

مقایسه خصوصیات هیدروژئوشیمیایی و نحوه تکامل شورابه در پلایای میقان و حوض سلطان

لیلا عبدی*؛ کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
سعید رضاییان لنگرودی؛ کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران
راضیه لک؛ استادیار، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۲/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۲۵

چکیده

این پژوهش با هدف بررسی هیدروژئوشیمی و نحوه تکامل شورابه در پلایاهای میقان و حوض سلطان، با مطالعه شورابه‌ها و بر اساس شواهد هیدروژئوشیمیایی انجام گرفته است. پلایای میقان و حوض سلطان حوضه‌های رسوبی درون قاره‌ای هستند که در حوضه آبریز قم و در ایران مرکزی قرار دارند. سطح آب در هر دو پلایا متأثر از حجم آب‌های زیرزمینی وارده به آن، رودهای فصلی، بارندگی و تبخیر است. به منظور مطالعه شورابه‌ها و نحوه تکامل آن با حفر چاهک‌هایی از مرکز پلایا به سمت حاشیه آن، ۱۹ نمونه شورابه از پلایای میقان و ۲۵ نمونه از پلایای حوض سلطان اخذ شد. پارامترهای فیزیکی-شیمیایی در محل و آنالیز ژئوشیمیایی شورابه‌ها در آزمایشگاه اندازه‌گیری شد. همچنین، تعداد ۹۵ نمونه رسوب از پلایای میقان و ۱۰۹ نمونه از پلایای حوض سلطان، به وسیله اوگر دستی برداشته و آنالیزهای کانی‌شناسی و رسوب‌شناسی روی آن انجام شد. سدیم، کلسیم، کربن و سولفات مهم‌ترین یون‌ها و کلسیت، ژیپس، هالیت، تناردیت و پلی‌هالیت مهم‌ترین کانی‌های تبخیری در هر دو پلایاست. بررسی هیدروژئوشیمی آب‌های ورودی بیانگر این است که نسبت مولی یون‌ها در هر دو پلایا از نوع $\text{HCO}_3 < \text{Ca} + \text{Mg}$ است. طی تکامل ژئوشیمیایی و پس از جدایش کانی‌های مختلف، در پلایای میقان شورابه‌های با تیپ Na-Cl-SO_4 و در حوض سلطان شورابه‌هایی با تیپ Na-Ca-(Mg)-Cl تشکیل می‌گردد.

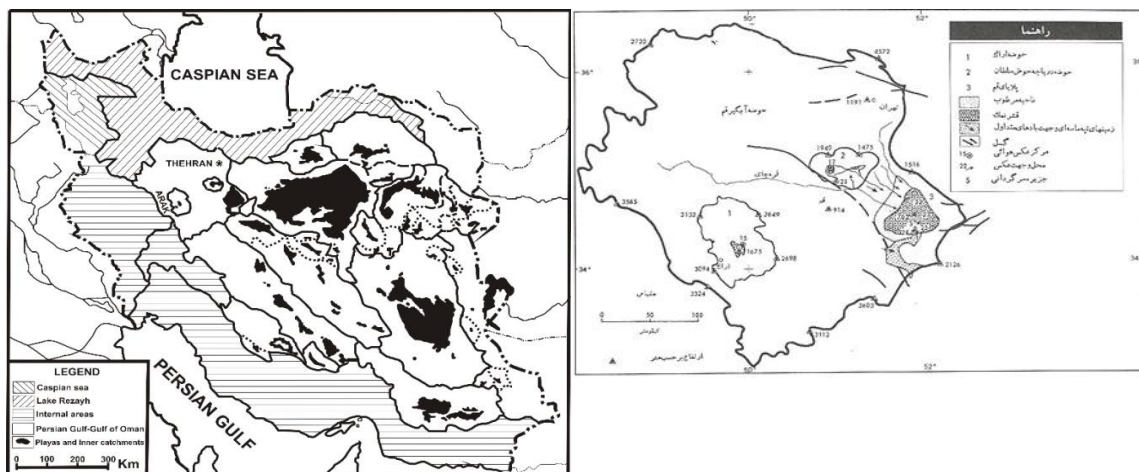
کلیدواژه‌ها: پلایا، تکامل شورابه، حوض سلطان، میقان، هیدروژئوشیمی.

مقدمه

امروزه، نقش مواد معدنی در بخش‌های مختلف اقتصادی، به‌ویژه در کشورهای توسعه‌یافته، بر کسی پوشیده نیست. ایران کشوری معدن‌خیز و دارای پتانسیل مناسب در بخش املاح است؛ به‌همین دلیل پژوهش در زمینه‌های مرتبط با نمک‌ها و محیط‌های رسوبی آن در رشد اقتصادی کشور بسیار بااهمیت است. شیمی شورابه در حوضه‌ای بسته توسط ترکیب شیمیایی آب‌های ورودی به حوضه کنترل می‌شود (جانز و دتوکامپو، ۲۰۱۴). آب‌های ورودی در حوضه‌های بسته عموماً از چند منبع سرچشمه می‌گیرد، شامل رودخانه‌ها، بارندگی و آب‌های زیرزمینی مختلف (جانز، ۱۹۶۵: ۳۵؛ لاون‌استین و همکاران، ۱۹۹۸: ۲۲۷).

کرینسلی (۱۹۷۰: ۲۰) پلایاهای ایران را از دیدگاه ژئومورفولوژی و پالئوکلیماتولوژی آن مطالعه کرده و حوضه‌های

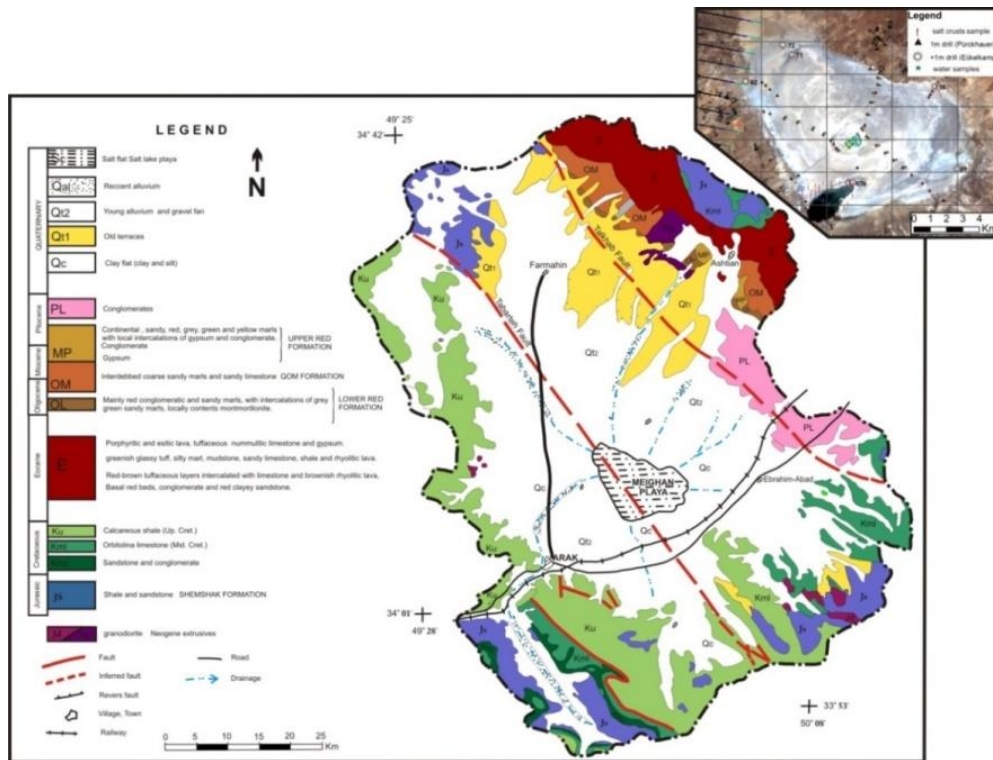
آبریز قم، دامغان، کویر بزرگ، بجنستان، لوت، سیستان، جازموریان، یزد، اصفهان و زاگرس را حوضه‌های آبریز مرکزی ایران معرفی کرده است. این حوضه‌ها خود دربرگیرنده حدود ۶۰ پلایاست (شکل ۱ الف). از میان ده حوضه مذکور، حوضه آبریز قم به پهنای ۳۰۰ کیلومتر و وسعت ۹۴,۴۰۰ کیلومترمربع بین دامنه جنوب‌غربی رشته‌کوه‌های البرز و دامنه شمال شرقی رشته‌کوه‌های زاگرس واقع شده و کمر بند ولکانیکی به صورت نیم‌ساز حوضه را به دو قسمت تقسیم کرده است، به طوری که نیمه شمال شرقی شامل پلایای قم و دریاچه حوض سلطان و نیمه جنوب غربی شامل حوضه اراک (پلایای میقان) است (شکل ۱ ب). در هر دو پلایا در زمانی که میزان بارندگی بالا بوده و شرایط ترسالی برای چندین سال تداوم داشته است، دریاچه موقتی با عمق حداکثر ۱ متر ایجاد می‌شود. در دوره‌های خشکسالی، مانند چندین سال اخیر، پلایا (کویر) با سطح نمکی تظاهر می‌نماید. از آنجا که آب‌های زیرزمینی یکی از منابع مهم تأمین‌کننده آب پلایا و خصوصیات کیفی آن است، مطالعات کمی و کیفی، روی آب‌های زیرزمینی (هیدروژئولوژی) در هر دو منطقه انجام گرفته و ارتباط کیفیت آب‌های زیرزمینی با سازندها و رخنمون‌های سنگی حوضه و سنگ کف منطقه، تیپ آب‌های زیرزمینی و ارتباط آب‌های زیرزمینی منطقه بررسی و مطالعه شده است. این پلایاها از جنبه‌های اقتصادی با توجه به وجود ذخایر تبخیری از قبیل سولفات سدیم و نمک، همچنین از نظر آثار وسیع بر زیست‌بوم و محیط‌زیست و آب‌های منطقه اهمیت خاصی دارد.



