

بررسی هیدروژئوشیمی، تعیین منشأ و نحوه تکامل شورابه دریاچه حوض سلطان قم

سعید رضاییان لنگرودی؛ کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه خوارزمی تهران، شرکت مهندسی مشاور کاوشگران

راضیه لک؛ دکترای رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور سعید مهدلوترکمانی؛ کارشناس ارشد هیدروژئولوژی، دانشگاه خوارزمی تهران، شرکت هلدینگ مواد معدنی فلات آسیا

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۲/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۰۱

چکیده

مطالعه رسوبات و شورابه پلایا از جنبه های اقتصادی با توجه به وجود ذخایر تبخیری و از نظر آثار آن بر اکولوژی و محیط زیست و آب های منطقه اهمیت خاص دارد. سطح آب دریاچه حوض سلطان با گستره آبگیر حدود ۱۹۵ کیلومترمربع متأثر از حجم آب های وارده به آن اعم از آب های زیرزمینی، رودهای فصلی و بارندگی است. به منظور مطالعه هیدروژئوشیمی شورابه، در این پلایا، تعداد ۲۵ نمونه شورابه از بخش های مختلف دریاچه برداشت شد. پارامترهای فیزیکی- شیمیایی در محل اندازه گیری و آنالیز شیمیایی شورابه ها انجام شد. همچنین، برای مطالعه رسوب شناسی، کانی شناسی و تعیین شوری، از محل برداشت شورابه صد نمونه رسوب به وسیله اوگر دستی تا عمق بیشینه ۲ متر برداشته شد. با انجام آزمایش های ژئوشیمیایی، ترکیب یونی شورابه ها و با آنالیز کانی شناسی رسوبات، نوع کانی های موجود در رسوبات مشخص شد. ترتیب فراوانی کاتیون های موجود در شورابه به ترتیب شامل سدیم، منیزیم، کلسیم و پتاسیم و آنیون ها شامل کلر، سولفات و بیکربنات است. کانی های تبخیری موجود در رسوبات را کلسیت، ژیپس، هالیت، کارنالیت، هگزا هیدریت، تناردیت و باسانیت تشکیل می دهد. بررسی هیدروژئوشیمی آب های ورودی بیانگر این است که نسبت مولی یون ها از نوع $\text{HCO}_3 < \text{Ca} + \text{Mg}$ است. در نمودار تکاملی ژئوشیمیایی شورابه ها، مسیر ژئوشیمیایی (II) را طی می کند و پس از جداسدن کانی های مختلف، تیپ شورابه دریاچه Na-Ca-Mg-CI می شود که قابل مقایسه با دریاچه مهارلو، دریاچه نمک بریستول و دریاچه بزرگ نمک امریکاست.

کلیدواژه ها: پلایا، تکامل شورابه، دریاچه حوض سلطان، کانی های تبخیری، هیدروژئوشیمی.

مقدمه

امروزه، نقش مواد معدنی در بخش های مختلف اقتصادی به ویژه در کشورهای توسعه یافته بر کسی پوشیده نیست. ایران کشوری معدن خیز و دارای پتانسیل مناسب در بخش املاح است. به همین دلیل پژوهش در زمینه های مرتبط با املاح نمک و محیط های رسوبی آن در رشد اقتصادی کشور بسیار با اهمیت است. شیمی شورابه در حوضه های بسته با ترکیب شیمیایی آب های ورودی به حوضه کنترل می شود (جونز و دتوکمپو، ۲۰۱۴: ۴۳۹). آب های ورودی در حوضه های بسته عموماً از بیش از یک منشأ سرچشمه می گیرد و شامل رودخانه ها، بارندگی و آب های زیرزمینی مختلف می شود (لاونستین و همکاران، ۱۹۸۹: ۱۰۹۰). تاریخچه تحقیقات درباره دریاچه های شور و پلایاها نه تنها در ایران بلکه در سایر نقاط جهان سابقه چندان نادری ندارد. با این حال، تاکنون مطالعات زیادی درباره این مناطق در دنیا انجام شده است، از جمله مطالعه منشأ ته نشست های تبخیری (هاردای، ۱۹۶۸: ۱۲۷۹-۱۳۰۱)، تحول شورابه ها در حوضه های بسته (ما و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۱۷۰-۱۱۷۲)، کانی شناسی و تکامل ژئوشیمیایی دریاچه های تبخیری (لی و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۲۳-۱۳۳)؛ بهادری و

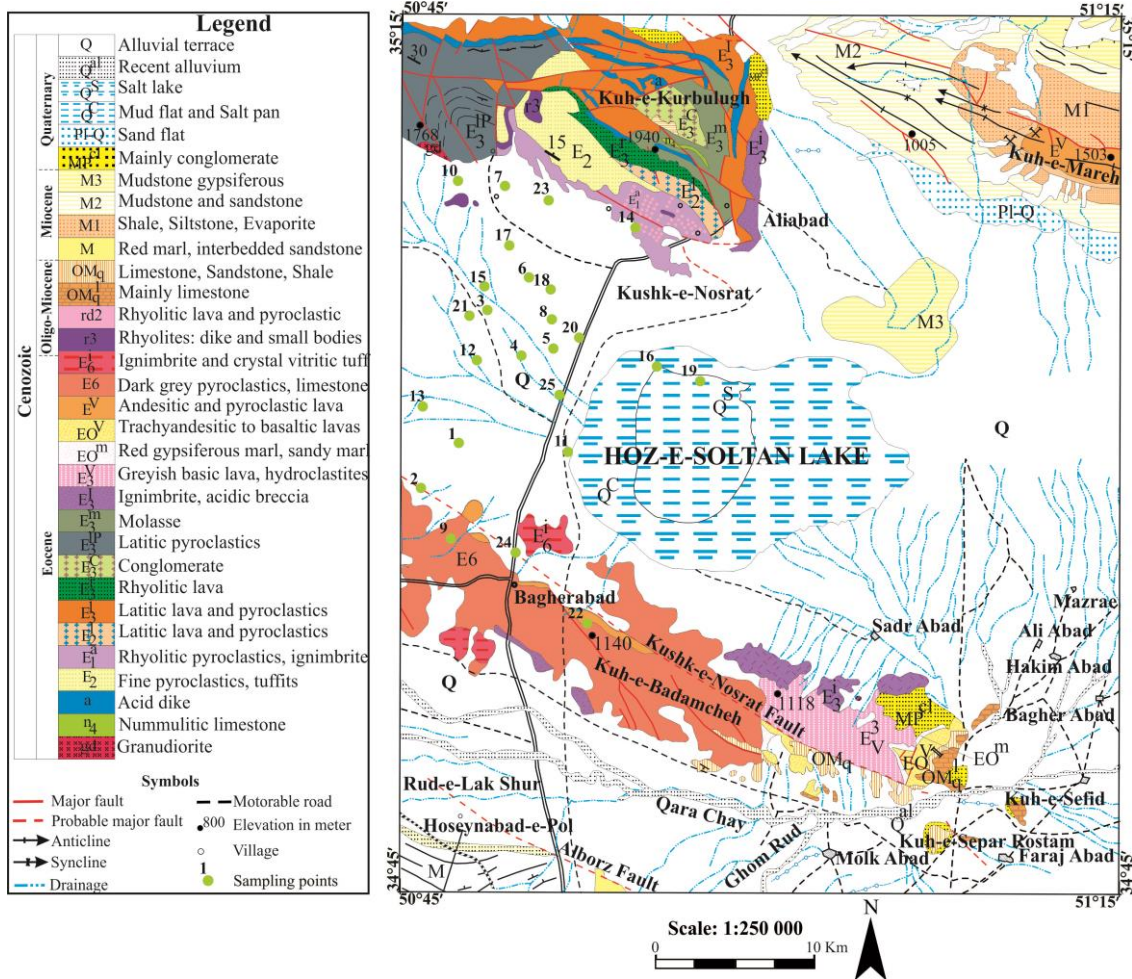
همکاران، ۲۰۱۱: ۹۷-۱۱۲)، مدل سازی بالانس محلول (تاپر و میجر، ۲۰۱۳: ۴۴-۶۰)، پالئولیمنولوژی با روش های تعیین سن بر مبنای لومینسانس (ددر و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۸-۵۰)، استفاده از روش های ژئوفیزیکی برای آشکارسازی آلودگی آب های زیرزمینی (لوپز و همکاران، ۲۰۱۲: ۴۸۱-۴۸۷)، پالینولوژی (جمالی و همکاران، ۲۰۰۸: ۴۱۳-۴۲۰) و زهکشی آب های زیرزمینی در پلایاها (لی و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۷۶-۱۸۹).

