

بررسی هیدروژئوشیمیایی آب دریاچه ارومیه در بازه زمانی ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۲

جواد درویشی خاتونی^۱، راضیه لک^۲ و علی محمدی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۳ دانشجوی دکترا، دانشگاه ETH زوریخ، سوییس

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۸/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۴/۲۱

چکیده

دریاچه ارومیه بزرگ‌ترین دریاچه فوق‌شور در جهان است که یک حوضه بسته درون قاره‌ای مستقل با گستردگی حدود ۶۰۰۰ کیلومتر مربع و متوسط ژرفای ۶ متر است. از نظر هیدروشیمی منابع آب تأمین‌کننده حوضه آبریز غالباً تیپ کلروره و سولفات‌ها را نشان می‌دهد که متأثر از سنگ‌شناسی سازندهای زمین‌شناسی پیرامون دریاچه و حوضه آبریز است. میزان مجموع کلسیم و منیزیم همه آب‌های وارده به دریاچه بیشتر از میزان بی‌کربنات آن است. بررسی هیدروشیمی آب دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۲ با نمونه‌برداری از آب دریاچه انجام شد. در طول این دوره شش ساله، ۱۲۰ نمونه آب در فصول تر و خشک (فروردین و شهریور) مورد تجزیه قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که تیپ شورابه دریاچه ارومیه میان سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ تغییرات کمی داشته است. این تغییرات برای سال ۲۰۱۱ بسیار زیاد است و در دوره‌های زمانی کوتاه مدت تغییرات بسیار زیادی در میزان آنیون‌ها و کاتیون‌ها رخ داده است. از سال ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ تیپ شورابه از نوع Na-Mg-Cl بوده است که قابل مقایسه با دریاچه بزرگ نمک در آمریکا است. از سال ۲۰۱۱ با افزایش قابل توجهی میزان شوری و چگالی آب دریاچه، تیپ شورابه نیز تغییر کرده است. در سال ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲ با افزایش میزان سدیم و کلرید محلول و رسیدن به آستانه تبلور مستقیم حالت از آب دریاچه، با ته نشست نمک در کف و حاشیه دریاچه میزان Na کاهش یافته و بواسطه کاهش میزان Na، میزان منیزیم افزایش یافته و تیپ شورابه از Na-Mg-Cl به Mg-Na-Cl تغییر یافته است. شورابه مسیر $III B_{10}$ نمودار تکامل شورابه ارائه شده توسط Hardie و Eugster را طی نموده است. در نمودار تکامل شورابه اشاره شده ملاحظه می‌شود که تیپ Na-Mg-Cl مربوط به دوره پیش از خشک شدن دریاچه ارومیه و تیپ Mg-Na-Cl مربوط به دوره خشک می‌باشد. به نظر می‌رسد این حالت نیز یک حالت گذرا باشد و این دریاچه در نهایت با تبخیر بیشتر، به شوری بالاتر می‌رسد (اکنون شوری دریاچه بیش از ۴۰۰ گرم در لیتر است) و با ته نشست هالیت و سولفات سدیم، به تیپ $Mg-SO_4-Cl$ تکامل می‌یابد. بنا بر این نمودار یادشده شامل اندکی تغییر می‌شود. تیپ فعلی شورابه در مسیر III_{20} نمودار تکامل شورابه است. با گذشت زمان اختلاف ترکیب شیمیایی و شوری دریاچه در شمال و جنوب بزرگراه شهید کلاتری بیشتر می‌شود.

کلیدواژه‌ها: هیدروژئوشیمی، تکامل شورابه، تیپ شورابه، دریاچه ارومیه، ایران

***نویسنده مسئول:** جواد درویشی خاتونی

E-mail: Javaddarvishi2007@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

آنها برای تعیین اقلیم گذشته همواره مورد توجه بوده است، به عنوان مثال می‌توان به مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی (عناصر ایزوتوپی) (Domagalski et al., 1990; Li & Lowenstein, 1995; Ayora et al., 2001; Peuyo & Ingles-Urpinell, 1987; Lowenstein et al., 1998) مطالعه اینکلوژیون مطالعات پالینولوژی (Stevens et al., 2006) و ویژگی‌های بیولوژیکی (Wasylikowa et al., 2006) برای تعیین اقلیم گذشته اشاره کرد. شیمی شورابه در یک حوضه بسته توسط ترکیب شیمیایی آب‌های ورودی به حوضه کنترل می‌شود (Jones, 1966). آب‌های ورودی به حوضه‌های بسته به طور عموم از بیش از یک منشأ سرچشمه می‌گیرند که شامل رودخانه‌ها، آب‌های جوی و بارندگی‌ها و آب‌های زیرزمینی است (Lowenstein et al., 1989). از مطالعاتی که در رابطه با تکامل شورابه‌ها صورت گرفته است، می‌توان به کارهای افرادی چون (Garrels & Mackenzi, 1967; Hardie & Eugster, 1970; Drever, 1982; Smith & Drever, 1976; Eugster & Jones, 1979; Warren, 1999 & 2006; Fayazi, 1991; Moore, 1960; Herczeg & Lyons, 1991) اشاره کرد. از جمله مطالعات اخیر صورت گرفته در رابطه با تکامل شورابه‌ها در ایران، می‌توان به کارهای افرادی چون (Fayazi et al., 2007) و ترشیزیان (۱۳۸۸) اشاره کرد. ولی در این میان شاید بتوان گفت که جامع‌ترین کار انجام شده در تفسیر روند تکامل شورابه‌ها مربوط به کارهای (Hardie & Eugster, 1978) است که در طی مطالعات گسترده خود نحوه تکامل شورابه را مورد بررسی قرار داده‌اند و اعلام داشته‌اند که سه نوع آب ورودی اصلی در تحولات شیمیایی آب

در سرزمین خشک و نیمه‌خشک ایران که به دلیل ویژگی‌های اقلیمی میزان بارش سالانه به نسبت پایین است، دریاچه‌های شور بسیاری وجود دارند که از نقطه نظر زیست‌محیطی، زمین‌شناسی، آب و هوای دیرینه، جغرافیای دیرینه و بوم‌شناسی دیرین از اهمیت فوق‌العاده‌ای برخوردارند (محمدی، ۱۳۸۴). در این میان دریاچه ارومیه به عنوان بزرگ‌ترین و شورترین دریاچه دائمی ایران و یکی از بزرگ‌ترین دریاچه‌های فوق اشباع از نمک دنیا (درویشی خاتونی، ۱۳۹۰؛ محمدی و همکاران، ۱۳۸۹) و قابل مقایسه با دریاچه بزرگ نمک آمریکا است (Kelts & Shahrabi, 1986). در این پژوهش سعی شده است تا هیدروشیمی شورابه‌های محیط پلاایا-دریاچه‌ای، ارتباط کانی‌ها و املاح تبخیری با شورابه‌ها و تیپ شورابه‌ها مورد مطالعه قرار گیرد. تاریخچه تحقیقات در زمینه مطالعه و بررسی دریاچه‌های شور و پلاایاها نه تنها در ایران بلکه در دیگر نقاط جهان سابقه چندانی ندارد. با این حال تاکنون مطالعات زیادی روی این مناطق در دنیا انجام شده است. از آن جمله می‌توان به پاره‌ای مطالعات اساسی که کمک زیادی به شناخت این محیط‌ها کرده است و در مطالعات هیدروژئوشیمی مورد استفاده پژوهشگران قرار می‌گیرد اشاره کرد. در این مورد می‌توان به مطالعه منشأ ته نشست‌های تبخیری (Hardie, 1968)، ژئوشیمی و رسوب‌شناسی نهشته‌های دریاچه‌های تبخیری (Eugster, 1980 & 1984)، هیدروشیمی دریاچه‌ها (Spencer et al., 1985)، منشأ شورابه‌ها (Spencer et al., 1990) و آب‌های زیرزمینی مهم در پلاایاها (Rosen, 1994) اشاره کرد. پلایا و دریاچه‌ها یا به‌طور کلی فروافتادگی‌های درون قاره‌ای، نقش اساسی در تعادل آب و هوایی و تغییرات بوم‌شناختی در کواترنری، در مناطق پیرامون خود داشته‌اند. به همین دلیل مطالعه

بوده که ۴۹/۷ درصد در مقایسه با سال ۱۳۶۸، کاهش یافته است که بالاترین میزان کاهش سطح دریاچه در طول دوره‌های مطالعاتی به شمار می‌آید (صالحی‌پور میلانی و همکاران، ۱۳۸۹ و ۱۳۹۰). در دو دهه اخیر کاهش شدید سطح تراز (شکل ۱) و افزایش میزان شوری آب سبب مرگ و میر پرندگان (کاهش جمعیت و عدم زادآوری گونه‌های مهم و کمیاب پرندگان مهاجر مانند پلیکان سفید و فلاینگو)، مختل شدن امور تردد شناورهای دریایی و عدم کارایی اسکله‌های احداث شده در سواحل بندر شرف خانه، رشکان، گلخانه و جزایر اششک و کبودان، پدیدار شدن زمین‌های شورزار به میزان حداقل ۱۵۰ هزار هکتار به‌ویژه در نواحی پست پیرامون دریاچه و سواحل جزایر، چسبیده شدن جزایر نه گانه پارک ملی، کاهش شدید تولید سیست آرتیمیا (طلای زنده و منحصر به فرد دریاچه ارومیه) شده است و همچنین عدم مدیریت درست منابع و عدم رعایت حق آب هر یک از رودهای حوضه آبریز دریاچه ارومیه سبب بحرانی شدن وضعیت بزرگ‌ترین دریاچه فوق‌اشباع جهان شده است (صالحی‌پور میلانی و همکاران، ۱۳۸۹).

۳- روش مطالعه و مراحل انجام کار

جمع‌آوری اطلاعات موجود از قبیل نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی، اطلاعات آب‌های سطحی و زیرزمینی، هواشناسی، رسوب‌شناسی و ژئوفیزیک، داده‌های آب‌های سطحی و زیرزمینی مربوط به سال‌های پیش، از مرکز تحقیقات منابع آب وزارت نیرو و دیگر مراکز تحقیقاتی انجام و همگی آنها برای پردازش‌های بعدی به یک بانک داده تبدیل شد. برای بررسی هیدروشیمی دریاچه ارومیه و تعیین نوع شورابه در دریاچه اقدام به نمونه‌برداری از آب دریاچه و همچنین از رودخانه‌های حوضه آبریز دریاچه (رودخانه‌هایی دارای آب ورودی به دریاچه بودند) شد (جدول ۱)، تا ارتباط آنها با شورابه دریاچه روشن شود. سپس نتایج حاصل مقایسه و تعبیر و تفسیر شد. با استفاده از یک دستگاه قایق موتوردار و در برخی موارد قایق جیمینی (شکل ۲)، در یک شبکه نامنظم در شمال و جنوب دریاچه، حدود ۱۲۰ نمونه آب در طول ۶ سال دوره مطالعاتی برداشت شد (شکل ۲) و (جدول ۲). در سال‌های ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲ در سوی خاور دریاچه بیشتر رودخانه‌ها خشک بود که نمونه برداری‌ها بیشتر به رودخانه‌های باختر دریاچه محدود گردید (جدول ۱).

از دیدگاه Lewis & McConchie (1994)، به دلیل نبود سنسور استاندارد برای اندازه‌گیری pH در آب‌های بسیار شور، باید از روش‌های غیر استاندارد استفاده کرد. برای رفع این مشکل اقدام به رقیق‌سازی آب با ظرف استاندارد و دقیق آزمایشگاهی شد و گاه رقیق‌سازی تا سه برابر انجام گرفت. نمونه‌های آب پس از عبور از کاغذ صافی و حذف فاز جامد آن، در دو بطری به حجم ۳۰۰ میلی‌لیتر قرار گرفت و در دمای صفر تا ۴ درجه سانتی‌گراد نگهداری (Bryant et al., 1990) و به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور ارسال شد. همچنین تعدادی نمونه نیز برای کنترل درستی آزمایش‌ها در میان نمونه‌ها با نام متفاوت قرار داده شد. در زمان برداشت نمونه آب، ژرفای نمونه برداری و پارامترهای فیزیکی و شیمیایی آب از قبیل، رسانایی الکتریکی (ec)، کل جامدات محلول (TDS)، pH و شوری با استفاده از دستگاه مولتی پارامتر اندازه‌گیری شده است (Suangkiattikum, 2005; Ermilio, 2005; Hunt et al., 2006). در آزمایشگاه برای تعیین درصد کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی تجزیه با دستگاه Automated Knauer Ion chromatograph با ستون Hamilton x100 برای آنیون‌ها و ستون Hamilton x200 برای کاتیون‌ها انجام شد (Suangkiattikum, 2005; Ermilio, 2005; Ikhu-Omoregbel et al., 2005; Borgarello et al., 1986; Hunt et al., 2006). در مواردی که غلظت املاح بالا بود و امکان تجزیه آب دریاچه به دلیل درصد بسیار بالای کلرید سدیم، با IC ممکن نبود، از روش تیتراسیون استفاده شد. در ادامه برای تعیین درصد عناصر اصلی و فرعی از دستگاه

در حوضه‌های بسته مؤثرند و در تعیین شورابه نهایی نقش دارند. در این پژوهش با توجه به کارهای پیشین بیان شده، روند تکامل شورابه دریاچه ارومیه از نگاه Hardie & Eugster مورد بررسی قرار گرفت.