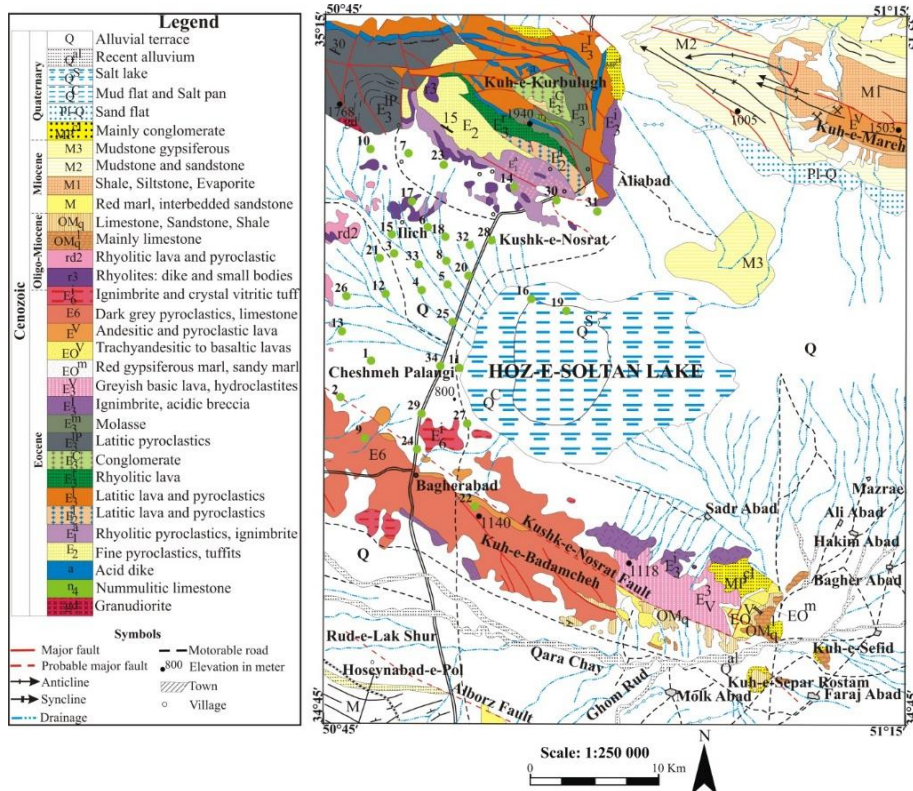
شکل ۱. نقشه پلایاهای مهم ایران و حوضه آبریز قم (اقتباس از کرینسلی، ۱۹۷۰: ۵۲)

موقعیت جغرافیایی، زمین‌شناسی و اقلیم منطقه

دریاچه موقتی / پلایای میقان به وسعت تقریبی ۱۱۰ کیلومترمربع، ارتفاع ۱۶۵۰ متر و با مختصات جغرافیایی $۴۹^{\circ} ۴۶'$ و $۴۹^{\circ} ۵۵'$ طول شرقی و $۳۴^{\circ} ۰۹'$ و $۳۴^{\circ} ۳۴'$ در ۱۵ کیلومتری شمال شرق شهرستان اراک قرار دارد (شکل ۲ الف). پلایای میقان، از نظر هیدروژئولوژیکی، حوضه بسته درون قاره‌ای است و از نظر تقسیم‌بندی ساختارهای ایران، در مرز بین دو زون ایران مرکزی و سندج-سیرجان قرار دارد. لذا، پلایای میقان ترکیبی از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی (سنگ آهک به همراه سنگ‌های شیستی-ماسه‌ای) وابسته به زون سندج-سیرجان در غرب و جنوب غربی، مجموعه سنگ‌های رسوبی (شیل، ماسه سنگ، سنگ آهک، مارن، کنگلومرا و سنگ‌های تبخیری) و آذرین (با ترکیب حدواسط تا بازیک) وابسته به زون ایران مرکزی در شمال، شمال شرق و شرق است (رادفر و همکاران، ۱۳۸۳). متوسط بارندگی سالانه در منطقه برابر با $۳۴۱/۷$ میلی‌متر و میانگین درجه حرارت برابر با $۲۰/۷۵$ درجه سانتی‌گراد است (سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۹۰)؛ لذا، بر اساس نقشه بیوکلیماتیکی ایران، طبق روش آمبرژه (۱۹۳۲)، اقلیم منطقه از نوع نیمه خشک و سرد و بر اساس روش دومارتن (۱۹۲۶: ۴۵۲)، نیمه خشک است.



شکل ۲. الف) نقشه زمین‌شناسی حوضه رسوبی میقان و تصویر ماهواره‌ای و مشخص‌کننده مسیرهای نمونه‌برداری (امامی، ۱۳۷۰؛ ۶۲)



شکل ۲. ب) موقعیت چاه‌های بررسی شده منطقه مورد مطالعه (دوایر توپر سبز رنگ)؛ محدوده سیاه‌رنگ، محدوده منطقه مورد مطالعه است (اقتباس از امینی و امامی، ۱۹۹۶؛ قلمقاش، ۲۰۰۰؛ حاجیان، ۱۹۹۶؛ حقی‌پور، ۱۳۶۵).

دریاچه حوض سلطان با مساحت تقریبی ۱۹۵ کیلومترمربع حوضه رسوبی درون قاره‌ای است و تقریباً در ۸۵ کیلومتری استان تهران بین عرض‌های جغرافیایی ۳۱° ۳۵' و ۵۶° ۳۴' شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۳° ۵۰' و ۲۰° ۵۱' قرار گرفته است (فیاضی، ۱۹۹۱: ۳۴؛ شکل ۲). این دریاچه بر اساس تقسیم‌بندی آقانباتی (۱۳۸۵: ۳۶۱)، در زون ایران مرکزی قرار دارد. کوه‌هایی که دریاچه حوض سلطان را از شمال، شمال غرب و غرب دربر گرفته است، عمدتاً ترکیبی از سنگ‌های ولکانیکی ائوسن (توف‌ها، آندزیت‌ها به‌طور بین‌لایه‌ای با سنگ‌های رسوبی) است. به‌سمت جنوب دریاچه، تاقدیس بزرگی وجود دارد که به‌واسطه فعالیت ولکانیکی، بریده شده و فرسایش یافته است. در هسته این تاقدیس (به سمت جنوب شرق) ترکیبی از رسوبات سنگ‌آهک ریفی، سنگ‌آهک ریفی گلاکونیتی با کنگلومرای قاعده‌ای آواری وجود دارد، که سنگ‌های ولکانیکی موجود در منطقه (توف‌ها و آندزیت‌ها) را پوشانده است (معتمد و پورمعتمد، ۱۳۵۶: ۱۲۳؛ پورمعتمد و معتمد، ۱۳۵۸: ۴). متوسط بارندگی سالانه و بیشینه درجه حرارت ماهانه در منطقه به‌ترتیب بین ۱۰۰ تا ۱۶۳/۵ میلی‌متر و ۴۷ تا ۲۳- درجه سانتی‌گراد متغیر است (سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۹۰). لذا، براساس ضریب خشکی دومارتن (۱۹۲۶: ۴۵۲)، اقلیم منطقه از نوع خشک تا نیمه‌خشک است.

مواد و روش‌ها

به‌منظور مطالعه هیدروشیمی شورابه‌ها و نحوه تکامل آن با حفر چاهک‌هایی به‌صورت دستی در سه روند مشخص از مرکز پلایا به سمت حاشیه آن و به فواصل مشخص ۲ کیلومتری (شکل ۱ الف)، نوزده نمونه شورابه از محدوده پلایای میقان و ۲۵ نمونه شورابه از حاشیه پلایا به سمت داخل دریاچه با حداکثر عمق ۳۰ سانتی‌متری، از پلایای حوض سلطان برداشته (شکل ۱ ب)، در ظروف پلی‌اتیلن ۲۵۰ میلی‌لیتری ریخته، در دمای صفر تا ۴ درجه سانتی‌گراد نگهداری و به آزمایشگاه منتقل شد. همچنین، برای مطالعه رسوب‌شناسی، کانی‌شناسی و تعیین شوری، از رسوبات منطقه در محل برداشت شورابه و حواشی پلایا، ۹۵ نمونه رسوب از پلایای میقان و ۱۰۹ نمونه رسوب از پلایای حوض سلطان به‌وسیله اوگر نوع دستی (Handy Auger) گرفته شده است. هم‌زمان با نمونه‌برداری، محل نمونه و مسیر نمونه‌برداری با کمک دستگاه GPS دستی ثبت و عمق نمونه‌برداری و وضعیت آن روی زمین نیز هم‌زمان یادداشت شد.

نمونه‌های آب پس از عبور از کاغذ صافی، آنالیزهای ژئوشیمیایی شد. به‌منظور تعیین مقدار کاتیون‌ها و آنیون‌های مختلف موجود در شورابه از روش‌های آزمایشگاهی مختلف استفاده شد. از جمله روش‌های مورد استفاده، روش فلیم فتومتری^۱، برای تعیین مقادیر سدیم و پتاسیم؛ روش جذب اتمی^۲، برای تعیین مقدار کلسیم و منیزیم؛ روش نیترا نقره برای تعیین مقدار کلر؛ روش قلیایی‌سنجی برای تعیین بی‌کربنات و روش سنجش میزان کدورت (روش وزنی) برای تعیین مقدار سولفات بود. همچنین، قبل از اندازه‌گیری هر یک از آنیون‌ها و کاتیون‌ها، شورابه مورد نظر با نسبت مشخصی رقیق شد. برای تعیین هدایت الکتریکی (EC) و pH از دستگاه خودکار کونداکتومتر^۳ و pH سنسج استفاده شد. تمامی آزمایش‌های شورابه‌های پلایای میقان در دانشکده شیمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد اراک و آنالیزهای شورابه‌های حوض سلطان در مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام گرفت. برای تحلیل داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار Rock-Works نسخه ۱۴، گزینه هیدروشیمی، نمودارهای پایپر مختلف (پایپر، ۱۹۴۴: ۴۲۷) رسم شد که روی آن مقادیر مختلف آب‌های زیرزمینی و شورابه دریاچه پس از محاسبه میانگین مشخص گردید. به‌همین طریق تیپ آب انواع ورودی‌های دریاچه نیز مشخص شد. نتایج آزمایش‌های مذکور به‌همراه نتایج آزمایش‌های حاصل از بررسی ترکیب شیمیایی پلایا و چاه‌های اطراف آن، برای انجام این کار تحقیقاتی بررسی شد.