در ایران نیز، کریسلی (۱۹۷۰: ۱-۴۰۲) پلایاهای ایران را از دیدگاه ژئومورفولوژی و پالئوکلیماتولوژی آن مطالعه کرده است. فیاضی و همکاران (۲۰۰۷) هیدروژئوشیمی و تکامل شورابه دریاچه نمک مهارلو را با تلفیق داده های مرتبط با دو دوره زمانی مختلف (از ۱۹۷۵ تا ۲۰۰۲، تابستان ۲۰۰۲ تا بهار ۲۰۰۵) بررسی کردند. نتایج پژوهش آن ها نشان می دهد که تغییرات شاخصی در نوع شورابه از $Mg-SO_4-Cl$ به $Na-Mg-Cl-(SO_4)$ صورت گرفته که قابل مقایسه با دریاچه نمک امریکاست. نسبت مولی آب های ورودی نیز از $HCO_3 \geq Ca + Mg$ به $HCO_3 \ll Ca + Mg$ تغییر کرده است. لذا، مسیر آن در نمودار تکامل ژئوشیمیایی شورابه ها از III_{2b} به II تغییر یافته است. مسیر حال حاضر آن با دریاچه حوض سلطان قابل مقایسه است. عبدی و رحیم پور بناب (۱۳۸۹) هیدروژئولوژی و هیدرووشیمی شورابه های پلایای میقان در ارتباط با سازندهای زمین شناسی منطقه را بررسی کردند و به نتایج زیر رسیدند. بررسی تجزیه آب های ورودی نسبت مولی $HCO_3 \ll Ca + Mg$ را نشان می دهد که مشابه دریاچه حوض سلطان در نمودار تکامل ژئوشیمیایی شورابه ها از مسیر II تبعیت می کند. با توجه به اینکه آب های زیرزمینی گستره مورد مطالعه یکی از مهم ترین منابع تأمین کننده آب پلایای حوض سلطان و خصوصیات کیفی آن است، هدف این مطالعه، بررسی هیدرووشیمی شورابه های محیط پلایایی، ارتباط کانی ها و املاح تبخیری با شورابه ها و تیپ شورابه است.

موقعیت جغرافیایی، زمین شناسی و اقلیم منطقه

دریاچه حوض سلطان با مساحت تقریبی ۱۹۵ کیلومتر مربع، عمق ۲۰-۵۰ سانتی متر، تقریباً در ۸۵ کیلومتری جنوب تهران بین عرض های $31^{\circ} 35'$ و $34^{\circ} 56'$ شمالی و طول های $53^{\circ} 50'$ و $51^{\circ} 20'$ شرقی قرار گرفته است (شکل ۱). این دریاچه شامل دو چاله جدا از هم یکی به نام حوض سلطان و دیگری به نام حوض مره است که با آبراهه باریکی به هم متصل می شود. حوضه غربی (حوض سلطان) دارای بلندی ۸۰۶ متر از سطح دریاست که به طور معمول از رواناب های سطحی تغذیه می شود. حوضه شرقی (حوض مره) آب خود را از کوهستان های موجود در امتداد حاشیه شمالی، از شمالی ترین شاخه های مخروط افکنه رودخانه شور و از انشعابات شمالی مخروط افکنه قره چای دریافت می کند.

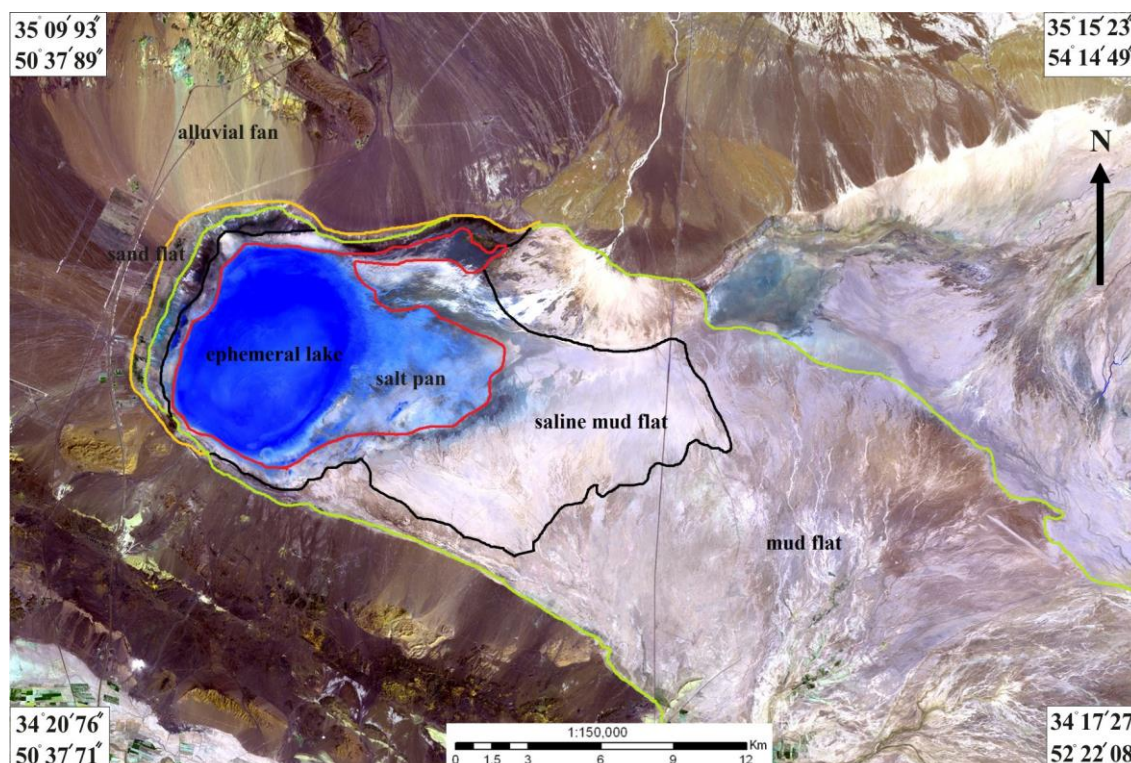
رخنمون های بالادست دریاچه حوض سلطان که بر نوع رسوب و هیدرووشیمی دریاچه تأثیر گذار است و کوه های شمال، شمال شرق و غرب را شامل می شود، عمدتاً ترکیبی از سنگ های آتشفشانی ائوسن است. سنگ های رسوبی الیگو-میوسن (سازند قم) در جنوب شرق دریاچه گسترش دارد. در شرق دریاچه، ارتفاعات مشخصی به چشم نمی خورد و فقط توده های آبرفتی مسیل های انتهایی رودخانه های شور و قره چای دشت کم ارتفاعی را بین فرورفتگی حوض سلطان و دریای نمک قم ایجاد می کند. بیشینه برجستگی سطحی به سمت شمال منطقه، تقریباً ۱۵۶۰ متر و در کوه های جنوبی ۱۱۵۰ متر است. دریاچه حوض سلطان و محیط پیرامون آن، خصوصیات مورفولوژیکی مناطق نیمه خشک را داراست (معتد و پورمعتد، ۱۹۷۷: ۱۲). منطقه مورد مطالعه بر اساس تقسیم بندی آقانباتی (۱۳۸۵) در زون ایران مرکزی قرار دارد. بر اساس داده های موجود در پایگاه اینترنتی سازمان هواشناسی کشور و آمارهای دوره ای آن (سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۸۷)، میانگین بیشینه دمای سالیانه منطقه ۲۵/۹۴ درجه سانتی گراد و میانگین بارندگی سالیانه ۱۴۵/۹۳ میلی متر است. مقایسه مقادیر دما و بارش نشان می دهد که تبخیر در اوایل خرداد شروع می شود و تا انتهای آبان ادامه دارد (رضاییان لنگرودی، ۱۳۹۰: ۱۰). در نتیجه، این دریاچه در انتهای هر تابستان خشک می شود. این دریاچه از لحاظ ژئومورفولوژیکی و زیر محیط های رسوبی شامل پنج زیر محیط رسوبی پهنه ماسه ای، پهنه گلی، پهنه گلی نمکی، پهنه نمکی و دریاچه موقت است که محدوده های آن در شکل ۲ نشان داده شده است.



