

رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی رسوبات هولوسن دریاچه حوض سلطان

سعید رضاییان لنگرودی*، کارشناس ارشد، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه خوارزمی تهران، شرکت مهندسان مشاور کاوشگران

راضیه لک، دکتر، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه خوارزمی تهران، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۴/۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۰/۱۰

چکیده

این پژوهش با هدف تعیین رخساره‌های رسوبی، شناسایی کانی‌های تبخیری و تغییر نوع کانی‌های تشکیل‌دهنده رسوبات طی دوره هولوسن انجام گرفته که دقیقاً مرتبط با بالانس بین آب‌های وارد به حوضه و آب‌های خارج شده از آن است. در این پژوهش ۹ مغزه به طول بیشینه ۷۰۰ سانتی‌متر با استفاده از اوگر از بستر دریاچه به صورت سالم تهیه شد. مغزه‌ها به صورت طولی نصف و زیرمحیط‌های رسوبی محیط‌های پلایایی در طول مغزه تعیین شد. تعداد ۱۱۳ نمونه از رخساره‌های رسوبی مختلف، تهیه و آنالیز دانه‌بندی و کانی‌شناسی شد. تیپ رسوبات دریاچه حوض سلطان از نظر اندازه ذرات شامل گل ماسه‌ای با کمی گراول، ماسه گلی با کمی گراول، گل، گل ماسه‌ای و ماسه گلی است. رسوبات تشکیل‌دهنده دریاچه از سه نوع تخریبی، کربناته و تبخیری است. کانی‌های تشکیل‌دهنده رسوبات تخریبی شامل کوارتز، فلدسپات، کانی‌های رسی، میکا، منیتیت، همتیت، آمفیبول، آاناتاز، زئولیت و پیروکسن است. کانی‌های کربناته شامل کلسیت و به‌ندرت آراگونیت است. کانی‌های تبخیری شامل کلسیت، ژپس، هالیت، انیدریت، پلی‌هالیت، کارنالیت، تئاردیت، باسانیت و هگزاهیدریت است. از بین این‌ها بیشترین فراوانی در زیرمحیط‌های رسوبی پهنه گلی نمکی و پهنه گلی به کانی کوارتز و کلسیت و در پهنه نمکی و دریاچه موقت به کانی‌های تبخیری به‌ویژه هالیت و ژپس تعلق دارد.

کلیدواژه‌ها: تبخیری، دریاچه حوض سلطان، رسوب، قم، مغزه.

مقدمه

رسوبات دریاچه‌ای نگاشت‌های ارزش‌مندی از تاریخچه فیزیکی و شیمیایی دریاچه و الگوهای رخساره‌ای آن است (انزل و همکاران، ۲۰۰۳: ۶۲). تاکنون مطالعات زیادی روی دریاچه‌های شور و پلایاها در دنیا انجام شده است، اما بررسی‌های اخیر دیدگاه‌های متفاوتی را در بر می‌گیرد. در این بررسی‌ها روش‌های مختلفی به کار گرفته می‌شود که معمولاً نتایج یکسانی در بر دارد، از آن جمله مطالعات کانی‌شناسی و تکامل ژئوشیمیایی دریاچه‌های نمک (سینها و همکاران، ۲۰۰۶؛ تاگورتی و همکاران، ۲۰۱۳؛ سولوپینا و همکاران، ۲۰۱۴؛ لست و جین، ۲۰۰۵)، بررسی‌های ژئوفیزیکی در تعیین روند تکاملی پلایاها (گوتیرز و همکاران، ۲۰۱۳)، مطالعات ایزوتوپی (روبرتز و همکاران، ۲۰۰۸)، مطالعات پالئولیمنولوژی با روش‌های تعیین سن بر مبنای لومینسانس (لیان و روبرتز، ۲۰۰۶؛ دی‌دکر و همکاران، ۲۰۱۱)، مطالعات پالینولوژی (جمالی و همکاران، ۲۰۰۸)، بررسی ترکیب اصلی دریاچه‌های شور بر اساس آنالیز ادخال سیال در کانی‌های تبخیری (منگ و همکاران، ۲۰۱۴)، شواهد رسوب‌شناسی (وراسینگهام و همکاران، ۲۰۱۴)، محتوای فسیلی و ویژگی‌های بیولوژیکی (واسیلیکوا و همکاران، ۲۰۰۶؛ مینا و همکاران، ۲۰۱۳)، بررسی فرایندهای هیدرولوژیکی در سیستم‌های شور (رضاییان لنگرودی و همکاران، ۲۰۱۳؛ آدامز و سادا، ۲۰۱۴)، استفاده از روش‌های مختلف سنجش از راه دور برای تعیین شوری خاک در حاشیه دریاچه‌های شور (وو و همکاران، ۲۰۱۴) و حتی مدل‌سازی بالانس محلول (اسکودری و همکاران، ۲۰۱۰).

علاوه بر آن، دریاچه‌های بسیار شور، به دلیل دارا بودن ویژگی‌های خاص خود و پتانسیل اقتصادی همواره مورد توجه زمین‌شناسان اقتصادی، رسوب‌شناسان و ژئوشیمیست‌ها قرار دارد (لک، ۱۳۸۶: ۲). در ایران نیز توجه خاصی به پلایاها و دریاچه‌های شور شده است. برای مثال، کرینسلی (۱۹۷۰) پلایاهای ایران را از دیدگاه ژئومورفولوژی و پالئوکلیماتولوژی آن‌ها مطالعه کرده است. از اولین مطالعات انجام‌شده روی دریاچه حوض سلطان تحقیقاتی است که بوبک در سال ۱۹۵۹ انجام داد. سطح آب در آن زمان نسبت به پلایای عهد حاضر را ۲۰ متر بالاتر تخمین زد و دلیل آن را سیلابی شدن بخش غربی دریاچه در اثر انحراف در مسیر رودخانه قره‌چای ذکر کرد. فیاضی (فیاضی، ۱۹۹۱) در رساله دکتری اقدام به تهیه تعدادی مغزه از ۴۰ سانتی‌متری سطح دریاچه حوض سلطان کرد. بر این اساس، سه افق A شامل یک افق اکسیده با رنگ قرمز، افق B شامل رسوباتی به رنگ سبز متمایل به خاکستری و افق C شامل رسوبات قرمز آجری‌رنگ تشکیل شده در شرایط آب‌وهوای خشک را تشخیص داد. وی همچنین، با توجه به شکل‌گیری کربنات‌ها در حاشیه خارجی دریاچه نزدیک منطقه تغذیه جریان‌های سطحی و زیرزمینی، سپس رسوبات سولفات‌ها در حاشیه داخلی دریاچه نهایتاً رسوبات کلروره، به‌ویژه هالیت در مرکز دریاچه، الگوی قطره اشکی را برای این دریاچه پیشنهاد کرد. هدف این پژوهش، بررسی نوع کانی‌های تشکیل‌دهنده رسوبات زیرسطحی دریاچه حوض سلطان به منظور تعیین وضعیت حمل، هوازدگی و تعیین شرایط اقلیمی و تکتونیک منطقه در دوره هولوسن است.