با توجه به ریزبودن رسوبات تخریبی پلایای میقان، برای دانه‌بندی آن‌ها از روش هیدرومتری استفاده شد. در پلایای حوض سلطان، ذرات بزرگ‌تر از ۶۳ میکرون با دستگاه الک‌شیکر نوع مرطوب و ذرات کوچک‌تر از ۶۳ میکرون با دستگاه دانه‌بندی لیزری دانه‌بندی شد. تعداد ۵۳ نمونه از رسوبات پلایای میقان با دستگاه دیفرانسیون اشعه ایکس

1. flame photometry
2. atomic absorption
3. conductometer

(XRD) در کشور آلمان و تعداد ۱۱۳ نمونه از رسوبات پلایای حوض سلطان با دستگاه دیفراکسیون اشعه ایکس در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور آنالیز شد.

یافته‌های پژوهش

ترکیب شیمیایی شورابه‌ها

ترکیب شیمیایی شورابه‌ها، به املاح موجود در آب‌های وارده، آب‌های جوی و واکنش‌های هوازدگی شیمیایی وابسته است (اویگستر، ۱۹۸۰). نتایج حاصل از آنالیزها نشان می‌دهد در پلایای میقان اسیدیته شورابه در حد خنثی تا خیلی کم قلیایی و در محدوده ۶/۹۹ الی ۷/۷۷ بود. میزان هدایت الکتریکی شورابه‌ها از ۱۱۵۳۰ تا ۱۵۹۹۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر بود. فراوان‌ترین کاتیون‌ها در شورابه‌ها به ترتیب شامل سدیم، منیزیم، پتاسیم و کلسیم و فراوان‌ترین آنیون‌ها به ترتیب شامل کلر، سولفات و بی‌کربنات بود. این شورابه‌ها به‌طور معمول غنی از سدیم، کلر و سولفات بود و مقادیر پایین‌تری نیز منیزیم، کلسیم، پتاسیم و بی‌کربنات داشت (جدول ۱). شیمی آب‌های رقیق شامل آب باران، رودخانه، چشمه، چاه و قنات است. آب باران کاتیون‌های سدیم، کلسیم، منیزیم و پتاسیم و آنیون‌های بی‌کربنات، کلر، سولفات و نیترات دارد (اویگستر و هاردی، ۱۹۷۸). به‌منظور اندازه‌گیری و تعیین نقش آب‌های جاری (آب‌های زیرزمینی) در میزان شوری، ترکیب آب‌های شیرین چاه‌های اطراف کویر (مهاجرانی، ۱۳۷۷: ۷۳) نیز بررسی شد. ترتیب فراوانی کاتیون‌های موجود در شورابه‌های نهایی پلایای میقان $Na >> Mg > K > Ca$ و آنیون‌های $Cl >> SO_4 >> HCO_3 > CO_3$ است (جدول ۲). عمده‌ترین کانی‌های موجود در پلایای میقان عبارت است از ژپس، هالیت، کلسیت، گلوبریت، تناردیت، پلی‌هالیت، ناترون و به‌میزان بسیار ناچیزی کانی‌های دولومیت، منیزیت، سیلویت، باسانیت و کانی‌های تخریبی شامل کوارتز و کانی‌های رسی (عبدی، ۱۳۸۹).

جدول ۱. مقادیر متوسط یون‌های موجود در شورابه‌های پلایای میقان بر حسب EC، g/L بر حسب میلی‌زیمنس بر سانتی‌متر (سال ۱۳۸۸)

نمونه	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	CL ⁻	EC	pH	TDS
۱	۶۶/۶۷	۰/۰۳	۰/۰۹	۳/۹۴	۰/۰۰	۰/۸۰	۲۲/۳۲	۸۱/۵۴	۱۳/۹۸	۷/۳۶	۲۶۶/۷۶
۲	۸۰/۹۵	۰/۰۴	۰/۱۰	۵/۴۰	۰/۰۰	۰/۵۰	۲۹/۴۳	۱۱۶/۹۹	۱۴/۶۲	۷/۲۸	۲۸۷/۷۶
۳	۹۳/۲۰	۰/۰۷	۰/۱۵	۸/۰۲	۰/۰۰	۰/۳۳	۳۷/۶۴	۱۳۸/۲۶	۱۴/۴۸	۷/۷۰	۳۱۵/۰۴
۴	۹۷/۲۸	۰/۰۸	۰/۱۹	۹/۶۲	۰/۰۰	۰/۳۴	۳۹/۲۰	۱۵۲/۴۴	۱۴/۵۱	۷/۰۰	۳۲۶/۶۱
۵	۸۵/۰۳	۰/۰۸	۰/۲۴	۹/۹۲	۰/۰۰	۰/۳۶	۳۱/۷۰	۱۵۹/۵۳	۱۳/۶۰	۶/۹۹	۳۰۶/۷۸
۶	۹۹/۳۲	۰/۰۹	۰/۲۶	۱۱/۴۰	۰/۰۰	۰/۲۳	۴۲/۷۷	۱۳۸/۲۶	۱۳/۸۴	۷/۰۲	۳۲۴/۴۲
۷	۱۲۳/۸۱	۰/۰۴	۰/۱۸	۱۱/۶۲	۰/۰۰	۰/۶۰	۳۱/۸۳	۱۷۳/۷۱	۱۳/۴۶	۷/۱۱	۳۶۶/۱۸
۸	۱۲۵/۸۵	۰/۰۴	۰/۱۹	۸/۹۲	۰/۰۰	۰/۵۸	۵۱/۹۴	۱۶۶/۶۲	۱۳/۴۰	۷/۱۴	۳۶۷/۸۱
۹	۸۹/۱۲	۰/۰۸	۰/۳۲	۷/۲۴	۰/۰۰	۰/۳۳	۵۱/۶۵	۱۱۶/۹۹	۱۲/۴۸	۷/۱۲	۳۰۲/۲۸
۱۰	۸۷/۰۷	۰/۰۶	۰/۳۱	۷/۷۸	۰/۰۰	۰/۴۸	۵۱/۳۵	۱۰۹/۹۰	۱۲/۲۳	۷/۱۸	۳۱۳/۹۸
۱۱	۹۱/۱۶	۰/۰۵	۰/۳۵	۱۲/۸۰	۰/۰۰	۰/۲۳	۵۳/۲۲	۱۳۸/۲۶	۱۱/۵۳	۷/۳۰	۲۸۸/۴۲
۱۲	۱۳۹/۲۶	۰/۴۹	۰/۰۴	۱۵/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۰	۴۸/۰۹	۱۵۹/۵۲	۱۵/۹۹	۷/۱۸	۳۵۲/۴۲
۱۳	۱۱۲/۵۹	۰/۵۲	۰/۰۸	۱۰/۲۰	۰/۰۰	۰/۴۲	۵۶/۹۰	۱۱۶/۹۹	۱۵/۸۶	۷/۳۲	۳۹۰/۷۲
۱۴	۹۴/۸۱	۰/۳۱	۰/۱۰	۱۰/۴۸	۰/۰۰	۰/۳۳	۵۵/۱۳	۱۰۹/۹۰	۱۴/۹۹	۷/۳۴	۳۲۵/۱۶
۱۵	۱۰۸/۱۵	۰/۳۹	۰/۱۰	۱۰/۵۲	۰/۰۰	۰/۳۳	۵۲/۷۹	۱۱۶/۹۹	۱۵/۱۸	۷/۱۴	۳۱۶/۹۰
۱۶	۱۰۳/۷۰	۰/۴۳	۰/۱۱	۱۰/۷۶	۰/۰۰	۰/۲۳	۷۲/۸۳	۱۲۴/۰۸	۱۵/۳۲	۷/۲۷	۳۱۳/۰۸
۱۷	۱۱۲/۵۹	۰/۳۷	۰/۰۲	۹/۲۴	۰/۰۰	۰/۴۵	۶۷/۷۲	۱۰۲/۸۱	۱۴/۵۹	۷/۴۹	۳۳۱/۶۰
۱۸	۱۱۹/۲۶	۰/۳۴	۰/۰۶	۸/۱۲	۰/۰۰	۰/۳۷	۸۱/۷۲	۸۸/۶۳	۱۳/۵۷	۷/۷۷	۳۸۴/۴۲
۱۹	۱۰۹/۵۲	۰/۰۴	۰/۲۹	۱۰/۷۴	۰/۰۰	۰/۵۰	۲۸/۳۰	۱۳۱/۱۷	۱۲/۱۹	۷/۲۳	۲۸۵/۳۰

جدول ۲. مقادیر متوسط یون‌های موجود در آب‌های زیرزمینی چاه‌های اطراف پلایای میقان واقع در مسیر رودخانه‌های فصلی اطراف حوضه (مه‌اجرائی، ۱۳۷۷) بر حسب mg/L

نام رودخانه	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
آشتیان	۸۱۳/۹۷	۳/۵۱	۲۵۳/۲۰	۱۳۳/۰۸	۰/۳۰	۲۶۵/۳۵	۱۸۸۷/۳۶	۶۰۷/۴۱
فرمبین	۲۸۱/۷۵	۳/۹۰	۹۲/۴۰	۶۰/۶۰	۳/۹۰	۲۸۳/۰۴	۵۷۹/۳۶	۱۶۱/۸۸
کرهرود	۱۳۵/۷۰	۱/۵۶	۵۶/۶۰	۳۰/۰۰	۲/۷۰	۲۴۵/۲۲	۲۱۱/۶۸	۹۴/۴۳
ابراهیم‌آباد	۲۹۱/۱۸	۳/۵۱	۱۱۶/۰۰	۴۹/۵۶	۲/۱۰	۲۹۰/۹۷	۴۲۰/۹۶	۳۱۰/۶۳