۲- موقعیت جغرافیایی و کلیاتی در مورد دریاچه

دریاچه ارومیه در استان آذربایجان غربی، میان مختصات جغرافیایی ۴۴° ۴۴' تا ۴۷° ۵۳' طول خاوری و ۳۵° ۳۵' تا ۳۸° ۳۰' عرض شمالی قرار گرفته است (محمدی و همکاران، ۱۳۸۹؛ درویشی خاتونی و همکاران، ۱۳۸۹ الف). طول دریاچه میان ۱۲۰ تا ۱۵۰ کیلومتر، عرض آن میان ۲۰ تا ۵۰ کیلومتر (Esmaili Dahesh et al., 2010; Sorgeolos, 1997; Azari Takami, 1993; ژرفای آن ۶ متر است (Ghaehri & Baghal-Vayjooee, 1999).

مطالعات بسیاری در خصوص محیط زیست، کلیات و موجودات زیستی دریاچه انجام شده است (Eimanifar et al., 2005 & 2006; Asadpour et al., 2007; Anon, 1987; Van Stappen et al., 2001; Jalali, 1984). دریاچه ارومیه در گستره‌ای با زمین‌ساخت فعال در شمال باختری ایران قرار دارد. در گزارش‌های قدیمی (Gunther (1899) دریاچه ارومیه را باقیمانده دریای مدیترانه دانسته است. دریاچه ارومیه در محل برخورد میکرو پلت‌های ایران و ترکیه ایجاد شده (شهرابی، ۱۳۷۲) و در یک زون زمین‌ساختی برخوردی میان دو پلت اورازیا و عربی قرار گرفته است (MacKenzie, 1972). این دریاچه در پست‌ترین فرونشست آذربایجان قرار دارد که پیرامون آن را کوه‌های مرتفع با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر فرا گرفته است (شهرابی، ۱۳۷۲ و ۱۳۷۳). فعالیت گسل تبریز در این منطقه سبب بالا آمدگی قطعه شمالی این گسل شده و قطعه یادشده با ایجاد مانعی در برابر جریان آب، موجبات تشکیل دریاچه ارومیه را فراهم آورده است (پورکرمانی و صدیق، ۱۳۸۲). به لحاظ پیدایش، دریاچه ارومیه جوان است و پس از دوره پلیوسن شکل گرفته است (Kelts & Shahrabi, 1986).

بوم‌شناسی دریاچه ارومیه شامل پهنه آبی دریاچه همراه با جزایر بزرگ و کوچک، بیوم‌های آبی و خشکی و اکوتون‌های با ارزش ملی و بین‌المللی است (مخدوم، ۱۳۸۱). اهمیت زیست‌محیطی این دریاچه به قدری است که کنوانسیون رامسر، که در سال ۱۳۴۹ برگزار شده و ۱۲۰ کشور به آن پیوسته‌اند، ۲۰ تالاب پر اهمیت را در دنیا برای حفاظت موکد برگزیده که دریاچه ارومیه یکی از آنهاست (محمدی، ۱۳۸۴). میانگین سالانه بارش در این حوضه ۳۹۸ میلی‌متر است که از لحاظ مقدار بارش دومین حوضه پر باران کشور پس از حوضه آبریز خزر (موحد دانش، ۱۳۷۳) است. مهم‌ترین رودخانه‌های دریاچه، جیغاتی (زرنه‌رود)، تاتانو (سیمینه‌رود)، سویوق بولاچای (مهابادچای)، گادارچای، باراندوزچای، شهرچای، روضه‌چای، نازلوچای، زولاچای، تسوج‌چای، آجی‌چای و صوفی‌چای هستند، آجی‌چای از رسوبات نمکی نئوژن خاور تبریز عبور می‌کند و در حمل مقدار قابل ملاحظه‌ای نمک به دریاچه نقش دارد (آقاناتی، ۱۳۸۵؛ درویشی خاتونی و همکاران، ۱۳۸۹ ب؛ درویشی خاتونی و محمدی، ۱۳۹۰ ب؛ محمدی و همکاران، ۱۳۸۹).

دریاچه ارومیه، دریاچه‌ای با آب شیرین بوده که به تدریج شورتر شده تا به حد فوق‌اشباع از نمک رسیده است (Kelts & Shahrabi, 1986؛ غضبان و مهاجر باوقار، ۱۳۷۶). آب دریاچه ارومیه با pH از ۷/۲ تا ۷/۶ در حالت قلیایی است (درویشی خاتونی و محمدی، ۱۳۹۰ الف). ترکیب شیمیایی شوراب دریاچه ارومیه از نوع سدیم-کلرید-سولفات است (Shahrabi, 1981؛ محمدی، ۱۳۸۴؛ مهاجر باوقار، ۱۳۷۶). میزان شوری دریاچه ارومیه، ۲۱۷ تا ۲۸۰ گرم در لیتر (طلوعی، ۱۳۷۴)، ۱۳۰ تا ۱۸۰ ppt و در برخی سال‌ها تا ۲۳۰ ppt (جلیلی، ۱۳۷۴)، حدود ۳۰۰ ppt (اسلامی، ۱۳۸۰)، ۳۸۰ ppt (درویشی خاتونی و لک، ۱۳۹۰) و حدود ۴۰۰ گرم در لیتر (لک و همکاران، ۱۳۹۰) گزارش شده است. گستردگی دریاچه در سال ۱۳۸۸، ۲۷۲۳/۴ کیلومتر مربع

میزان تبخیر را متأثر نماید و در نتیجه روی سطح آب دریاچه تأثیر بگذارد که خود سبب تغییر در ترکیب شورابه می‌شود (Arnow, 1960). آب باران واجد کاتیون‌های سدیم، کلسیم، منیزیم و پتاسیم و آنیون‌های بیکربنات، کلر، سولفات و نترات است (Eugster & Hardie, 1978). در واقع مراحل مختلف تکامل شورابه و یا به عبارت دیگر نوع کانی‌های تبخیری که در حوضه ته نشست می‌کنند سبب تغییر در ترکیب شورابه می‌شود. آب‌های رقیق وقتی وارد حوضه می‌شوند، فرایند شیمیایی تکامل شورابه را طی می‌کنند (Hardie & Eugster, 1978). همچنین بخش عظیمی از کانی‌های تبخیری تشکیل شده در کف حوضه در دوره پرآبی دوباره حل شده و ترکیب شورابه را تغییر می‌دهند (لک، ۱۳۸۶).

در حوضه آبریز دریاچه ارومیه مجموعه رسوبی الیگومیوسن (معادل سازند قم) مناطق گسترده‌ای را در باختر و جنوب دریاچه در پیرامون سلماس، ارومیه، سویوق بولاغ (مهاباد)، نقده و میاندوآب در برمی‌گیرد. این مجموعه رسوبی شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن و شیل است. سنگ‌های آهکی و مارنی نیز به صورت لکه‌های کوچک و پراکنده در برخی نقاط دیده می‌شوند. در پیرامون تبریز، تشکیلات گچ و نمک‌داری وجود دارد که می‌توان آن را معادل سازند سرخ بالایی دانست. سازند یادشده از شبستر تا پیرامون تبریز گسترش می‌یابد. ستبرای آن در برخی نقاط به بیش از ۱۰۰ متر می‌رسد، که از ماسه‌سنگ خاکستری سرخ همراه با کنگلومرا و مارن‌های خاکستری و سرخ تشکیل شده است (آقائباتی، ۱۳۸۵). میان لایه‌های نمک و گچ نیز در آن دیده می‌شود. مارن‌های ژپس‌دار پیرامون "خواجه" (۳۰ کیلومتری جاده تبریز-اهر) توسط گنبد‌های نمکی چین خورده‌اند و عبور رودخانه‌های حوضه آبریز از این تشکیلات رسوبی به‌ویژه گنبد‌های نمکی پیرامون خواجه و فرسایش این سازندها، مقادیر زیادی املاح را به دریاچه منتقل می‌کند در نتیجه غنی‌شدگی نسبت به یون‌هایی نظیر Na و SO₄ و Cl را می‌توان در دریاچه مشاهده کرد (شکل‌های ۶ و ۷). با توجه به ترکیب شیمیایی رودخانه‌های دارای آب در سال ۲۰۱۱ و ۲۰۰۹ تپ آب‌های وارده به دریاچه، با ترکیب شیمیایی آب دریاچه متفاوت است و به همین طریق تپ آب انواع ورودی‌های دریاچه نیز مشخص شد (شکل‌های ۳، ۴ و ۵ و جدول ۲).

بخش اعظم رسوبات و سنگ‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه شامل تبخیری‌ها، کلسیت، سولفیدها و سیلیکات‌ها هستند. آب‌های سطحی منطقه به دلیل عبور از سازندهای واجد کانی‌های تبخیری و همچنین نزدیکی به گنبد نمکی، کانی‌های تبخیری را حل کرده‌اند. افزون بر این به دلیل عبور از سازندهای آهکی، کلسیت و سولفات‌ها (ژپس) به میزان بالا موجود است و همچنین میزان آنیون و کاتیون‌ها، به صورت Ca > CO₃ و Ca + Mg > CO₃ است. شکل ۶ نشان‌دهنده تپ آب‌هایی است که در اثر هوازگی سنگ‌های مختلف ایجاد می‌شود. در واقع دانستن نسبت برای Ca + Mg / CO₃ تعیین مسیر تکاملی شورابه بسیار مهم است (Jones & Deocampo 2004).

۶- کیفیت شیمیایی آب‌های زیرزمینی

از ۲۵ محدوده مطالعاتی، ۱۲ محدوده در سرشاخه‌های حوضه آبریز واقع شده و تنها آبخوان‌های محدوده‌های مطالعات ارومیه، سلماس، تسوج، شبستر، آذرشهر، شیرامین، عجب‌شیر، مراغه، میاندوآب، مهاباد، نقده و رشکان در حاشیه دریاچه ارومیه قرار گرفته‌اند. آبخوان‌های این محدوده‌ها به طور عمده در ارتباط و تبادل با آب دریاچه ارومیه است. آبخوان‌های زیرزمینی دشت‌های حاشیه دریاچه طی دهه‌های ۴۰ تا ۶۰ یک شرایط تعادلی در میزان تخلیه و تغذیه و همچنین آب‌های زیرزمینی و جبهه‌های آب شور داشته است و متناسب با این شرایط تغییرات محسوسی از نظر کیفیت شیمیایی در آب‌های زیرزمینی ملاحظه نمی‌شود. از دهه ۷۰ به بعد با توجه به توسعه کشاورزی و استفاده از منابع آب زیرزمینی به عنوان منبع اصلی

ICP مدل JY 70 Plus موجود در سازمان زمین شناسی استفاده شد. پس از دریافت نتایج حاصل از آزمایش‌های مختلف اندازه‌گیری پارامترهای آب، املاح موجود، آنیون و کاتیون‌ها، بنیان‌های اصلی و...، برای بررسی تحولات شیمیایی شورابه از نمودارهای پایپر و استیف استفاده شد. با استفاده از نرم‌افزار Rockwork گزینه هیدروژنوشیمی، نمودارهای پایپر مختلف (Piper, 1994) برای سال‌های مختلف رسم شد (شکل‌های ۳ و ۸)، به همین طریق تپ آب‌های ورودی دریاچه نیز مشخص شد. با استفاده از همین نرم‌افزار و گزینه Stiff، نمودارهای استیف رسم شد (Stiff, 1951؛ شکل‌های ۵ و ۹). 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 براساس درصد کاتیون‌ها و آنیون‌ها روی آن، به صورت یک نقطه رسم می‌شود. با یک نگاه به نمودار می‌توان سریعاً به ترکیب شیمیایی و ارتباط میان انواع آب‌های حوضه آبریز پی برد (عبدی و رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۹). در نمودار استیف تمرکز کاتیون‌های مختلف در برابر آنیون‌ها قرار داده و فراوانی املاح حاصل از ترکیب آن در روی محور افقی بر حسب میلی‌اکی والان گرم در لیتر مشخص شده است. نمودار استیف شورابه به خوبی نشان‌دهنده مقدار بالای یون‌های کلر و سدیم در شورابه است (شکل ۹). برای تعیین تپ شورابه، ابتدا مقادیر کاتیون‌ها و آنیون‌ها بر حسب درصد مولی محاسبه شد. یون‌هایی که کمتر از ۵ درصد از کل مقادیر بودند، در نام‌گذاری لحاظ نشده‌اند. یون‌های میان ۵ درصد تا ۲۵ درصد درون پرانتز نوشته و مقادیر بالای ۲۵ درصد منظور شد. ابتدا کاتیون‌های چیره و سپس آنیون‌های چیره به ترتیب نوشته (Hardie & Eugster, 1970) و در ادامه تفسیر و نتیجه‌گیری انجام شد. همچنین پارامترهای فیزیکی و شیمیایی، ضرایب همبستگی میان آنیون و کاتیون‌های مختلف با استفاده از نرم‌افزار SPSS تعیین شد (جدول‌های ۶ و ۷).

