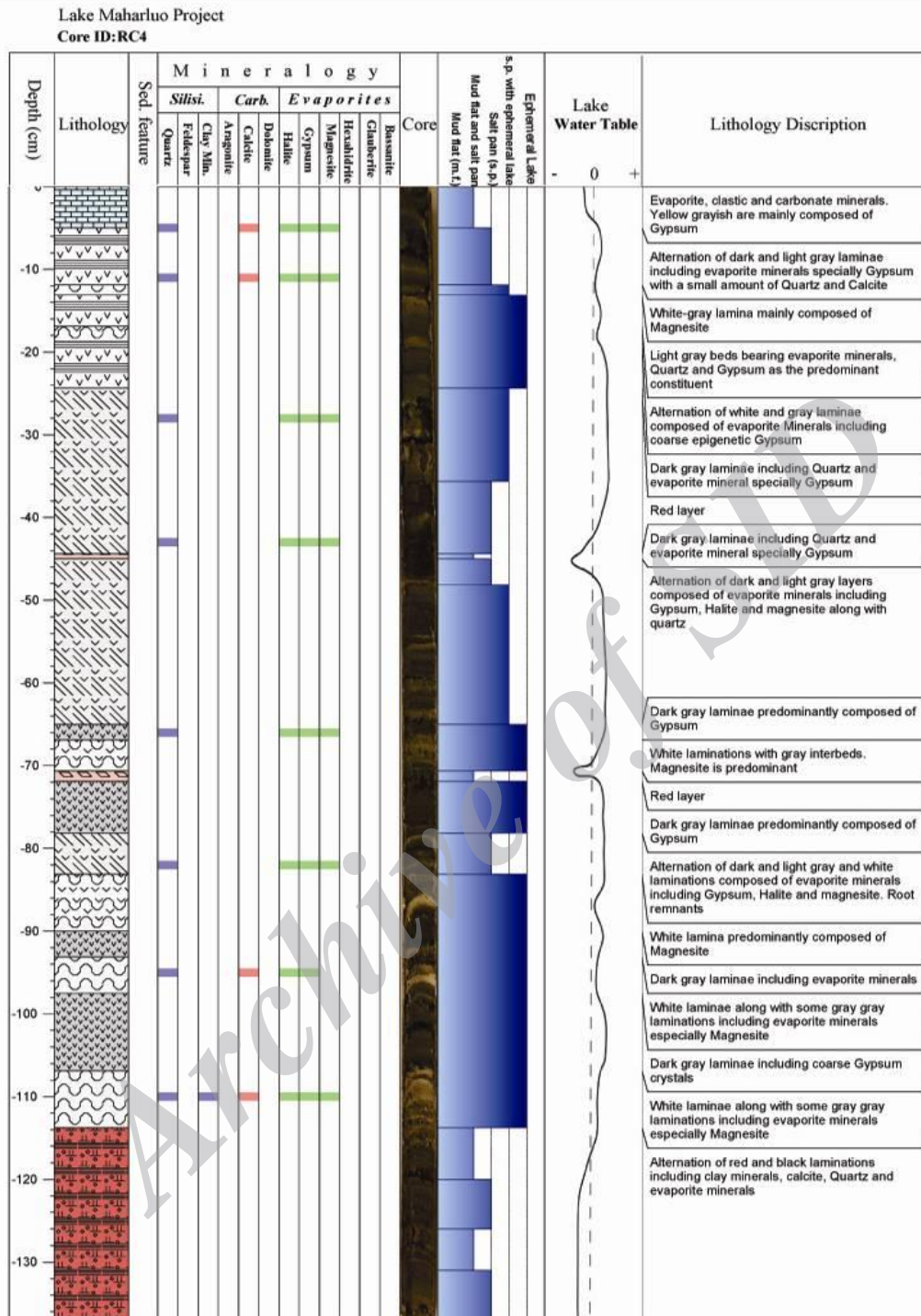
کرینسلی (۱۹۷۰) ضخامت نمک در پهنه نمکی را کمتر از ۲ سانتی‌متر و در بخش مرکزی حاشیه غربی تا ۱۲/۵ سانتی‌متر برآورد کرد. در حالی که در سال ۱۳۸۰، ضخامت پهنه نمکی در بخش مرکزی حاشیه غربی به بیش از ۵۰ سانتی‌متر رسیده است.