در پلایای حوض سلطان از بین کاتیون‌های اصلی، سدیم با مقدار میانگین ۸۱/۶۷ درصد، کاتیون غالب است. کلسیم و منیزیم با مقادیر میانگین ۱۳/۵۹ درصد و ۴/۰۹ درصد در رده‌های بعدی قرار دارند. پتاسیم با مقدار میانگین ۰/۶۵ درصد کمترین مقدار را داراست. از بین آنیون‌های اصلی، کلر با مقدار میانگین ۹۵/۵۴ درصد، آنیون غالب است. بی‌کربنات و سولفات با مقادیر میانگین ۳/۰۶ درصد و ۱/۴۰ درصد در رده‌های بعدی قرار دارند (جدول ۳). میزان هدایت الکتریکی شورابه‌ها از ۱۲۵۰ تا ۱۴۲۸۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر متغیر است که احتمالاً آب لب‌شور در پلایای حوض سلطان را نشان می‌دهد. میانگین اسیدیته شورابه منطقه مورد مطالعه برابر ۸ و حاکی از ماهیت قلیایی آن است (جدول ۴). ترتیب فراوانی کاتیون‌های موجود در شورابه‌های نهایی پلایای حوض سلطان $Na >> Ca > Mg > K$ و آنیون‌های $HCO_3 > SO_4 > CO_3 > Cl$ است. کانی‌های شناسایی شده در دریاچه حوض سلطان عبارت است از کانی‌های تخریبی از قبیل کوارتز، فلدسپات، کانی‌های رسی، میکا، مگنتیت، همتایت، آمفیبول و پیروکسن؛ کانی‌های کربناته عبارت است از کلسیت و به‌ندرت آراگونیت؛ و کانی‌های تیخیری عبارت است از کلسیت، ژینس، هالیت، انیدریت، پلی‌هالیت، کارنالیت، تاردیت، باسانیت و هگزهیدریت (رضاییان لنگرودی، ۱۳۹۰).

جدول ۳. آنالیز شیمیایی نمونه‌های گرفته‌شده از شورابه دریاچه حوض سلطان

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

جدول ۴. مقادیر کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی (میلی گرم بر لیتر) و پارامترهای هیدروژئوشیمیایی چاه‌های اطراف پلایای حوض سلطان

TH	EC	TDS	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SO ⁴⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	نمونه
۱۸۰	۱۵۷۶	۹۴۳	۰/۹۵	۱۱/۷	۱/۸	۱/۸	۴/۰	۷/۶	۳/۹	W1
۲۹۷	۱۸۸۲	۱۱۷۴	۰/۹۵	۱۳/۳	۳/۱	۲/۸	۵/۹	۹/۵	۴/۱	W2
۲۳۰	۱۴۱۱	۸۲۱	۰/۰	۹/۵	۲/۲	۲/۴	۳/۹	۴/۸	۴/۱	W3
۳۱۵	۱۵۱۰	۹۹۱	۰/۰	۹/۸	۲/۸	۳/۵	۶/۷	۶/۵	۳/۵	W4
۵۷۰	۲۰۷۵	۱۲۸۸	۱/۵۲	۹/۵	۲/۹	۸/۵	۱۲/۲	۳/۸	۳/۵	W5
۴۳۰	۱۹۶۵	۴۸۰	۱/۹۰	۱۳/۶	۲/۱	۶/۵	۱۶/۲	۳/۱	۲/۹	W6
۳۰۰	۱۳۲۵	۷۹۳	۰/۰	۸/۳	۲/۰	۴/۰	۵/۵	۶/۰	۱/۵	W7
۲۵۰	۱۲۵۴	۸۰۶	۰/۰	۸/۰	۱/۵	۳/۵	۶/۱	۵/۱	۱/۵	W8
۱۸۵	۱۳۳۶	۸۲۱	۰/۰	۱۰/۸	۰/۶	۳/۱	۴/۷	۴/۴	۴/۲	W9
۱۷۰	۱۲۵۰	۸۴۶	۰/۵۷	۱۰/۱	۱/۲	۲/۲	۳/۴	۴/۵	۴/۶	W10
۱۵۱۵	۹۳۰۰	۵۹۱۱	۱/۹۰	۶۵/۲	۶/۲	۲۴/۱	۳۶/۷	۵۵/۱	۲/۷	W11
۱۵۶۵	۸۷۷۰	۶۱۱۸	۳/۸۰	۶۵/۵	۱۰/۱	۲۱/۲	۴۲/۵	۵۳/۵	۲/۱	W12
۱۲۸۵	۶۹۴۰	۴۲۴۲	۱/۷۱	۴۳/۵	۶/۵	۱۹/۲	۲۱/۹	۴۵/۲	۲/۸	W13
۱۱۵۰	۱۰۸۶۰	۷۳۲۱	۱/۳۳	۸۹/۵	۸/۵	۱۴/۵	۶۳/۸	۴۵/۲	۳/۸	W14
۲۷۰	۱۳۳۷	۷۹۹	۰/۰	۸/۳	۱/۵	۳/۹	۶/۴	۵/۵	۱/۵	W15
۲۲۵	۱۲۵۲	۸۰۶	۰/۰	۸/۱	۱/۰	۳/۵	۶/۲	۵/۰	۱/۵	W16
۱۴۹۵	۸۵۶۰	۵۴۵۷	۱/۹۰	۵۵/۶	۶/۸	۲۳/۱	۴۵/۸	۶۳/۸	۲/۲	W17
۱۴۲۰	۸۰۰۰	۴۹۵۷	۱/۷۱	۵۲/۲	۶/۴	۲۲/۰	۳۱/۸	۴۵/۲	۲/۱	W18
۱۴۵۰	۱۲۱۴۰	۷۸۲۰	۱/۷۱	۹۸/۰	۹/۵	۱۹/۵	۴۰/۸	۴۸/۸	۱/۳	W19
۱۳۳۵	۱۱۷۶۰	۷۵۳۸	۲/۰۹	۹۳/۸	۷/۵	۱۹/۲	۴۲/۵	۷۵/۲	۲/۸	W20
۱۶۳۵	۱۴۲۸۰	۹۵۱۷	۹/۶۹	۱۱۶/۷	۹/۵	۲۳/۲	۶۹/۳	۷۸/۵	۱/۴	W21
۱۴۸۵	۱۲۹۰۰	۹۰۱۷	۹/۶۹	۱۱۰/۲	۹/۵	۲۰/۲	۷۰/۵	۶۸/۶	۱/۵	W22
۱۲۲۵	۸۴۸۰	۵۶۱۷	۱/۹۰	۶۳/۰	۷/۳	۱۷/۲	۴۷/۱	۳۸/۱	۲/۰	W23
۱۰۱۵	۷۳۰۰	۵۱۰۲	۱/۹۰	۶۰/۹	۵/۲	۱۵/۱	۴۱/۲	۳۵/۵	۱/۵	W24
۴۲۰	۱۸۱۴	۱۱۴۵	۱/۱۴	۱۱/۳	۴/۶	۳/۸	۶/۴	۹/۷	۲/۶	W25
۲۱۰	۱۶۵۰	۹۶۳	۱/۱۴	۱۱/۱	۱/۵	۲/۷	۵/۳	۶/۸	۳/۷	W26
۱۹۸۰	۱۳۸۴۰	۸۷۴۹	۵/۷۰	۱۰۴/۷	۲۲/۰	۱۷/۶	۴۵/۱	۹۶/۲	۲/۵	W27
۱۳۵۰	۸۹۰۰	۶۰۳۵	۵/۸۹	۷۳/۵	۱۴/۸	۱۲/۲	۲۸/۴	۶۸/۱	۲/۸	W28
۴۴۰	۲۴۰۵	۱۴۹۶	۱/۹۰	۱۴/۷	۳/۶	۵/۲	۹/۵	۱۲/۲	۳/۰	W29
۳۱۰	۲۳۴۰	۱۳۸۹	۱/۹۰	۱۵/۶	۱/۸	۴/۴	۹/۰	۱۰/۸	۲/۵	W30
۲۵۰	۱۶۴۲	۱۰۲۹	۰/۹۵	۱۱/۳	۱/۰	۴/۰	۵/۰	۸/۳	۳/۷	W31
۳۳۰	۱۳۳۵	۸۶۰	۱/۵۲	۷/۴	۲/۱	۴/۵	۶/۱	۵/۵	۱/۲	W32
۱۱۶۰	۴۸۰۰	۳۱۲۲	۱/۵۲	۲۶/۵	۵/۸	۱۷/۵	۲۶/۲	۲۰/۰	۱/۸	W33
۹۸۵	۴۴۲۰	۳۲۰۳	۱/۵۲	۳۰/۳	۵/۵	۱۴/۲	۲۸/۵	۱۷/۸	۳/۵	W34

