

کاربرد ایزوتوپ‌های پایدار و هیدروژنوشیمی بمنظور بررسی منشأ و تغییرات کیفی منابع آب حوضه‌ی آبریز دریاچه زریوار

حسین محمدزاده^۱ - صلاح الدین ابراهیم پور^{۲*}

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۰/۱۴

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱/۱۶

چکیده

دریاچه‌ی زریوار، واقع در شمال غرب شهرستان مریوان، استان کردستان، یکی از مهم‌ترین دریاچه‌های آب شیرین ایران است که حفاظت و بررسی منابع آب موجود در حوضه‌ی آبریز آن ضروری می‌باشد. در این تحقیق، به منظور ترسیم خط ایزوتوپی اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) نسبت به دوتریم ($\delta^2\text{H}$)، پی بردن به منشأ توده‌های باران‌زا و رابطه بین منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی، بررسی فرایندهای کنترل کننده‌ی شیمی آب و تعیین منشأ کاتیون‌ها و آنیون‌ها، ضمن اندازه‌گیری پارامترهای (TDS, EC, pH) در صحرا، از آب‌های جوی، سطحی (دریاچه) و زیرزمینی حوضه‌ی آبریز دریاچه نمونه‌برداری شده است. بر اساس نتایج ایزوتوپی نمونه‌های آب باران، برای اولین بار رابطه خط ایزوتوپی آب‌های جوی منطقه مریوان به صورت $\delta^2\text{H}=7.5 \delta^{18}\text{O}+9.1$ تعیین شده است. میانگین مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در آب‌های جوی، زیرزمینی و دریاچه به ترتیب $-۸/۳$ ، $-۷/۰$ و $۵/۵$ درصد و میانگین مقدار $\delta^2\text{H}$ در این منابع آبی به ترتیب $-۵۳/۶$ ، $-۴۲/۲$ و $۱۶/۹$ درصد می‌باشد. داده‌های ایزوتوپی نشان می‌دهند که آب‌های زیرزمینی منطقه از نزولات جوی منشأ گرفته و بسیار کم تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته‌اند. اما آب دریاچه تحت تأثیر شدید تبخیر بوده است. با توجه به دوتریم مازاد (d) منشأ ریزش‌های جوی اغلب توده‌های باران‌زا مدیترانه‌ای می‌باشند. بررسی‌های هیدروژنوشیمیایی نشان می‌دهد که عامل اصلی کنترل کننده‌ی شیمی آب در منطقه هوازدگی سنگ‌ها بوده، و منشأ کاتیون‌ها و آنیون‌ها در آب دریاچه و آب زیرزمینی منطقه اغلب طبیعی، ولی بعضی از یون‌ها (Cl^- , SO_4^{2-}) در آب دریاچه علاوه بر طبیعی منشأ غیر طبیعی (ناشی از فاضلاب‌ها و کودهای شیمیایی) نیز دارا می‌باشد. نمایه‌های اشباع نمونه‌های آب بیان کننده‌ی مقدار پایین کانی‌های تبخیری و زمان ماندگاری کم آب در آبخوان دشت مریوان می‌باشد. آنالیز خوشه‌ای پارامترهای کیفی آب و مکان‌های نمونه‌برداری نشان می‌دهد که آب‌های زیرزمینی اطراف دریاچه اغلب از نظر کیفی شبیه هم و آب دریاچه جز شمال و جنوب آن کیفیت نزدیک به هم را نشان می‌دهد و احتمالاً بیشترین نشت آب زیرزمینی از سمت غرب و شمال به درون دریاچه صورت می‌گیرد. همچنین با توجه به بررسی تحلیل عاملی در منطقه ۳ عامل اصلی ۸۳/۳۰ درصد تغییرات کیفی آب منطقه را کنترل می‌کند.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ‌های پایدار، نمایه‌های اشباع، دشت مریوان، آنالیز خوشه‌ای

مقدمه

زیرزمینی موثر می‌باشند که از آن جمله می‌توان به عوامل زمین‌شناسی، فرایند هوازدگی، شرایط هیدروژئولوژیکی، اختلاط آب‌ها، شرایط جوی و تبخیر اشاره نمود (۷). سازندهای زمین‌شناسی و هوازدگی شیمیایی آن‌ها، نقش عمده‌ای در کنترل ترکیب آب‌های طبیعی دارد (۱۷، ۲۳، و ۳۴). با استفاده از غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌ها، مقایسه‌ی نسبت‌های یونی، مدل‌های کیفی و نمودارهای ترکیبی می‌توان عوامل کنترل کننده کیفیت آب را شناسایی کرد. از آنجایی که اکسیژن و هیدروژن عناصر تشکیل دهنده آب هستند، بررسی و تحلیل مقادیر ایزوتوپی این عناصر ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) به عنوان یک ریداب بسیار مفید می‌باشند. امروزه استفاده از ایزوتوپ‌ها به خصوص

پهنه‌های آبی (دریاچه‌های طبیعی، سدها و تالاب‌ها) نقش مهمی در چرخه‌ی آب، کربن، نیتروژن و فسفر داشته و یکی از منابع مهم تأمین آب مورد نیاز می‌باشند. از اینرو، پایش و حفاظت از منابع آبی سطحی و زیرزمینی بسیار مهم و اساسی می‌باشد. فاکتورهای متعددی در فراوانی و تغییرات غلظت یون‌ها در منابع آب‌های سطحی و

۱ و ۲- استادیار و دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی زیست محیطی، مرکز تحقیقات آب‌های زیرزمینی (متاب)، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد
(* نویسنده مسئول: Email: Ebrahimpoor1366@gmail.com)

از نظر توپوگرافی حوضه‌ی آبریز دریاچه‌ی زریوا توسط رشته کوه‌های نسبتاً بلند احاطه شده است. بلندترین نقطه‌ی حوضه کوه میرجاجی با ارتفاع ۲۱۴۰ متر از سطح دریا در قسمت جنوب غرب دریاچه و کم‌ترین ارتفاع مربوط به قسمت‌های از دشت مریوان با ارتفاع ۱۲۸۰ متر می‌باشد. بیشترین عمق دریاچه ۷ متر و میانگین عمق آن ۳ متر است. حداکثر طول دریاچه ۴/۸ کیلومتر (با ریش‌های مرتبط ۸/۷ کیلومتر) و عرض آن ۲/۱ کیلومتر (با پوشش گیاهی ۴/۴ کیلومتر) است (۶).