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

مواد و روش‌ها

به منظور مطالعه هیدروژئوشیمی شورابه و نحوه تکامل آن، همچنین تعیین میزان تمرکز کاتیون‌ها و آنیون‌ها در دریاچه حوض سلطان، تعداد ۲۵ نمونه شورابه در اواسط بهمن ۱۳۸۸، از حاشیه پلایا به سمت داخل دریاچه و حداکثر تا عمق ۳۰ سانتی‌متری آب، در مسیرهای قابل نمونه‌برداری برداشته شده است (شکل ۱). در زمان نمونه‌برداری آب، عمق نمونه‌برداری، محل نمونه و مسیر نمونه‌برداری با کمک دستگاه GPS دستی ثبت شد. عمق نمونه‌برداری و وضعیت آن در روی زمین نیز یادداشت شد. همچنین، پارامترهای فیزیکی و شیمیایی آب‌های زیرزمینی از قبیل مقدار اکسیژن حل‌شده، رسانایی الکتریکی، کل جامد محلول، pH و شوری با استفاده از دستگاه مولتی‌پارامتر (Hach SensIons 156) اندازه‌گیری شده است (برای مثال، ساین و همکاران، ۲۰۱۳: ۳۴-۴۱؛ مراتسواک و همکاران، ۲۰۱۳: ۲۱۷-۲۲۵؛ هانت و همکاران، ۲۰۰۶: ۲۴۵-۲۶۲). نمونه‌ها در ظروف پلی‌اتیلن ۲۵۰ میلی‌لیتری ریخته، در دمای صفر تا ۴ درجه سانتی‌گراد نگهداری (برای مثال، برایانت و همکاران، ۱۹۹۰: ۳-۲) و به آزمایشگاه منتقل شد. نمونه‌های آب پس از عبور از کاغذ صافی، آنالیزهای ژئوشیمیایی شد. به منظور تعیین مقدار کاتیون‌ها و آنیون‌های مختلف موجود در شورابه از روش‌های آزمایشگاهی مختلف استفاده شد. از جمله روش‌های مورد استفاده، روش فلیم فتومتری، برای تعیین مقادیر سدیم و پتاسیم، روش جذب اتمی، برای تعیین مقدار کلسیم و منیزیم، روش نیترات نقره برای تعیین مقدار کلر، روش قلیایی‌سنجی برای تعیین بیکربنات و روش سنجش میزان کدورت (روش وزنی) برای تعیین مقدار سولفات بود. تمامی آنالیزها در مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام گرفت.



شکل ۲. تفکیک زیرمحیط‌های رسوبی دریاچه حوض سلطان (عکس مربوط به دوره برآبی؛ LANDSAT, 2004)

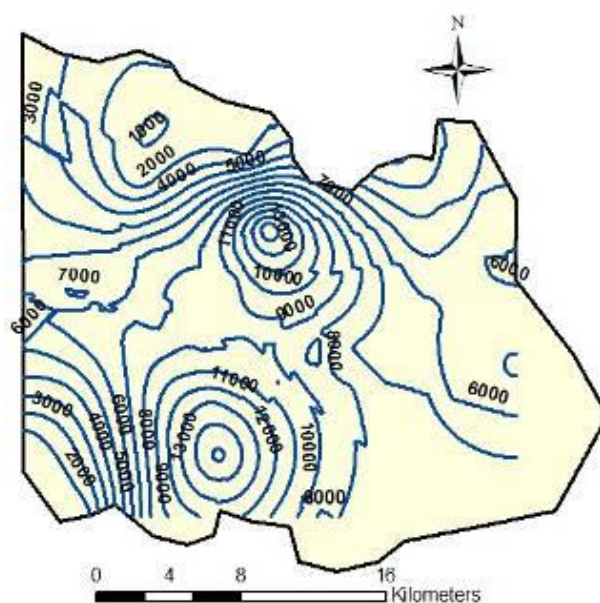
یافته‌های پژوهش

از بین کاتیون‌های اصلی، سدیم با میانگین ۷۵/۲۹ درصد کاتیون غالب است. کلسیم و منیزیم با مقادیر میانگین ۱۸/۸۹ درصد و ۵/۴۶ درصد در رده‌های بعدی قرار دارد. پتاسیم با مقدار میانگین ۰/۳۴ درصد کمترین مقدار را داراست. از بین آنیون‌های اصلی، کلر با مقدار میانگین ۴۷/۵۹ درصد آنیون غالب است. سولفات و بی‌کربنات‌ها با مقادیر میانگین ۴۵/۳۴ درصد و ۷/۰۵ درصد در رده‌های بعدی قرار دارد. میانگین اسیدیته شورابه منطقه مورد مطالعه برابر ۸ و حاکی از ماهیت قلیایی آن است. کانی‌های شناسایی شده در دریاچه حوض سلطان شامل کانی‌های تخریبی از قبیل کوارتز، فلدسپات، کانی‌های رسی، میکا، مگنتیت، هماتیت، آمفیبول، آاناتاز، زئولیت و پیروکسن؛ کانی‌های کربناته شامل کلسیت و به‌ندرت آراگونیت؛ و کانی‌های تبخیری شامل کلسیت، ژپس، هالیت، انیدریت، پلی‌هالیت، کارنالیت، تناردیت، باسانیت و هگزاهیدریت است. تیپ شورابه دریاچه حوض سلطان از نوع Na-Ca (Mg)-Cl و قابل مقایسه با دریاچه مهارلو، دریاچه نمک بریستول و دریاچه بزرگ نمک امریکا است. تمرکز تبخیری‌ها و تغییرات دمایی مؤثرترین عوامل در فوشار شدن و ته‌نشست متعاقب کانی‌های دریاچه حوض سلطان است. آنالیز شیمیایی شورابه حاکی از آن است که در انتهای دوره خشک، شورابه از سولفات و کربنات فقیر می‌شود. لذا، بسیاری از کانی‌های کربناته و سولفاته تبخیری از قبیل گایلوویت، پیرسونیت، گلوبریت، ترونا یا ناکولیت در دریاچه حوض سلطان تشکیل نشده است. این در حالی است که در بسیاری از حوضه‌های بسته، جایی که کربنات‌ها و سولفات‌ها در مقادیر بیشتر وجود دارد این کانی‌ها نیز تشکیل می‌شود. هم‌زمان با ته‌نشست ژپس، از مقدار کلسیم کاسته می‌شود، لذا مقدار منیزیم معادل باید افزایش یابد.

بحث و نتیجه‌گیری

ترکیب و تحولات شیمیایی شورابه

ترکیب شیمیایی شورابه‌ها به املاح موجود در آب‌های وارده، آب‌های جوی و واکنش‌های هوازدگی شیمیایی وابسته است (هاردای و ایگستر، ۱۹۷۸: ۱-۲۳۰). با وجود این، ترکیب املاح در آب‌ها مستقیماً به لیتولوژی حوضه آبریز بستگی دارد.



شکل ۴. نقشه هم‌ارزش هدایت الکتریکی

جدول ۱. آنالیز شیمیایی نمونه‌های گرفته‌شده از شورابه دریاچه حوض سلطان

Na%	K%	Mg%	Ca%	Cl%	SO ₄ %	CO ₃ %	ID
۲۸/۳۴	۰/۱	۰/۵۰	۴/۶۵	.	.	-/۷۱	۱
۳۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۳۰	۲/۰۴	.	.	۵/۶۲	۲
۳۱/۷۴	۰/۱۲	۰/۴۶	۲/۳۵	۱۳/۲۵	۴/۳۹	-/۸۷	۳
۳۳/۵۱	۰/۱۳	۰/۳۹	۱/۸۵	۷۰	۱	-/۹۲	۴
۲۹/۰۸	۰/۱۱	۰/۵۰	۱/۱۴	۵۰	.	۱/۴۵	۵
۳۴/۰۲	۰/۱۹	۰/۴۹	۱/۷۲	۸۶/۳۷	۰/۳۴	-/۵۹	۶
۳۳/۸۷	۰/۲۱	۰/۶۶	۱/۵۹	۱۹/۹۷	.	۲/۳۹	۷
۳۱/۴۷	۰/۳۰	۰/۹۱	۰/۳۳	۱۲/۷۴	۰/۸۴	۱/۲۹	۸
۲۸/۸۰	۰/۳۷	۰/۲۰	۰/۲۸	۴۲/۷۱	۲/۹۷	۱/۸۸	۹
۳۱/۱۰	۰/۳۴	۱/۰۷	۰/۲۳	۴۰/۰۸	۲/۰۶	۱/۵۹	۱۰
۲۸/۳۷	۱/۳۱	۱/۴۱	۰/۲۱	۵۷/۴۶	۴/۱۰	-/۵۸	۱۱
۳۰/۱۵	۰/۲۶	۳/۴۶	۱/۷۲	۶۲/۱۴	.	۲/۱۶	۱۲
۳۱/۶۵	۰/۲۲	۲/۸۴	۱/۶۴	۶۷/۱۲	.	۱/۶۸	۱۳
۲۹/۵۱	۰/۱۶	۲/۷۵	۲/۴۸	۴۹/۶۱	.	۱/۱۵	۱۴
۳۰/۵۲	۰/۱۵	۲/۳۴	۲/۲۸	۵۸/۴۴	.	۱/۸۴	۱۵
۲۶/۹۰	۰/۱۲	۲/۸۷	۵/۴۰	۶۱/۴۰	.	۱/۰۳	۱۶
۳۰/۸۰	۰/۱۳	۰/۵۸	۳/۷۶	۳۳/۸۱	.	۱/۱۲	۱۷
۲۴/۹۲	۰/۱۰	۰/۸۹	۷/۳۶	۱۶/۱۹	.	۱/۴۲	۱۸
۲۸/۹۴	۰/۱۲	۰/۵۷	۵/۴۹	۲۰/۸۶	.	-/۶۲	۱۹
۲۲/۱۸	۰/۱۳	۰/۸۴	۹/۹۷	۷۰	.	-/۵۰	۲۰
۲۵/۸۱	۰/۱۱	۰/۴۹	۷/۲۴	۶۴/۷۶	.	۱/۲۴	۲۱
۱۴/۳۱	۰/۱۳	۰/۹۲	۱۴/۳۳	۱۶/۲۸	.	-/۲۵	۲۲
۲۳/۹۰	۰/۱۵	۲/۱۶	۹/۶۵	۲۴/۰۳	.	۱/۰۶	۲۳
۹/۸۱	۰/۰۸	۴/۷۲	۱۶/۹۱	.	.	-/۳۲	۲۴
۱۸/۹۰	۰/۱۳	۲/۲۸	۱۰/۰۱	.	.	۲/۰۷	۲۵