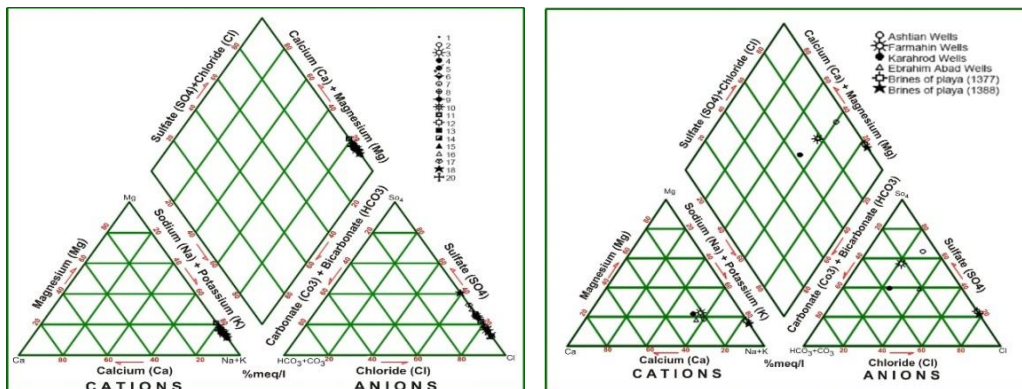
بحث

تغییر و تحولات شیمیایی شورابه‌ها

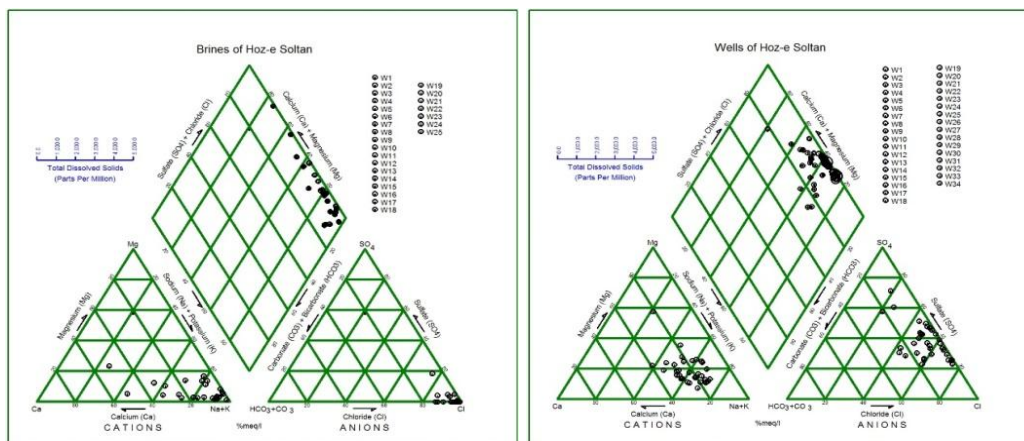
برای بررسی تحولات هیدروژئوشیمیایی شورابه از نمودارهای پایپر استفاده شد. در نمودار پایپر، آنیون‌های اصلی در سه رأس یک مثلث و کاتیون‌های اصلی نیز در سه رأس مثلث مجاور قرار می‌گیرند و ترکیب شیمیایی هر نوع آب بر اساس درصد کاتیون‌ها و آنیون‌های روی آن، به صورت یک نقطه رسم می‌شود. ترکیب شیمیایی آب‌های حوضه آبریز و در نتیجه آب‌های وارده به هر دو پلایا مختلف و از انواع کربناته، سولفات و کلروره است، در حالی که ترکیب شیمیایی شورابه‌های موجود در پلایای میقان کلروره و سولفات (بیشتر کلروره) و در حوض سلطان بیشتر کلروره است (شکل ۳ الف و ب). مقایسه نتایج آنالیزهای شیمیایی شورابه‌ها با آب‌های ورودی در هر دو حوضه، مبین افزایش میزان غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها به سمت مرکز حوضه است (جدول ۱، ۲، ۳ و ۴).

همان‌طور که در شکل ۳ (الف و ب)، مشاهده می‌شود، ترکیب شورابه موجود در تمامی گستره هر دو پلایا،

علی‌رغم ورودی‌هایی با ترکیب مختلف، در اطراف یک رأس مثلث تمرکز دارد، به طوری که در دیاگرام سه‌وجهی مربوط به آنیون‌ها، در نزدیکی وجه Cl و در دیاگرام سه‌وجهی کاتیون‌ها، در نزدیکی وجه $Na+K$ قرار می‌گیرد. بنابراین، ترکیب شیمیایی شورابه پلایای میقان از نوع $Na-Cl-SO_4$ و ترکیب شیمیایی حوض سلطان از نوع $Na-Ca-(Mg)-Cl$ است. همچنین، با توجه به شکل ۳ (الف و ب)، اگر مقایسه‌ای بین کاتیون‌ها و آنیون‌ها موجود در هر دو حوض صورت گیرد، ملاحظه می‌شود که به لحاظ نسبی کاهش محسوس کلسیم، بی‌کربنات و سولفات در پلایای میقان و کلسیم، منیزیم و سولفات در پلایای حوض سلطان به خوبی رؤیت‌پذیر است. این نمودار بیانگر آن است که با تبخیر آب پلایا و روند تکاملی شورابه، کلر آنیون غالب و سدیم کاتیون غالب است. آب‌های ورودی (سطحی و زیرزمینی) حین عبور از زیر محیط‌های مختلف منطقه از جمله مخروط‌افکنه‌ها، کفه‌گلی-خشک، کفه‌گلی-شور و پهنه‌شور و به دلیل واکنش با رخساره‌های سنگی موجود در این زیرمحیط‌ها و عمل تبخیر، تغلیظ و با افزایش غلظت به تدریج نسبت به برخی عناصر اشباع و نسبت به برخی دیگر فقیر می‌شود.



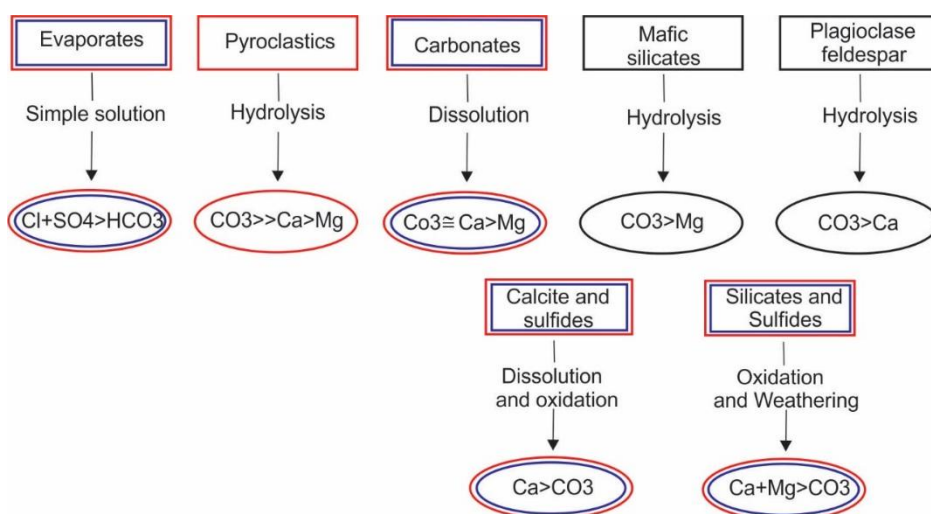
شکل ۳. الف) نمودار پایپر ترکیب شیمیایی شورابه‌ها (سمت راست) و آب‌های زیرزمینی (سمت چپ) پلایای میقان



شکل ۳. ب) نمودار پایپر ترکیب شیمیایی شورابه‌ها (سمت راست) و آب‌های زیرزمینی (سمت چپ) پلایای حوض سلطان

تکامل شورابه با جنس رخنمون‌های سنگی اطراف حوضه، واکنش آن‌ها با آب‌های موجود و ویژگی‌های آب ارتباط دارد (جانز و دئوکامپو، ۲۰۱۴: ۴۶۰؛ سینها و ریماهاشو، ۲۰۰۴: ۶۶). جنس سازندهای زمین‌شناسی اطراف حوضه یکی از عوامل مهم در تعیین روند تکامل شورابه محسوب می‌شود. هوازدگی شیمیایی سنگ‌های مختلف در اثر واکنش با آب‌های ورودی، کاتیون‌ها و آنیون‌های متفاوتی تولید می‌کند (شکل ۴). این امر موجب اختلاف در نسبت $HCO_3/Ca+Mg$ اولیه در محلول می‌شود، که عامل مهمی در روند تکامل شورابه است (جانز و دئوکامپو، ۲۰۱۴). همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، طی تکامل شورابه، ممکن است در اثر هوازدگی شیمیایی، سولفیدهای موجود در سازندهای اطراف حوضه نیز به صورت محلول درآید. در این صورت نسبت‌های یونی تغییر خواهد کرد، به طوری که در اثر

هوازدگی شیمیایی، رخنمون‌های سنگی اطراف حوضه، نخست $\text{CO}_3^{+2} > \text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ است ولی در اثر انحلال سولفیدها $\text{Ca} + \text{Mg} > \text{CO}_3$ خواهد شد که یکی از عوامل مهم در تکامل شورابه‌هاست. سنگ‌های حوضه آبریز در هر دو پلایا شامل تبخیری‌ها، کربنات‌ها، کلسیت، سولفات‌ها و سیلیکات‌هاست. به‌علاوه، در پلایای حوض سلطان سنگ‌های پیروکلستیکی نیز موجود است (شکل ۴). لذا، ترکیب آب در هر دو منطقه به‌دلیل عبور از سازندهای تبخیری-آواری دوران سوم و سازند قم شامل تشکیلات مارنی، گچی-نمکی و آهک مارنی، سازندهای آهکی، دولومیتی، شیل و ماسه‌سنگی و سیلیکاته (توف و سنگ آذرآواری و گدازه‌های آندزیتی-بازالتی) دارای نسبت $\text{Ca} > \text{CO}_3$ ، $\text{CO}_3 \cong \text{Ca} > \text{Mg}$ ، $\text{Cl} + \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$ ، $\text{Ca} > \text{CO}_3$ و $\text{Ca} + \text{Mg} > \text{CO}_3$ است. بررسی نمودارهای موجود در شکل نشان می‌دهد که در اثر تکامل شورابه، نخست کانی‌های گروه کربناتی ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$)، سپس سولفات‌ها (SO_4^{2-}) و در انتها کلریدها (Cl^-) نهشته می‌شود.