ارتباط تغییر زیرمحیط‌های رسوبی با نوسان تراز آب دریاچه

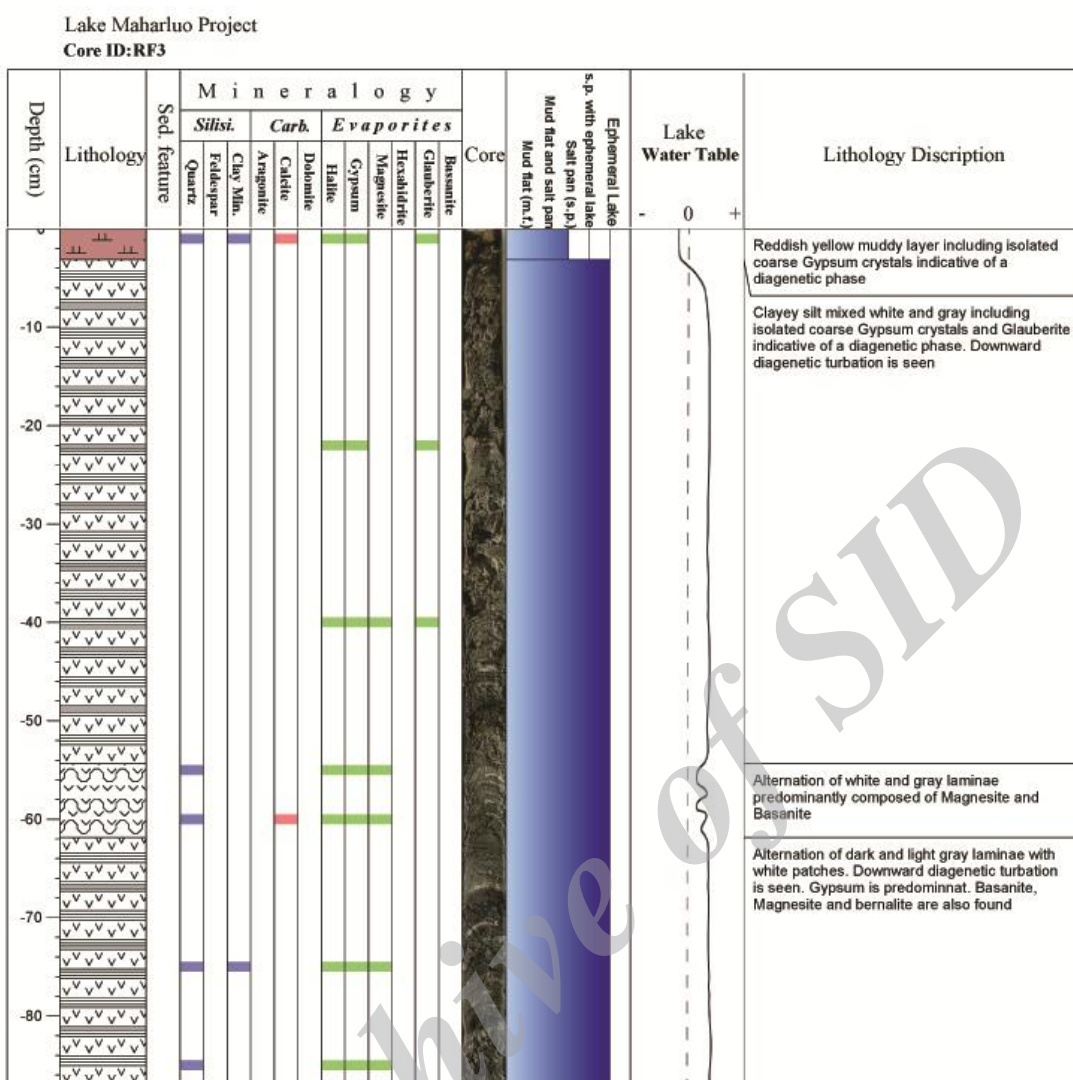
پس از بررسی مغزه‌ها و تعیین زیرمحیط‌های رسوبی بر اساس شواهد رسوب‌شناسی و توصیف صحرائی، تراز نسبی آب دریاچه ترسیم شد. نمودار تغییرات در ستون هفتم شکل‌های ۱۳ تا ۱۵ نشان داده شده است. اساس آن، تغییر زیرمحیط‌ها با تغییر تراز آب است، به‌گونه‌ای که در زمان پرآبی زیرمحیط دریاچه موقت توسعه می‌یابد و به تدریج با کاهش حجم شورابه، زیرمحیط رسوبی به ترتیب از دریاچه موقت به پهنه نمکی، پهنه گلی - نمکی و پهنه گلی تغییر می‌یابد.