جدول ۲. مقادیر کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی و پارامترهای هیدروژئوشیمیایی چاه‌های منطقه

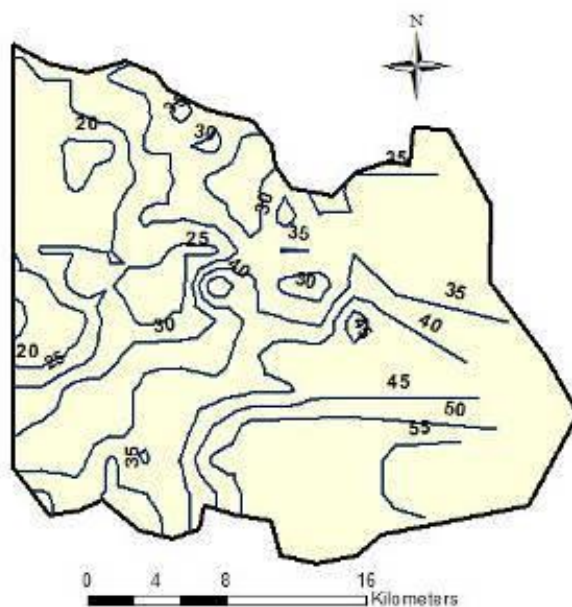
X	Y	TH	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ⁺	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	TDS	EC	ID
۴۷۹۲۹۲	۳۸۷۳۰۱۴	۱۸۰	۰/۱	۱۱/۷	۱/۸	۱/۸	۴	۷/۶	۳/۹	۹۴۳/۴	۱۵۷۶	۱
۴۷۸۰۳۹	۳۸۷۱۲۲۰	۲۹۶/۵	۰/۱	۱۳/۳	۳/۱	۲/۸۳	۵/۹	۹/۵	۱/۴	۱۱۷۴	۱۸۸۲	۲
۴۸۳۰۹۳	۳۸۸۳۱۸۲	۲۳۰	۰	۹/۵	۲/۲	۲/۴	۲/۹	۴/۸	۴/۱	۸۲۱	۱۴۱۱	۳
۴۸۴۷۷۵	۳۸۷۸۸۶۹	۳۱۵	۰	۹/۸	۲/۸	۳/۵	۶/۷	۶/۵	۳/۵	۹۹۱	۱۵۱۰	۴
۴۸۶۷۰۰	۳۸۷۹۷۹۶	۵۷۰	۰/۱	۹/۵	۲/۹	۸/۵	۱۲/۲	۳/۸	۳/۵	۱۲۸۸	۲۰۷۵	۵
۴۸۶۶۶۸	۳۸۸۲۲۹۳	۴۳۰	۰/۱	۱۳/۶	۱/۲	۶/۵	۱۶/۲	۳/۱	۲/۹	۴۸۰	۱۹۶۵	۶
۴۸۳۷۱۷	۳۸۸۹۹۱۵	۳۰۰	۰	۸/۳	۲	۴	۵/۵	۶	۱/۵	۷۹۳	۱۳۳۵	۷
۴۸۷۰۰۶	۳۸۸۰۵۶۲	۲۵۰	۰	۸	۱/۵	۳/۵	۶/۱	۵/۰۵	۱/۵	۸۰۶	۱۲۵۴	۸
۴۸۰۵۳۰	۳۸۶۶۹۴۰	۱۸۵	۰	۱۰/۸	-/۶	۳/۱	۴/۷	۴/۴	۴/۱۵	۸۲۱	۱۳۳۶	۹
۴۸۱۴۴۹	۳۸۹۰۸۳۷	۱۷۰	۰	۱۰/۱	۱/۲	۲/۲	۴/۳	۴/۵	۴/۵۵	۸۴۶	۱۲۵۰	۱۰
۴۸۷۶۴۳	۳۸۷۳۰۷۸	۱۵۱۵	۰/۱	۶۵/۲	۶/۲	۲۴/۱	۳۶/۷	۵۵/۱	۲/۷	۵۹۱۱	۹۳۰۰	۱۱
۴۸۶۸۶۸	۳۸۸۲۲۹۳	۱۵۶۵	۰/۲	۶۵/۵	۱۰/۱	۲۱/۲	۴۲/۵	۵۳/۵	۲/۱	۶۱۱۸	۸۷۷۰	۱۲
۴۷۷۸۶۵	۳۸۷۷۲۹۵	۱۲۸۵	۰/۱	۴۳/۵	۶/۵	۱۹/۲	۲۱/۹	۴۵/۲	۲/۷۵	۴۲۴۲	۶۹۴۰	۱۳
۴۹۲۰۲۲	۳۸۸۷۸۰۲	۱۱۵۰	۰/۱	۸۹/۵	۸/۵	۱۴/۵	۶۳/۸	۴۵/۲	۳/۸	۷۳۲۱	۱۰۸۶۰	۱۴
۴۸۳۰۹۳	۳۸۸۳۱۸۲	۲۷۰	۰	۸/۳	۱/۵	۳/۹	۶/۴	۵/۵	۱/۵	۷۹۹	۱۳۳۷	۱۵
۴۹۰۷۶۹	۳۸۷۸۸۶۹	۲۲۵	۰	۸/۱	۱	۳/۵	۶/۲	۵/۰۱	۱/۵	۸۰۶	۱۲۵۲	۱۶
۴۸۳۴۳۱	۳۸۸۵۴۸۸	۱۴۹۵	۰/۱	۵۵/۶	۶/۸	۲۳/۱	۴۵/۸	۳۶/۸	۲/۲	۵۴۵۷	۸۵۶۰	۱۷
۴۸۶۸۶۶	۳۸۸۲۲۹۳	۱۴۲۰	۰/۱	۵۲/۲	۶/۴	۲۲	۳۱/۸	۴۵/۲	۲/۱	۴۹۵۷	۸۰۰۰	۱۸
۴۹۶۸۳۸	۳۸۸۶۸۴۵	۱۴۵۰	۰/۱	۹۸	۹/۵	۱۹/۵	۴۰/۸	۸۴/۸	۱/۳	۷۸۲۰	۱۲۱۴۰	۱۹
۴۸۸۶۶۳	۳۸۷۸۸۵۴	۱۳۳۵	۰/۱	۹۲/۸	۷/۵	۱۹/۲	۴۳/۵	۷۵/۲	۲/۸	۷۵۳۸	۱۱۷۶۰	۲۰
۴۸۳۰۹۳	۳۸۸۲۲۹۳	۱۶۳۵	۰/۵	۱۱۶/۷	۹/۵	۲۳/۲	۶۹/۳	۷۸/۵	۱/۴	۹۵۱۷	۱۴۲۸۰	۲۱
۴۸۸۵۱۰	۳۸۶۳۰۶۹	۱۴۸۵	۰/۵	۱۱۰/۲	۹/۵	۲۰/۲	۷۰/۵	۶۸/۶	۱/۵	۹۰۱۷	۱۲۹۰۰	۲۲
۴۸۶۲۹۹	۳۸۸۹۴۸۵	۱۲۲۵	۰/۱	۶۳	۷/۳	۱۷/۲	۴۷/۱	۳۸/۱	۲	۵۶۱۷	۸۴۸۰	۲۳
۴۸۴۳۸۴	۳۸۶۶۶۰	۱۰۱۵	۰/۱	۶۰/۹	۵/۲	۱۵/۱	۴۱/۲	۳۵/۵	۱/۵	۵۱۰۲	۷۳۰۰	۲۴
۴۸۶۸۳۸	۳۸۷۷۴۹۰	۴۲۰	۰/۱	۱۱/۳	۴/۶	۳/۸	۶/۴	۹/۷	۲/۶	۱۱۴۵	۱۸۱۴	۲۵
۴۷۹۰۵۰	۳۸۷۷۸۶۹	۲۱۰	۰/۱	۱۱/۱	۱/۵	۲/۷	۵/۳	۶/۸	۳/۷	۹۶۳	۱۶۵۰	۲۶
۴۸۷۹۹۶	۳۸۷۰۲۰۶	۱۹۸۰	۰/۳	۱۰۴/۷	۲۲	۱۷/۶	۴۵/۱	۹۶/۲	۲/۵	۸۷۴۹	۱۳۸۴۰	۲۷
۴۹۰۷۶۹	۳۸۸۲۷۵۴	۱۳۵۰	۰/۳	۷۳/۵	۱۴/۸	۱۲/۲	۲۸/۴	۶۸/۱	۲/۸	۶۰۳۵	۸۹۰۰	۲۸
۴۸۵۱۷۴	۳۸۷۰۲۲۵	۴۴۰	۰/۱	۱۴/۷	۳/۶	۵/۲	۹/۵	۱۲/۲	۳	۱۴۹۶	۲۴۰۵	۲۹
۴۹۵۲۶۷	۳۸۸۶۷۲۷	۳۱۰	۰/۱	۱۵/۶	۱/۸	۴/۴	۹	۱۰/۸	۲/۵	۱۳۸۹	۲۲۴۰	۳۰
۴۹۷۷۰۳	۳۸۸۶۸۴۵	۲۵۰	۰/۱	۱۱/۳	۱	۴	۵	۸/۳	۳/۷	۱۰۲۹	۱۶۴۲	۳۱
۴۸۹۰۵۰	۳۸۸۲۲۹۳	۲۳۰	۰/۱	۷/۴	۲/۱	۴/۵	۶/۱	۵/۵	۲/۱	۸۶۰	۱۳۳۵	۳۲
۴۸۴۴۱۵	۳۸۸۱۶۶۷	۱۱۶۰	۰/۱	۲۶/۵	۵/۸	۱۷/۴۵	۲۶/۲	۲۰	۱/۸	۳۱۲۲	۴۸۰۰	۳۳
۴۸۶۱۷۳	۳۸۷۳۳۵۲	۹۸۵	۰/۱	۳۰/۳	۵/۵	۱۴/۲	۲۸/۵	۱۷/۸۱	۳/۵	۳۲۰۲	۴۴۲۰	۳۴