موقعیت جغرافیایی، زمین‌شناسی و اقلیمی منطقه

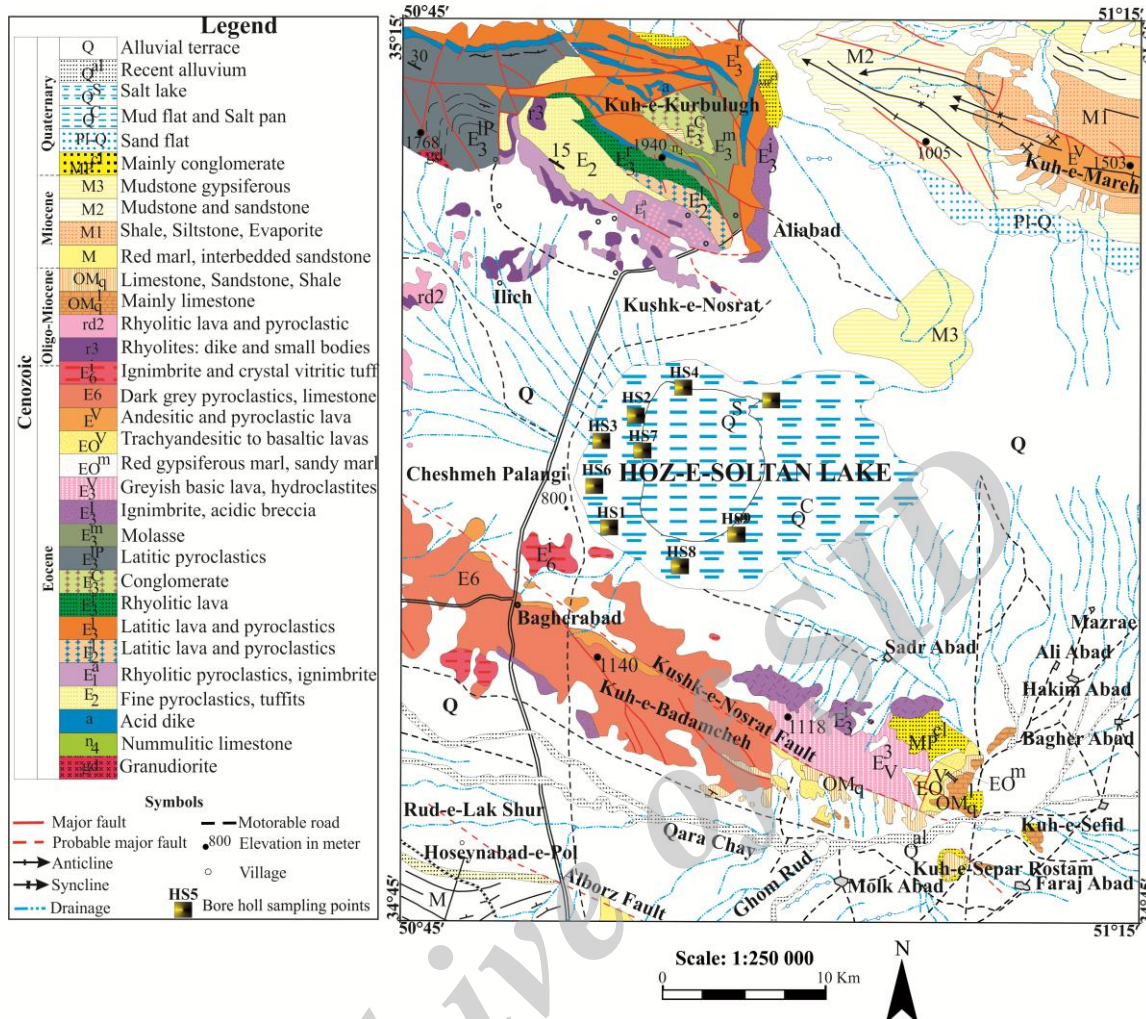
دریاچه حوض سلطان دریاچه شور موقتی است. بر اساس تقسیم‌بندی سوننفلد (سوننفلد، ۱۹۹۱)، این دریاچه حوضه رسوبی درون‌قاره‌ای محسوب می‌شود. دریاچه حوض سلطان با مساحت تقریبی ۱۹۵ کیلومتر مربع، عمق ۲۰-۵۰ سانتی‌متر، تقریباً در ۳۵ کیلومتری شمال استان قم و ۸۵ کیلومتری جنوب تهران در شرق آزادراه تهران-قم بین عرض‌های جغرافیایی ۳۱° ۳۵' و ۳۴° ۵۶' شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۳° ۵۰' و ۵۱° ۲۰' شرقی و در شمال غربی حوضه مسیله قرار گرفته است (فیاضی و همکاران، ۲۰۰۷: ۳۵) (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی آقانباتی (۱۳۸۵: ۴۲)، در زون ایران مرکزی قرار دارد.

دریاچه حوض سلطان و محیط پیرامون آن، خصوصیات مورفولوژیکی مناطق نیمه‌خشک را داراست (معمد و پورمعمد، ۱۹۷۷: ۱۲). این دریاچه، از شمال و شمال شرق به کوه‌های علی‌آباد و کوشک نصرت، از غرب به کوه‌های منظریه و چاهار و از جنوب و جنوب شرق به کوه‌های محمدآباد و بادامچه محدود می‌شود. رخنمون‌های بالادست دریاچه حوض سلطان و تأثیرگذار روی نوع رسوب و هیدروشیمی دریاچه، کوه‌های شمال، شمال شرق و غرب را شامل می‌شود که عمدتاً ترکیبی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن است. سنگ‌های رسوبی الیگو-میوسن (سازند قم) در جنوب شرق دریاچه گسترش دارد.

دریاچه حوض سلطان مشابه بسیاری از حوضه‌های دریاچه‌ای دیگر از قبیل دریاچه ارومیه، دریاچه مهارلو، حوضه‌های نمکی تریاس در بریتانیا و رسوبات نمکی ترشیاری در فرانسه و آلمان، به‌صورت فروافتادگی در نتیجه گسل‌خوردگی بلوک‌های گسلی (فعالیت گسل کوشک نصرت و شاخه‌های فرعی آن) تشکیل شده است. گسل طویل و ممتدی در دامنه جنوبی کوه‌های غربی این حوضه وجود دارد که چهره برجسته مورفوتکتونیک دارد و دارای روند شمال غرب-جنوب شرق است که تا رأس بادبزنی آبرفتی قره‌چای می‌توان آن را پیگیری کرد. این گسله با توجه به مورفولوژی ویژه‌ای که ایجاد کرده نشان‌دهنده تکتونیک عهد حاضر است و در شکل‌گیری دریاچه نقش عمده‌ای دارد. ادامه آن در زیر پوشش نهشته‌های بادبزنی آبرفتی مدفون است (شاهینی، ۱۳۷۸: ۲۴).