مواد و روش‌ها

جهت بررسی هیدروژن‌شیمی و ایزوتوپ‌های پایدار ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) دریاچه‌ی زریوار تعداد ۱۹ ایستگاه در پاییز ۸۹ نمونه‌برداری شده است. که از این تعداد، ۷ ایستگاه در داخل دریاچه (۳ ایستگاه در قسمت‌های عمیق‌تر دریاچه ۲ ایستگاه در حاشیه‌ی دریاچه، و ایستگاه‌های ورودی (شمال) و خروجی (جنوبی) دریاچه) و همچنین ۱۲ ایستگاه (۴ تا چشمه، ۸ چاه) در اطراف دریاچه می‌باشند (شکل ۲). چشمه و چاه‌های نمونه‌برداری شده در پایین دست دریاچه (۳ ایستگاه)، در بالا دست دریاچه (۲ ایستگاه)، و در شرق (۳ ایستگاه) و غرب (۴ ایستگاه) قرار دارند (شکل ۱). در طول نمونه‌برداری پارامترهای صحرائی (دمای آب (T)، هدایت الکتریکی (EC)، اسیدیته (pH)، کل جامدات محلول (TDS)) در محل نمونه‌برداری با استفاده از دستگاه مولتی پارامتر مدل‌های HORIBO D-21 و ORION-115 اندازه‌گیری گردیده است. به منظور اندازه‌گیری کاتیون‌ها، آنیون‌ها و ایزوتوپ‌های $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ در هر ایستگاه تعداد ۴ نمونه‌ی مجزا در ظروف پلی اتیلن ۲۵ میلی‌لیتری نمونه‌برداری و کلبه‌ی نمونه‌ها با استفاده از فیلتر $0.45 \mu\text{m}$ سلولزی (برای جذب مواد معلق) فیلتر شدند. برای جلوگیری از رسوب کاتیون‌ها به هر کدام از نمونه‌های برداشت شده برای اندازه‌گیری کاتیون‌ها ۰/۱ ml اسید نیتریک غلیظ اضافه گردید. به منظور جلوگیری از فعالیت‌های میکروارگانیسم‌ها کلبه‌ی نمونه‌های آب قبل از اندازه‌گیری در یخچال (دمای ۴ درجه) نگهداری شده‌اند. علاوه بر آن تعداد ۱۶ نمونه از آب ریزش‌های جوی در فصل‌های پاییز و زمستان ۸۹ در ایستگاه باران سنجی مریوان برداشت گردید. کلبه‌ی نمونه‌ها در آزمایشگاه‌های هیدروژن‌شیمی و ایزوتوپی دانشگاه اتاوا-کانادا آنالیز گردیده‌اند. برای اندازه‌گیری آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی از دستگاه‌های ICP-AES و IC و برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و دوتریم از دستگاه Delta Plus XP Isotope Ratio Mass Spectrometer (thermo Finnigan Germany) استفاده و برای رسم نقشه‌ها و نمودار درختی آنالیز خوشه‌ای به ترتیب از نرم افزار Arc GIS9.3 و SPSS16 و همچنین برای نمایه اشباع کانی‌ها از نرم افزار PHREEQC2.15 استفاده شده است.

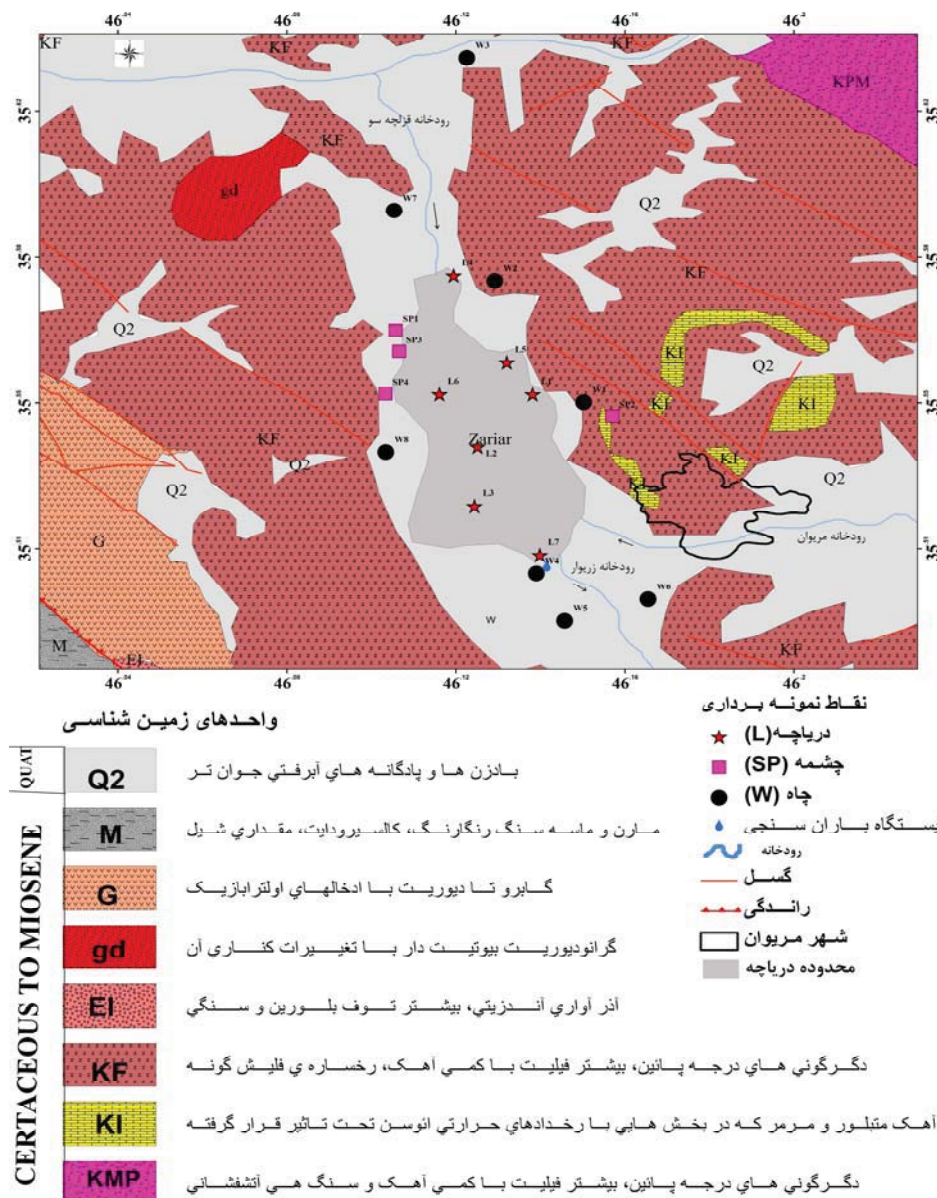
ایزوتوپ‌های محیطی پایدار بسیار گسترده و کاربرد زیادی در بررسی چرخه آب و مطالعات منابع آب دارد (۲۶). از فناوری ایزوتوپ می‌توان برای بدست آوردن بیان آب دریاچه، بررسی خصوصیات دینامیکی جریان آب (اختلاط افقی، عمودی)، برهمکنش بین آب دریاچه و آب زیرزمینی، فرایند رسوب‌گذاری در دریاچه، تعیین منشأ آلودگی، مطالعه پالئوهیدرولوژی و پالئوکلیماتولوژی (۲۹) و همچنین جهت بررسی فرایندهای ژئوشیمیایی حاکم بر کیفیت آب‌های سطحی و زیرزمینی و تعیین خصوصیات هیدروژن‌شیمیکی آبخوان (منشأ آب، زمان و نرخ تغذیه و ارتباط آبخوان‌ها) استفاده نمود (۲۱).

هدف از این مطالعه بررسی تغییرات کیفی منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی حوضه‌ی آبریز دریاچه زریوار می‌باشد. بدین‌منظور، ضمن رسم خط ایزوتوپی آب باران مریوان (1MMWL) و مقایسه‌ی آن با خط ایزوتوپی آب جهانی (2GMWL)، تغییرات مقادیر ایزوتوپی ($\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$) منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی نسبت به میانگین آن در آب باران منطقه مریوان و جهانی مورد بررسی و مدل تغییرات ایزوتوپی منطقه ارائه گردیده است. علاوه بر آن، با بررسی هیدروژن‌شیمی آب‌های منطقه با استفاده از نمودارهای ترکیبی، نمایه‌های اشباع، آنالیز خوشه‌ای و تحلیل عاملی، منشأ آب‌های زیرزمینی دشت مریوان و دریاچه مورد بررسی و ارتباط شیمیایی بین منابع آبی با یکدیگر و با لیتولوژی منطقه مورد مطالعه گرفته است.