یکی از مهم‌ترین راه‌های شناخت منشأ آب شور، بررسی نتایج هیدروشیمی است. در بین اجزای شیمیایی آب، کلرید تنها یونی است که به علت خواص فیزیکی-شیمیایی خود و خصوصیات فاز جامد، تغییرات خیلی جزئی در اثر برخورد با سازندهای زمین‌شناسی را نشان می‌دهد و تحت تأثیر فرایندهای شیمیایی تعویض یونی و جذب سطحی قرار نمی‌گیرد و ردیابی تغییرناپذیر در منشأ آب شور به کار می‌رود. از بین آنیون‌های اصلی، کلر با مقدار میانگین ۴۷/۵۹ درصد، آنیون غالب است. سولفات و بیکربنات‌ها با مقادیر میانگین ۴۵/۳۴ درصد و ۷/۰۵ درصد در رده‌های بعدی قرار دارند.

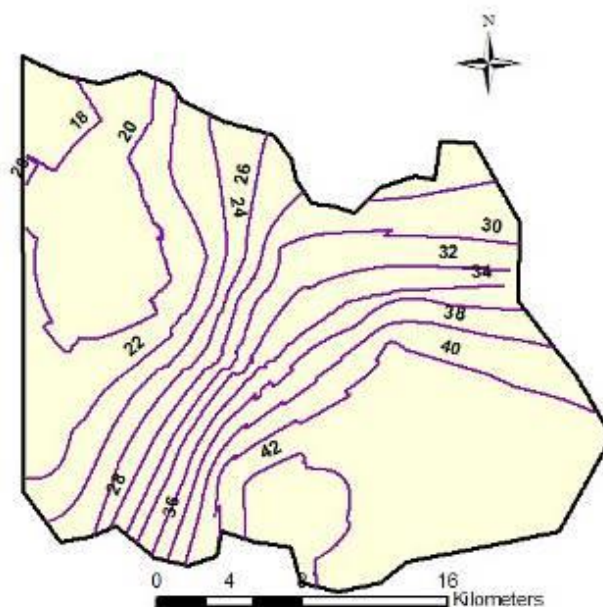
سنگ‌های حوزه آبریز دریاچه حوض سلطان شامل تیخیری‌ها، آذرآواری‌ها، کربنات‌ها، سولفات‌ها و سیلیکات‌هاست. کانی‌های شناسایی شده در دریاچه حوض سلطان شامل کانی‌های تخریبی از قبیل کوآرتز، فلدسپات، کانی‌های رسی، میکا، مگنتیت، همتایت، آمفیبول، آناتاز، زئولیت و پیروکسن؛ کانی‌های کربنات‌ها شامل کلسیت و به‌ندرت آراگونیت؛ و کانی‌های تیخیری شامل کلسیت، ژیس، هالیت، انیدریت، پلی‌هالیت، کارنالیت، تناردیت، باسانیت و هگزاهدریت است. ترکیب این کانی‌ها منعکس‌کننده کاتیون‌های سدیم، کلسیم، منیزیم و پتاسیم و آنیون‌های کلر، سولفات و کربنات است. با توجه به

نتایج آنالیز شیمیایی و شکل ۷، ترکیب آب‌های وارد به حوزه دارای مقدار بیکربنات بسیار پایین است، به طوری که $\text{HCO}_3 \ll \text{Ca} + \text{Mg}$.

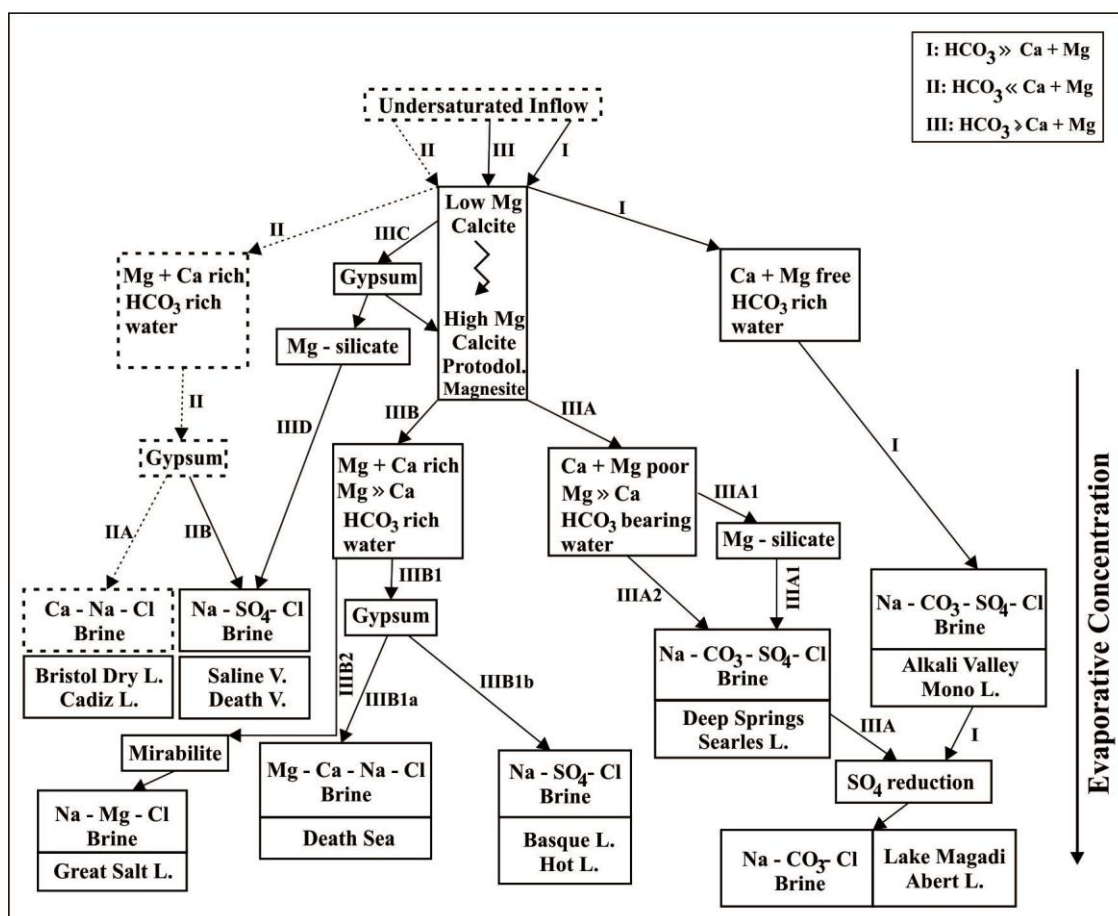
منشأ آنیون‌ها و کاتیون‌های موجود در شورابه حوض سلطان به صورت زیر تفسیر می‌شود: کلسیم از انحلال کلسیت، آراگونیت، دولومیت، ژیپس و انیدریت، همچنین هیدرولیز سیلیکات‌ها از قبیل پلاژیوکلاز (آنورتیت)، پیروکسن (دیوپسید) و آمفیبول (موجود در سنگ‌های آذرین) به وجود آمده است. منیزیم نیز از هوازدگی سیلیکات‌های منیزیم‌دار از