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، نه مغزه دست‌نخورده (زیرسطحی) از بخش‌های مختلف دریاچه تا ۷۰۰ سانتی‌متر زیر بستر دریاچه با مغزه‌گیر دستی با قطر ۵ سانتی‌متر گرفته شد. موقعیت مناطق مغزه‌گیری در شکل ۱ نشان داده شده است. از مغزه‌های به‌دست‌آمده تعداد ۱۱۳ نمونه تهیه شد. ابتدا، توصیف کامل مغزه‌ها بر اساس شواهد صحرایی صورت گرفت. با توجه به ویژگی‌های بافت، ساخت، رنگ و نوع رسوب، زیرمحیط‌های رسوبی هر رخساره تعیین شد و از هر زیرمحیط رسوبی،

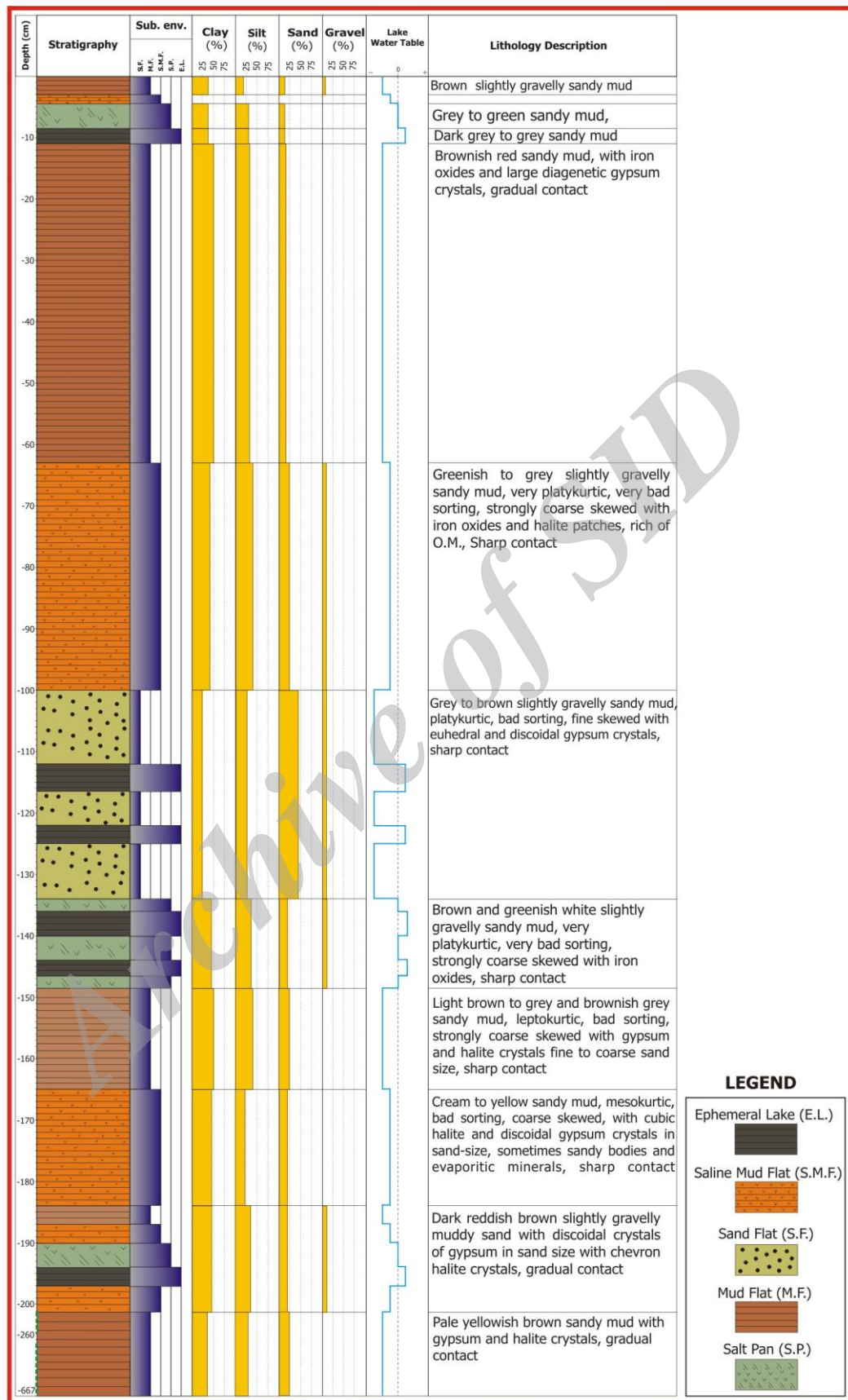


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی حاشیه دریاچه حوض سلطان (برگرفته از امینی و امامی، ۱۹۶۶؛ قلمقاش، ۲۰۰۰؛ حاجیان، ۱۹۹۶ و حقی پور ۱۳۶۵؛ موزاییک‌شده با اندکی تغییرات)