موقعیت و زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه

دریاچه‌ی تالابی زریوار در ۳ کیلومتری شمال غربی مریوان (استان کردستان) در شمال غرب ایران، در ارتفاع ۱۲۹۰ متری از سطح آزاد دریا و در زون سنج-سیرجان قرار دارد. اشتهکلین (۳) بر اساس تفاوت‌های مشهود، قلمرو سنج-سیرجان را به ۳ زیر زون سنگ‌های دگرگونی قدیمی، سنگ‌های رسوبی ناحیه پلات فرمی (کرتاسه تا ائوسن) و رسوب‌های فلیشی با دگرگونی کم (کرتاسه تا ائوسن) تقسیم بندی کرده است. قدیمی‌ترین سنگ‌های حاشیه دشت مریوان شامل سری دگرگون شده پالئوزوئیک (احتمالاً قدیمی‌تر از آن) است که منشأ آذرین داشته و در جنوب غربی ناحیه در مجاور روراندگی زاگرس قرار گرفته است. اطراف دریاچه‌ی زریوار را سنگ‌های دگرگونی درجه پایین (رخساره آن در حد شیست سبز) و همچنین سنگ‌های آهکی کرتاسه به شدت تکتونیزه و متبلور شده می‌پوشانند. دریاچه در داخل دشت مریوان و بر روی رسوبات کواترنری قرار گرفته، که ضخامت این رسوبات در وسط دریاچه بیش از ۲۰۰ متر می‌باشد (۶). این رسوبات بیشتر سیلت و رس بوده که از فرسایش ارتفاعات آهکی دگرگون شده به وجود آمده‌اند (شکل ۱).

- 1- Marivan Meteoric Water Line
- 2- Global Meteoric Water Line



بر گرفته از نقشه ی ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین شناسی مریوان - پانه

شکل ۱- نقشه ی زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ی ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین شناسی مریوان - پانه)، موقعیت ایستگاه های نمونه برداری و ایستگاه باران سنجی مریوان

ترکیب ایزوتوپی ($\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$) نمونه های باران منطقه ی

مریوان

یکی از برجسته ترین روابط مشاهده شده در ژئوشیمی آبها، رابطه ی تقریباً خطی بین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ در آب های جوی می باشد (۵). کریگ (۱۲) در سال ۱۹۶۱ برای اولین بار ارتباط بین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ در آب های شیرین در مقیاس جهانی را منتشر کرد، که به عنوان خط آب باران جهانی (GMWL) معروف بوده و در شرایط

نتایج و بحث

نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپی نمونه های آب باران در جدول ۱ و نتایج حاصل از اندازه گیری پارامترهای صحرايي و آنالیز کاتیون ها، آنیون ها، نسبت یونی و ترکیب ایزوتوپی نمونه های آب سطحی و زیرزمینی منطقه ی زریوار در جدول ۲ ارائه گردیده است. بحث و بررسی نتایج بدست آمده به شرح زیر می باشد.

در منطقه می‌توان به میزان برهمکنش آب‌ها پی‌برد. به طور کلی مولکول‌های سبک آب زودتر از مولکول‌های سنگین آن در پهنه‌های آبی تبخیر می‌شوند (۸). حداقل و حداکثر مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در آب دریاچه زریوار به ترتیب $4/5\%$ و $9/9\%$ (با میانگین $5/5\%$) و مقدار $\delta^2\text{H}$ به ترتیب $10/9\%$ و $39/2\%$ (با میانگین $32/9\%$) می‌باشد. مقدار ایزوتوپ‌های آب زیرزمینی چاه‌های اطراف دریاچه نسبت به مقدار آن در آب دریاچه تهی‌تر می‌باشد. بطوری که حداقل و حداکثر مقدار $\delta^{18}\text{O}$ به ترتیب $7/6\%$ و $5/3\%$ (با میانگین $6/8\%$) و برای $\delta^2\text{H}$ به ترتیب $46/7\%$ و $32/0\%$ (با میانگین $40/4\%$) می‌باشد. مقادیر حداقل و حداکثر این ایزوتوپ‌ها برای چشمه‌ها به ترتیب $7/7\%$ و $6/9\%$ (با میانگین $7/2\%$) برای ایزوتوپ اکسیژن و به ترتیب $47/3\%$ و $39/9\%$ (با میانگین $44/1\%$) برای ایزوتوپ دوتریوم می‌باشد.

موقعیت چشمه‌ها و چاه‌ها بر روی دیاگرام $\delta^{18}\text{O}$ نسبت به $\delta^2\text{H}$ نشان می‌دهد که این آب‌ها تحت تأثیر آب باران منطقه بوده و از آن تغذیه می‌شوند (شکل ۲). انحراف ناچیز نمونه‌های آب زیرزمینی (چاه‌ها و چشمه‌ها) خط MMWL نشان دهنده تبخیر بسیار ناچیز آنها می‌باشد. اما در مقابل ایزوتوپ‌های نمونه‌های آب دریاچه که تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته‌اند، غنی‌شدگی نشان داده و از خط جوی مریوان انحراف پیدا کرده‌اند. در بین نمونه‌های آب زیرزمینی تنها نمونه‌ی آب چاه W4 که در جنوب دریاچه قرار دارد از نمونه‌های آب زیرزمینی فاصله گرفته و به سمت نمونه‌های دریاچه تمایل پیدا کرده است که دلیل آن می‌تواند اختلاط با آب دریاچه باشد. از اینرو می‌توان نتیجه گرفت که آب دریاچه از ریزش‌های جوی و زهکشی آب‌های زیرزمینی دشت مریوان تغذیه می‌شود، ولی در قسمت جنوب دریاچه (W4) آب زیرزمینی توسط دریاچه تغذیه می‌گردد.

پارامتر دتریوم مازاد^۳ در نمونه‌های باران مریوان

پارامتر دتریوم مازاد (d) توسط دسگارد (۱۳) در سال ۱۹۶۴ بیان شده است و فرمول آن به صورت رابطه‌ی ۳ می‌باشد. مقدار d برای کل کره‌ی زمین 10% بوده، که شاخص GMWL عهد حاضر است و با میانگین رطوبت نسبی ۸۵ درصد اقیانوس‌ها مطابقت دارد.

$$d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O} \quad (3)$$

دوتریوم مازاد نشان دهنده‌ی انحراف مقدار $\delta^2\text{H}$ نمونه‌های آب از مقدار $\delta^2\text{H}$ خط باران جهانی با شیب ۸ می‌باشد. مقادیر دوتریوم مازاد بارندگی به منشأ باران یعنی ابر یا توده‌ی بخار تشکیل دهنده آن بستگی داشته و زمانی که رطوبت ابر کمتر از 100% درصد باشد دوتریوم مازاد نمایان می‌شود (۱۱ و ۳۲).

تعادلی و در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد معادله‌ی آن صورت رابطه‌ی ۱ می‌باشد. خط GMWL با توجه به داده‌های ایزوتوپی بارندگی در سرتاسر جهان و از میانگین تعداد زیادی خط باران محلی (LMWL) که هر کدام دارای شیب و عرض از مبدا متفاوت می‌باشند حاصل شده است.

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (1)$$

که در آن کلیه‌ی مقادیر ایزوتوپی ($\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$) بر حسب پرمیل (‰) در مقیاس^۲ (VSMOW) می‌باشد. شیب ۸ نشان می‌دهد که در نمونه‌های آب باران، ایزوتوپ $\delta^2\text{H}$ برابر بیشتر از ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ غنی می‌شود و عرض از مبدأ ۱۰ تابع شرایط آب و هوایی بوده و در شرایط غیر تعادلی مقدار آن تغییر می‌کند (۱۱). هر دو پارامتر شیب خط و عرض از مبدا آن، تحت تأثیر تبخیر ثانویه در هنگام ریزش جوی قرار می‌گیرند. به طور کلی ترکیب ایزوتوپی ریزش‌های جوی در مناطق مختلف به GMWL نزدیک می‌باشد (۱۹) و ریزش‌های جوی در زمستان بسیار تهی‌تر از ریزش‌های تابستان می‌باشند (۲۰).