شکل ۵. نقشه هم‌ارزش سدیم



شکل ۶. نقشه هم‌ارزش کلر



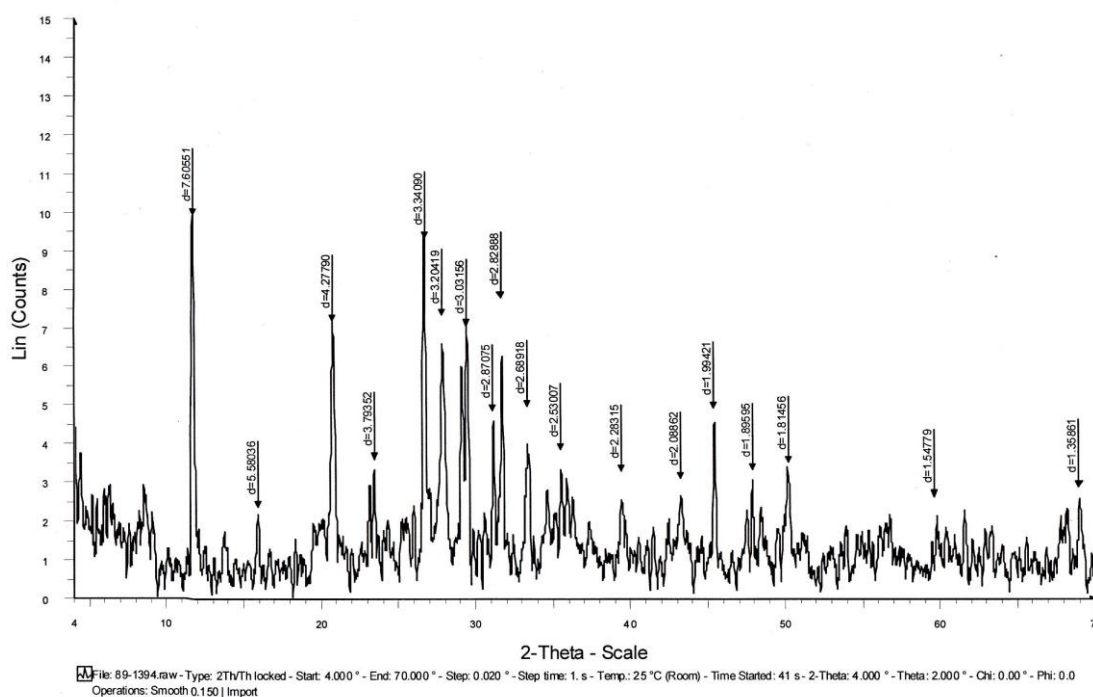
شکل ۷. نمودار تکامل شورابه. خطوط غیرممتد مسیر تکاملی شورابه حوض سلطان را نشان می‌دهد (ایگستر و هاردای، ۱۹۷۸؛ وارن، ۲۰۱۰).

قبیل اولیون، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت به وجود آمده است. سدیم به دلیل نبود فلدسپات‌های آلکالن در منطقه، باید به طور موضعی فقط از انحلال هالیت‌های اولیه به وجود آمده باشد. پتاسیم از هوازگی فلدسپات‌ها و بیوتیت به وجود آمده است. فلدسپات پتاسیم در این منطقه وجود ندارد. لذا، در شورابه‌های مشابه دریاچه حوض سلطان مقدار پتاسیم بسیار پایین است. فلدسپات‌های پتاسیم در مقایسه با پلاژیوکلاز، با سرعت کمتری هوازده می‌شود. لذا، در مراحل اولیه تکامل شورابه، بیشتر پتاسیم را کانی‌های رسی جذب می‌کند. سولفات معمولاً به مقدار قابل ملاحظه‌ای از انحلال ژپس (موجود در سازند قم) و در مقادیر کم از اکسایش سولفیدها به وجود آمده است. کلریت از انحلال هالیت مشتق شده است. کربنات‌ها از انحلال سنگ آهک و دولومیت و در مقادیر کمتر از آب باران، همچنین احیای سولفات‌ها به وجود آمده است.

تکامل شورابه

مطالعات زیادی در رابطه با تکامل شورابه‌ها صورت گرفته است، از جمله کاستیلو و همکاران (۲۰۱۵)، گارسیا-وگاس و همکاران (۲۰۱۳)، یونگ و همکاران (۲۰۱۴)، کاسده و همکاران (۲۰۱۴)، فیاضی (۱۹۹۱) و وارن (۲۰۱۰). از جمله مطالعات اخیر در رابطه با تکامل شورابه‌ها در ایران، می‌توان به کارهای فیاضی و همکاران (۲۰۰۷)، لک (۱۳۸۶) و ترشیزیان (۱۳۸۸) اشاره کرد. اما در این میان شاید بتوان گفت که بهترین کار انجام شده در تفسیر روند تکامل شورابه‌ها مربوط به کارهای ایگستر و هاردای (۱۹۷۸) است که طی مطالعات گسترده خود نحوه تکامل شورابه را بررسی و سه نوع آب ورودی اصلی در تحولات شیمیایی آب در حوضه‌های بسته و تعیین شورابه نهایی را معرفی کردند (شکل ۷). قابل ذکر است که در دریاچه‌های نمک، چهار فرایند تمرکز تبخیری‌ها، حذف گازهایی از قبیل دی‌اکسید کربن، اختلاط آب و تغییرات دمایی منجر به فوق‌اشباع شدن و ته‌نشست متعاقب کانی‌ها می‌شود. از بین چهار عامل فوق، تمرکز تبخیری‌ها و

تغییرات دمایی مؤثرترین عوامل در دریاچه حوض سلطان است. پس از ته‌نشست کربنات‌ها و ژپس، غلظت شورابه باید قبل از اشباع برای ته‌نشست کانی‌های محلول از قبیل هالیت افزایش یابد. در انتهای دوره خشک، این ته‌نشست رخ داده است و هالیت به صورت قشری در مرکز بخش غربی دریاچه حوض سلطان ته‌نشین می‌شود. افزایش تبخیر بعد از ته‌نشست هالیت، منجر به تشکیل دیگر کانی‌های تبخیری از قبیل کارنالیت، تئاردیت و هگزاهیدریت می‌شود. جایی که مقادیر کافی کربنات و بیکربنات در شورابه وجود دارد، ترونا و گایلوستیت تشکیل می‌شود. اگرچه هیچ یک از نمونه‌های XRD این دو کانی را نشان نداد، شورابه باید از بیکربنات و سولفات فقیر باشد. نمونه‌ای از نمودار XRD کانی‌های بررسی شده در دریاچه حوض سلطان در شکل ۸ ارائه شده است.



شکل ۸. نمونه‌ای از نمودار XRD کانی‌های بررسی شده در منطقه مورد مطالعه (مغزه HS3، عمق ۱۸۰ سانتی متری)

بر اساس پژوهش بابل و شریبر (۲۰۱۴)، با افزایش غلظت شورابه‌ها در دریاچه‌های قلیایی، ته‌نشست سدیم و به‌دنبال آن سولفات و کلریدها یا ترکیبات منیزیم مرتبط با آن رخ می‌دهد. نبود این کانی‌ها در شورابه، میزان کم سولفات و بیکربنات را مجدد بیان می‌کند. با توجه به غنی بودن شورابه از سدیم (نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌ها)، نبود کانی‌های سدیم‌دار باید در ارتباط با نسبت کم بیکربنات و کربنات در شورابه باشد. سولفات سدیم، به دلیل نسبت کم Ca/Na در دریاچه‌های خشک و نیمه‌خشک، کانی رایج در بین نهشته‌های دریاچه‌های شور است. میرابیلیت، به‌طور بین منفذی در بخش‌هایی از پهنه گلی رشد کرده است. با توجه به ناپایداری این کانی در دماهای بالاتر از ۴-۶ درجه سانتی‌گراد به تئاردیت تبدیل شده است. به‌نظر می‌رسد که در منطقه حوض سلطان، میرابیلیت طی دوره مرطوب به‌خصوص در زمستان تشکیل شده و طی تابستان به تئاردیت تبدیل شده است. با افزایش غلظت شورابه، هالیت ته‌نشین می‌شود. در این مرحله مقدار زیادی سدیم و کلر از شورابه خارج می‌شود، اما با توجه به اینکه سدیم و کلر کاتیون و آنیون اصلی شورابه است، تا انتهای تغلیظ شورابه در آن باقی می‌ماند. با توجه به اینکه هیچ یک از آنالیزهای XRD کانی بیشوفیت را نشان ندادند، به‌نظر می‌رسد که این کانی در این مرحله برای تشکیل هگزاهیدریت مصرف شده است، زیرا درصد منیزیم در هگزاهیدریت کمتر از بیشوفیت است. لذا، در دریاچه حوض سلطان، کانی‌های سیلویت و بیشوفیت تشکیل نشده و به جای آن هگزاهیدریت و کارنالیت ته‌نشین شده است. منیزیم، در مناطق دیگر، در اثر واکنش با کانی‌های کربناته برای تولید

دولومیت مصرف می‌شود (عالی و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۱۳؛ باتلر، ۱۹۷۰: ۲۲۳-۲۴۵). دریاچه حوض سلطان از کربنات فقیر است؛ علاوه بر آن، هیچ یک از آنالیزهای XRD دولومیت را نشان نداده است. با توجه به وجود میان لایه‌های خاکستری متمایل به سبز و آندزیت‌ها در شمال دریاچه، پلی‌هالیت احتمالاً کانی ثانویه است. این سنگ‌ها به مقدار زیادی دگرسان شده است، اما نتایج XRD این سنگ‌ها به‌طور واضح پلی‌هالیت را نشان می‌دهد. این کانی به میزان بسیار کمی در آب حل می‌شود. بعد از شستن و بررسی مجدد، پیک‌های اصلی برای پلی‌هالیت در نمونه مشابه، بهتر تشخیص‌پذیر است.