۴- منابع تأمین‌کننده یون‌های دریاچه ارومیه

شیمی اولیه آب‌های وارده شده به حوضه‌های بسته، متأثر از سنگ‌نگاری سنگ‌ها و رسوباتی است که در معرض هوازگی قرار می‌گیرند و مدت زمان ماندگاری آب‌های زیر زمینی درون سنگ‌های حوضه می‌باشد (Eugster & Hardie, 1978; Eugster, 1980; Jones & Deocampo, 2004). آگاهی از زمین‌شناسی حوضه‌های بسته برای فهم شیمی آب‌ها در مرحله اول ضروری است. آب‌های سطحی و زیرزمینی، منابع یون‌هایی است که در نهایت به صورت نمک‌ها در حوضه رسوب می‌کنند. آب‌های اسیدی سبب هوازگی شیمیایی سنگ‌های سطحی حوضه آبریز می‌شوند. هوازگی شیمیایی سنگ‌های مختلف با آب‌های طبیعی، کاتیون‌ها و آنیون‌ها متفاوتی را تولید می‌کند (لک، ۱۳۸۶). جنس سازندهای زمین‌شناسی اطراف حوضه یکی از عوامل مهم در روند تکامل شورابه به‌شمار می‌آید. واکنش آنها با آب‌های موجود و ویژگی‌های آب ارتباط دارد (Jones & Deocampo, 2003). این امر موجب اختلاف در نسبت HCO₃/Ca+Mg اولیه در محلول می‌شود، که عامل مهمی در روند تکامل شورابه به‌شمار می‌آید (Jones & Deocampo, 2003). سدیم و پتاسیم معمولاً از هوازگی کانی‌های سیلیکاته به‌ویژه فلدسپارها حاصل می‌شود. سولفات از انحلال سولفات‌های دریایی قدیمی، منیزیم و کلسیم از هوازگی سنگ‌ها به‌ویژه آهک‌ها و کربنات و بی‌کربنات از هوازگی سنگ آهک حاصل می‌شوند (Cohen, 2003). ترکیب شیمیایی شورابه‌ها، به املاح موجود در آب‌های وارده، آب‌های جوی و واکنش‌های هوازگی شیمیایی وابسته است (Hardie & Eugster, 1970; Eugster, 1980).

۵- کیفیت شیمیایی آب‌های سطحی

تغییرات اندک آب و هوا در دوره‌های زمانی سبب می‌شود آب‌های ورودی و

در مرحله بعدی نوبت سدیم است که پس از غنی‌شدگی از فاز محلول جدا شده و ته‌نشست کند؛ در نتیجه میزان منیزیم شورابه سال به سال زیادتر شده است. ولی در میان آنیون‌ها کاهش محسوس سولفات به‌خوبی قابل رؤیت است (جدول ۴). آب‌های ورودی (سطحی و زیرزمینی) در حین عبور از زیر محیط‌های مختلف منطقه از جمله مخروط افکنه‌ها، کفه گلی، کفه گلی- نمکی و پهنه نمکی و به دلیل واکنش با رخصاره‌های سنگی موجود در این زیر محیط‌ها و عمل تبخیر، تغلیظ یافته و با افزایش غلظت به تدریج نسبت به برخی عناصر اشباع و نسبت به برخی دیگر فقیر می‌شوند. دریاچه ارومیه یک دریاچه فوق اشباع استثنایی است. تغییرات سریع تیپ آن در مدت کمتر از ۴ سال بیانگر آن است که با کاهش ورود آب، پایین آمدن تراز آب، افزایش تبخیر و افزایش غلظت شورابه، غلظت عناصر بالا می‌رود. با ته‌نشست ژئیس، مقدار کلسیم کاهش می‌یابد. تا جایی که حالت ته‌نشست می‌شود. در آن صورت مقدار Na^+ و Cl^- کاهش می‌یابد. ولی مقدار منیزیم، به واسطه کاهش سدیم، به شدت افزایش می‌یابد (Valero-Garces et al., 2000).

از سال ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۲ میزان سدیم در اثر ته‌نشست بسیار، کاهش و در مقابل با تبلور مستقیم و غیر مستقیم سدیم میزان منیزیم در شورابه به شدت افزایش یافته است. همان گونه که مشاهده می‌شود در سال ۲۰۱۲ میزان منیزیم نسبت به سدیم بسیار بالا رفته و به دلیل وارد شدن سدیم به فاز جامد، ترکیب شورابه $Mg-Na-Cl$ است و در شمال و جنوب دریاچه به دلیل عدم تبادل آب در محل میانگدر، اختلاف فاحشی میان ترکیب شیمیایی آب دریاچه در بخش شمالی با بخش جنوبی دریاچه مشاهده می‌شود.

۸- روند تکامل ژئوشیمیایی شورابه

فرایندهایی که در یک حوضه بسته سبب تکامل آب‌های ورودی به شورابه‌های تغلیظ یافته می‌شوند شامل تبخیر، گردش دوباره هم‌زمان با رسوب‌گذاری کانی‌های از پیش ایجاد شده، واکنش‌های دیاژنزی، تبادل با سیال‌های درون حفره‌ای، احیای سولفات و تبادل یونی است (Hardie & Eugster, 1978; Drever & Smit, 1978). رسوبات شیمیایی عمده‌ترین رسوبات دریاچه‌های فوق اشباع از نمک هستند. به‌طور کلی با افزایش درجه شوری به ترتیب کربنات‌ها، سولفات‌ها (ژئیس و انیدریت) و کلروها (هالیت) تشکیل می‌شوند (Warren, 2006). آراگونیت نوع متداول کربنات کلسیم اولیه است که از شورابه‌هایی با مقدار منیزیم پایین و دمای بالاتر از ۳۰ درجه سانتی‌گراد، رسوب می‌کند (Kinsman & Holland, 1969). فراوانی رسوبات کربنات با افزایش شوری محیط کاهش و رسوبات تبخیری افزایش می‌یابد (Sonnenfeld, 1984). مهم‌ترین کانی‌های تبخیری موجود در رسوبات دریاچه‌های فوق اشباع، هالیت، ژئیس و انیدریت و به مقدار کمتری کانی‌های تبخیری دیگر مانند پلی‌هالیت، هگزا هیدرات، کیزریت، کارنالیت و بیسوفیت است که این کانی‌ها در زمان افزایش شوری در اثر دوره‌هایی با بارش کم و خشکسالی‌ها ایجاد می‌شود (طلوعی، ۱۳۷۴). در میان کانی‌های تبخیری، ژئیس و هالیت از اهمیت بیشتری برخوردار است. با افزایش ژرفای نمونه‌های رسوبی تهیه شده از بستر دریاچه ارومیه، کاهش نسبی در مقدار تبخیری‌ها مشاهده می‌شود (درویشی‌خاتونی و محمدی، ۱۳۹۰). این حالت نشان‌دهنده افزایش شوری آب دریاچه با گذشت زمان است (Kelts & Shahrabi, 1986). رسوب‌گذاری اولیه کانی‌های به‌نسبت نامحلول از قبیل کربنات‌های قلیایی خاکی (کلسیت کم منیزیم، کلسیت پرمینیم و آراگونیت) و ژئیس یک مرحله اساسی است که تکامل شورابه را کنترل می‌کند (Hardie & Eugster, 1970).

تغلیظ تبخیری و ته‌نشست کانی‌ها سبب جدایش املاح و تفریق ژئوشیمیایی عناصر موجود در شورابه و تکامل آن می‌شود. یکی از فرایندهای دیگر، چرخه‌های خشک و تر و به عبارت دیگر ته‌نشست و انحلال پوسته‌های تبخیری است

تأمین آب کشاورزی، صنعت و شرب، شرایط تغییر کرده است. وضعیت منابع آب منطقه نشان‌دهنده برداشت نزدیک به دو میلیارد متر مکعب در سال از منابع آب‌های زیرزمینی است که به همین لحاظ، آبخوان‌های مناطق ساحلی در دو دهه گذشته مورد برداشت‌های بی‌رویه قرار گرفته است (فتحی و همکاران، ۱۳۹۰) و تداوم چنین وضعیتی بعضاً تغییراتی را در وضعیت تعادلی آب‌های شور و شیرین ایجاد و متعاقباً زبانه‌های آب شور در برخی از مناطق به صورت موضعی پیشروی کرده است. میزان شوری آب زیرزمینی در دشت‌های باختر و خاور دریاچه ارومیه در راستای رودخانه‌های پرآب رقم پایینی را نشان می‌دهد، به‌طوری که این میزان تا زمین کشاورزی نزدیک به دریاچه ارومیه کشیده می‌شود. میزان شوری در آب‌های زیرزمینی از خاور به باختر افزایش می‌یابد. در دشت تبریز به واسطه حضور رودخانه آجی‌چای در مرکز دشت، شوری آب زیرزمینی افزایش یافته و از مرکز به طرف حواشی دشت رقوم هدایت الکتریکی آب زیرزمینی کاهش می‌یابد. در دشت‌های واقع در شمال خاور، شوری آب زیرزمینی پایین بوده و در راستای سوی جریان آب زیرزمینی، شوری آب افزایش می‌یابد و تنها در مناطقی که رسوبات تبخیری میوسن رخنمون دارند، شوری آب زیرزمینی افزایش یافته است. در دشت‌های شمالی، روند منحنی‌های هم‌هدایت الکتریکی آب زیرزمینی تقریباً خاوری-باختری است و رقوم آنها از شمال به سوی دریاچه ارومیه افزایش می‌یابد (مهندسین مشاور فرسپندآب، ۱۳۸۹). حضور رسوبات تبخیری در شمال صوفیان به افزایش شوری آب زیرزمینی در زمین کشاورزی یاد شده، انجامیده است. در زمین‌های کشاورزی آق‌کهریز واقع در جنوب خاور شهرستان شبستر به واسطه هجوم جبهه آب شور دریاچه ارومیه به درون آبخوان آبرفتی دشت شبستر منحنی هم‌هدایت الکتریکی آب زیرزمینی تا رقم ۷۰۰۰ میکرومهموس برسانتی‌متر افزایش یافته است. کم‌ترین میزان هدایت الکتریکی آب زیرزمینی با رقم ۲۵۰ میکرومهموس بر سانتی‌متر مربوط به اراضی مخروط افکنه‌ای رودخانه گادراچای واقع در محدوده مطالعاتی اشنویه است و بیشینه رقوم منحنی‌های هم‌هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در زمین‌های کشاورزی تکه رش واقع در باختر دشت میاندوآب ۱۲۰۰۰ میکرومهموس برسانتی‌متر است. همان گونه که شرح داده شده رقوم منحنی‌های هم‌هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در دشت‌های غربی و جنوبی نسبت به دشت‌های شمالی و خاوری پایین‌تر است. در جدول ۳، تیپ شیمیایی آب‌های زیرزمینی اکثر دشت‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه خصوصاً دشت‌های منتهی به دریاچه، طبق آمار ۱۰ ساله (۷۸-۸۸) غالباً بی‌کربنات و کلروره است. البته در سال‌های اخیر سوی جریان از سوی دریا به ساحل است و تأثیر کم‌تری در ترکیب شیمیایی آب دریاچه ارومیه داشته است. در شکل ۷ نقشه زمین‌شناسی بخشی از حوضه آبریز دریاچه ارومیه و سازند‌های تأثیرگذار به روی ترکیب شیمیایی آب‌های ورودی به دریاچه مشاهده می‌شود.