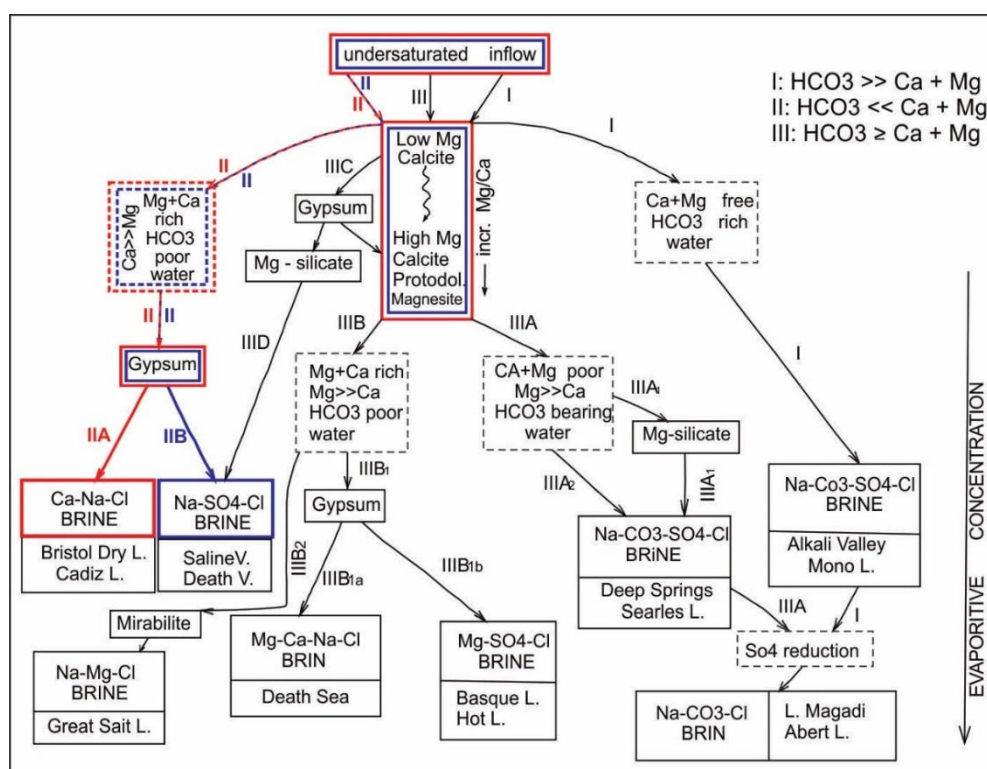
شکل ۴. رابطه بین جنس واحدهای سنگی پیرامون حوضه و ترکیب شیمیایی شورابه طی انحلال و هوازدگی شیمیایی (جانز و دنوکامپو، ۲۰۱۴: ۴۳۹). این ارتباط در پلایای میقان با رنگ آبی و در حوض سلطان با رنگ قرمز نمایش داده شده است.

مسیر ژئوشیمیایی تکامل شورابه

فرایندهایی که در حوضه‌ای بسته باعث تکامل آب‌های ورودی به شورابه‌های تغلیظ یافته می‌شود عبارت است از تداوم تبخیر، گردش مجدد و هم‌زمان با رسوبگذاری کانی‌های از قبل ایجاد شده، واکنش‌های دیاژنتیکی، تبادل با سیالات حفره‌ای، احیای سولفات و تبادل یونی (اویگستر و هاردی، ۱۹۷۸: ۲۶۲؛ درور و اسمیت، ۱۹۷۸: ۱۴۵۰). رسوبگذاری اولیه کانی‌های نسبتاً نامحلول از قبیل کربنات‌های قلیایی خاکی (کلسیت کم منیزیم، کلسیت پر منیزیم و آراگونیت) و ژپس مرحله‌ای اساسی است که تکامل شورابه را کنترل می‌کند (هاردی و اویگستر، ۱۹۷۰: ۲۷۶). اویگستر و هاردی (۱۹۷۸: ۲۳۷) طی مطالعات گسترده خود نحوه تکامل شورابه را بررسی و اعلام کردند که سه نوع آب ورودی اصلی در تحولات شیمیایی آب در حوضه‌های بسته مؤثر است و در تعیین شورابه نهایی نقش دارد (شکل ۵): آب‌های ورودی با میزان پایین یون کلسیم و منیزیم ($\text{HCO}_3 > \text{Ca} + \text{Mg}$)، آب‌های فقیر از یون بیکربنات ($\text{HCO}_3 < \text{Ca} + \text{Mg}$) و آب‌های ورودی با نسبت ($\text{HCO}_3 \geq \text{Ca} + \text{Mg}$).

زمانی که آب‌های ورودی اولیه فقیر از یون بیکربنات باشد ($\text{HCO}_3 < \text{Ca} + \text{Mg}$)، نسبت مولی آب $\text{HCO}_3 / \text{Ca} + \text{Mg}$ خیلی پایین است. در نتیجه، شورابه حاصل از نوع کلروره یا سولفات‌هاست. در این مسیر بیکربنات به سرعت حمل می‌شود، در حالی که خاک‌های قلیایی غنی می‌شود. به‌علت ازدست‌رفتن سریع بیکربنات این قبیل آب‌ها احتمالاً هرگز کربنات‌های غنی از منیزیم ایجاد نمی‌کند. از این رو بعد از رسوب کلسیت، ته‌نشینی ژپس آغاز می‌شود. سپس، اگر عناصر قلیایی خاکی بر یون سولفات غالب شود، همان‌طور که در پلایای حوض سلطان مشاهده می‌شود، شورابه نوع $\text{Ca} - \text{Na} - \text{Cl}$ تولید می‌شود. نمونه چنین شورابه‌هایی در دریاچه خشک برستول کالیفرنیا مطالعه شده است.

(اویگستر و هاردی، ۱۹۷۸؛ وارن، ۲۰۰۶). در صورتی که یون سولفات غالب شود، همان طور که در پلایای میقان مشاهده شد، نوع شورابه حاصل $\text{Na-SO}_4\text{-Cl}$ خواهد بود که قابل مقایسه با داده‌های گزارش شده از دریاچه‌های سالین ولی (Saline Valley) و دث ولی (Dead Valley) است (داماگالسکی و همکاران، ۱۹۸۹؛ ۲۸۵۷؛ وارن، ۲۰۰۶؛ ۹۳۶؛ اویگستر و هاردی، ۱۹۷۸؛ ۲۴۲). کانی‌های شکل گرفته در این مسیر عبارت است از ژپس، هالیت، گلوبریت، تناردیت، میرابلیت و اپسومیت. در واقع، مسیر II، شورابه‌های با ترکیب Ca-Na-Cl یا $\text{Na-SO}_4\text{-Cl}$ ایجاد می‌کند. ترکیب آب‌های وارده قابل‌رؤیت و امروزی پلایای میقان و حوض سلطان دارای مقدار بیکربنات بسیار پایین است، به طوری که $\text{HCO}_3 \ll \text{Ca+Mg}$. مسیر تکاملی شورابه در هر دو پلایا از آب‌های وارده به آن، مسیر II در دیاگرام تکامل شورابه (اویگستر و هاردی، ۱۹۷۸؛ ۲۶۳؛ وارن، ۲۰۰۶؛ ۹۲۰) است (شکل ۵). با بررسی جدول ۱ و ۳، به‌رغم آنکه آب‌های رؤیت‌پذیر وارده به هر دو حوضه درصد یون‌های متفاوتی دارد، به‌طور میانگین آب‌های وارده به حوضه، دارای ترکیب $\text{HCO}_3 \ll \text{Ca+Mg}$ است.

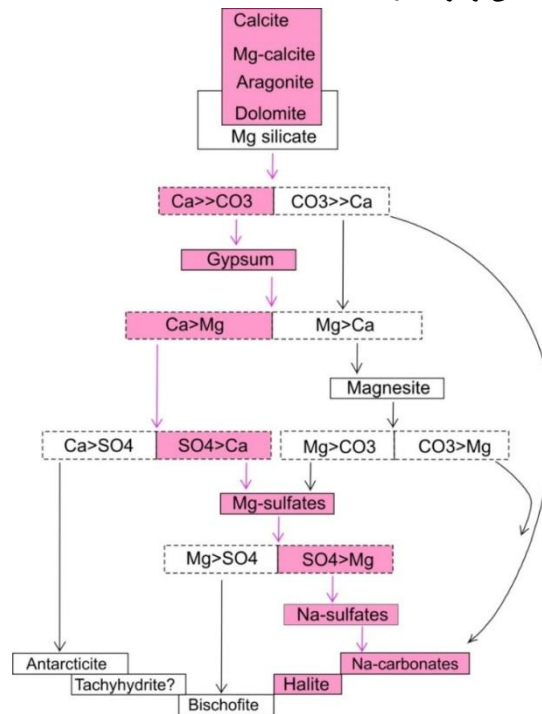


شکل ۵. نمودار تکامل شورابه حاصل از آب‌های غیردریایی (اویگستر و هاردی، ۱۹۷۸؛ ۲۶۸؛ وارن، ۲۰۰۶؛ ۸۳۱). مسیر تکاملی شورابه پلایای میقان با رنگ آبی و حوض سلطان با رنگ قرمز نمایش داده شده است. شورابه‌های هر دو پلایا در مسیر II تکامل قرار دارد.

تحولات شیمیایی و تکامل شورابه در ارتباط با کانی‌های تبخیری

به‌منظور بررسی روند رسوبگذاری کانی‌ها طی تبخیر پیش‌رونده از نمودار جانز و دئوکامپو (هاردی و اویگستر، ۱۹۷۸؛ ۲۸۲؛ جانز و دئوکامپو، ۲۰۱۴؛ ۴۳۹) استفاده شد (شکل ۶). با توجه به این نمودار، روند تکامل شورابه و تشکیل کانی‌های تبخیری در پلایای میقان و حوض سلطان با رسوبگذاری کلسیت آغاز می‌شود که مهم‌ترین کانی‌های کربناته است. در دریاچه‌های شور و پلایاها بعد از تشکیل کلسیت و آراگونیت، در صورتی که نسبت Mg/Ca افزایش چشمگیری یابد، ممکن است دولومیت تشکیل شود. بنابراین، عدم حضور این کانی در پلایای حوض سلطان و میزان بسیار اندک آن در پلایای میقان به‌دلیل پایین بودن این نسبت است. فقدان ترونا (NaHCO_3 , Na_2CO_3 , $2\text{H}_2\text{O}$) در هر دو پلایا نیز به‌دلیل

بالا بودن میزان سولفات و pH حدوداً خنثی شورابه‌هاست، زیرا این کانی در محیط‌هایی با میزان سولفات پایین، غلظت بالای Na، HCO_3 و CO_3 و محلول‌هایی با pH بزرگ‌تر از ۹ تشکیل می‌شود (ری‌وز، ۱۹۷۸: ۲۸۷). هیچ یک از این شرایط در پلایای میقان و حوض سلطان وجود ندارد.