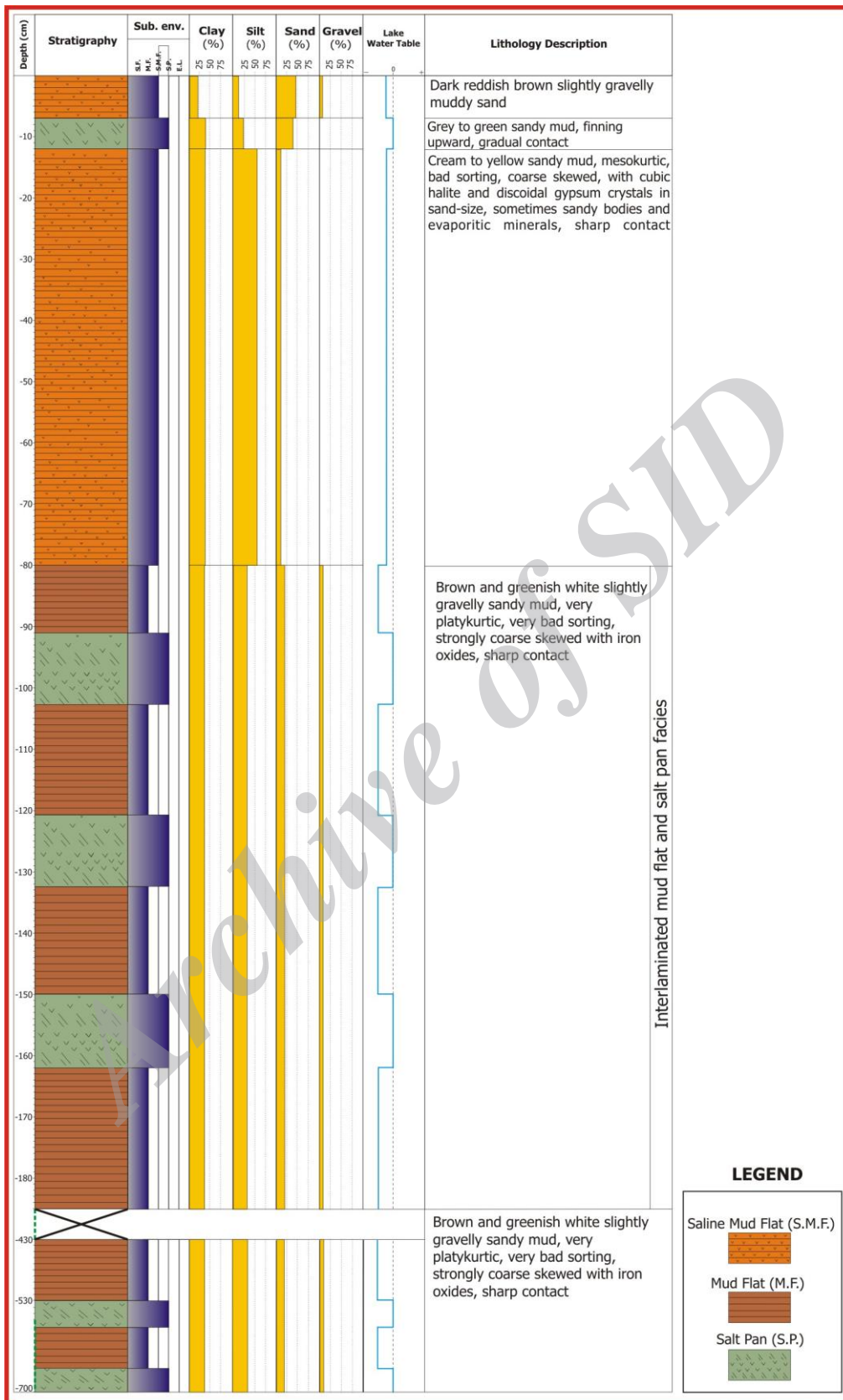
نمونه‌برداری صورت گرفت. عکسبرداری دیجیتالی با قدرت تفکیک بالا از مغزه‌ها با دوربین عکسبرداری ۱۲ مگاپیکسل کانن صورت گرفت. نمونه‌ها در آزمایشگاه در دمای ۶۰ درجه سانتی‌گراد برای مدت ۴۸ ساعت در آون خشک و آنالیز دانه‌بندی شد. آنالیز دانه‌بندی ذرات بزرگ‌تر از ۶۳ میکرون با دستگاه الک‌شیکر نوع مرطوب (Wet Vibratory Sieve Laser) و ذرات کوچک‌تر از ۶۳ میکرون (سیلت و رس) با دستگاه دانه‌بندی لیزری (Shaker, ANALYSETTE 19 Particle Sizer, ANALYSETTE 22) انجام شد. همچنین، تعداد ۱۱۳ نمونه با دستگاه دیفراکسیون اشعه ایکس مدل فیلیپس با مشخصات تیوپ نوع مس ($Cu=1.54\text{\AA}$)، ولتاژ ۴۰ کیلوولت، شدت جریان ۴۰ میلی‌آمپر و زاویه پراش ۴-۷۰ درجه آنالیز شد. در این آنالیزها تمامی کانی‌های تخریبی، کربناته و تبخیری به صورت نیمه‌کمی تعیین شد. بررسی اجزای رسوبی با میکروسکوپ بینوکولار نیکون با حداکثر بزرگنمایی ۹۴/۵ ($6/3 \times 1/5 \times 10$) و میکروسکوپ الکترونی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور صورت گرفت.

یافته‌های پژوهش

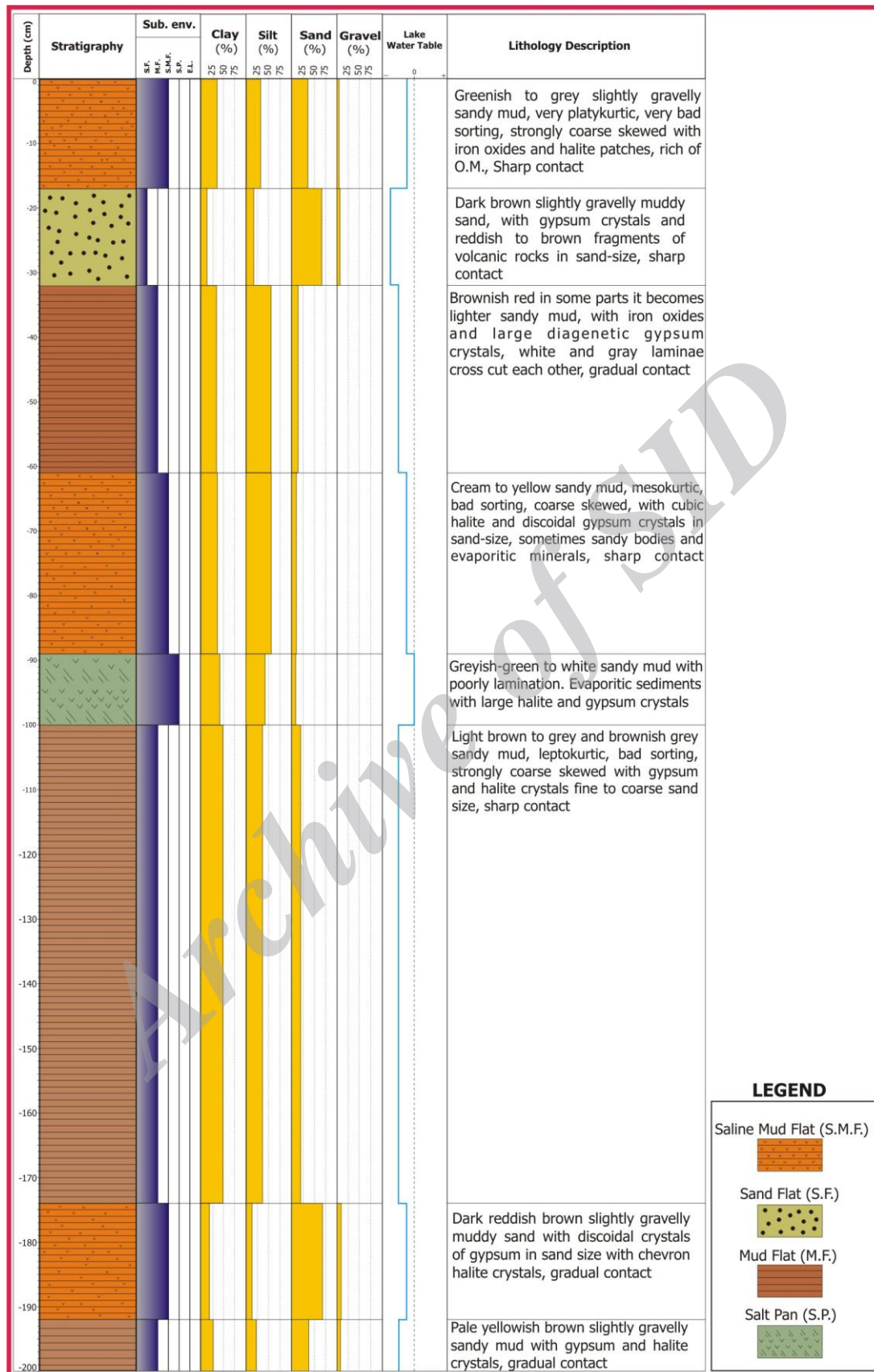
پس از اخذ نتایج حاصل از بررسی‌های آزمایشگاهی مختلف از قبیل دانه‌بندی، کانی‌شناسی، تجزیه شیمیایی، مطالعات میکروسکوپ الکترونی روبشی، مورفومتری و مورفوسکوپی رسوبات مغزه‌های HS1، HS2 و HS3 و پردازش داده‌های به‌دست‌آمده، تجزیه و تحلیل نهایی صورت گرفت و بر این اساس، سه نوع رسوب تخریبی، کربناته و تبخیری شناسایی شد (شکل ۲، ۳ و ۴).