برای رسم خط آب باران مریوان (MMWL) از داده‌های ایزوتوپی ایستگاه بارندگی مریوان که در جنوب دریاچه و بر روی خروجی دریاچه قرار گرفته (جدول ۱) استفاده شده است. شکل ۲ پراکندگی نمونه‌های آب باران از نظر مقدار $\delta^2\text{H}$ و $\delta^{18}\text{O}$ و خط آب باران مریوان را نشان می‌دهد. تغییرات مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در ریزش‌های جوی به ترتیب از $2/2\%$ تا $14/9\%$ درصد (میانگین حدود $8/3\%$ درصد) و برای $\delta^2\text{H}$ از $6/9\%$ تا $102/6\%$ درصد (میانگین حدود $53/6\%$ درصد) می‌باشد. معادله‌ی بدست آمده برای خط آب باران مریوان به صورت رابطه‌ی ۲ می‌باشد که شیب و عرض از مبدأ آن نسبت به خط باران جهانی کاهش پیدا کرده که دلیل آن می‌تواند تبخیر ثانویه باشد.

$$\delta^2\text{H} = 7.5\delta^{18}\text{O} + 9.1 \quad (2)$$

شیب خط آب باران مریوان نسبت به خط جوی مشهد $\delta^2\text{H} = 7.1$ ، تهران $\delta^{18}\text{O} + 11.2$ ، اصفهان $\delta^2\text{H} = 7.1\delta^{18}\text{O} + 13$ ، رفسنجان $\delta^2\text{H} = 5.9\delta^{18}\text{O} + 13$ ، شیراز $\delta^2\text{H} = 8.0\delta^{18}\text{O} + 20$ (۲۷) بیشتر و نسبت به شیراز $\delta^2\text{H} = 8.0\delta^{18}\text{O} + 20$ کمتر می‌باشد. همچنین نسبت به خط جوی کشور ترکیه (TMWL) در شمال غرب منطقه مورد مطالعه که از میانگین ۲۶ ایستگاه هواشناسی بدست آمده $\delta^2\text{H} = 7.74\delta^{18}\text{O} + 13.1$ (۱۴) کمتر می‌باشد.

ترکیب ایزوتوپی ($\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$) منابع آبی منطقه

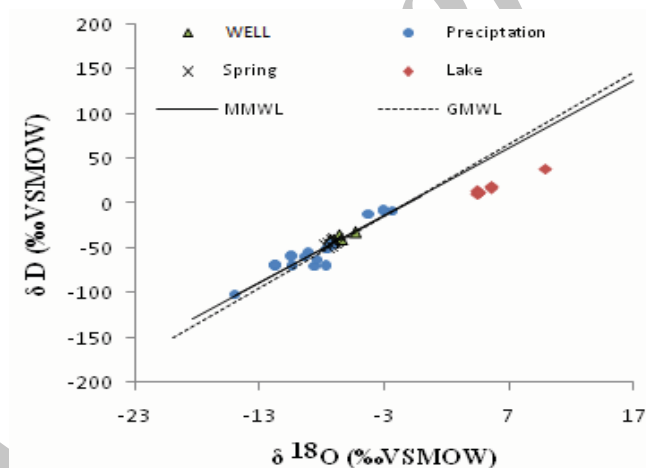
تمرکز ایزوتوپ‌های پایدار در منابع آبی مختلف بیشتر به منشأ تغذیه آن‌ها بستگی دارد (۲۱). از این رو با ارزیابی ایزوتوپ‌های پایدار

1 - Local Meteoric Water Line (LMWL)

2 - Vienna Standard mean ocean water (VAMOW)

جدول ۱- ترکیب ایزوتوپی ($\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$) نزولات جوی منطقه‌ی مریوان (غلظت‌ها بر حسب ‰VSMOW)

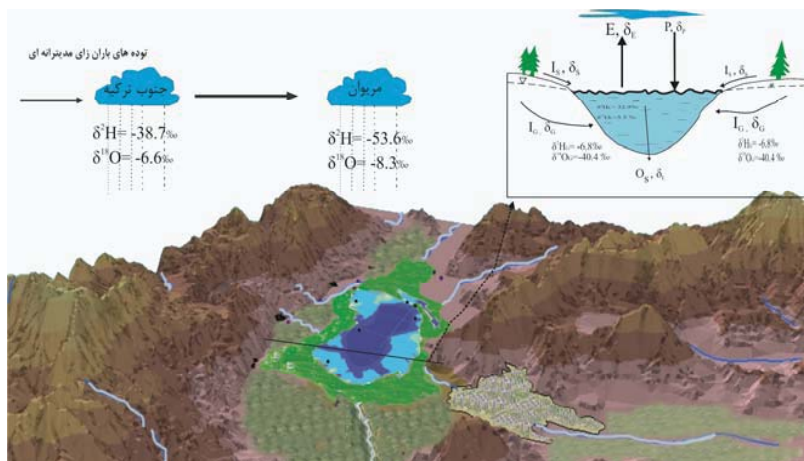
نمونه	$\delta^{18}\text{O}$	$\Delta^2\text{H}$	d- excess
R1	-۷/۷	-۶۹/۷	-۸/۵
R2	-۸/۶	-۷۰/۹	-۲/۵
R3	-۸/۴	-۶۳/۴	۳/۴
R4	-۷/۶	-۵۱/۶	۸/۹
R5	-۳/۰	-۸/۹	۱۵/۴
R6	-۴/۳	-۱۱/۸	۲۲/۳
R7	-۹/۰	-۵۴/۵	۱۷/۶
R8	-۱۰/۴	-۶۹/۶	۱۳/۴
R9	-۷/۲	-۴۶/۹	۱۰/۴
R10	-۲/۳	-۸/۲	۱۰/۰
R11	-۱۵/۰	-۱۰۲/۷	۱۷/۲
R12	-۹/۴	-۵۹/۵	۱۵/۶
R13	-۱۱/۷	-۸۳/۱	۱۰/۵
R14	-۶/۱	-۲۸/۰	۲۰/۹
R15	-۱۱/۷	-۶۹/۸	۲۴/۰
R16	-۱۰/۴	-۵۹/۱	۲۴/۱
میانگین	-۸/۳	-۵۳/۶	۱۲/۷



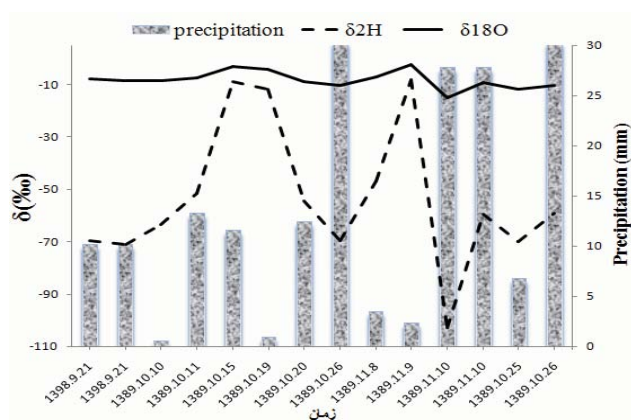
شکل ۲- برازش خط ایزوتوپی آب‌های جوی مریوان (MMWL) و موقعیت منابع آب (دریاچه، چشمه و چاه) منطقه بر روی نمودار $\delta^2\text{H}$ نسبت به $\delta^{18}\text{O}$

دوتریوم مازاد نیز به طبع بسیار بالاتر است. بارش‌هایی که در نواحی شرقی مدیترانه رخ می‌دهند، گاه تا میزان ۱۸ درصد دوتریوم مازاد دارند (۱۸). دوتریوم مازاد در ریزش‌های جوی مریوان از ‰-۸/۵ تا ‰ ۲۴/۶ متغیر بوده و میانگین آن ‰ ۱۲/۷ می‌باشد که حدود ‰ ۲/۷ از میانگین دوتریوم مازاد جهانی (‰ ۱۰) بالاتر است. این امر نشان می‌دهد بیشتر نزولات جوی منطقه از ریزش‌های جوی مدیترانه‌ای (متوسط ‰ ۱۳) که دارای رطوبت کم هستند منشأ می‌گیرند. شکل ۳ مدل ایزوتوپی آب‌های منطقه را نشان می‌دهد.