شکل ۱۳. ستون چینه‌شناسی، کانی‌شناسی، تصویر ماکروسکوپی، زیرمحیط رسوبی، نوسان تراز آب دریاچه و توصیف کلی مغزه RA5



شکل ۱۴. ستون چینه‌شناسی، کانی‌شناسی، تصویر ماکروسکوپی، زیرمحیط رسوبی، نوسان تراز آب دریاچه و توصیف کلی مغزه RC4



شکل ۱۵. ستون چینه‌شناسی، کانی‌شناسی، تصویر ماکروسکوپی، زیرمحیط رسوبی، نوسان تراز آب دریاچه و توصیف مغزه RF3

نتیجه‌گیری

- بررسی رسوبات بستر دریاچه مهارلو از عهد حاضر تا حدود ۵۰۰۰ سال قبل حاکی از آن است که رسوبات دریاچه از سه نوع رسوبات تخریبی، کربناته (شیمیایی و بیوشیمیایی) و تخریبی است. رسوبات بخش مرکزی دریاچه تقریباً تماماً تخریبی و کربناته و رسوبات حاشیه دریاچه تخریبی- شیمیایی است.
- کانی‌های تشکیل‌دهنده رسوبات تخریبی شامل کوارتز، فلدسپات، کانی‌های رسی، خرده‌آهکی و ژئیس تخریبی است.
- کانی‌های کربناته شامل کلسیت، دولومیت، آراگونیت، منیزیت و ناترون است. رسوبات بیوشیمیایی را پلت آرتیمیا تشکیل می‌دهد که غالباً آراگونیتی است.
- کانی‌های تخریبی شامل ژئیس، هالیت، بیشوفیت، گلوبریت، پلی‌هالیت و باسانیت است که در بین آن‌ها ژئیس و هالیت غالب است. پلی‌گورسکیت، فلوگوپیت و سودویت از کانی‌های رسی است که به علت بالا بودن یون منیزیم درون حوضه تشکیل شده است.
- زیرمحیط رسوبی پهنه گلی به رنگ قرمز قهوه‌ای، با فراوانی رسوبات تخریبی کربناته، ژئیس دیاژنتیکی و آثار ریشه گیاهان است. زیرمحیط پهنه نمکی با رنگ سفید، گاهی متمایل به سبز و آبی و با حضور کانی‌های

- تبخیری، به‌ویژه حالیت، بارز است. زیرمحیط دریاچه موقت با رسوبات گلی خاکستری متمایل به سبز، لایه‌های سیاه‌رنگ با فراوانی کانی‌های کربناته و تبخیری و فراوانی پلت آرتیمیا مشخص می‌شود.
- کاهش تراز آب دریاچه با تغییر زیرمحیط‌های رسوبی از دریاچه موقت به پهنه نمکی، پهنه گلی - نمکی، پهنه گلی توأم است و بازسازی زیرمحیط رسوبات هولوسن دریاچه مهارلو شامل چهار زیرمحیط رسوبی فوق است.