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی، زیرمحیط رسوبی، دانه‌بندی، نوسان تراز آب دریاچه و توصیف کلی مغزه HS1



شکل ۳. ستون چینه‌شناسی، زیرمحیط رسوبی، دانه‌بندی، نوسان تراز آب دریاچه و توصیف کلی مغزه HS2



شکل ۴. ستون چینه‌شناسی، زیرمحیط رسوبی، دانه‌بندی، نوسان تراز آب دریاچه و توصیف کلی مغزه HS3

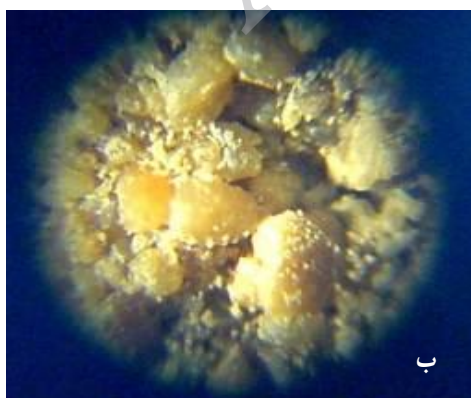
رسوبات بخش مرکزی دریاچه تقریباً تماماً شیمیایی (تبخیری و کربناته) و رسوبات حاشیه دریاچه تخریبی-شیمیایی است. تیپ رسوبات دریاچه حوض سلطان از نظر اندازه ذرات شامل گل ماسه‌ای با کمی گراول، ماسه گلی با کمی گراول، گل، گل ماسه‌ای و ماسه گلی است. رسوبات تخریبی شناسایی شده دریاچه حوض سلطان شامل کوارتز، فلدسپات، میکا، منیتیت، هماتیت، آمفیبول، آاناتاز، زئولیت، پیروکسن و محصولات هوازدگی آن‌ها از قبیل کائولینیت است. رسوبات شیمیایی دریاچه حوض سلطان شامل کانی‌های کربناته و تبخیری است.

نتایج حاصل از مطالعات دیفراکتومتری اشعه ایکس نشان می‌دهد که کانی‌های مهم دریاچه حوض سلطان شامل کانی‌های تخریبی از قبیل کوارتز، فلدسپات، کانی‌های رسی، میکا، منیتیت، هماتیت، آمفیبول، آاناتاز، زئولیت و پیروکسن، کانی‌های کربناته شامل کلسیت و به‌ندرت آراگونیت و کانی‌های تبخیری شامل کلسیت، ژپس ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)، هالیت (NaCl)، انیدریت (CaSO_4)، پلی‌هالیت ($(\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$)، کارنالیت ($\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$)، تناردیت (Na_2SO_4)، باسانیت ($\text{CaSO}_4 \cdot 0.5 \text{H}_2\text{O}$) و هگزاهیدریت ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) است. هالیت کانی کلرید غالب است و در همه اعماق دریاچه وجود دارد.

بحث و نتیجه‌گیری

رسوبات تخریبی

بالاترین میزان رسوبات تخریبی در حاشیه دریاچه به‌ویژه بخش شمال غرب، غرب و جنوب غرب دریاچه وجود دارد. از سطح دریاچه به سمت عمق، تناوب رسوبات تخریبی با رسوبات شیمیایی و بیوشیمیایی وجود دارد. این تناوب مربوط به دوره‌های تر و خشک سال است. منشأ این رسوبات رخنمون‌های تشکیل‌دهنده حوضه آبریز است. این رسوبات متشکل از کوارتز، فلدسپات، میکا، منیتیت، هماتیت، آمفیبول، آاناتاز، زئولیت، پیروکسن و محصولات هوازدگی آن‌ها از قبیل کائولینیت است. رسوبات تخریبی عمدتاً به رنگ کرم، قهوه‌ای و زرد مشاهده می‌شود. کوارتز فراوان‌ترین کانی موجود در سرتاسر مغزه‌های گرفته‌شده با مقادیر متفاوت است. فلدسپات از فراوانی کمتری برخوردار است و در بسیاری از نمونه‌ها وجود ندارد. از بین سولفات‌ها، ژپس، معمولاً کانی غالب است، اما تناردیت و پلی‌هالیت در مقادیر کمتر در بعضی نمونه‌ها وجود دارد. بیشتر کانی‌های رسی موجود در دریاچه‌های شور و پلایاها تخریبی است و از سازندهای قدیمی به داخل حوضه حمل می‌شود. کائولینیت، کلریت، اسمکتیت و تعدادی از کانی‌های رسی مخلوط لایه، تخریبی است. کانی‌های رسی درون حوضه‌های شور در اثر واکنش شورابه غنی از منیزیم یا سدیم با ذرات تخریبی سیلیسی ایجاد می‌شود. رایج‌ترین آن‌ها پلی‌گورسکیت و سپولیت است که در حاشیه دریاچه‌های شور تشکیل می‌شود (ورن، ۲۰۱۰: ۲۲۱). این کانی‌های رسی در خاک‌های مناطق نیمه‌خشک و خشک وجود دارد (وراسینگهام و همکاران ۲۰۱۴: ۱۳). کانی‌های رسی دریاچه حوض سلطان عمدتاً شامل کائولینیت (۱۱-۷۸ درصد) و ایلیت (۱۰-۹۰ درصد) است (پاشائی، ۱۳۸۱: ۸۴). ذرات تخریبی اغلب ریزدانه و در فراکسیون‌های کوچک (< 63 میکرون) دیده می‌شود. شکل ۵ نمونه‌ای از کوارتز تخریبی و کلسیت تخریبی موجود در رسوبات مغزه HS3 را نشان می‌دهد.



ب



الف

شکل ۵. الف) تصویر SEM از کوارتز تخریبی با بزرگنمایی $\times 250$ و ب) فتومیکروگراف از دانه‌های کلسیت تخریبی که کرویت و گردش‌دگی نسبتاً خوبی دارد، با بزرگنمایی $\times 20$

رسوبات شیمیایی

رسوبات شیمیایی مستقیماً از تبخیر شورابه، درون حوضه رسوبی و به صورت برجا به وجود می‌آید. رسوبات شیمیایی دریاچه حوض سلطان شامل کانی‌های کربناته و تبخیری است. ته‌نشست کانی‌های تبخیری از آب دریاچه فرایندی پیچیده و عمدتاً تابعی از بالانس رطوبت نسبی و تبخیر است (سینها و همکاران، ۲۰۰۶: ۵۵۶). کانی‌های کربناته در ابتدای تبخیر شورابه در زون کربناته ته‌نشست می‌یابد و شامل کلسیت و به‌ندرت آراگونیت است. هالیت کانی کلرید غالب است و در همه اعماق دریاچه وجود دارد. کانی‌های تبخیری شامل ژپس، هالیت، باسانیت، پلی‌هالیت، کارنالیت، تناردیت و هگزا هیدریت است.