به طور کلی بالا و پایین بودن مقدار دوتریوم مازاد به ترتیب نشان دهنده‌ی رطوبت کم و رطوبت زیاد منشأ باران یعنی توده‌ی بخار است که باران از آن منشأ گرفته است. به عنوان مثال پایین بودن مقدار دوتریوم مازاد باران‌های وکتوریا کانادا (۳/۱۶ درصد) نشانه دهنده‌ی رطوبت بالای ابر این منطقه (۹۳/۴ درصد) می‌باشد (۱۶). علاوه بر آن، دوتریوم مازاد، درجه‌ی اثر جنبشی ناشی از تبخیر در سیستم‌های آزاد را نیز نشان می‌دهد. در آب‌هایی که در نواحی خشک و در معرض تبخیر شدید قرار دارند، اثرات جنبشی بسیار شدیدتر بوده و مقدار



شکل ۳- مدل ایزوتوپ‌های پایدار دریاچه و اطراف آن (I,G,O,E,P,S) به ترتیب آب سطحی، نزولات جوی، تبخیر، خروجی، آب زیرزمینی و ورودی)



شکل ۴- ارتباط بین میزان بارندگی و مقادیر δ²H و δ¹⁸O نمونه‌های باران

در آب زیرزمینی به ترتیب $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^{+} + K^{+}$ و $HCO_3^{-} > SO_4^{2-} > Cl^{-}$ و در آب دریاچه به ترتیب $Ca^{2+} > Na^{+} + K^{+} > Mg^{2+} > SO_4^{2-} > Cl^{-}$ می‌باشد. مقدار عناصر سنگین (Zn, Pb, Cr) در منطقه خوشبختانه بسیار پایین و کمتر از حد استاندارد (WHO) می‌باشند. دریاچه از نظر کشاورزی در رده‌ی C2-S1 و از نظر صنعتی خورنده و همچنین آب دریاچه از نظر سختی کل در رده‌ی آب‌های سخت و بسیار سخت قرار می‌گیرد. آب دریاچه با توجه به شاخص کیفی NSFQI در محدوده‌ی کیفی متوسط و از نظر شاخص کیفی OWQI در محدوده‌ی بسیار بد قرار می‌گیرد (برای مطالعه‌ی بیشتر در این رابطه به منبع (۱) و (۲) مراجعه گردد). همان‌طور که در شکل (۵-الف) دیده می‌شود او با توجه به مقدار این پارامترها، عامل غالب در کنترل شیمی پهنه‌های آبی را هوازدگی سنگ‌ها، ترکیب نزولات جوی، فرایند تبخیر و ترکیب آب اقیانوس‌ها می‌داند.

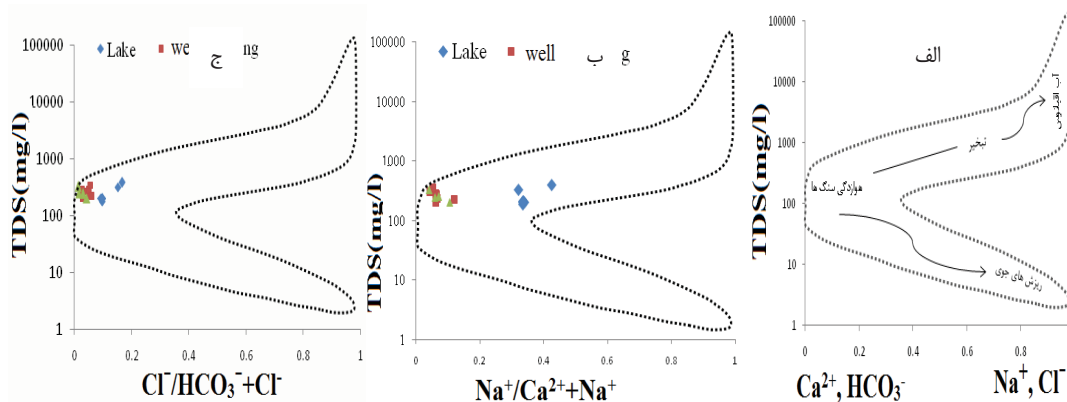
ارتباط بین ایزوتوپ‌های ^{18}O و 2H با مقدار بارندگی در منطقه

به طور کلی یک انطباق منفی بین مقدار ریزش جوی و فاکتور تفریق (α) در عرض جغرافیایی پایین و استوایی وجود دارد. در عرض‌های خیلی بالا این انطباق منفی کمتر شده یا حتی یک انطباق مثبت ضعیف هم دیده می‌شود (۲۶). هنگامی که یک توده‌ی هوای مشخص محتمل بارندگی زیاد می‌شوند، متعاقباً مقادیر α بارش‌های جوی کاهش می‌یابد. زمانی که میزان ریزش‌های جوی کم است دمای هوا در پایین توده ابر تأثیر گذار بوده و می‌تواند باعث تبخیر قابل توجه باران شود. بعضی اوقات در مناطق بسیار خشک و گرم پدیده‌ی زیبای Virga (یعنی بارانی که هرگز به زمین نمی‌رسد) رخ می‌دهد که دلیل آن تبخیر شدید در اتمسفر می‌باشد.

شکل ۴ ارتباط بین تغییرات مقدار بارندگی در ایستگاه مریوان در برابر تغییرات مقادیر $\delta^{18}O$ و δ^2H نمونه‌های باران را نشان می‌دهد. همانگونه که شکل نشان می‌دهد، مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار با میزان بارندگی ارتباط عکس دارند یعنی هر چه میزان بارندگی بیشتر باشد ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن تهی‌تر می‌شوند.

هیدروژنوشیمی

در این قسمت عوامل کنترل کننده‌ی شیمی آب دریاچه زیریوار و آب‌های زیرزمینی منطقه و همچنین منشأ یون‌های اصلی موجود در آب مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد. با توجه به نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های آب سطحی و زیرزمینی (جدول ۲)، کاتیون و آنیون غالب در آب دریاچه و آب‌های زیرزمینی به ترتیب Ca^{2+} و HCO_3^{-} بوده و تیپ آب منطقه بیکربنات کلسیک می‌باشد. ترتیب کاتیون‌ها و آنیون‌ها



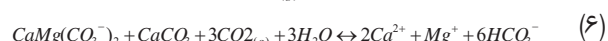
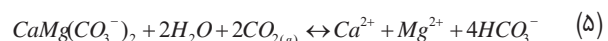
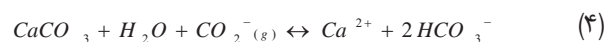
شکل ۵- محل قرار گرفتن نمونه‌های آب سطحی و زیرزمینی حوضه دریاچه زریوار بر روی مدل گیبس

برای پی بردن به منشأ سدیم (نمک‌های طبیعی یا انسانزاد) می‌توان از نمودار ترکیبی Na^+ در مقابل Cl^- (شکل ۶-ب) استفاده نمود. در حوضه‌ی آبریز دریاچه زریوار نسبت Na^+/Cl^- در کلیه‌ی نمونه‌های آب (جز نمونه‌ی W8) بیشتر از ۱ بوده و نشانه‌ی منشأ طبیعی Na^+ بوده و می‌توان گفت که به غیر از انحلال کانی‌های تبخیری، انحلال رس‌های سدیم‌دار مانند مونتموریلونیت $(Na, Ca)_{0.33}(Al, Mg)_2(Si_4O_{10})(OH)_2 \cdot nH_2O$ یا نیترات سدیم $(NaNO_3)$ که به صورت توده‌ای یا لایه‌ای همراه با آهک در منطقه یافت می‌شوند و یا فرایند تبادل یونی در افزایش Na^+ موثر بوده‌اند. نمونه‌ی آب W8 که از یک چاه خانگی در پایین دست روستای کانی‌سانان نمونه‌برداری شده است و احتمالاً فاضلاب‌های خانگی بر روی آن تأثیر گذاشته و مقدار نسبت Na^+/Cl^- کمتر از واحد شده است. رابطه‌ی مستقیم تغییرات سدیم و اکسیژن ۱۸ در نمونه‌های آب منطقه (شکل ۶-د) نشان دهنده‌ی تأثیر تبخیر بر افزایش شوری منابع آب می‌باشد.