۷- تعیین تیپ شورابه دریاچه ارومیه

ترکیب شیمیایی شورابه‌ها، به املاح موجود در آب‌های وارده، آب‌های جوی و نیز واکنش‌های هوازدگی شیمیایی وابسته است (Eugster, 1980). ترکیب شورابه موجود در همه گستره دریاچه، به‌رغم ورودی‌هایی با ترکیب مختلف، در پیرامون یک رأس مثلث تمرکز دارد. به گونه‌ای که در نمودار سه‌وجهی مربوط به آنیون‌ها، در نزدیکی وجه Cl و در نمودار سه‌وجهی کاتیون‌ها، میان وجه‌های $Na+K$ و Mg قرار می‌گیرد. هر چند تمرکز آنیون‌ها و کاتیون‌ها در شورابه‌های نواحی مختلف گستره مورد مطالعه تا حدودی با یکدیگر متفاوت است، لیکن ترکیب شیمیایی را از نظر فراوانی می‌توان به صورت یکنواخت و از نوع فوق در نظر گرفت. همچنین با توجه به شکل‌های ۸ و ۹ اگر مقایسه‌ای میان سه کاتیون کلسیم، منیزیم و سدیم صورت گیرد، ملاحظه می‌شود که به لحاظ نسبی مقدار کلسیم کاهش شدیدی ندارد، که این امر طبیعی است، زیرا کلسیم در مراحل قبلی به فاز جامد رسیده و

از نوع III است که قابل مقایسه با دریای بزرگ نمک در آمریکا بوده است و این روند با خشک شدن دریاچه ارومیه و تشدید میزان تبخیر در دریاچه به میزان ده‌ها برابر و همچنین کاهش میزان ورودی آب‌های سطحی و چشمه‌ها و زهکش‌های پیرامون دریاچه در سال‌های اخیر به میزان بالایی تغییر ترکیب شیمیایی داده و از تیپ Na-Mg-Cl به Mg-Na-(K)-Cl در سال ۲۰۱۱ تغییر کرده است و در سال ۲۰۱۲ به Mg-Na-Cl می‌رسد. تغییر تیپ شورابه در پلایاها و دریاچه‌های شور دیگری نیز گزارش شده است؛ مثلاً در پلایایی در مرکز استرالیا، تیپ شورابه از $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Mg}(\text{Cl}, \text{SO}_4)$ به $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Mg}, \text{Cl}$ تغییر کرده است (Arakel & Hongyun, 1994). همچنین با توجه به مطالعات لک در سال ۱۳۸۶ این شرایط برای دریاچه مهارلو در فصل‌های خشک و تر و دوره‌های خشکسالی و ترسالی گزارش شده است.

در شرایط کنونی (۲۰۱۲) مقدار منیزیم به مراتب بالاتر از سدیم است. این وضعیت وقتی ایجاد می‌شود که میزان تبخیر بسیار بالا و شورابه سطحی در حال خشک شدن است. در غلظت‌های بیشتر و تبخیر بالاتر سولفات سدیم ته نشست کرده و مقدار سدیم و سولفات به‌رغم بالا رفتن غلظت شورابه، کاهش می‌یابد ولی مقدار منیزیم افزایش می‌یابد (شکل ۱۰). نمودار تغییرات میزان یون‌های اصلی موجود در شورابه در حین تبخیر نیز مؤید این موضوع است. همان‌طور که در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ دیده می‌شود، در ابتدای مراحل تبخیر، شورابه از نوع (Na-Cl-Mg) است. با افزایش میزان تبخیر، مقدار سدیم، کاهش و مقدار منیزیم افزایش می‌یابد و شورابه از نوع Mg-Na-Cl خواهد شد. در ترکیب شیمیایی دریاچه ارومیه در سال ۲۰۰۷، درصد سدیم بالاتر از منیزیم است. در سال ۲۰۰۷ نسبت سدیم به منیزیم ۵/۱۲ است. ولی این میزان در سال ۲۰۱۱ به ۰/۶۸ و در سال ۲۰۱۲ به ۰/۵۳ می‌رسد. هر چه تبخیر بالاتر رود، نسبت منیزیم به سدیم افزایش می‌یابد.

Warren معتقد است هنگامی که دامنه شوری میان ۳۵ تا ۳۳۰ گرم بر لیتر می‌رسد شورابه‌های Na-Cl چیره است در حالی که در مقادیر بالای شوری، شورابه به سوی Mg-Cl-SO_4 پیش می‌رود و سدیم با ته نشست هالیت و سولفات سدیم از سیستم خارج شده و منیزیم کاتیون چیره می‌شود. کلرید در سکانس‌های تبخیری، معمولاً آنیون چیره باقی می‌ماند و در شرایط خشک، با ته نشست سولفات سدیم و وارد شدن آن در فاز جامد، درصد منیزیم در آب نسبت به سدیم افزایش می‌یابد (Warren, 1999؛ شکل ۱۰).

با دلائل و مستندات بالا به جرأت می‌توان گفت شورابه تیپ Na-Mg-Cl در اثر تکامل و تبخیر بالاتر، مسیر تکاملی دیگری را طی می‌کند و با ته نشست هالیت به شورابه تیپ Mg-Na-Cl تبدیل می‌شود (شرایطی که از سال ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۲ در دریاچه ارومیه اتفاق افتاده است). ولی مسیر تکاملی هنوز هم ادامه دارد و با افزایش تبخیر و ته نشست بیشتر هالیت، شورابه تیپ Mg-SO₄-Cl حاصل می‌شود. بنابراین نمودار ارائه شده توسط Eugster & Hardie (1978) نیاز به بازنگری و اندکی تغییرات دارد، زیرا ترکیب Mg-Na-Cl در این نمودار پیش بینی نشده است (شرایط شورابه دریاچه ارومیه در سال‌های ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲) (شکل ۱۱).

۹- پارامترهای فیزیکی و شیمیایی شورابه

پارامترهای شیمیایی در دریاچه‌های شور وابستگی بسیار نزدیکی به شوری دارند. مقدار pH، در آب‌های شوری که محتوی املاح سولفات و کلروره هستند، به آب‌های طبیعی بسیار نزدیک است. آب‌های دارای کربنات‌های کلسیم و منیزیم، به نسبت قلیایی هستند. مقادیر pH خیلی بالا مربوط به املاح کربنات و مقادیر بالای سیلیس است (Hines et al., 1992). به‌رغم آن که در دوره کم آبی مقدار pH باید افزایش یابد ولی چون درصد املاح سولفات و کلروره نسبت به املاح کربنات افزایش می‌یابد، بنابراین pH کاهش می‌یابد.

(Jones & Vandenburg, 1966; Drever & Smith, 1978)، این پوسته‌ها دارای کربنات‌های آلکالن، ژپس و کانی‌های قابل حلی از قبیل کلریدهای سدیم، سولفات‌ها و کربنات‌ها هستند. این پوسته‌های سطحی ممکن است توسط بارش‌های بعدی دوباره حل و به شورابه اضافه شوند؛ ولی این انحلال انتخابی است و کانی‌هایی که قابلیت انحلال کمتری دارند از قبیل ژپس و کربنات‌ها به‌صورت خرد شده و شکسته در ابعاد پیل، گرانول، ماسه و رس درون دریاچه باقی می‌مانند و کلریدها حل می‌شوند (Krinly, 1970). پوسته‌های تبخیری، گاه در اثر حرکت یک جبهه از شورابه از زیر سطح، در زون وادوز در اثر پدیده پمپ تبخیر و خشک شدن شگفتی کامل آن ایجاد می‌شود (Hsu & Seigenthaler, 1969).

مقایسه نتایج تجزیه‌های شیمیایی شورابه‌ها با آب‌های ورودی، نشان از افزایش میزان غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها به سوی مرکز حوضه دارد. ترکیب شیمیایی آب‌های حوضه آبریز و در نتیجه آب‌های وارده به پلایا، مختلف و از انواع کربنات، سولفات و کلروره (بیشتر سولفات) است (شکل ۶). در حالی که ترکیب شیمیایی شورابه موجود در دریاچه، کلروره و سولفات (بیشتر کلروره) است (شکل‌های ۸ و ۹ و جدول ۴). تکامل ژئوشیمیایی دریاچه‌های شور، با ترکیب شیمیایی آب‌های وارده، جدایش انتخابی املاح و تغلیظ در اثر تبخیر صورت می‌گیرد (Sinha & Raymahashoy, 2004).

بر اساس جدول و شکل‌ها، تیپ شورابه دریاچه در شرایط کنونی (۲۰۱۲) Mg, Na, Cl است. تیپ شورابه تا سال ۲۰۱۰ قابل مقایسه با داده‌های گزارش شده از دریای بزرگ نمک در آمریکا است (Domagalski et al., 1989; Hardie & Eugster, 1987)؛ ولی از سال ۲۰۱۰ به بعد تکامل شورابه مسیر متفاوتی را طی می‌کند. مسیر تکاملی شورابه دریاچه ارومیه، مسیر III در نمودار تکامل شورابه (Eugster & Hardie, 1978) است (شکل ۱۱)، در نتیجه ترکیب شیمیایی آب‌های غالب وارده به حوضه، باید دارای $\text{HCO}_3^- > \text{Ca} + \text{Mg}$ باشد. درحالی که در شرایط کنونی آب‌های وارده به دریاچه به‌رغم آن که درصد یون‌های متفاوتی دارند، همگی دارای ترکیب شیمیایی $\text{HCO}_3^- < \text{Ca} + \text{Mg}$ هستند (جدول ۴).

علت اختلاف میان ترکیب آب‌های ورودی به دریاچه با تیپ شورابه دریاچه، رشد و گسترش شهری، طرح‌های توسعه‌ای و انسان‌ساز و استفاده از آب رودخانه‌ها است. برای مثال رودخانه آچی چای که از شمال خاور وارد دریاچه می‌شود در سال‌های اخیر کاملاً خشک شده و میزان سدیم کلرید بالایی که این رودخانه به دریاچه حمل می‌کرد، کاهش یافته است؛ بنابراین تغییراتی از این قبیل می‌تواند در تناقض ترکیب شیمیایی میان رودخانه‌ها و شورابه دریاچه نقش داشته باشد. در نمودار تکامل شورابه (Eugster & Hardie, 1978)، فرایند I نشان از آب‌های ورودی با میزان پایین یون کلسیم و منیزیم برای شوراب آلکالن قلیایی است و در حوضه‌های تبخیری که نسبت R/S بیش از ۸۳ باشد، ترکیب آب‌های ورودی به حوضه‌ها به‌صورت $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ است که به‌طور عمده آب‌های رقیق متئوریک را شامل می‌شوند (لک، ۱۳۸۶).

در فرایند II، آب‌های ورودی اولیه فقیر از یون بی‌کربنات است و در آنها $\text{HCO}_3^- \ll \text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ است و نسبت آب‌های سطحی وارده به حوضه (R) در مقایسه با آب چشمه‌ها (S) کمتر از ۴۰ است و شورابه‌های حاصل از نوع کلروره و یا سولفات هستند. در واقع مسیر III، شورابه‌ای با ترکیب Ca-Na-Cl یا Na-SO₄-Cl ایجاد می‌کند. ترکیب آب‌های وارده قابل رؤیت و امروزی دارای مقدار بی‌کربنات بسیار پایین است. در واقع آب‌های وارده از نوع II هستند (لک، ۱۳۸۶).