سدیم در کانی‌هایی از قبیل هالیت و تناردیت وجود دارد. درصد سدیم موجود در بخش‌های تحتانی مغزه‌های گرفته‌شده نسبت به نمونه‌های موجود در بخش‌های فوقانی مغزه‌ها بیشتر است. این موضوع پیشنهاد می‌کند که میزان هالیت در شرایط فعلی، کمتر از بخش‌های عمیق‌تر مغزه است، لذا بالانس آب‌های وارد و خارج‌شده از حوضه نسبت به بخش انتهایی مغزه با ورودی بیشتر یا خروجی کمتر توأم بوده است. به عبارت دیگر، حاکی از تغییر اقلیمی منطقه با شرایط کاهش تبخیر یا افزایش بارش بوده است. از آنجا که با افزایش دمای کره زمین احتمال کاهش تبخیر بسیار ضعیف است، با قطعیت بیشتر می‌توان گفت میزان بارش‌ها افزایش پیدا کرده است. در مقایسه، شورابه‌های حاصل از بخش‌های تحتانی مغزه‌ها به دلیل عدم تأثیر مستقیم تبخیر بر ترکیب شورابه حاوی مقادیر بیشتر سدیم است. درصد سدیم به تدریج به سمت مرکز دریاچه افزایش می‌یابد. کلسیم در مرحله اولیه ته‌نشست از شورابه‌ها حذف و کربنات‌های کلسیم و ژپس ته‌نشین می‌شود (ازدارپور و همکاران، ۲۰۱۵: ۱۲-۱۹؛ زارگا و همکاران، ۲۰۱۳: ۳۳-۴۱). در طول ته‌نشست این کانی‌ها، تمرکز کلسیم در شورابه کاهش می‌یابد؛ لذا، این شورابه‌های فقیر از کلسیم توانایی تشکیل کانی‌هایی از قبیل گلوپریت یا تاکی‌هیدریت را ندارد. علاوه بر آن، به دلیل پایین بودن تمرکز کربنات (CO_3) در شورابه، مگنزیت به‌جز در مقادیر کم در شمال شرق و جنوب غرب دریاچه نمک تشکیل نمی‌شود.

درصد سدیم به سمت مرکز دریاچه به دلیل تمرکز سدیم در پهنه نمکی در مرکز دریاچه و پهنه گلی نمکی اطراف آن افزایش می‌یابد. این درحالی است که درصد کلسیم به سمت مرکز دریاچه در اثر ته‌نشست کربنات در حاشیه دریاچه، همچنین ژپس در نزدیکی پهنه گلی نمکی کاهش می‌یابد. قابل ذکر است که طی ته‌نشست نمک‌های سدیم در رسوبات، مقدار پتاسیم به تدریج افزایش می‌یابد. کمبود پتاسیم در شورابه را می‌توان به نبود فلدسپات‌های آلکالن در حوضه زهکش دریاچه و کاهش پتاسیم در اثر جذب سطوح فعال‌سازی کانی‌های رسی در فازهای اولیه تغلیظ شورابه نسبت داد.

نتیجه‌گیری

- آب‌های ورودی به دریاچه حوض سلطان، فقیر از یون بیکربنات و دارای نسبت مولی از نوع $(\text{HCO}_3/\text{Ca}+\text{Mg}) < \text{HCO}_3$ است، به طوری که با ایجاد کربنات‌ها و ژپس و با غالب بودن عناصر قلیایی خاکی نسبت به سولفات در نهایت شورابه با تیپ Na-Ca-(Mg)-Cl را ایجاد کرده است.
- مسیر تکاملی شورابه در نمودار اویگستر و هاردای (۱۹۷۸) از مسیر II در نمودار تکاملی ژئوشیمیایی شورابه‌ها تبعیت می‌کند که قابل مقایسه با دریاچه مهارلو، دریاچه نمک بریستول و دریاچه بزرگ نمک امریکاست.
- نتایج آنالیز شیمیایی شورابه نشان می‌دهد که با افزایش غلظت شورابه از حواشی به سمت مرکز دریاچه از کربنات تهی شده است. در انتهای دوره خشک، در بستر دریاچه نمک و در سطح شورابه، سدیم و کلر، کاتیون و آنیون غالب است. همچنین، در انتهای دوره خشک، شورابه از سولفات و کربنات فقیر می‌شود. لذا، کانی‌هایی از قبیل گایلووسیت، پیرسونیت، ترونا یا ناکولیت در دریاچه حوض سلطان تشکیل نشده است.
- درصد کربنات‌های کلسیم در جنوب و جنوب شرق دریاچه نمک از بقیه کربنات‌ها بیشتر است؛ جایی که فقط رودخانه‌های قره‌چای و رود شور وارد حوضه می‌شود.
- با توجه به غنی بودن شورابه از سدیم، نبود کانی‌های سدیم‌دار باید در ارتباط با نسبت کم بیکربنات و کربنات در شورابه باشد.
- کانی‌های مهم دریاچه حوض سلطان شامل کانی‌های تخریبی از قبیل کوارتز، فلدسپات، کانی‌های رسی، میکا، مگنتیت، همتایت، آمفیبول، آنتاز، زئولیت و پیروکسن؛ کانی‌های کربناته شامل کلسیت و به‌ندرت آراگونیت؛ و

کانی های تبخیری شامل کلسیت، ژیپس، هالیت، انیدریت، پلی هالیت، کارنالیت، تناردیت، باسانیت و هگزا هیدریت است.

- بررسی پارامترهای فیزیکی - شیمیایی آب های وارد به دریاچه نشان می دهد که مقدار میانگین pH آب های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه که برابر ۸ است، حاکی از ماهیت قلیایی آن است. مقادیر متغیر EC از ۱۲۵۰ تا ۱۴۲۸۰ میکروموس بر سانتی متر، احتمالاً وجود تیپ آب لب شور (>1500 میکروموس بر سانتی متر) در منطقه را نشان می دهد. با توجه به مقدار میانگین TH برابر ۸۰۶/۸ میلی گرم بر لیتر، آب این منطقه در رده آب های خیلی سخت قرار می گیرد.
- بر اساس منحنی های هم ارزش سدیم، کلر و هدایت الکتریکی می توان نتیجه گرفت که مقدار شوری آب از شمال غرب دریاچه به سمت مرکز و جنوب شرق دریاچه حوض سلطان افزایش می یابد.

منابع

- آقانباتی، س.ع. (۱۳۸۵). زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۹۲ ص.
- ترشیزیان، ح. (۱۳۸۸). تکامل شورابه ها و تشکیل کانی های تبخیری در پلایای ساغند ایران مرکزی، و مقایسه آن با دریاچه بزرگ نمک و حوضه دره مرگ در ایالات متحده. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۱: ۴۳-۵۴.
- حقی پور، ع. (۱۳۶۵). نقشه زمین شناسی تهران (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)، سازمان زمین شناسی کشور.
- رضاییان لنگرودی، س. (۱۳۹۰). بررسی رسوب شناسی، ژئوشیمی و میکروفاسیس پلایای حوض سلطان با مطالعه مغزه ها، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۱۱۷ ص.
- سازمان هواشناسی کشور، آمار و اطلاعات (۱۳۸۷). به نشانی www.irimo.ir.
- عبدی، ل. و رحیم پور بناب، ح. (۱۳۸۹). منشأ، هیدروژئوشیمی و نحوه تکامل شورابه در پلایای میقان اراک، فصلنامه پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۳۶ (پیاپی ۳۸، ۱): ۲۵-۴۲.
- لک، ر. (۱۳۸۶). بررسی رسوب شناسی، هیدروژئوشیمی و روند تکاملی شورابه دریاچه مهارلو، شیراز، رساله دکتری، دانشگاه خوارزمی تهران.