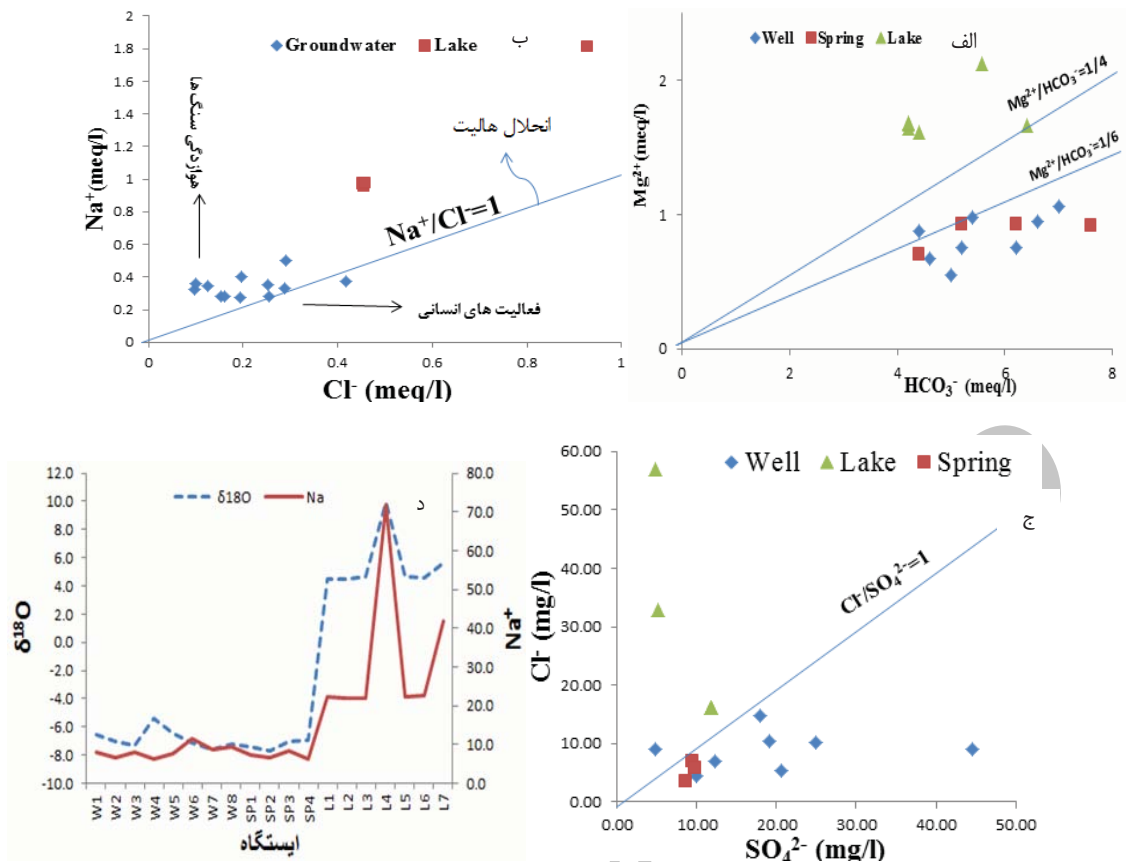
آنیون SO_4^{2-} در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه بعد از بی‌کربنات، ولی در آب دریاچه بعد از بی‌کربنات و کلر جزو فراوان‌ترین آنیون‌ها می‌باشد. دیاگرام ترکیبی Cl^- در مقابل SO_4^{2-} (شکل ۶-ج) نشان می‌دهد که منشأ سولفات نمونه‌های آب چشمه‌ها و چاه‌های منطقه (به جز W5) طبیعی (ناشی از هوازدگی و انحلال سنگ‌های تبخیری و اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی در حضور آب و اکسیژن) و منشأ آن‌ها در نمونه‌های آب دریاچه علاوه بر طبیعی منشأ مصنوعی (ناشی از کودهای کشاورزی و فعالیت‌های صنعتی) نیز دارا می‌باشد. این شکل همچنین نشان می‌دهد که منشأ کلر در آب‌های زیرزمینی طبیعی بوده ولی در آب دریاچه به احتمال زیاد ناشی از ورود فاضلاب‌های شهری و روستایی به داخل دریاچه می‌باشد.

با توجه به محل قرار گرفتن نمونه‌های آب بر روی مدل گیبس (شکل ۵- ب و ج)، عامل اصلی کنترل‌کننده‌ی شیمی آب‌های زیرزمینی پیرامون دریاچه‌ی زریوار هوازدگی سنگ‌ها (برهم کنش آب با سنگ) و عامل اصلی کنترل‌کننده‌ی شیمی آب دریاچه هر دو عامل هوازدگی سنگ‌ها و تبخیر آب دریاچه می‌باشد. که این نتیجه‌گیری با توجه به جنس سنگ‌های منطقه و توپوگرافی آن منطقی بنظر می‌رسد.

میانگین نسبت $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$ در نمونه‌های آب زیرزمینی و نمونه‌های آب دریاچه به ترتیب ۰/۲ و ۰/۸ می‌باشد، که نشان می‌دهد بر هم کنش آب با سنگ‌های آهکی (واکنش ۴) و آهکی دولومیتی (واکنش‌های ۵ و ۶)، شیمی آب‌های زیرزمینی و آب دریاچه را کنترل می‌کنند. با این تفاوت که میزان فراوانی دولومیت در آبخوان کمتر از میزان انحلال این کانی در حوضه‌ی آبریز دریاچه بوده و در نتیجه میزان Mg^{2+} و نسبت $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$ آب دریاچه بالاتر می‌باشد. که این امر به خوبی با رسم نمودار ترکیبی Mg^{2+} در مقابل HCO_3^- (شکل ۶-الف) تایید می‌گردد.



به طور کلی نمودارهای ترکیبی ابزار مناسبی جهت تشخیص منشأ یون‌ها می‌باشند (۱۰ و ۳۰). شکل (۶-الف) نشان می‌دهد که نسبت Mg^{2+}/HCO_3^- نمونه‌های آب زیرزمینی کم و موقعیت نمونه‌ها پایین یا بر روی خط ۱/۶ قرار می‌گیرند که نشان دهنده‌ی منشأ یون بی‌کربنات از انحلال کلسیت (واکنش ۴) و کلسیت دولومیتی (واکنش ۶) می‌باشد. اما این نسبت در نمونه‌های آب دریاچه بالای خط ۱/۴ قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد علاوه بر انحلال کلسیت، انحلال دولومیت (واکنش ۵) نیز در منشأ بی‌کربنات آب دخالت داشته است.



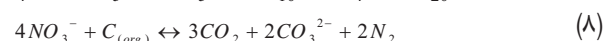
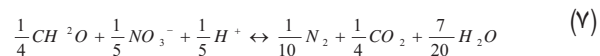
شکل ۶- نمودارهای ترکیبی: الف) Mg^{2+} در مقابل HCO_3^- ، ب) Na^+ در مقابل Cl^- ، ج) Cl^- در مقابل SO_4^{2-} و د) تغییرات سدیم و اکسیژن ۱۸ در نمونه های آب منطقه

انیدریت تحت اشباع می‌باشند و می‌توانند مقدار قابل توجهی این کانی‌ها را در خود حل کنند. که بیانگر وجود ناچیز نهشته‌های تبخیری در آبخوان کرناته می‌باشد. خصوصاً نمونه‌های آب زیرزمینی نسبت به هالیت بسیار تحت اشباع می‌باشند. نمونه‌های آب دریاچه نسبت به کانی‌های کلسیت، دولومیت و آراگونیت فوق اشباع (به جز L7) بوده و نمونه‌های آب چاه‌های غرب دریاچه نسبت به کانی‌های کلسیت، دولومیت و آراگونیت تحت اشباع و دیگر چاه‌ها فوق اشباع می‌باشند. فوق اشباع بودن کلسیت و دولومیت بیانگر کافی بودن زمان ماندگاری آب در آبخوان برای انحلال کانی‌های کرناته می‌باشد

آنالیز خوشه‌ای و تحلیل عاملی

تحلیل خوشه‌ای امکان بررسی ارتباط بین متغیرها (پارامترها) و تعیین همبستگی بین آن‌ها را فراهم و نمونه‌های آب را بر اساس شباهت ترکیب شیمیایی (ارتباط یونی و ارتباط مکان‌های نمونه‌برداری) گروه بندی می‌کند (۹ و ۲۲).