منابع

- رضائیان لنگرودی، س.، لک، ر. و فیاضی، ف. (۱۳۹۰). تفسیر محیط رسوبی دریاچه حوض سلطان در هولوسن با استفاده از مغزه‌های رسوبی. یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، شماره ۱۰، ص. ۲۹-۴۰.
- لک، ر. (۱۳۸۶). بررسی رسوب‌شناسی، هیدروشیمی و روند تکاملی شورابه دریاچه مهارلو. رساله دکتری، دانشگاه خوارزمی تهران.
- Blazevic, M.A., Kirby, M.E., Woods, A.D., Browne, B.L., and Bowman, D.D. (2009) A sedimentary facies model for glacial-age sediments in Baldwin Lake, Southern California. *Journal of Sedimentary Geology*, No. 219, pp. 151-168.
- Briere, P.R. (2000). Playa, Playa Lake, Sabkha: proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments*, Vol. 45, pp. 1-7.
- De Deckker, P., Magee, J.W. and Shelley, J.M.G. (2011). Late Quaternary palaeohydrological changes in the large playa Lake Frome in central Australia, recorded from the Mg/Ca and Sr/Ca in ostracod valves and biotic remains. *Journal of Arid Environments*, Vol. 75, No. 1, pp. 38-50.
- Fayazi, F., Lak, R., and Nakhaei, M. (2007). Hydro-geochemistry and brine evolution of Maharlou saline Lake, Southwest of Iran, Carbonates and Evaporites, Vol. 22, pp. 34-42.
- Gutiérrez, F., Valero-Garcés, B., Desir, G., González-Sampériz, P., Gutiérrez, M., Linares, R., Zarroca, M., Moreno, A., Guerrero, J., Roque, C., Arnold, L.J. and Demuro, A. (2013). Late Holocene evolution of playa Lakes in the central Ebro depression based on geophysical surveys and morpho-stratigraphic analysis of lacustrine terraces. *Geomorphology*, Vol. 196, pp. 177-197.
- Howari, F.M., Banat, K.M., and Abu-Salha, Y.A. (2014). Depositional and diagenetic processes of Qa Khanna playa, North Jordan basaltic plateau, Jordan. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 39, No. 4, pp. 275-284.
- Ingles, M., Salvany, J.M., Munoz, A., and Perez, A. (1998). Relationship of mineralogy to depositional environments and the non-marine Tertiary mudstones of the southwestern Ebro Basin (Spain). *Journal of Sedimentary Geology*, Vol. 116, pp. 159-176.
- Kelts, K. and Shahrabi, M. (1986). Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, northwestern Iran. *Journal of Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 54, pp. 105-130.
- Krinsley, D.B. (1970). *Geomorphological and paleoclimatological studies of the playa of Iran*: US Government Printing Office Washington D.C., 402p.
- Lak, R. (2007). Investigation of sedimentology, hydrochemistry and brine evolution trend of Maharlou Lake, Ph.D. dissertation, Kharazmi University, Tehran.
- Lak, R. and Fayazi, F. (2007). Sedimentological evidence of a major drought in the mid-late Holocene of the Lake Maharlou, SW Iran. 4th International Congress of Limnology, Spain.
- Lak, R., Darvishi Khatooni, J. and Mohammadi, A. (2013). Recognition of effective factors on Urmia lake drying and presenting solution to restore it. 1st International conference of Lake Urmia Rescue, Berlin, Germany.
- Li, J., Lowenstein, T.K., Brown, C.B., Ku T.L. and Luo, S. (1996). A 100 ka record of water tables and paleoclimates from salt cores, Death Valley, California. *Journal of Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 123, pp. 179-203.
- Meng, F.W., Galamay, A.R., Ni, P., Yang, C.H., Li, Y.P. and Zhou, Q.G. (2014). The major composition of a middle-late Eocene salt Lake in the Yuning depression of Jiangnan Basin of Middle China based on analyses of fluid inclusions in halite. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 85, pp. 97-105.
- Onalgil, N., Kadir, S., Kulah, T., Eren, M., and Gurel, A. (2015). Mineralogy, geochemistry and genesis of the modern sediments of Seyfe Lake, Kirsehir, central Anatolia, Turkey. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 102, pp. 116-130.
- Rezaeian Langeroudi, S., Lak, R., and Mahdlou Turkamani, S. (2013). Investigation of hydrogeochemical characteristics and groundwater quality of Hoz-e-Soltan Lake. *Journal of Tethys*, Vol. 1, No. 3, pp. 189-198.
- Rezaeian Langeroudi, S., Lak, R. and Fayazi, F.A. (2012). Investigation of Hoz-e-Soltan with sedimentary cores in Holocene. *Journal of New Findings in Applied Geology*, Vol. 2, No. 10, pp. 29-40.
- Simpson, E.L., Eriksson, K.A., Kuklis, C.A., Eriksson, P.G., Bumby, A.J., and Van Jaarsveld, C.F. (2004). Saline pan deposits from the 1.8 Ga Makgabeng Formation, Waterberg Group, South Africa. *Journal of Sedimentary Geology*, Vol. 163, pp. 279-292.
- Sinha, R. and Raymahashay, B.C. (2004). Evaporite mineralogy and geochemical evolution of the Sambhar salt Lake, Rajasthan, India. *Journal of Sedimentary Geology*, Vol. 166, pp. 59-71.
- Smoot, J.P., and Lowenstein, T.K. (1991). Depositional environments of non-marine evaporate. in Melvin, J.L. (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*, In Elsevier Science Publishing Company INC., Amsterdam, Netherlands, pp. 189-309.
- Solotchina, E.P., Sklyarov, E.V., Solotchin, P.A., Vologina, E.G. and Sklyarova, O.A. (2014). Mineralogy and crystal chemistry of carbonates from the Holocene sediments of Lake Kiran (western Transbaikalia): connection with paleoclimate. *Russian Geology and Geophysics*, Vol. 55, No. 4, pp. 472-482.
- Sonnenfeld, P. (1991). Evaporite basin analysis. in Force, E.R. (ed.), *Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration*, pp. 159-169.
- Sonnenfeld, P. (1984). *Brines and evaporates*: Academic Press, Orlando, FL, 613p.

- Torshizian, H.A., Mollaei, H., Kalani, M., and Javanbakht, M. (2009). Hydrogeochemical analysis of the Siyah-Kuh district Playa brines, Central Iran. *Journal of Neuse Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie – Abhandlugen*, Vol. 253, pp. 281-292.
- Torshizian, H.A., Javanbakht, M., Sharifian Attar, R., and Aghabeigi, M. (2008). Geomormologic analysis of the Saghand playa in Central Iran by remote sensing. the t international conference on geographic information systems, Istanbul, Turkey, pp. 783-789.
- Veerasingam, S., Venkatachalapthy, R., and Ramkumar, T. (2014). Distribution of clay minerals in marine sediments off Chennai, Bay of Bengal, India: Indicators of sediment sources and transport processes. *International Journal of Sediment Research*, Vol. 29, No.1, pp. 11-23.

Archive of SID