از بین کانی‌های کربناته، کلسیت در بیشتر نمونه‌های آنالیز شده وجود دارد. کلسیت به صورت سیمان در بادبزنی‌های آبرفتی و به‌طور پراکنده در دونه‌های ماسه‌ای وجود دارد. در زیر قشرهای نمک، کلسیت به صورت ماتریکس گلی مشاهده می‌شود. میزان کلسیت از مرکز دریاچه به سمت شرق و جنوب شرق افزایش می‌یابد، در حالی که در شمال و جنوب شرق دریاچه به دلیل اینکه بخش شرقی دریاچه تنها مجرای ورودی طی دوره‌های سیلابی رودخانه‌هاست میزان کربنات کلسیم تقریباً ثابت است. معمولاً کلسیت در حاشیه دریاچه نمک در نزدیکی منطقه تغذیه ته‌نشست یافت می‌شود. همچنین، در اغلب افق‌هایی که بلور ژپس وجود دارد، کلسیت از حاشیه به سمت داخل جانشین بلور ژپس شده است. کانی‌های سولفات در دریاچه حوض سلطان مشابه دریاچه شور سمبهار هند، به صورت ژپس و ندرتاً پلی‌هالیت، باسانیت و بعضاً انیدریت وجود دارد (سینها و رایماهاشوی، ۲۰۰۴: ۶۳). کانی ژپس با سیستم تبلور مونوکلینیک در بیشتر نمونه‌ها از دونه‌های ماسه‌ای موجود در حاشیه دریاچه تا اعماق زیر قشر نمک یافت می‌شود. در پهنه ماسه‌ای، که اطراف دریاچه را احاطه کرده است، ژپس به صورت عدسی شکل به رنگ‌های سفید، خاکستری و قهوه‌ای متمایل به زرد و به‌طور پراکنده به صورت بلورهای منشوری نیمه شفاف با جلای شیشه‌ای وجود دارد. قطر بلورهای ژپس بین ۵۰-۱۳۰۰ میکرون متغیر است. گاه بلورهای ژپس به ابعاد ۳ سانتی‌متر با سیستم تبلور کامل مشاهده می‌شود. بلورهای ژپس با ماکل دم‌پرستویی نیز وجود دارد (شکل ۶). وجود بلورهای درشت ژپس را می‌توان به رشد آرام در اطراف هسته‌های موجود نسبت داد که در این حالت بلورهای ژپس در جهت لایه‌بندی رشد می‌کند (جونز و دتوکمپو، ۲۰۱۴: ۴۴۲). نوع ثانویه بلورهای ژپس در درون رسوبات و در تماس با شورابه غنی از سولفات ایجاد می‌شود. این بلورها معمولاً یوهدرال است و لایه‌بندی را قطع می‌کند. بلورهای دوقلویی جانشینی ژپس با قطر بیش از ۰/۵ سانتی‌متر و بلورهای نیمه شفاف در ماتریکس گلی به صورت پراکنده وجود دارد. این بلورها به صورت لایه‌های نرم و شکننده همراه با بلورهای عدسی شکل در زیر قشر نمک به رنگ قهوه‌ای متمایل به زرد دیده می‌شود. به دلیل رشد جانشینی دیاژنتیکی اولیه، لایه‌بندی در رسوبات نرم تخریب شده است.



شکل ۶. بلور ژپس یوهدرال به طول ۴ سانتی‌متر، دارای ماکل دم‌پرستویی

باسانیت با سیستم تبلور اسکالونوهدرال دی‌تریگونال به رنگ سفید متمایل به زرد و به شکل پودر، به صورت بلورهای حلقوی ریز در نتیجه آزدایی ژپس در منطقه در افق‌های مربوط به دوره‌های خشک تشکیل شده و معمولاً همراه با ژپس وجود دارد. این احتمال وجود دارد که باسانیت از آزدایی ژپس طی آماده‌سازی نمونه‌ها برای آنالیز دیفراکتومتری اشعه ایکس تشکیل شده باشد.

هالیت رخساره سنگی غالب قشر سطحی دریاچه نمک با وسعت ۷۹ کیلومتر مربع است که عمدتاً در مرکز بخش غربی و به‌طور جزئی در بخش شرقی دریاچه وجود دارد. دو نوع اصلی هالیت در دریاچه وجود دارد که عبارت است از هالیت توده‌ای و سایه‌درال که بخش عمده پهنه نمکی را پوشش می‌دهد و مکعب‌های هوپر هالیت که در ماتریکس گلی خاکستری و قرمز پراکنده است. بلورهای هوپر در سطح تماس هوا و شورابه در فصل خشک دریاچه تشکیل می‌شود. این بلورها به‌صورت قشر نازک سطحی شناور ایجاد و از قسمت پایین رشد می‌کند. لذا، برای شناور ماندن سنگین می‌شود و به کف حوضه می‌نشیند. حوضه‌هایی که این بلورها در آن‌ها تشکیل می‌شود کم‌عمق است و حداکثر چند ده سانتی‌متر عمق دارد. بلور هوپر در کف حوضه، هسته مناسبی برای رشد لامینه‌های هالیت است (ورن، ۲۰۱۰: ۲۲۳). این فرایند افزایشی ناشی از فوق اشباع‌بودن سطح شورابه و وجود پدیده چرخش سبب می‌شود که هسته‌زایی در کف حوضه به‌طور پیوسته صورت پذیرد. رشد افزایشی در روزهای بادی سرعت بیشتری می‌گیرد (لک، ۱۳۸۶: ۹۲) (شکل ۷). علاوه‌بر آن، هالیت به‌صورت لایه‌های نازک به دام می‌افتد و در بین لایه‌های رسی در مغزه‌ها وجود دارد و احتمالاً طی سیلابی شدن پهنه نمکی، جایی که قشر نمک با کانی‌های رسی و آب مغروق شده تشکیل شده که در این مورد قشر نمک به‌طور جزئی حل شده است. بلورهای مکعبی شکل هالیت، به‌صورت بلورهای مجزای احاطه‌شده با کانی‌های رسی و به‌صورت رگه‌هایی در بخش فوقانی لایه‌های ژئیس قرارگرفته در زیر قشر سطحی وجود دارد. در بیشتر موارد، در نتیجه تبخیر سریع، فرصت کافی برای تشکیل بلورهای مکعبی هالیت در سطح قشر نمک وجود ندارد. امروزه، بلور هالیت با سیستم تبلور مکعبی در کف حوضه رشد می‌کند (شکل ۸). بخش از هالیت ممکن است در اثر فرایندهای ثانویه (ته‌نشست مجدد سیالات منفذی) ایجاد شود.