در فرایند III، در آب‌های ورودی اولیه هیچ یک از یون‌های HCO_3^- ، Ca^{+2} ، Mg^{+2} چیره نیستند و نسبت R/S میان ۴۰ تا ۸۳ است. آب‌های ورودی دارای ترکیب یونی $\text{HCO}_3^- \geq \text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ است و شورابه‌های حاصل یکی از انواع Mg-SO₄-Cl یا Na-Mg-Cl یا Mg-Ca-Na-Cl می‌شود. تیپ شورابه دریاچه ارومیه تا سال ۲۰۱۰

تیپ شورابه دریاچه ارومیه تا سال ۲۰۱۰ از نوع Na-Mg-Cl بوده که در مسیر III نمودار (Hardie & Eugster (1978) قرار گرفته و قابل مقایسه با دریای بزرگ نمک در آمریکا بوده است و این روند با خشک شدن دریاچه ارومیه و تشدید میزان تبخیر در دریاچه به میزان ده‌ها برابر و همچنین کاهش میزان ورودی آب‌های سطحی در سال‌های اخیر، به میزان بالایی تغییر ترکیب شیمیایی داده و از تیپ Na-Mg-Cl به Mg-Na-Cl تغییر یافته و در سال ۲۰۱۲ به ترکیب جدیدی از نوع شورابه‌ها رسیده است. مسیر تکاملی شورابه دریاچه ارومیه از سال ۲۰۱۰ به بعد در فلونمودار تکامل شورابه نمودار (Hardie & Eugster (1978) قرار نمی‌گیرد، بنابراین لازم است این نمودار اندکی تغییر یابد.

در ترکیب شیمیایی دریاچه ارومیه در سال ۲۰۰۷، درصد سدیم بالاتر از منیزیم و نسبت سدیم به منیزیم ۵/۱۲ است. ولی این میزان در سال ۲۰۱۱ به ۰/۶۸ و در سال ۲۰۱۲ به ۰/۵۶ می‌رسد. هر چه تبخیر بالاتر رود، با گذر زمان نسبت منیزیم به سدیم افزایش می‌یابد و اختلاف ترکیب شورابه در شمال و جنوب بزرگراه شهید کلاتری بیشتر می‌شود.

پارامترهای فیزیکی و شیمیایی شورابه بیانگر آن است که با افزایش غلظت، مقادیر TDS (Total Dissolve Solide) و ec (هدایت الکتریکی) افزایش یافته که کاملاً طبیعی است؛ چون درصد عناصر و یون‌ها در شورابه افزایش می‌یابد. این مسئله با وجود میانگذر در نیمه شمالی دریاچه بسیار آشکار و با سرعت بیشتری در حال انجام است. از سطح به سوی ژرفا، تغییرات pH در شورابه سطحی و شورابه کف (Sediment/Water Interface) بسیار ناچیز است.

در دریاچه ارومیه در طی بازه مورد مطالعه، مقدار pH با افزایش غلظت افزایش یافته است. هر چه میزان یون هیدروژن زیادتر شود، pH کمتر و محیط اسیدی‌تر است (موسوی‌حرمی، ۱۳۸۱). در دریاچه ارومیه بیشترین مقدار ژرفا در زمان نمونه‌برداری ۳ متر در بخش شمالی دریاچه است. به‌طور خلاصه در شورابه دریاچه ارومیه، به دلیل ژرفای کم، مقدار pH سطح نزدیک به ژرفا و حدود ۷/۱ است. مسئله دیگری که در داده‌های مربوط به pH قابل مشاهده است، اختلاف در میزان pH در شمال و جنوب با گذر زمان است که عدم تبادل مناسب آب شمال و جنوب دریاچه در محل پل میانگذر را مشخص می‌کند (جدول ۵).

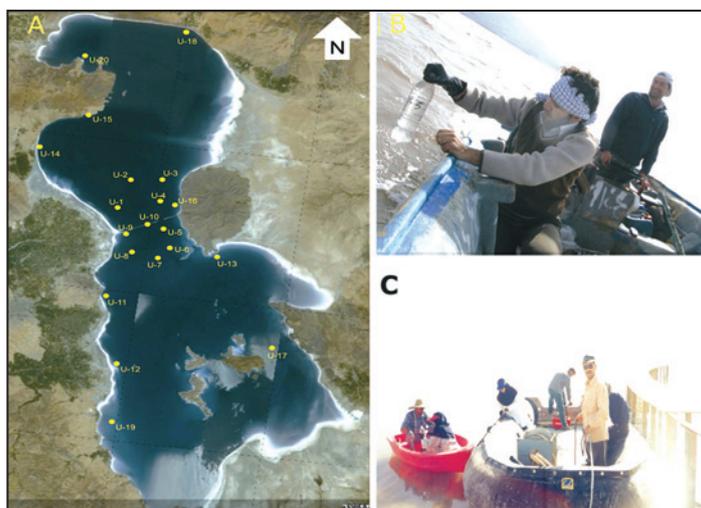
۱۰- نتیجه‌گیری

با افزایش تبخیر و کاهش آب‌های وارده به حوضه، غلظت املاح در شورابه افزایش می‌یابد و افزون بر کربنات‌ها و سولفات‌ها، کلروها و به‌ویژه هالیت نیز ته نشست می‌یابد. با شروع ته نشست هالیت، یون‌های سدیم و کلر از سیستم خارج می‌شود و غلظت املاح منیزیم و سولفات بالا می‌رود؛ بنابراین تیپ شورابه تغییر می‌کند.

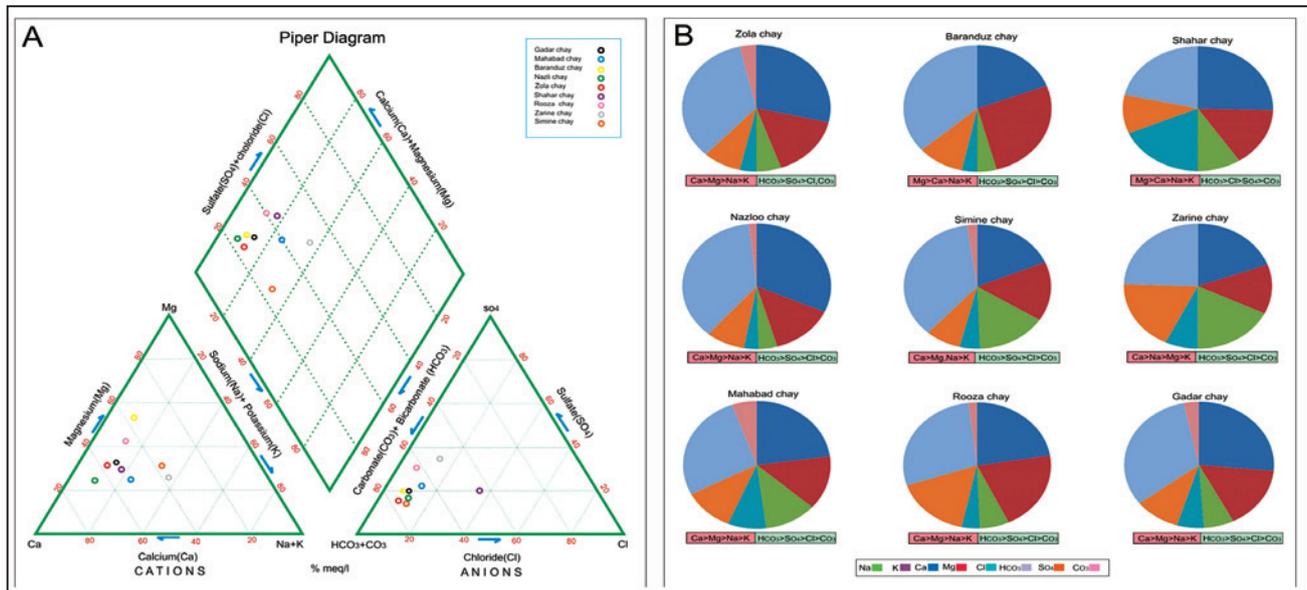
بخش اعظم رسوبات و سنگ‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه شامل تبخیری‌ها، کربنات‌ها، سولفیدها و سیلیکات‌ها است و آب‌های منطقه به دلیل عبور از سازندهای واجد کانی‌های تبخیری و سازندهای آهکی و همچنین نزدیکی به گنبد نمکی، کانی‌های تبخیری را حل نکرده‌اند. در نتیجه غالباً دارای ترکیب $Ca+Mg > CO_3$ و $Ca > CO_3$ و $Cl+SO_4 > HCO_3$ و ارومیه غالباً بیکربناته و کلروه است.



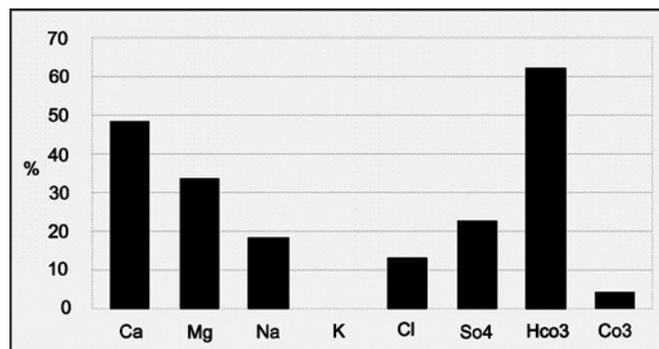
شکل ۱- تغییرات سطح تراز دریاچه ارومیه در ۸۲ سال گذشته (لک و همکاران، ۱۳۹۰؛ مهندسین مشاور فرسپندآب، ۱۳۸۹).



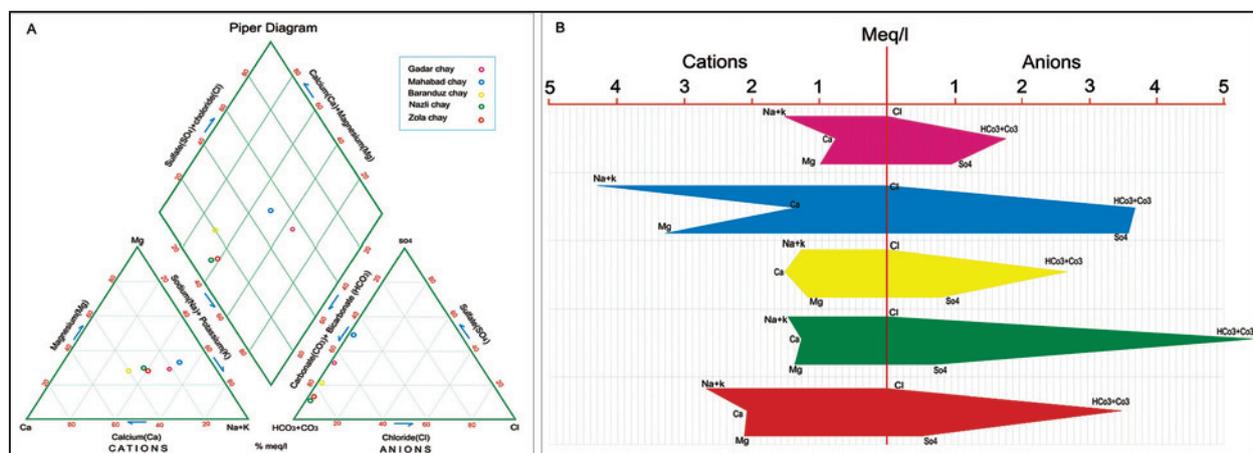
شکل ۲- الف) موقعیت نمونه‌های برداشت شده از شورابه دریاچه ارومیه میان سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۲ (دوره شش‌ساله)؛ ب و پ) نحوه برداشت نمونه آب از دریاچه.



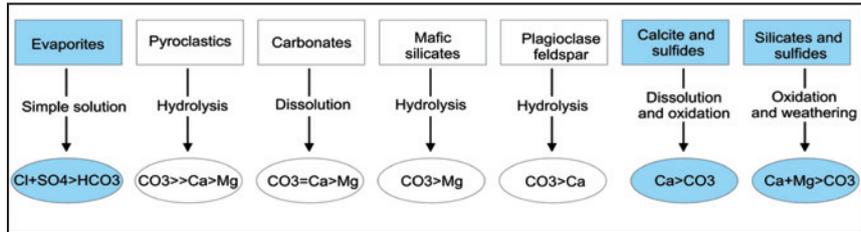
شکل ۳- الف) نمودار پایپر؛ ب) پای نمودارهای رودخانه‌های فعال دریاچه ارومیه سال ۲۰۰۹ (ورودی دریاچه).