شکل ۶. روند نهشته شدن کانی‌های تبخیری در پلایای میقان و حوض سلطان (اقتباس از اوبگستر و هاردی، ۱۹۷۸: ۲۸۷؛ جانز و دنوکامپو، ۲۰۱۴: ۴۶۱)

با ته‌نشست کلسیت و تخلیه Ca از شورابه میزان SO_4 افزایش و نسبت Ca/Na کاهش می‌یابد و کانی‌های سولفات شروع به نهشته شدن می‌کند. کانی سولفات کلسیم به صورت گسترده‌ای در رسوبات سطحی و عمقی (گمانه‌ها) هر دو منطقه موجود است. رسوبگذاری این کانی به وسیله غلظت نسبتاً بالای Ca، Na، و SO_4 کنترل می‌شود. در هر دو پلایا، به دلیل نسبت مناسب این املاح (جدول ۱ و ۳) بعد از ته‌نشست کلسیت مطابق شکل ۶ ژپس رسوب می‌کند. طی رسوبگذاری و ته‌نشست ژپس، مقداری از Ca و SO_4 از شورابه حذف و در پلایای میقان همانند سالین ولی (Saline Valley) و دث ولی (Death Valley) شورابه نوع Na- SO_4 -Cl و در پلایای حوض سلطان شورابه نوع Na-Ca-Cl (Mg)-Cl تشکیل می‌شود (اوبگستر و هاردی، ۱۹۷۸: ۲۸۲). به دلیل وجود مقدار اندک Mg در شورابه‌های پلایای میقان افزایش دما و ازدست‌دادن مقداری آب، موجب تبدیل ژپس به باسانیت می‌شود. در ادامه این روند انیدریت نهشته می‌شود. این دو کانی در رسوبات پلایای حوض سلطان قابل مشاهده است، در حالی که در پلایای میقان باسانیت به مقدار اندک یافت می‌شود و به دلیل ناپایداری انیدریت و بالا بودن سطح آب زیرزمینی در این منطقه کانی انیدریت مشاهده نشد.

در اثر کاهش یون‌های کلسیم و منیزیم و افزایش یون سدیم در شورابه‌ها، کانی میرابلیت بر جای گذاشته می‌شود. به دلیل قابلیت انحلال بالای نمک‌های سولفات به خصوص تناردیت و میرابلیت، این نمک‌های سطحی به هنگام پرشدن مجدد حوضه سریعاً حل می‌شود و به صورت محلول در شورابه باقی می‌ماند و طی پرشدگی و خشک‌شدگی‌های متوالی دریاچه، ضخامت قابل توجهی از این نمک‌ها در پلایای میقان و حوض سلطان مشاهده نمی‌شود. در محیط‌های بسته بعد از تشکیل کانی‌های حاوی سولفات‌های سدیم (تناردیت و میرابلیت) میزان سدیم در محیط کاهش می‌یابد؛ در این هنگام

اگر محلول حاوی یون Ca باشد، کانی گلوبریت ایجاد می‌شود؛ بدین معنا که در حوضه‌های بسته طی تبخیر شورابه، با تغلیظ شورابه کمی قبل از حد اشباع برای تشکیل نمک طعام، انیدریت جانشین ژپیس می‌شود. با ادامه تبخیر گلوبریت به‌طور بخشی جانشین انیدریت می‌شود. پلی‌هالیت نیز جانشین این کانی می‌شود و تشکیل انیدریت را کاهش می‌دهد. این جانشینی‌ها به‌گونه‌ای ترکیب شورابه را تغییر می‌دهد که کائینیت در شورابه به حد اشباع نمی‌رسد (وارن، ۲۰۰۶: ۵۱۷).

طبق شکل ۶، بعد از تشکیل کانی‌های سولفات سدیم، کانی‌های کربنات سدیم تشکیل خواهد شد. تنها کانی کربناته موجود در رسوبات پلایای میقان ناترون است. این کانی در آب محلول است و اغلب به‌صورت محلول در آب دریاچه‌های حاوی سدیم (مانند دریاچه‌های سدیم‌دار مصر و غرب آمریکا) وجود دارد. همچنین، به‌صورت بلور در نهشته‌های نمک‌دار یافت می‌شود. این کانی جزء کربنات‌های آبدار محسوب می‌شود. به‌طور کلی کانی‌های کربناتی آبدار کمیاب است. ناترون فقط از شورابه‌هایی با تیپ Na-CO₃-Cl حاصل می‌شود (وارن، ۲۰۰۶: ۵۳۹). 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 سولفات تبخیری از قبیل گیلوسیت، پیرسونیت، گلوبریت (Na₂SO₄, CaSO₄), ترونا یا ناکولیت در پلایای میقان و حوض سلطان تشکیل نشده است. این درحالی است که در بسیاری از حوضه‌های بسته، جایی که کربنات‌ها و سولفات‌ها در مقادیر بیشتر وجود دارد، این کانی‌ها نیز تشکیل می‌شود.

در پایان نیز با افزایش میزان کلر در محلول، کانی‌های کلریدی نظیر هالیت ته‌نشست می‌شود. سدیم و کلر بیش از ۵۰ درصد وزن نمونه‌ها را در هر دو پلایا تشکیل می‌دهد. این حالت تا زمانی پابرجاست که هالیت در حال ته‌نشست است و منیزیم به کاتیون غالب تبدیل می‌شود. هالیت مهم‌ترین کانی کلریدی ته‌نشست‌یافته در رسوبات پلایای میقان و حوض سلطان است، که به‌طور گسترده‌ای در رسوبات هر دو پلایا یافت می‌شود. این کانی در رسوبات سطحی افزایش چشمگیری نشان می‌دهد. این امر بیانگر شورابه‌های Na-SO₄-Cl و Na-Ca-(Mg)-Cl است (شکل ۶) که هالیت محصول نهایی تبخیر آن است. در هر دو پلایا شاهد حضور کانی‌های تلخ نیز هستیم. تشکیل پلی‌هالیت دلالت بر غنی‌شدگی نسبی شورابه‌ها نسبت به K و Mg دارد و تعادل جدید فاز جامد- شورابه به‌وسیله واکنش برگشتگی با سولفات‌های نهشته‌شده اولیه ایجاد می‌شود (شانگ، ۲۰۰۰: ۳۴۲). حضور دو کانی حاوی K و Cl، یعنی کارنالیت و سیلویت، نشان می‌دهد که شورابه تبخیری از مرحله اشباع هالیت فراتر می‌رود. فراوانی نسبی Mg در شورابه، باعث رسوب کارنالیت و شورابه فقیر از Mg باعث ایجاد سیلویت خواهد شد (اینگبراستین و سنفورد، ۱۹۹۸: ۲۶۸). در پلایای حوض سلطان کانی‌های کارنالیت به مقدار اندک تشکیل می‌شود، اما همان‌طور که نتایج حاصل از اشعه ایکس نشان می‌دهد، در پلایای میقان کانی کارنالیت تشکیل نمی‌شود. این موضوع خود حاکی از وجود میزان بسیار کم پتاسیم و منیزیم در پلایای میقان، همچنین تشکیل پلی‌هالیت است که پایداری بیشتری نسبت به سیلویت و کارنالیت دارد (شرای بر و تابک، ۲۰۰۰: ۲۱۹). بنابراین، حضور کانی‌های تلخ از جمله پلی‌هالیت و سیلویت در پلایای میقان و پلی‌هالیت و کارنالیت در حوض سلطان نشان می‌دهد که شورابه تبخیری از مرحله اشباع هالیت فرامی‌رود و بیانگر تکامل آن تا این مرحله است. عواملی از جمله تغییر در شیمی شورابه در ارتباط با مناطق منشأ و/یا آب‌وهوا، لایه‌بندی شیمیایی دریاچه و بازگشت نمک‌ها به‌وسیله انحلال پوسته‌های شوره‌زده باعث تغییر و تبدیل در تجمع کانی‌های تبخیری در طول گمانه‌ها و در مناطق مختلف پلایا می‌شود. این تغییرات شیمیایی در طول زمان در دریاچه‌های نمکی سراسر جهان مشاهده شده است، از جمله در دریاچه سیرلز (اویگستر و اسمیت، ۱۹۶۵: ۴۷۳)، بحرالمیت (نیو و امری، ۱۹۶۷: ۱۶)، دریاچه سیلون (لست، ۱۹۸۹: ۱۰۹؛ ۱۹۹۰: ۲۱۹)، دریاچه ایگنبریت شمالی، دریاچه نمکی سامبهار (سینها و ریمهاشی، ۲۰۰۴: ۵۹) و دریاچه مهارلو (لک، ۱۳۸۶: ۱۷).

نتیجه‌گیری

آب‌های ورودی به حوضه میقان و دریاچه حوض سلطان فقیر از یون بی‌کربنات و دارای نسبت مولی از نوع $(\text{HCO}_3/\text{Ca}+\text{Mg}) << \text{HCO}_3/\text{Ca}+\text{Mg}$ است، به‌طوری که با ایجاد کربنات‌ها و ژپیس در پلایای میقان به‌دلیل غالب بودن یون سولفات نسبت به عناصر قلیایی خاکی، در نهایت شورابه با تیپ Na-SO₄-Cl ایجاد می‌شود؛ در حالی که

در دریاچه حوض سلطان، به دلیل غالب بودن عناصر قلیایی حاکی نسبت به سولفات، در نهایت شورابه با تیپ Na-Ca-(Mg)-Cl ایجاد شده است. با این حال، مسیر تکاملی شورابه در هر دو حوضه از مسیر II در نمودار تکاملی ژئوشیمیایی شورابه‌ها (اوبگستر و هاردی، ۱۹۷۸) تبعیت می‌کند.