شکل ۷. مکعب‌های هوپر هالیت (قطر بلور بزرگ ۲ سانتی‌متر)



شکل ۸. بلورهای مکعبی هالیت درون رسوبات مغزه HSI در اعماق ۱۶۵-۱۷۲ سانتی‌متری

پلی‌هالیت با سیستم تبلور تری‌کلینیک، کانی هم‌زمان با رسوبگذاری است و نسبت به سیلویت و کارنالیت پایدارتر است (شریبر و تاباخ، ۲۰۰۰: ۲۱۶). این کانی در تعدادی از نمونه‌ها وجود دارد. پلی‌هالیت معمولاً به‌صورت توده‌ای یا آگرگات‌های بسیار ریز تشکیل می‌شود. رنگ آن سفید، بی‌رنگ، خاکستری، قرمز، قرمز آجری یا صورتی (ناشی از وجود اکسیدهای آهن) است. شناسایی آن در رسوبات دریاچه نمک بدون آنالیز دیفراکتومتری اشعه ایکس مشکل است. پلی‌هالیت انحلال‌پذیری کمی در آب دارد و بدون مزه است و معمولاً همراه هالیت، انیدریت، کارنالیت و سیلویت مشاهده می‌شود.

کارنالیت با سیستم تبلور ارتورومبیک در بسیاری از نمونه‌های دریاچه، بیرون از پهنه نمکی وجود دارد. این کانی به شکل دانه‌ای در اندازه ماسه و به رنگ‌های سفید، قرمز (ناشی از وجود میان‌بارهای آهن)، صورتی متمایل به زرد و قهوه‌ای تیره (ناشی از وجود هیدروکسید آهن) و ندرتاً آبی وجود دارد. بعضاً به‌صورت آگرگات‌های توده‌ای نیز مشاهده می‌شود. بلورهای منفرد این کانی به ندرت یافت می‌شود. کارنالیت معمولاً با سیلویت، کیسریت، هالیت و پلی‌هالیت همراه است. از ویژگی‌های عمده این کانی می‌توان به مزه تلخ، نداشتن رخ، وزن مخصوص کم و جذب آب از هوای مرطوب اشاره کرد. میان‌بارهای موجود در بلورهای کارنالیت نشان‌دهنده ترکیب تماس آب‌های عمقی حوضه با اتمسفر است. این کانی به‌صورت غالب در شرق و جنوب شرق بخش غربی دریاچه نمک وجود دارد.

تناردیت با سیستم تبلور ارتورومبیک در تعداد کمی از نمونه‌های دریاچه وجود دارد. تناردیت معمولاً آگرگات‌هایی با بلورهای توده‌ای را تشکیل می‌دهد. شناسایی آن بدون آنالیز دیفراکتومتری اشعه ایکس بسیار مشکل است. این کانی به رنگ‌های خاکستری، سفید، بی‌رنگ، سفید متمایل به قهوه‌ای یا سفید متمایل به زرد و در پهنه ماسه‌ای دریاچه نمک تشکیل می‌شود. این کانی معمولاً با هالیت، ژپس، گلوبریت و ترونا همراه است. تناردیت به‌صورت نهشته‌های دریاچه‌ای هم‌زمان با رسوبگذاری، اغلب محصول آزدایی میرابیلیت به‌وجود می‌آید.

هگزاهیدریت با سیستم تبلور مونوکلینیک - منشوری در تعدادی از نمونه‌های بخش جنوب شرق دریاچه یافت شده است. این کانی به رنگ‌های سفید، سفید متمایل به سبز و بی‌رنگ فقط در نهشته‌های نمکی و به‌صورت کانی اولیه همراه با هالیت و کارنالیت، به‌خصوص در دریاچه‌های نمک عهد حاضر مشابه دریاچه حوض سلطان تشکیل می‌شود. هگزاهیدریت فقط با آنالیز دیفراکتومتری اشعه ایکس شناسایی می‌شود.

نتیجه‌گیری

- رسوبات دریاچه حوض سلطان تا عمق ۷۰۰ سانتی‌متری شامل رسوبات تخریبی، کربناته و تبخیری (شیمیایی) است. رسوبات بخش مرکزی دریاچه تقریباً تماماً شیمیایی و رسوبات حاشیه دریاچه تخریبی - شیمیایی است. رخساره‌های تبخیری موجود در دریاچه حوض سلطان، تقریباً با الگوی قطره اشکی مطابقت دارد.
- کانی‌های مهم دریاچه حوض سلطان شامل کانی‌های تخریبی از قبیل کوارتز، فلدسپات، کانی‌های رسی، میکا، منیتیت، هماتیت، آمفیبول، آاناتاز، زئولیت و پیروکسن، کانی‌های کربناته شامل کلسیت و به ندرت آراگونیت و کانی‌های تبخیری شامل کلسیت، ژپس، هالیت، انیدریت، پلی‌هالیت، کارنالیت، تناردیت، باسانیت و هگزاهیدریت است.
- در دوره‌های خشکسالی و کم‌آبی، کانی انیدریت و باسانیت که شاخص کانی‌های کم‌آب است در رسوبات مشاهده می‌شود. علاوه بر آن، خشکسالی‌های طولانی‌تر با حضور کانی هماتیت و رنگ قرمز رسوبات مشخص شده است.
- از بین کانی‌های بررسی شده، کلسیت در حواشی بیرونی‌تر دریاچه، ژپس در رسوبات غنی از سولفات حاشیه درونی‌تر دریاچه و به‌صورت لایه‌ای نازک در زیر دریاچه نمک، هالیت به‌صورت قشری در مرکز دریاچه نمک به شکل بلورهای هوپر در داخل ماتریکس کربناته، باسانیت همراه با ژپس و کارنالیت در بسیاری از نمونه‌های رسوبات دریاچه در بخش بیرونی پهنه نمکی همراه با هگزاهیدریت و پلی‌هالیت و در نهایت، هگزاهیدریت در نمونه‌های بخش شمال شرق و جنوب شرق دریاچه گسترش دارد.
- نتایج حاصل از کانی‌شناسی بیشتر نمونه‌ها حاکی از آن است که هالیت کانی اصلی است و بخش مرکزی دریاچه نمک را به‌صورت قشر پف‌کرده می‌پوشاند. همچنین، به‌صورت هالیت هوپر جانشینی در سرتاسر ماتریکس کربناته وجود دارد. دومین کانی از نظر فراوانی، ژپس است که در حواشی دریاچه به‌صورت دون‌ها و در زیر قشر نمک

به صورت لایه‌ای با ضخامت کمتر از چند سانتی‌متر وجود دارد. ژیبس، معمولاً، به صورت بلورهای دیسکی شکل در لایه‌ها و به صورت بلورهای منشوری جانشینی در داخل ماتریکس گلی مشاهده می‌شود. کلسیت، به صورت گل کربناته ریزدانه متراکم در زیر قشر نمک در بخش شرقی دریاچه نمک از فراوانی قابل ملاحظه‌ای برخوردار است.