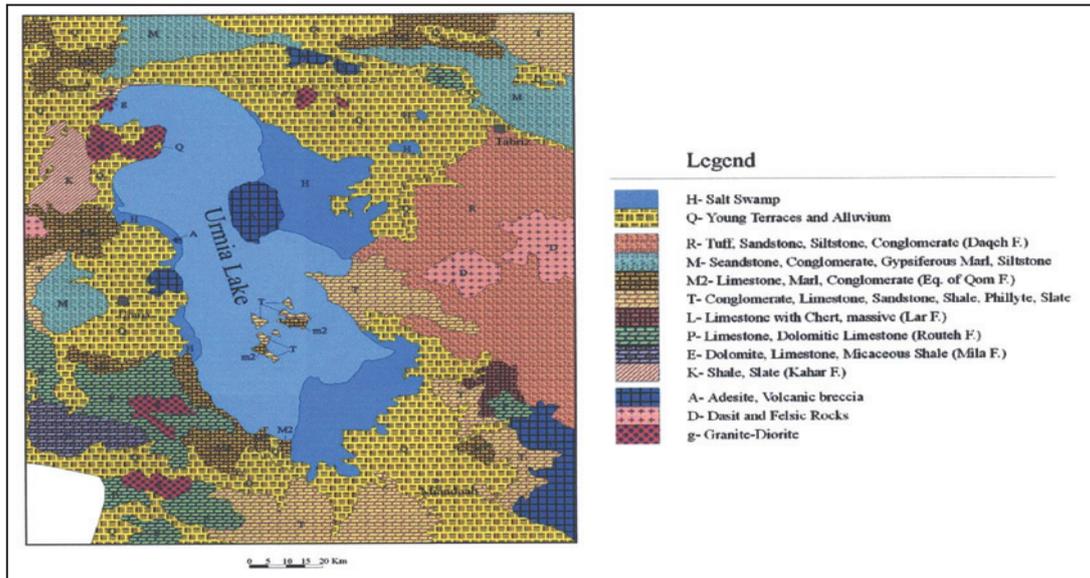
شکل ۴- نمودار میانگین درصد آنیون‌ها و کاتیون‌های آب‌های وارد شده به دریاچه ارومیه سال ۲۰۱۱ (محل ورود).



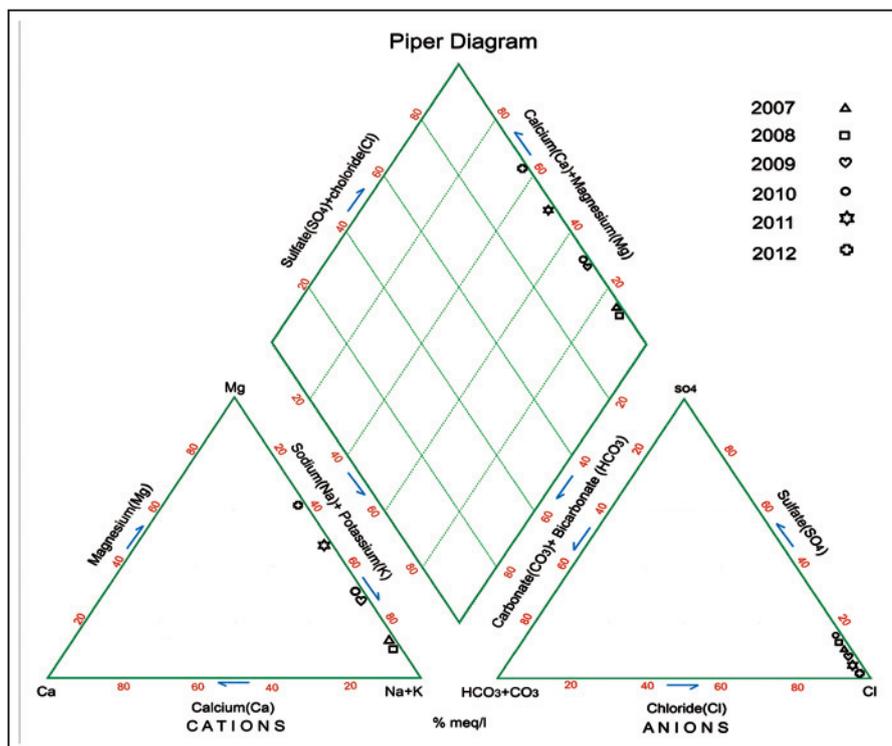
شکل ۵- الف) نمودار پایپر؛ ب) نمودار استیف آنیون‌ها و کاتیون‌های رودخانه‌های باختر دریاچه ارومیه سال ۲۰۱۱ (محل ورود به دریاچه).



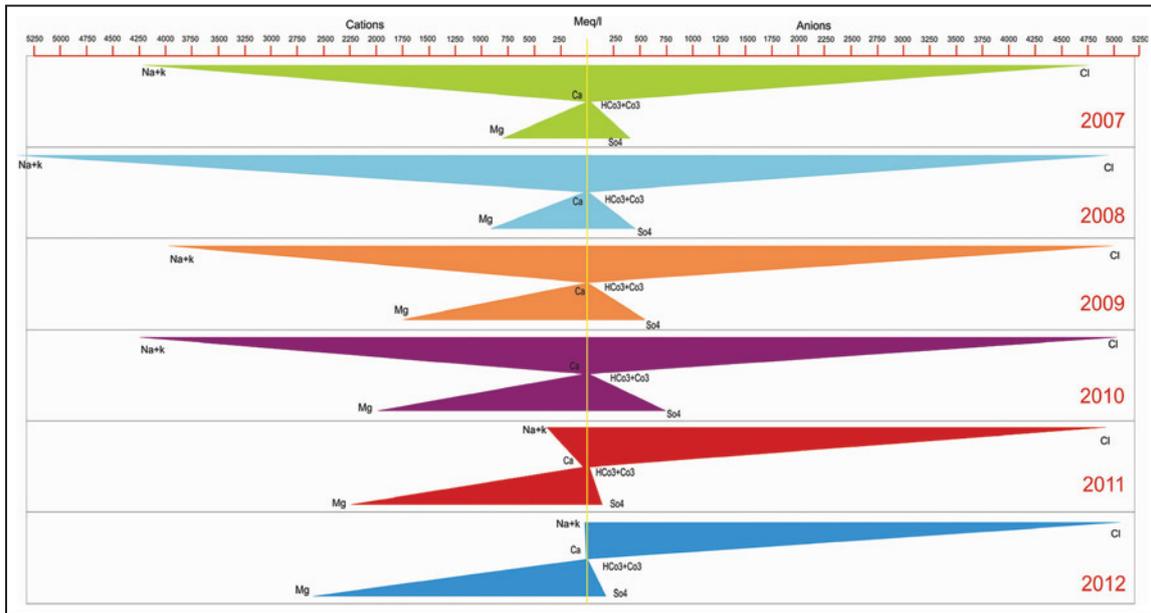
شکل ۶- تیپ‌های مختلف آب‌های سطحی که در اثر هوازدگی شیمیایی سنگ‌های مختلف با آب‌های طبیعی ایجاد می‌شوند (Jones & Deocampo, 2004).



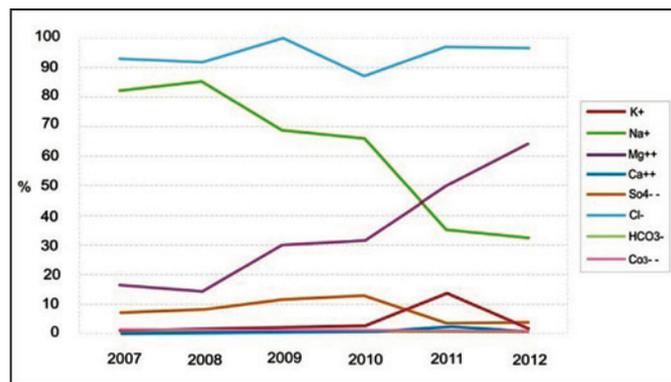
شکل ۷- نقشه زمین شناسی اطراف دریاچه (برگرفته از شاه حسینی، ۱۳۸۲).



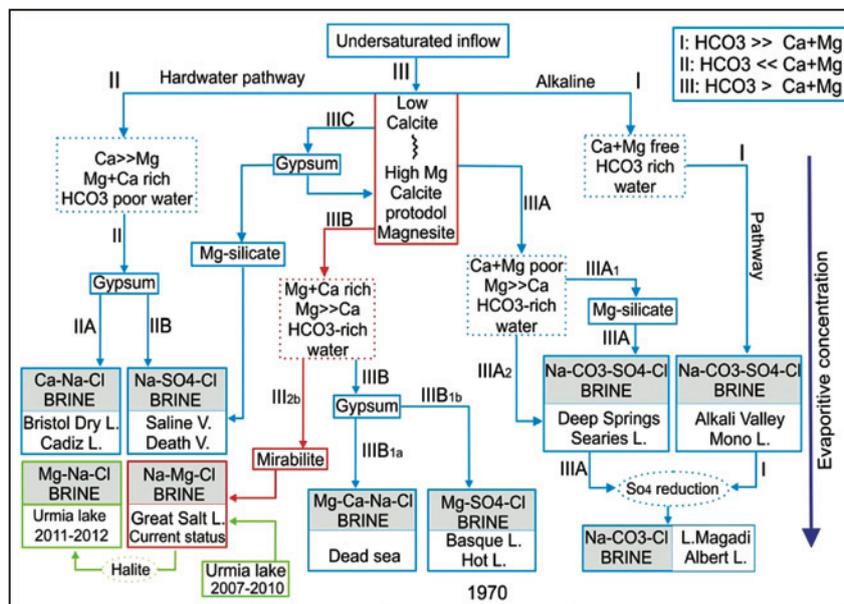
شکل ۸- ترکیب شیمیایی دریاچه ارومیه در ۶ سال اخیر.



شکل ۹- نمودار استیف آنیون‌ها و کاتیون‌های شورابه دریاچه ارومیه به تفکیک در ۶ سال اخیر.



شکل ۱۰- نمودار درصد آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی موجود در شورابه دریاچه ارومیه به تفکیک سال و تغییرات آن.



شکل ۱۱- نمودار پیشنهادی تکامل شورابه (برگرفته از Hardie & Eguster, 1978 با اندکی تغییرات).

جدول ۲- موقعیت نمونه‌های برداشت شده از شورابه دریاچه ارومیه میان سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۲ (دوره شش ساله) در دو فصل تر (فروردین) و خشک (شهریور).

Sample	Latitude	Longitude	Water Depth(m)
U-1	37 48 4	45 16 3	2.1
U-2	37 52 55	45 16 23	2.6
U-3	37 53 18	45 21 23	2.1
U-4	37 50 16	45 21 52	2
U-5	37 46 04	45 22 48	2.3
U-6	37 43 33	45 24 25	1.3
U-7	37 41 28	45 23 04	1.5
U-8	37 42 20	45 18 59	1.5
U-9	37 44 48	45 18 02	1
U-10	37 46 40	45 20 21	1.7
U-11	37 35 40	45 16 26	0.2
U-12	37 25 48	45 16 41	0.3
U-13	37 42 54	45 31 29	0.2
U-14	37 55 54	45 3 1	0.4
U-15	38 1 8	45 9 16	0.4
U-16	37 49 46	45 24 27	0.2
U-17	37 31 28	45 41 16	0.2
U-18	38 14 31	45 20 57	0.1
U-19	37 19 0	45 21 39	0.2
U-20	38 9 5	45 6 53	0.1

جدول ۱- نام رودخانه‌ها و موقعیت برداشت نمونه‌ها که در سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۱ نمونه برداری شده است.

طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ایستگاه برداشت	نام رودخانه
۴۴-۵۶	۳۸-۱۴	یالقوز آغاج	زولاچای
۴۵-۱۴	۳۷-۲۴	بابارود	باراندوز چای
۴۵-۱۵	۳۷-۳۳	کشتیان	شهرچای
۴۵-۰۸	۳۷-۴۳	آباجالوسفلی	نازلوچای
۴۶-۰۳	۳۶-۵۷	میاندوآب	سیمینه رود
۴۶-۵۶	۳۷-۰۳	نظام آباد	زرینه رود
۴۵-۴۲	۳۷-۰۰	گردیعقوب	مه‌باد چای
۴۵-۱۱	۳۷-۳۹	گویج علی اصلان	روضه چای
۴۵-۳۹	۳۶-۵۴	پل بهراملو سنتو	گادارچای

جدول ۳- درصد و تیپ شیمیایی آب زیرزمینی دشت‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه (۷۸-۸۸).