منشاء نیترات آب زیرزمینی منطقه بیشتر ناشی از استفاده از کودهای شیمیایی می‌باشد زیرا نمونه‌ی SP2 که تحت هیچ گونه فعالیت انسانی قرار ندارد دارای مقدار بسیار پایین نیترات می‌باشد. مقدار نیترات نمونه‌های آب زیرزمینی بیشتر از آب دریاچه می‌باشد. که به احتمال زیاد به دلیل زمان نمونه‌برداری (آذر ماه)، مصرف نیترات توسط گیاهان داخل دریاچه (نی، لوی، گیاهان شناور)، تجزیه‌ی مواد آلی و تبدیل نیترات به گاز نیتروژن در طی فرایند دینیتریفیکاسیون در حالت بی‌هوازی (واکنش‌های ۷ و ۸) می‌باشد. با توجه به رشد زیاد گیاهان مانند نی و لویی و شناور در داخل و اطراف دریاچه مقدار مصرف نیتروژن داخل دریاچه زیاد و بیشتر نیترات ورودی را مصرف می‌کنند.



نمایه اشباع کانیها کلسیت (SI_C)، دولومیت (SI_D)، انیدریت (SI_{an})، آراگونیت (SI_{ar})، ژپس (SI_g) و هالیت (SI_h) نشان می‌دهد (جدول ۲) که نمونه‌های آب تمام ایستگاه‌ها نسبت به هالیت، ژپس و

جدول ۲- پارامترهای صحرایی، غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌ها، نسبت‌های یونی، ترکیب ایزوتوپی و اندیس اشباع کانیها برای منابع آب منطقه (کلیه غلظت‌ها بر حسب ppm و داده‌های ایزوتوپی بر حسب VSMOW می‌باشند)

SI _h	SI _g	SI _{ar}	SI _{an}	SI _d	SI _c	Mg/HCO ₃	Na/Cl	Mg/Ca	δ18O	δ2H	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	TDS	EC μs/cm	pH	ایستگاه
-۷۸۸	-۷۸۳	-۶۰	-۲/۹۸	۱/۳۷	-۸۵	-۳	۷/۲	۰/۹	۷/۵	۱۰/۹	۰/۳	۳۰۰/۴	۱۱/۸	۱۶/۱	۷/۱	۲۲/۴	۱۹/۹	۳۸/۸	۲۰۸	۳۳۸	۸/۳	L1
-۷۸۸	-۷۸۱	-۴۰	-۲/۹۷	-۸۷	-۵۶	-۴	۷/۱	۰/۹	۴/۵	۱۳/۲	۰/۲	۲۵۶/۲	۱۱/۸	۱۶/۲	۷/۰	۲۲/۱	۱۹/۷	۳۷/۷	۲۰۶	۳۳۸	۸/۲	L2
-۷۸۸	-۷۸۳	-۵۰	-۲/۹۷	۱/۱۷	-۵۶	-۴	۷/۱	۰/۹	۴/۶	۱۳/۲	N/A	۲۵۸/۴	۱۱/۹	۱۶/۲	۱/۹	۲۲/۰	۱۹/۳	۳۷/۳	۲۰۱	۳۳۷	۸/۳	L3
-۶۸۵	-۷۸۸	-۸۰	-۳/۱۴	۱/۸۶	۱/۰۶	-۳	۷/۰	۰/۹	۹/۹	۳۹/۳	۰/۳	۳۳۸/۰	۴/۸	۵۶/۹	۳/۴	۲۱/۹	۲۶/۸	۸۴/۰	۳۹۲	۸۲۰	۸/۲	L4
-۷۸۸	-۷۸۰	-۳۱	-۲/۹۶	-۸۹	-۸۶	-۴	۷/۱	۰/۹	۴/۷	۱۳/۷	N/A	۲۵۶/۲	۱۱/۸	۱۶/۰	۷/۰	۲۲/۲	۲۰/۰	۳۸/۵	۱۸۴	۳۳۴	۸/۱	L5
-۷۸۷	-۷۸۰	-۳۷	-۲/۹۵	-۸۰	-۵۳	-۴	۷/۱	۰/۹	۴/۵	۱۳/۶	۰/۳	۲۵۶/۲	۱۱/۸	۱۶/۲	۱/۹	۲۲/۵	۲۰/۱	۳۸/۰	۲۰۳	۳۳۹	۸/۲	L6
-۷۸۳	-۷۸۵	-۱۰۷	-۳/۱۰	-۸۳	-۸۹	-۴	۷/۰	۰/۶	۵/۷	۱۳/۷	۰/۳	۳۳۹/۲	۵/۲	۳۲/۹	۱/۷	۲۱/۷	۲۵/۵	۷۶/۵	۳۳۶	۳۸۷	۷/۳	L7
-۷۶۵	-۷۸۰	-۴۸	-۲/۹۶	۱/۰۴	-۵۳	-۴	۷/۱	۰/۸	۵/۵	۱۶/۹	۰/۳	۳۳۷/۱	۹/۹	۳۴/۴	۷/۱	۳۲/۱	۳۱/۶	۵۰/۳	۳۳۵	۵۱۹	۸/۱	L7
-۸۷۴	-۷۵۷	-۲۴۲	-۲/۸۲	-۱/۲۰	-۰/۲۷	-۰/۲	۷/۱	۰/۲	-۷/۴	-۴۶/۰	۱۳/۲	۲۶۸/۴	۹/۴	۷/۰	۰/۶	۹/۳	۸/۴	۶۸/۸	۲۰۴	۳۳۱	۷/۰	چشمه
-۸۵۹	-۷۴۰	-۵۴	-۲/۶۵	-۸۲	-۵۹	-۱	۳/۳	۰/۲	-۷/۷	-۴۷/۳	-۱/۸	۴۶۳/۶	۸/۶	۲/۵	-۵/۴	۷/۴	۱۱/۰	۱۶۸/۱	۳۳۳	۷۰۲	۷/۵	SP2
-۸۸۷	-۷۸۸	-۲۸۸	-۲/۷۳	-۱/۲۰	-۰/۳۲	-۰/۲	۳/۸	۰/۲	-۷/۰	-۴۲/۰	۱۶/۳	۳۱۷/۲	۹/۷	۵/۷	-۰/۷	۶/۵	۱۱/۱	۸۸/۶	۳۳۷	۵۱۹	۷/۰	SP3
-۹/۰۹	-۷۸۳	-۱۰	-۳/۱۷	-۱/۶۱	-۱/۰۵	-۰/۲	۳/۶	۰/۲	-۶/۹	-۳۹/۹	۴/۰	۳۸۸/۲	-۴	۳/۵	۸/۲	۱۱/۲	۹۲/۶	۲۵۳	۵۲۳	۵۲۳	۷/۱	SP4
-۸/۹۶	-۷۵۹	-۱۰۵	-۲/۸۴	-۱/۶	-۱/۰۹	-۰/۲	۳/۷	۰/۲	-۷/۳	-۴۲/۱	۸/۶	۲۵۶/۹	۷/۰	۴/۹	۰/۷	۷/۹	۱۰/۴	۹۱/۵	۲۵۹	۵۲۶	۷/۲	میانگین
-۸۸۲	-۷۴۰	-۳۱	-۲/۶۴	-۱/۱۲	-۱/۱۶	-۱	۱/۴	۰/۲	-۶/۵	-۳۵/۸	۱۷/۱	۴۰۲/۶	۱۲/۴	۶/۹	۰/۲	۶/۴	۱۱/۴	۱۳۲/۳	۳۰۲	۶۲۹	۶/۸	W1
-۹/۰۱	-۷۴۴	-۱۷	-۲/۶۸	-۱/۸۷	-۱/۰۲	-۱	۲/۸	۰/۲	-۷/۱	-۴۰/۵	۷/۸	۳۸۸/۲	۱۰/۱	۴/۵	-۰/۷	۸/۰	۹/۰	۱۰۲/۲	۳۵۵	۵۳۷	۷/۰	W2
-۸۲۵	-۷۱۷	-۳۱	-۲/۴۲	-۱/۲۲	-۰/۸۵	-۱	۱/۹	۰/۱	-۷/۳	-۴۱/۴	۴/۲	۳۰۵/۰	۲۰/۶	۵/۵	۰/۵	۶/۵	۶/۶	۸۴/۳	۲۰۱	۴۲۷	۷/۱	W3
-۸۶۹	-۸/۰	.	-۲/۰۵	-۱/۶۶	-۱/۵	-۰/۲	۱/۴	۰/۱	-۵/۴	-۳۲/۰	۷/۳	۳۳۹/۰	۳۴/۵	۹/۰	-۰/۳	۸/۲	۱۱/۸	۱۰۰/۹	۳۷۵	۵۷۸	۷/۳	W4
-۸۷۸	-۷۸۳	-۱۲	-۳/۰۷	-۱/۸۶	-۱/۰۲	-۰/۲	۱/۱	۰/۲	-۶/۵	-۴۰/۳	۱۵/۵	۲۸۰/۶	۴/۸	۹/۱	۷/۰	۶/۴	۸/۰	۷۷/۲	۳۳۱	۴۴۸	۷/۳	W5
-۸۶۵	-۷۰۵	-۱۰	-۲/۳۰	-۱/۴۷	-۱/۶	-۰/۲	۱/۲	۰/۲	-۷/۱	-۴۲/۸	۱۶/۱	۳۳۷/۲	۳۳/۹	۱۰/۳	۱/۲	۷/۷	۹/۱	۹۹/۲	۲۸۰	۵۸۲	۷/۲	W6
-۸۲۷	-۷۶۵	-۳۷	-۲/۵۰	-۸۰	-۵۳	-۰/۲	۱/۷	۰/۲	-۷/۶	-۴۶/۷	۱۷/۸	۲۶۸/۴	۱۹/۱	۱۰/۳	۱/۵	۱۱/۶	۱۰/۵	۳۲/۸	۳۳۳	۳۷۰	۷/۹	W7
-۸۴۶	-۷۱۱	-۱۰	-۲/۳۶	-۵۶	-۱/۲۴	-۰/۲	۰/۹	۰/۲	-۷/۲	-۴۲/۸	۲۰/۵	۳۳۷/۰	۳۸/۰	۱۴/۹	۱/۰	۸/۶	۱۲/۸	۱۳۶/۵	۳۵۶	۳۷۲	۷/۱	W8
-۸۷۱	-۷۸۶	-۱۰۵	-۲/۴۱	-۱/۶	-۱/۰	-۰/۲	۱/۵	۰/۲	-۶/۸	-۴۰/۴	۱۳/۳	۳۳۸/۰	۱۹/۳	۸/۸	-۱/۸	۷/۹	۹/۹	۹۹/۷	۳۵۲	۵۵۲	۷/۰	میانگین