- بقایایی از کانی سیلویت در قشر نمک دریاچه حوض سلطان وجود ندارد. به نظر می‌رسد که احتمالاً میرابیلیت در طول زمستان تشکیل شده و در طول تابستان به تارندیت تبدیل شده است.

منابع

- آقناباتی، س.ع. (۱۳۸۵). زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- پاشائی، ع. (۱۳۸۱). کویرهای ایران و خصوصیات ژئومورفولوژیکی و پالئوکلیماتولوژی آن، انتشارات سازمان جغرافیایی وزارت دفاع و پشتیبانی نیروهای مسلح، ۳۲۸ ص.
- حقی‌پور، ع. (۱۳۶۵). نقشه زمین‌شناسی تهران (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شاهینی، ش. (۱۳۷۸). دریاها، دریاچه‌ها و تالاب‌های ایران، گزارش داخلی مرکز تحقیقات منابع آب ایران، کد: ۴۶۰-۲۲-۱۳۲۵، ۲۶۱ ص.
- لک، ر. (۱۳۸۶). بررسی رسوب‌شناسی، هیدروشیمی و روند تکامل شورابه دریاچه مهارلو، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- Adams, K.D. and Sada, D.W. (2014). Surface water hydrology and geomorphic characterization of a playa Lake system: Implications for monitoring the effects of climate change, *Journal of Hydrology*, Vol. 510, pp 92-102.
- Amini, B. and Emami, M.H. (1996). Aran geological map (Scale: 1:250000), Geological Survey of Iran, Tehran.
- Aqanabati, S.A. (2006/1385). Geology of Iran, Geological Survey of Iran, 586 p.
- Bobek, H. (1959). Features and Formation of the Great Kavir and Masileh, Teheran, 63 p.
- 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.
- Enzel, Y., Wells, S.G. and Lancaster, N. (2003). Late Pleistocene Lakes along the Mojave River, southeast California, In: Enzel, Y., Wells, S.G., and Lancaster, N. (eds.), *Paleo-environments and Paleo-hydrology of the Mojave and Southern Great Basin Deserts*. Boulder, CO: Geological Society of America Special Paper 368, pp 61-77.
- Fayazi, F. (1991). Sedimentological studies in the Qom area: Ph.D. dissertation, Unpublished UEA, U.K.
- 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.
- Haqqipour, A. (1986/1365). Tehran geological map (Scale: 1:250000), Geological Survey of Iran, Tehran.
- Hajian, J. (1996). Qom geological map (Scale: 1:250000), Geological Survey of Iran, Tehran.
- Hminna, A., Voigt, S., Klein, H., Saber, H., Schneider, J.W. and Hmich, D. (2013). First occurrence of tetrapod footprints from the continental Triassic of the Sidi Said Maachou area (Western Meseta, Morocco), *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 80, pp 1-7.
- Jamali, M., Beaulieu, J.L., Shah-hosseini, M., Ponel, V.L., Ponel, P., Amini, A., Akhiani, H., Akhiani, S., Stevens, L., Lahijani, H., and Brewer, S. (2008). A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran, *Quaternary Research*, Vol. 69, pp 413-420.
- Jones, B.F. and Deocampo, D.M. (2014). Geochemistry of saline Lakes, In *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed., Vol. 7, pp 437-469.
- Krinsley, D.B. (1970). *Geomorphological and paleo-climatological Studies of the Playa of Iran*: US Government Printing Office Washington D.C., pp 20-402.
- Lak, R. (2007/1386). Investigation of sedimentology, hydrochemistry and brine evolution trend of Maharlou Lake, Ph.D. dissertation, Teacher Training University.
- Last, W.M. and Ginn, F.M. (2005). Saline systems of the Great Plains of western Canada: an overview of the limnogeology and paleolimnology, *Saline Systems* 1, 10 p.
- Lian O.B. and Roberts R.G. (2006). Dating the Quaternary progress in luminescence dating of sediments, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 25, pp 2449-2468.
- 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 Yunying 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.
- Motamed, A. and Pourmotamed, F. (1977). Geological investigations of the Howz-e-Soltan salt Lake, *Bulletin of Faculty of Science, Tehran University*, Vol. 9, No. 3-4, pp 12.
- Pashaii, A. (2002/1381). Deserts of Iran and their geomorphological and palaeoclimatological characteristics, Geographical Organization of the Ministry of Defense and Armed Forces Logistics publication, 328 p.
- Qalamqash, J. (2000). Saveh geological map (Scale: 1:250000), Geological Survey of Iran, Tehran.
- Rezaeian Langeroudi, S., Lak, R., 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.
- Roberts, N., Jones, N., Benkaddour, M.D., Eastwood, A., Filippi, W.J., Frogley, M.L., Lamb, M.R., Leng, H.F., Reed, M.J., Stein, J.M., Stevens, M., Valero-Garcés, L., and Zanchetta, B.G. (2008). Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: the ISOMED synthesis, *Quaternary Science*

Reviews, Vol. 27, pp 2426-2441.

- Schreiber, B.C. and Tabakh, M.E. (2000). Deposition and early alteration of evaporites, *Sedimentology*, Vol. 47, pp. 215-238.
- Scuderi, L.A., Laudadio, C.K. and Fawcett, P.J. (2010). Monitoring playa Lake inundation in the western United States: Modern analogues to late-Holocene Lake level change, *Quaternary Research*, Vol. 73, No. 1, pp 48-58.
- Shahini, Sh. (1999/1378). Seas, Lakes and swamps of Iran, Internal report of Water Resources Research Center of Iran, code: 1255-22-460, 261 p.
- Sinha, R. and Raymahashay, B.C. (2004). Evaporite mineralogy and geochemical evolution of the Sambhar Salt Lake, Rajasthan, India. *Sedimentary Geology*, Vol. 166, pp 59-71.
- Sinha, R., Smykatz-Kloss, W., Stuben, D., Harrison, S.P., Berner, Z. and Kramar, U. (2006). Late Quaternary paleoclimatic reconstruction from the lacustrine sediments of the Sambhar playa core, Thar Desert margin, India, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, No. 233, pp 252-270.
- 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.
- Tagorti, M.A., Essefi, E., Touir, J., Guellala, R. and Yaich, Ch. (2013). Geochemical controls of groundwaters upwelling in saline environments: Case study the discharge playa of Sidi El Hani (Sahel, Tunisia, *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 86, pp 1-9.
- 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.
- Warren, J.K. (2010). Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits, *Earth-Science Reviews*, Vol. 98, pp 217-268.
- Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walanus, A., Hutorowicz, A., Alexandrowicz, S.W. and Longer, J.L. (2006). Paleolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications, *Quaternary research*, Vol. 66, pp 477-493.
- Wu, W., Mhaimed, A.S., Al-Shafie, W.M., Ziadat, F., Dheibi, B., Nangia, V. and Pauw, E.D. (2014). Mapping soil salinity changes using remote sensing in Central Iraq, *Geoderma Regional*, Vol. 2-3, pp 21-31.

Archive of SID