نام محدوده مطالعاتی	تیپ بیگربانه			تیپ سولفاته			تیپ کلروه		
	کلسیم	منیزیم	سدیم	کلسیم	منیزیم	سدیم	کلسیم	منیزیم	سدیم
دشت سلماس	۳۵/۷۱	۳۲/۱۴	۱۴/۲۸	۳/۵۷	۰	۰	۰	۰	۱۴/۲۸
دشت قالفاچی	۳۳/۳۳	۰	۱۱/۱۱	۰	۰	۰	۵۵/۵۵	۰	۰
دشتک مستکان	۳۶/۱۱	۳۶/۱۱	۲۷/۷۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰
دشت کهریز	۲۰	۲۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲۰	۴۰
دشت ارومیه	۴۰/۹۸	۵۰/۸۲	۱/۶۴	۰	۰	۰	۴/۹۲	۱/۶۴	۰
دشت سرو	۶۶/۶۶	۳۳/۳۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
دشت هورسین	۳۳/۳۳	۳۳/۳۳	۰	۰	۳۳/۳۳	۰	۰	۰	۰
دشت زیوه	۱۰۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
دشت رشکان	۱۰۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
دشت نقده	۲۷/۲۸	۶۳/۶۴	۰	۰	۴/۵۵	۰	۰	۰	۴/۵۵
دشت اشونیه	۵۵/۵۵	۳۳/۳۳	۱۱/۱۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰
دشت مه‌باد	۱۰	۵۰	۱۰	۰	۲۰	۱۰	۰	۱۰	۰
دشت میاندو آب	۱۲/۷	۷/۹۴	۱۴/۲۹	۷/۹۴	۷/۹۴	۱۹/۰۵	۴/۷۶	۳/۱۷	۲۲/۲۲
دشت بوکان	۷۱/۴۳	۱۴/۲۹	۰	۱۴/۲۹	۰	۰	۰	۰	۰
دشت صائین قلعه	۲۰	۲۸	۴	۱۲	۲۴	۸	۰	۰	۴
دشت مراغه	۳۴/۷۸	۰	۲۶/۰۹	۰	۰	۰	۴/۳۵	۰	۳۰/۴۳
دشت عجب شیر	۷۱/۴۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲۸/۵۷	۰
دشت شیرامین	۱۶/۶۷	۰	۰	۰	۰	۰	۶۶/۶۷	۰	۱۶/۶۷
دشت آذر شهر	۲۸/۵۷	۰	۰	۰	۰	۰	۵۷/۱۵	۰	۱۴/۲۹
دامنه های سهند	۶۴/۲۹	۰	۳۲/۱۴	۰	۰	۰	۳/۵۷	۰	۰
دشت تبریز	۵/۵۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲/۷۸	۶۱/۱۱
دشت دوزدوزان	۲۸/۵۷	۰	۰	۲۸/۵۷	۰	۰	۴/۷۶	۰	۳۸/۱
دشت بیوردی	۰	۰	۶۲/۵	۰	۱۲/۵	۰	۰	۰	۱۲/۵
دشت بستان اباد	۶۰	۰	۰	۲۰	۰	۰	۰	۰	۰
دشت کرد کنندی	۱۱/۱۱	۰	۰	۱۱/۱۱	۰	۰	۰	۰	۰
دشت سراب	۷۹/۵۵	۰	۱۱/۳۷	۰	۶/۸۲	۰	۰	۰	۰
دشت شیبستر	۳۴/۷۸	۸/۷	۰	۰	۰	۰	۴/۳۵	۸/۷	۳۴/۷۸
دشت تسوج	۹/۰۹	۱۸/۱۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۳۶/۳۶

جدول ۴- میزان درصد یون‌های شورابه دریاچه ارومیه به تفکیک سال (Mg/L).

Year	K ⁺	Na ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻
2007	1.2	82.0	16.1	0.7	7.1	92.7	0.2	<0.3
2008	0.9	84.6	14.0	0.5	8.3	91.4	0.2	<0.3
2009	1.2	68.4	29.9	0.5	11.1	99.6	0.3	<0.3
2010	2.7	65.6	31.3	0.4	12.7	86.9	0.4	<0.3
2011	2.21	42.96	49.58	0.25	3.17	96.44	0.39	<0.3
2012	1.85	34.26	63.72	0.17	3.36	95.93	0.72	<0.3

جدول ۶- پارامترهای فیزیکی و شیمیایی دریاچه ارومیه در ۶ سال گذشته.

year	Level change(m)	Salinity(ds/m ³)	Salinity(ppm)	Density(kg/m ³)	pH
2007	1272.96	592.53	379219.2	1329.885	7.4
2008	1272.45	601.36	384870.4	1335.611	7.5
2009	1271.91	618.25	395680	1346.634	7.5
2010	1271.6	637.33	407891.2	1359.198	7.2
2011	1271.3	671.21	429574.4	1373.1	7.12
2012(Aug)	1271.1	684.01	437766.4	1381.9	7.12

جدول ۵- pH دریاچه در شمال و جنوب دریاچه سال ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲.

	PH	2011	2012
North		7.06	6.92
South		7.17	7.33
Average		7.12	7.12

جدول ۷- ضرایب همبستگی آنیون‌ها و کاتیون‌های شورابه دریاچه ارومیه.

URMIA LAKE		Ca	Mg	Na	K	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	TDS
		17.6	389.1	274.3	103.9	0.3	20.5	5117.0	168.3	97553.3
Ca	17.6	1.0	22.1	15.6	5.9	0.0	1.2	290.4	9.6	5536.5
Mg	389.1	22.1	1.0	0.7	0.3	0.0	0.1	13.2	0.4	250.7
Na	274.3	15.6	0.7	1.0	0.4	0.0	0.1	18.7	0.6	355.7
K	103.9	5.9	0.3	0.4	1.0	0.0	0.2	49.2	1.6	938.6
CO ₃	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	68.4	17056.5	561.0	325177.8
HCO ₃	20.5	1.2	0.1	0.1	0.2	68.4	1.0	249.5	8.2	4756.4
CL	5117.0	290.4	13.2	18.7	49.2	17056.5	249.5	1.0	0.0	19.1
SO ₄	168.3	9.6	0.4	0.6	1.6	560.9	8.2	0.0	1.0	579.7
TDS	97553.3	5536.5	250.7	355.7	938.6	325177.8	4756.4	19.1	579.6	1.0

کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- اسلامی، ل.، ۱۳۸۰- ارزیابی آثار توسعه بر محیط زیست دریاچه ارومیه با استفاده از مدل تخریب، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۳۷ صفحه.
- پورکرمانی، م. و صدیق، ح.، ۱۳۸۲- پدیده‌های ژئومورفولوژیکی گسل تبریز، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲: ۴۴-۳۷.
- ترشیزیان، ح.، ۱۳۸۸- تکامل شورابه‌ها و تشکیل کانی‌های تبخیری در پلایای ساغند ایران مرکزی و مقایسه آن با دریاچه بزرگ نمک و حوضه دره مرگ در ایالات متحده، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱: ۴۳-۵۴.
- جلیلی، ح.، ۱۳۷۴- دریاچه ارومیه، مختصری از تاریخچه هیدرولوژی، هیدروگرافی، مجله آب و توسعه، شماره ۴: ۲-۶.
- درویشی خاتونی، ج.، لک، ر.، ۱۳۹۰- محاسبه سرعت ته‌نشینی نمک در دریاچه ارومیه، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- درویشی خاتونی، ج.، نریمی‌سا، س.، محمدی، ع. و صالحی پور میلانی، ع. ر.، ۱۳۸۹الف- سهم زیست محیطی دریاچه ارومیه از آب رودخانه‌ها و تامین آب مورد نیاز جهت حفظ سطح تراز بهینه با بررسی اثرات طرح‌های توسعه بر روی دریاچه ارومیه، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ارومیه.
- درویشی خاتونی، ج.، نریمی‌سا، س. و محمدی، ع.، ۱۳۸۹ب- بیان عمومی آب حوضه آبریز باختر دریاچه ارومیه، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ارومیه.
- درویشی خاتونی، ج. و محمدی، ع.، ۱۳۹۰الف- گزارش لیمنولوژی و پالتولیمنولوژی دریاچه ارومیه، فاز I: اقلیم‌شناسی، زمین‌شناسی، هیدرولوژی، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۲۰ صفحه. الف.
- درویشی خاتونی، ج. و محمدی، ع.، ۱۳۹۰ب- گزارش لیمنولوژی و پالتولیمنولوژی دریاچه ارومیه، فاز III: پالتوکلیماتولوژی، پالتواکولوژی و پالتوژئوگرافی، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۲۰ صفحه.
- درویشی خاتونی، ج.، ۱۳۹۰- گزارش لیمنولوژی و پالتولیمنولوژی دریاچه ارومیه، فاز IV: هیدرژئوشیمی دریاچه ارومیه، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۸۰ صفحه.

- شاه حسینی، م.، ۱۳۸۲- رسوب شناسی بستر دریاچه ارومیه در بخش میانی بزرگراه شهید کلاتری با نگرشی ویژه به منشأ رسوبات، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۹۸ صفحه.
- شهرابی، م.، ۱۳۷۲- شرح زمین شناسی چهارگوش ارومیه، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور.
- شهرابی، م.، ۱۳۷۳- دریاها و دریاچه‌های ایران، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۱۰.
- صالحی پور میلانی، ع.ر.، محمدی، ع. و درویشی خاتونی، ج.، ۱۳۸۹- مدل سازی فضایی و زمانی نوسانات دریاچه ارومیه با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای. چهاردمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ارومیه.
- صالحی پور میلانی، ع.ر.، درویشی خاتونی، ج. و محمدی، ع.، ۱۳۹۰- گزارش لیمنولوژی و پالئو لیمنولوژی دریاچه ارومیه، فاز II: بررسی نوسانات سطح تراز دریاچه ارومیه از سال ۱۳۵۵-۱۳۹۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- طلوعی، ج.، ۱۳۷۴- مطالعه و بررسی ژئوشیمیایی و هیدروشیمیایی و شناخت فازهای رسوبات شیمیایی حوضه رسوبی تبخیری دریاچه ارومیه، رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشگاه تهران، ۲۱۰ صفحه
- لک، ر.، درویشی خاتونی، ج.، محمدی، ع.، ۱۳۹۰- مطالعات پالئولیمنولوژی و علل کاهش ناگهانی تراز آب دریاچه ارومیه، فصلنامه زمین شناسی کاربردی دانشگاه آزاد زاهدان، سال ۷(۱۳۹۰)، شماره ۴: ۳۷۲-۳۵۷.
- لک، ر.، ۱۳۸۶- گزارش بررسی زمین شناسی دریاچه مهارلو، فاز I: هیدروشیمی و هیدروژئوشیمی، سازمان زمین شناسی کشور، ۷۰ صفحه
- عبدی، ل. و رحیم پور بناب، ح.، ۱۳۸۹- منشأ، هیدروژئوشیمی و نحوه تکامل شورابه در پلایای میقان اراک، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب شناسی، سال بیست و ششم، شماره پیاپی ۳۸، شماره اول، صفحه ۴۲-۲۵.
- غضبان، ف. و مهاجر باوقار، ن.، ۱۳۷۶- ژئوشیمی و منشأ شوری آب دریاچه ارومیه، اولین همایش زمین شناسی دریایی ایران، چابهار، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- فتحی، ف.، نگهبان، س. و یگانه کیا، ز.، ۱۳۹۰- گزارش مطالعات پایه‌گذاری سیستم مدیریت ریسک خشکسالی در حوضه آبخیز دریاچه ارومیه. سازمان حفاظت محیط زیست. ۱۵۶ صفحه.
- محمدی، ع.، ۱۳۸۴- بررسی تاریخیچه رسوبگذاری هولوسن؟ دریاچه ارومیه بر اساس مطالعه مغزه‌های تهیه شده در مسیر بزرگراه شهید کلاتری، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۲۷ صفحه
- محمدی، ع.، لک، ر. و درویشی خاتونی، ج.، ۱۳۸۹- بررسی تاریخیچه رسوبگذاری دریاچه ارومیه بر اساس مغزه‌های تهیه شده از باختر دریاچه (جنوب بزرگراه شهید کلاتری)، چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ارومیه.
- مخدوم، م.، ۱۳۸۱- مروری بر مطالعات انجام یافته در دریاچه ارومیه و آبخیز آن، همایش میانگذر دریاچه ارومیه و محیط زیست، سالن فرهنگی هنری ارومیه، آبان، صفحه ۷-۱۹.
- مهاجر باوقار، ن.، ۱۳۷۶- بررسی رسوب شناسی و ژئوشیمی رسوبی دریاچه ارومیه در ارتباط با منشأ نمک، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۴۰ صفحه.
- مهندسین مشاور فرسپندآب، ۱۳۸۹- گزارش بهنگام سازی بیان آب محدوده های مطالعاتی حوزه آبریز دریاچه ارومیه، گزارش کیفیت شیمیایی، آب منطقه‌ای آذربایجان خاوری، ۱۹۸ صفحه.
- موحد دانش، ع.، ۱۳۷۳- هیدرولوژی آب های سطحی ایران، انتشارات سمت، چاپ اول.
- موسوی حرمی، ر.، ۱۳۸۱- رسوب شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ هشتم، ۴۷۴ ص.