عمده‌ترین کانی‌های موجود در هر دو پلایا عبارت است از کانی‌های سولفات (ژیپس، هالیت، تاردیت، پلی‌هالیت)، کانی‌های کربناته (کلسیت)، کانی‌های کلریدی (هالیت) و کانی‌های تلخ (پلی‌هالیت و سیلویت در پلایای میقان و پلی‌هالیت و کارنالیت در حوض سلطان). در هر دو حوضه پس از تشکیل کربنات‌ها و سولفات‌ها در قالب کانی‌هایی مثل کلسیت و ژیبس در اطراف پلایا، در اثر عمل تغلیظ تبخیری، تکامل شورابه‌ها با ته‌نشینی کانی‌های شور با قابلیت حلالیت بالا به سمت مرکز پلایا انجام می‌شود، به طوری که با افزایش غلظت شورابه از حواشی به سمت مرکز، دریاچه از کربنات تهی می‌شود. 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 این دو حوضه تشکیل نشده است.

نقش سازندهای مختلف در ایجاد شوری در هر دو حوضه اهمیت ویژه‌ای دارد، به ویژه سازندهای تبخیری-آواری دوران سوم که شامل تشکیلات مارنی، گچی و آهک مارنی و از مهم‌ترین عوامل در تأمین یون‌های شورابه‌های هر دو منطقه است. شباهت زیاد رخساره‌های رسوبی، کانی‌شناسی و رسوب‌شناسی در هر دو حوضه را می‌توان به ساختار زمین‌شناسی، فرایندهای رسوبی، ژئوشیمیایی و اقلیمی مشابه در هر دو حوضه نسبت داد. منشأ عمده یون‌های سولفات و کلر به لایه‌های تبخیری (لایه‌های گچی و نمکی) سازند قرمز فوقانی و منشأ اصلی یون سدیم به سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های آندزیتی و بازالتی ائوسن، اواخر میوسن و پلیوسن، همچنین به لایه‌های نمکی سازندهای قرمز فوقانی و قم مربوط می‌شود. یون‌های کلسیم و منیزیم از سنگ آهک و دولومیت‌های کرتاسه، سنگ آهک مربوط به قم و نیز ترکیبات آهکی بین سازندهای دیگر در این منطقه نشأت گرفته است. ترکیبات آهکی در سازندهای کل حوضه رسوبی میقان و حوض سلطان منشأ اصلی یون بیکربنات شورابه‌های منطقه است. در هر دو پلایا در طول گمانه‌های حفار شده تناوبی از رسوبات تخریبی و شیمیایی مشاهده می‌شود که ناشی از تغییرات اقلیمی و محیط رسوبی در دوره هولوسن است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله، مراتب سپاس و تشکر خود را از مسئولان دانشگاه تهران، دانشگاه تربیت معلم تهران، دانشگاه آزاد اسلامی اراک و سازمان زمین‌شناسی کشور به سبب فراهم آوردن امکانات انجام این پژوهش ابراز می‌نمایند. همچنین، از زحمات مهندس وحید روحانی به سبب همکاری ایشان در انجام این تحقیق تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- امامی، م. ه. (۱۳۷۰). گزارش زمین‌شناسی چهار گوشه قم در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۷۹ ص.
- آقاباتی، س. ع. (۱۳۸۵). زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- پورمتمد، ف. و معتمد، ا. (۱۳۵۸). زمین‌شناسی شمال حوض سلطان (ارتفاعات علی‌آباد و کوشک نصرت). جلد ۱، شماره ۲ و ۱: ۱-۶ رادفر، ج.، کهنسال، ر. و ذولفقاری، ص. (۱۳۸۳). سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه زمین‌شناسی اراک، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- رضاییان لنگرودی، س. (۱۳۹۰). بررسی رسوب‌شناسی، ژئوشیمی رسوبی و رخساره‌های رسوبی پلایای حوض سلطان با مطالعه مغزه‌ها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۱۰ ص.
- سازمان هواشناسی کشور، آمار و اطلاعات (۱۳۹۰). به نشانی: <http://www.irimo.ir/farsi/amar>.
- عبدی، ل. (۱۳۸۹). ژئوشیمی رسوبات تبخیری پلایای میقان اراک. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۶۶ ص.
- لک، ر. (۱۳۸۶). بررسی رسوب‌شناسی، هیدروژیومی و روند تکاملی شورابه دریاچه مهارلو، شیراز. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۸۸ ص.
- معتمد، ا. و پورمتمد، ف. (۱۳۵۶). بررسی زمین‌شناسی حوض سلطان. مجله دانشکده علوم، ۷ (۳ و ۴): ۱۱۹-۱۳۰.
- مهاجرانی، ش. (۱۳۷۷). رسوب‌شناسی کویر میقان با نگرشی ویژه بر منشأ و نحوه گسترش نهشته‌های تبخیری. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۱۴ ص.
- Abdi, L. (2010). Geochemistry of evaporate sediments in the Meyghan Palaya, Arak. Thesis, University of Tehran, Iran. 166 pp. [in Persian]

- Amini, B. and Emami, M.H. (1996). Aran geological map (scale: 1:250000), Geological Survey of Iran, Tehran.
- Aqanabati, S.A. (2004). Geology of Iran. geological Survey of Iran, 586 p. [in Persian]
- De Martonne, E. (1926). Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. *La Météorologie*, pp. 449-458.
- Domagalski, J.L., Orem, W.H. and Eugster, P. (1989). Organic geochemistry and brine composition in Great Salt, Mono, and Walker Lakes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 2857-2872.
- Drever, J.I. and Smith, C.L. (1978). Cyclic wetting and drying of the soil zone as an influence on the chemistry of ground water in arid terrains. *American Journal of Science*, 278: 1448-1454.
- Emami, M.H. (1989). Exploratory text of the Qom, Quadrangle map, 1: 250000. published by the Geological Survey of Iran, 179 pp. [in Persian]
- Emberger, E. (1932). Sur une formule climatique et ses applications en botanique. *La Météorologie*.
- Eugster, H.P. (1980). Geochemistry of evaporitic lacustrine deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8: 35-63.
- Eugster, H.P. and Hardie, L.A. (1978). Saline lakes. In Lerman A. (ed), *Lakes, Chemistry, Geology and Physics*. Springer Verlag, pp. 237-293.
- Eugster, H.P. and Smith G.I. (1965). Mineral equilibria in the Searles lake evaporites, California. *Journal of Petrology*, 6: 473-522.
- Fayazi, F. (1991). Evaporates of the Howze Soltan lake basin. Ph.D. Thesis, University of East Anglia, Norwich, 185 pp.
- Haghipour, A.A. (1986). Tehran geological map (scale 1:250000). Geological survey of Iran, Tehran. [in Persian]
- Hajian, J. (1996). Qom geological map (scale: 1:250000). Geological Survey of Iran, Tehran.
- Hardie, L.A. and Eugster, H.P. (1970). The evolution of closed basin brines. *Mineralogical: Society of America Special*, 3: 273-290.
- Ingebritsen, S.E. and Sanford, W.E. (1998). *Groundwater in geological processes*. Cambridge University Press, pp. 246-254.
- Jones, B.F. (1965). The hydrology and mineralogy of deep springs lake. Inyo County, California: U.S. Geological Survey Professional Paper, Vol. 502, pp. A1-A56.
- 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 paleoclimatological studies of the playa of Iran. US Government Printing Office Washington D.C., pp. 20-402.
- Lak, R. (2005). Sedimentological study, Hydrochemistry evolution of Maharlo lake, Shiraz, PhD. Thesis, Teacher Training University of Tehran, 188 pp. [in Persian]
- Last, W.M. (1990). Paleogeography and paleohydrology of Ceylon Lake, a salt-dominated playa basin in the Northern Great Plains, Canada. *J. Paleolimnol.* 4: 219-238.
- Last, W.M. (1989). Sedimentology of a saline playa in the Northern Great Plains, Canada. *Sedimentology*, 36: 109-123.
- Lowenstein, T.K., Li, J. and Brown, C. (1998). Paleotemperature from fluid inclusions in halite. *Death Valley: Chemical Geology*, 150(3-4): 223-245.
- Province, Western China, *Applied Geochemistry*, Vol: 25, No: 11, pp. 1770-1782.
- Meteorological Organization of Iran (2008). Statistics and Information: www.irimo.ir.
- Mohajerani, Sh. (1996). Sedimentological of Kavir-e Meighan with special regard to the origin and distribution of evaporite deposits. MSc. Thesis, Tehran University, 114 pp.
- Motamed, A. and Purmotamed, F. (1977). Geological investigations of the Hoz-e Soltan. *Bulletin of Faculty of Science, Tehran University*, 7(3,4): 119-130. [in Persian]
- Neev, D. and Emery, K.O. (1967). The Dead Sea: depositional processes and environments of evaporites. *Bulletin* 41, Geological Survey of Israel, Jerusalem, 147 pp.
- Piper, A.M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. *Trans., Am. Geophys.* 25: 914-923.
- Purmotamed, F. and Motamad, A. (1979). Geology north of Hoz-e Sultan. *Bulletin of Faculty of Science, Tehran University*, 1(1, 2): 1-6. [in Persian]
- Qalamqash, J. (2000). Saveh geological map (scale 1:250000). Geological survey of Iran, Tehran.
- Radfar, J., Kohansal, R. and Zolfaghari, S. (2002). Geological survey of Iran, Arak geological map, scale 1: 100000.
- Reeves, C.C.J. (1978). Economic significance of playa lake deposits. *Modern and Ancient Lake Sediments: Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, no. 2. A. Matter and M. E. Tucker. London, Blackwell Scientific Publications, pp. 279-290.
- Rezaeian Langeroudi, S. (2011). Investigation of sedimentology, geochemistry and microfacies of Hoz-e-Soltan Palaya by cores study. Teacher-Traning University, Tehran, Iran, 118 pp. [in Persian]
- Schreiber, B.C. and Tabakh, M.E. (2000). Deposition and early alteration of evaporates. *Sedimentology*, 47: 215-238.
- Shang, Y. (2000). Mineralogy, lithostratigraphy and geochemistry of north ingebright lake, Saskatchewan, Canada. PhD. Thesis, University of Manitoba, Canada, 389 pp.
- Sinha, R. and Raymahashay, B.C. (2004). Evaporite mineralogy and geochemical evolution of the Sambhar Salt Lake. *Rajasthan, India: Sedimentary Geology*, 166: 59-71.
- Warren, J. (2006). *Evaporates: sediment, resources and hydrocarbons*. Springer, 1035 pp.