- Abdi, L. and Rahimpour-Bonab, H. (2010). Origin, hydrogeochemistry and brine evolution in Mighan Playa, Arak, Stratigraphy and Sedimentology Researches, 38(1): 25-42. [in Persian]
- Ali, M.A.; Rahimpour-Bonab, H.; Moussavi-Harami, R., and Jahani, D. (2013). Environmental and sequence stratigraphic implications of anhydrite textures: A case from the Lower Triassic of the Central Persian Gulf, Journal of Asian Earth Sciences, 75: 110-125.
- Amini, B. and Emami, M.H. (1996). Geological map of Aran (Scale: 1:250000), Geological Survey of Iran.
- Aqanabati, S.A. (2006). Geology of Iran. Geological Survey of Iran, 586 pp. [in Persian]
- Azdarpour, A.; Asadullah, M.; Junin, R.; Mohammadian, E.; Hamidi, H.; Rafizan, A.; Daud, M. and Manan, M. (2015). Extraction of calcium from red gypsum for calcium carbonate production, Fuel Processing Technology, 130: 12-19.
- Babel, M. and Schreiber, B.C. (2014). Geochemistry of Evaporites and Evolution of Seawater, Earth Systems and Environmental Sciences, from Treatise on Geochemistry (2nd ed.), 9: 483-560.
- Bahadori, A.; Garranza, E.J.M. and Soleimani, B. (2011). Geochemical analysis of evaporite sedimentation in the Gachsaran Formation, Zeloi oil field, southwest Iran, Journal of Geochemical Exploration, 111(3): 97-112.
- Bryant, R.G.; Drake, N.A.; Millington, A.C. and Sellwood, B.W. (1990). The chemical evolution of the brines of Chott El Djerid in: Renault R. W. and Last W.M. (eds.), Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lake. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa: 3-20.
- Butler, G.P. (1970). Holocene gypsum of the Abu Dhabi sabkha, Trucial Coast: An alternative explanation of origin: 3rd Symposium on salt, Northern Ohio Geological Society, 1, 120-152. Death Valley: Chemical Geology, 150(3-4): 223-245.
- Castillo, C.; Kevevan, C. and Thiery, D. (2015). Geochemical and reactive transport modeling of the injection of cooled Triassic brines into the Dogger aquifer (Paris Basin, France), Geothermics, 53: 446-463.
- 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, 75(1): 38-50.
- Eugster, H.P. and Hardie, L.A. (1978). Saline Lakes, In Lerman A. (ed.), Lakes, Chemistry, Geology and Physics: Springer-Verlag: 237- 293.
- Fayazi, F. (1991). Sedimentological studies in the Qom area: Ph.D. dissertation, Unpublished UEA, U.K.
- Fayazi, F.; Lak, R. and Nakhaei, M. (2007). Hydrogeochemistry and brine evolution of Maharlou Saline Lake, Southwest of Iran, Journal of Carbonates and Evaporites, 22(1): 34-42.
- Garcia-Veigas, J.; Cendon, D.I.; Rosell, L.; Orti, F.; Ruiz, J.T.; Martin, J.M. and Sanz, E. (2013). Salt deposition and brine evolution in the Granada Basin (Late Tortonian, SE Spain), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 369: 452-465.

- Hacini, M.; Kherici, N. and Oelkers, E.H. (2009). Mineral precipitation rates during the complete evaporation of the Merouane Chott ephemeral Lake. *Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(2): 1583-1597.
- Hajian, J. (1996). Geological map of Qom (Scale: 1:250000), Geological Survey of Iran.
- Haqqipour, A. (1986). Tehran geological map (Scale: 1:250000), Geological Survey of Iran, Tehran. [in Persian]
- Hardie, L.A. (1968). The origin of the recent non marine evaporate deposit of Saline Valley: California. *Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32(2): 1279-1301.
- Hardie, L.A. and Eugster, H.P. (1978). Saline Lakes. In: A. Lerman (ed.), *Lakes Chemistry, Geology, Physics*, New York, NY, Springer-Verlag., 230 pp.
- Hunt, J.W.; Anderson, B.S.; Phillips, B.M.; Tjeerdema, R.S.; Richard, N.; Valconnor, V.; Worcester, K.; Angelo, M.; Bern, A.; Fulfrost, B. and Mulvaney, D. (2006). Spatial relationship between water quality and pesticide application rates in agricultural watersheds. *Journal of Environmental Monitoring and Assessment*, 121(4): 245-262.
- 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, *Journal of Quaternary Research*, 69(3): 413-420.
- Jones, B.F. and Deocampo, D.M. (2014). Geochemistry of saline lakes, In *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed., 7: 437-469.
- Kasedde, H.; Kirabira, J.B.; Babler, M.U.; Tilliander, A. and Jonsson, S. (2014). Characterization of brines and evaporites of Lake Katwe, Uganda, *Journal of African Earth Sciences*, 91: 55-65.
- Krauskopf, K.B. (1967). *Introduction to geochemistry*, McGraw-Hill, New York, 721 pp.
- Krinsley, D.B. (1970). *Geomorphological and paleoclimatological Studies of the Playa of Iran*: US Government Printing Office Washington D.C., 402 pp.
- Lak, R. (2007). Investigation of sedimentology, hydrochemistry and brine evolution trend of Maharlou Lake, Ph.D. dissertation, Kharazmi University. [in Persian]
- Li, M.; Fang, X.; Wang Song, Y.; Yang, Y.; Zhang, W. and Liu, X. (2013). Evaporite minerals of the lower 538.5 m sediments in a long core from the Western Qaidam Basin, Tibet, *Quaternary International*, 298: 123-133.
- Li, M.; Fang, X.; Yi, Ch.; Gao, Sh.; Zhang, W. and Galy, A. (2010). Evaporite minerals and geochemistry of the upper 400 m sediments in a core from the Western Qaidam Basin, Tibet, *Quaternary International*, 218(2): 176-189.
- Lopes, D.D.; Silva, S.M.C.P.; Fernandes, F.; Teixeira, R.; Celligoi, A. and Dall'Antonia, L.H. (2012). Geophysical technique and groundwater monitoring to detect leachate contamination in the surrounding area of a landfill-Londrina (PR - Brazil), *Journal of Environmental Management*, 113: 481-487.
- Lowenstein, T.K.; Spencer, R.J. and Zhang, P. (1989). Origin of ancient potash evaporates; clues from the modern Qaidam Basin, western China: *Science*, 245: 1090-1092.
- Ma, L.; Lowenstein, K.T.; Li, B.; Jiang, P.; Liu, Ch.; Zhong, J.; Sheng, J.; Qiu, H. and Wu, H. (2010). Hydrochemical characteristics and brine evolution paths of Lop Nor Basin, Xinjiang Province, Western China, *Applied Geochemistry*, 25(11): 1770-1782.
- Meteorological Organization of Iran (2008). *Statistics and Information*: www.irimo.ir [in Persian]
- Motamed, A. and Pourmotamed, F. (1977). Geological investigations of the Hoz-e-Soltan salt Lake, *Bulletin of Faculty of Science, Tehran University*, 9: 3-4.
- Mrazovac, S.; Miloradov, M.V.; Matic, I. and Maric, N. (2013). Multivariate statistical analyzing of chemical parameters of groundwater in Vojvodina, *Chemie der Erde - Geochemistry*, 73(2): 217-225.
- Qalamqash, J. (2000). Geological map of Saveh (Scale: 1:250000), Geological Survey of Iran.
- Rezaeian Langeroudi, S. (2011). Investigation of sedimentology, geochemistry and microfacies of Hoz-e-Soltan playa with core studies, M.Sc. thesis, Kharazmi University, 117 pp. [in Persian]
- Singh, B.; Jain, V. and Mohan, A. (2013). Monitoring of groundwater chemistry in terms of physical and chemical parameters of Gajraula, a semi-urbanized town of North India, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 58-60: 34-41.
- Topper, R.P.M. and Meijer, P.Th. (2013). A modeling perspective on spatial and temporal variations in Messinian evaporite deposits, *Marine Geology*, 336: 44-60.
- Torshizian, H. (2009). Brine evolution and evaporate minerals formation in Saghand playa in central Iran, and compare with some saline Lake in the world, *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 17(1): 43-54. [in Persian]
- Warren, J. (2010). Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and non-marine deposits. *Journal of Earth-Science Reviews*, 98: 217-267.
- Warren, J. (2006). *Evaporates: sediment, resources and hydrocarbons*: Springer-Verlag, 1035 pp.
- Yang, D.; Rosas, O. and Castaneda, H. (2014). FeCO₃ layer evolution for API 5L X52 steel in carbon dioxide-saturated NaCl brine in the presence of 1-decyl-3-methylimidazolium chloride, *Corrosion Science*, 87: 40-50.
- Zarga, Y.; Ben Boubaker, H.; Gaffour, N. and Elfil, H. (2013). Study of calcium carbonate and sulfate co-precipitation, *Chemical Engineering Science*, 96: 33-41.