References

- Anon, A., 1987- Study report on natural lakes of Azarbayjan province, Ministry of Energy, Tehran.
- Arakel, A.V. & Hongyun, T., 1994- Seasonal evaporate sedimentation in desert playa Lakes of the Karinga Creek drainage system central Australia, In: Renault R. W. and Last W.M. (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lake*. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, PP91-101.
- Arnou, Ph., 1960- Foreign Trade and Collective Bargaining, Paper for the Spring Meeting, Industrial Relations Research Association.
- Asadpour, Y., Motallebi, A. & Eimanifar, A., 2007- Biotechnological approach to produce chitin and chitosan from the shells of *Artemia urmiana* Gunther, 1899(Branchiopoda, Anostraca) cysts in Urmia Lake, Iran. *Crustaceana*, 80(2): 171-180.
- Ayora, C., Cendron, D. L., Taberner, C. Y. & Pueyo, J. J., 2001- Brine mineral reactions in evaporate basins, *Geology*, v. 29, no. 3: 251-254.
- Azari Takami, G., 1993- Urmiah Lake as a valuable source of *Artemia* for feeding sturgeon fry. *J Vet Fac Univ Tehran*, 47: 2-14.
- Borgarallo, E., Serpone, N., Torcini, S., Minerio, C. & Pelizzetti, E., 1986- Separation of Inorganic Anions by Unsuppressed Ion Chromatograph, *Analytica Chimica Acta*, v.188, p.317.
- Bryant, R. G., Drake, N. A., Millington, A. C. & 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.
- Cohen, A. S., 2003- *Paleolimnology: The history and evolution of lake systems*, Oxford university press, 500p.
- Domagalski, J. L., Eugster, H. P. & Jones, B. F., 1990- Trace metal geochemistry of Walker, Mono, and Great Salt Lakes. In R.J. Spencer and I.M. Chou(eds), *Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H. P. Eugster*. Special Publication 2, Geochemical Society, San Antonio, 315-354.
- Domagalski, J. L., Orem, W. H. & Eugster, P., 1989- Organic geochemistry and brine composition in Great Salt, Mono, and Walker Lakes, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 2857-2872.

- Drever J. I. & 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, v. 278, p.1448- 1454.
- Drever, J. I., 1982- The Geochemistry of Natural Waters: Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 388p.
- Eimanifar, A., Rezvani, S. & Carapetian, J., 2005- Application of RFLP analysis to identify cyst populations of *Artemia urmiana*(Branchiopoda, Anostraca) from Urmia Lake, Iran. *Crustaceana*, 78(11): 1311-1323.
- Eimanifar, A., Rezvani, S. & Carapetian, J., 2006- Genetic differentiation of *Artemia urmiana* from various ecological populations of Urmia Lake assessed by PCR amplified RFLP analysis. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 333(2):275-285.
- Ermilio, J. R., 2005- Characterization Study of a Bio-infiltration Storm Water BMP. M.Sc. thesis, Villanova University, 130 p.
- Esmaili Dahesht, L., Negarestan, H., Eimanifar, A., Mohebbi, F. & Ahmadi, R., 2010- The fluctuations of physicochemical factors and phytoplankton populations of Urmia Lake, Iran, *Iranian Journal of Fisheries Sciences*, Vol. 9(3): 368-381.
- Eugster, H. P. & Hardie, L. A., 1978- Saline lakes, In A.Lerman(ed), *Lakes, Chemistry, Geology and Physics*. Springer –Verlag, p: 237-293.
- Eugster, H. P. & Jones, B. F., 1979- Behavior of major solutes during closed-basin brine evolution: *American Journal of Science*, v.279: 609-631.
- Eugster, H. P., 1980- Geochemistry of evaporitic lacustrine deposits: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8: 35-63.
- Eugster, H. P., 1984- Geochemistry and sedimentology of marine and non-marine evaporates: *Science*, Bold, 77: 237-248.
- Fayazi, F., 1991- Evaporates of the Howze Soltan lake basin: Ph.D. Thesis, University of East Anglia, 145p.
- Fayazi, F., Lak, R. & Nakhaei, M., 2007- Hydrogeochemistry and brine evolution of Maharlou saline Lake, Southwest of Iran, *Carbonates and Evaporites*, v. 22, n. 1: 34-42.
- Garrels, R. M. & Mackenzie, F. T., 1967- Origin of the chemical composition of some springs and lakes, in *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems: Advances in Chemistry*, American Chemical Society, v. 67: 222-242.
- Ghaheri, M. H., Baghal-Vayjooee, N. J., 1999- Lake Urmia, Iran, A summary Review, *International Journal of Salt Lake Research* Kluwer Academic publisher, Netherlands, 8: 19-22.
- Günther, R. T., 1899- Contributions to the geography of Lake Urmia and its neighbourhood, *Geographical Journal*, Vol. 14: 504-523.
- Hardie, L. A. & Eugster, H. P., 1970- The evolution of closed basin brines. *Mineralogical: Society of America Special*, 3: 273-290.
- Hardie, L. A. & Eugster, H. P., 1978- Saline Lakes. In: A. Lerman(ed.), *Lakes Chemistry, geology, physics*. New Yourk, NY, Springer-Verlag., 230p.
- Hardie, L. A. & Eugster, H. P., 1987- Dolomitization: A critical view of some current views: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 166-183.
- Hardie, L. A., 1968- The origin of the recent non marine evaporate deposit of Saline Valley, California, *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 32: 1279-1301.
- Herczeg, A. L. & Lyons, W. B., 1991- A chemical model for the evolution of Australian sodium chloride lake brine: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 84: 43-53.
- Hines, M. E., Lyons, W. B., Lent, R. M. & Long, D. T., 1992- Sedimentary biogeochemistry of an acidic, saline groundwater discharge zone in Lake Tyrrell, Victoria, Australia. In W.E.B.Lyons et al. eds. *The Geochemistry of Acid Groundwater Systems*. *Chemical Geology*, 96, 53–65.
- Hsu, K. J. & Seigenthaler, C., 1969- Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem, *Sedimentology*, no.12, p.11-26.
- Hunt, J. W., Anderson, B. S., Phillips, B. M., Tjeerdema, R. S., Richard, N., Valconnor, V., Worrcester, K., Angelo, M., Bern, A., Fulfrost, B. & Mulvaney, D., 2006- Spatial Relationship Between Water Quality and Pesticide Application Rates in agricultural Watersheds: *Environmental Monitoring and Assessment*, vol. 121: 245–262.
- Ikhu-omoregbel, D., Kuip, P. K. & Hove, M., 2005- An Assessment of the Quality of Liquid Effluents From Opaque Beer-brewing Plants in Bulawayo, Zimbabwe: *Water SA*, vol. 31, no. 1: 140-150.
- Jalali, B., 1984- A report on Urmia Lake. Tehran, Ministry of Energy.
- Jones, B. F. & Deocampo, D. M., 2003- Chapter 13: Geochemistry of Saline Lakes. In: J.I. Drever (Editor), *TREATISE ON GEOCHEMISTRY*. Elsevier Scientific Publishers.
- Jones, B. F. & Deocampo, D. M., 2004- Geochemistry of saline lakes, In *Treatise on Geochemistry*. US Geological Survey, 5, 13:393-424.
- Jones, B. F. & Vandenburg, A. S., 1966- Geochemical influences on the chemical character of closed basins, *IAHS Symp. Garda, Hydrol. Lakes Reservoirs*, v. 70, p. 435-446.
- Jones, B. F., 1966- The hydrology and mineralogy of Deep Springs Lake, Inyo County, California: U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 502: A1-A56.
- Kelts, K. & Shahrabi, M., 1986- Holocene sedimentology of hypersaline Lake urmia, Nortwestern Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54: 105-130.

- Kinsman, D. J. J. & Holland, H. D., 1969- The co-precipitation of cations with CaCO₃-IV. The co-precipitation of Sr²⁺, with aragonite between 16° and 96°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 1–17.
- Krinsley, D. B., 1970- *Geomorphological and paleoclimatological Studies of the Playa of Iran*, US Government Printing Office Washington D.C., 20,402p.
- Lewis, D.W., McConchie., 1994- *Analytical Sedimentology*, Chapman & Hall, New York. London, 197p.
- Li, J. & Lowenstein, T. K., 1995- Death Valley salt core evaporate minerals as climate indicators., *Geology Society of American Annual Meeting*, Abstract with Programs.
- Lowenstein, T. K., Li. J. & Brown, C., 1998- Paleotemperature from fluid inclusions in halite, Death valley., *Chemical geology*. V.150, 3-4: 223-245.
- Lowenstein, T. K., Spencer, R. J. & Zhang, P., 1989- Origin of ancient potas evaporates; clues from the modern Qaidam Basin, western China: *Science*, v. 245: 1090-1092.
- McKenzie, D. P., 1972- Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30: 109-185.
- Moore, G.W., 1960- Origin and chemical composition of evaporate deposits: U.S. Geological Survey, Open-File Rep. 174p.
- Peuyo, J. J. & Ingles-Urpinell, M., 1987- Substrate mineralogy, pore brine compositions and diagenetic processes in playa lakes of Los Monegros and Bajo Aragon, Spain. In: *Geochemistry and Mineral Formation in the Earth Surface*, Eds R. Rodriguez-Clemente and Y.Tardy, 351-372.
- Piper, A. M., 1994- A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analysis: *Transactions of the American Geophysical Union*, v. 25, p. 914.
- Rosen, M. R., 1994- The importance of ground water in playa, a review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas: *Geological society of America*, 289: 1-18.
- Shahrabi, M., 1981- Holocene Lacustrine facies and environment of hypersaline Lake Urmieh, N.W Iran. *Dip. Arb. Ander ETH Zurich*, Switzerland. 75pp.
- Sinha, R. & Raymahashay, B. C., 2004- Evaporite mineralogy and geochemical evolution of the Sambhar Salt Lake, Rajestan, India, *Sedimentary Geology.*, no.166, p:59-71.
- Smith, C. L. & Drever, J. I., 1976- Controls on the chemistry of spring at Teels Marsh, Mineral Country, Nevada: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 40: 1081-1093.
- Sonnenfeld, P., 1984- *Brines and Evaporites*, Academic Press, INC. 613p.
- Sorgeloos, P., 1997- Resource assessment of Urmia lake Artemia cysts and biomass. In *Artemia Lake Cooperation Project*, Item B Edited by: Sorgeloos P. Laboratory of Aquaculture and Artemia Reference Center, Belgium, 1-114.
- Spencer, R. J., Eugster, H. P., Jones, B. F. & Rettig, S. L., 1985- *Geochemistry of Great Salt Lake, Utah I: Hydrochemistry since 1850*. U.S. Geol. Surv, 49: 727-737.
- Spencer, R. J., Lowenstein, T. K., Casas, E. & Penxci, Z., 1990- Origin of potash salts and brines in the Qaidam Basin, China: *Geochem. Soc. Spec. Publ*, Bold, 2: 395-402.
- Stevens, L. R., Ito, E., Schwalb, A. & Wright Jr, H. E., 2006- Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran, *Quaternary Research*, 66: 494-500.
- Stiff, H. A., 1951- The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal Petroleum Technology*, 3: 15-17.
- Suangkiattikum, C., 2005- *Solute Balance Modeling of Lake Naivasha(Kenya)*, Application of DMS, M.Sc. thesis, The International Institute for Geo-information Science and Earth Observation(ITC), Enschede, 114 p.
- Valero- Garcés, B. L., Delgado-Huertas, A., Navas, J. M., Gonzalez-Samperiz, P. & Kelts, K., 2000- Quaternary paleohydrological evolution of a playa lake: Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain, *Sedimentology*, 47, p.1135-1156.
- Van Stappen, G., Fayazi, G. & Sorgeloos P., 2001- International study on Artemia LXIII. Field study of the Artemia urmiana (Günther, 1890) population in Lake Urmiah, Iran. *Hydrobiologia*, 466: 133-143.
- Warren, J., 1999- *Evaporites, Their Evolution and Economics*, Blackwell Science, 438p.
- Warren, J., 2006- *Evaporites, Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer, 1035p.
- Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walanus, A., Hutorowicz, A., Alexandrowicz, S.W. & Langer, J. L., 2006- Paleolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic mplications, *Quaternary Research*, 66: 477-493.