اندیس اشباع آب نسبت به کاتیون‌های کلیدی (SI_c)، دولومیت (SI_d)، آنیدریت (SI_{an})، آرگونیت (SI_{ar})، ژینس (SI_g) و هالیت (SI_h) در نمونه‌های آب منطقه با استفاده از مدل PHREEQC

استفاده و با بکارگیری ضریب همبستگی پیرسون، ماتریس همبستگی متغیرهای مورد مطالعه (کاتیونها و آنیون‌های غالب، EC و TDS) تهیه شده است (جدول ۳). بر اساس استاندارد روش تحلیل عاملی در منطقه ۳ عامل اصلی، ۸۳/۳ درصد از تغییرات کیفی آب منطقه را کنترل می‌کنند. عامل اول (F1): این عامل با یون های Na^+ ، K^+ ، Mg^{2+} ، NO_3^- و Cl^- در ارتباط می‌باشد و نشان دهنده‌ی حدود ۴۲ درصد از تغییرات کیفیت آب منطقه می‌باشد. این عامل با توجه به اینکه نیترات، کلر، سدیم را در بر می‌گیرد احتمالاً علاوه بر فعالیت طبیعی (انحلال دولومیت و تبادل یونی)، به فعالیت انسانی هم اختصاص دارد.

عامل دوم (F2): در این عامل Ca^{2+} ، HCO_3^- ، TDS و EC ارتباط بالایی را نشان می‌دهد و حدود ۳۰ درصد از تغییرات ترکیب شیمیایی آب منطقه با این عامل کنترل می‌شود. این عامل احتمالاً با انحلال کانی‌های کربناته خصوصاً کلسیت و در نتیجه تیپ آب بی‌کربنات کلسیک منطقه مرتبط می‌باشد.

عامل سوم (F3): این عامل با SO_4^{2-} و Al^{3+} وابستگی نشان می‌دهد و حدود ۱۱ درصد تغییرات کیفیت منطقه را کنترل می‌کند. تحلیل عاملی نشان دهنده‌ی درصد اشتراک و سهم پارامترهای کیفی آب در کل فاکتورهای بدست آمده نیز می‌باشد. نتایج نشان می‌دهد که از بین پارامترهای کیفی بررسی شده نیترات و کلسیم به ترتیب با میزان ۳۹ و ۹۶ درصد، کم‌ترین و بیشترین میزان اشتراک را در تغییرات پارامترهای کیفی (یون‌ها) دارا می‌باشند.

نتیجه گیری

نتایج ایزوتوپی حاصل از آنالیز نمونه‌های آب برداشت شده از حوضه‌ی آبریز دریاچه زریوار نشان می‌دهد که خط ایزوتوپی آب باران مریوان به صورت $\delta^2H = 7.5 \delta^{18}O + 9.1$ بوده و نسبت به آب‌های جوی جهانی شیب کمتری دارد. میانگین مقدار $\delta^{18}O$ در آب‌های جوی، زیرزمینی و دریاچه به ترتیب $-8/2\%$ ، $-7/0\%$ و $5/5\%$ و میانگین مقدار δ^2H به ترتیب $-51/9\%$ ، $-42/2\%$ و $16/9\%$ می‌باشد. از نظر ایزوتوپی آب‌های سطحی و زیرزمینی نسبت به آب‌های جوی مریوان غنی‌تر بوده و شدت تبخیر آب دریاچه بیشتر از سفره‌ی آب زیرزمینی اطراف دریاچه می‌باشد. منشأ بارندگی‌های منطقه بیشتر توده‌های مدیترانه‌ای بوده و آب‌های زیرزمینی از نزولات جوی منطقه تغذیه می‌شوند. مقدار ایزوتوپ‌های پایدار δ^2H و $\delta^{18}O$ نسبت به میزان بارندگی رابطه‌ی عکس دارد یعنی هرچه بارندگی بیشتر باشد ایزوتوپ‌ها تهی‌تر شده‌اند. نتایج هیدروشیمیایی حاصل از آنالیز نمونه‌های آب نشان می‌دهد که عامل اصلی کنترل‌کننده‌ی شیمی آب دریاچه، هوازدگی سازند های زمین شناسی در منطقه می‌باشد.

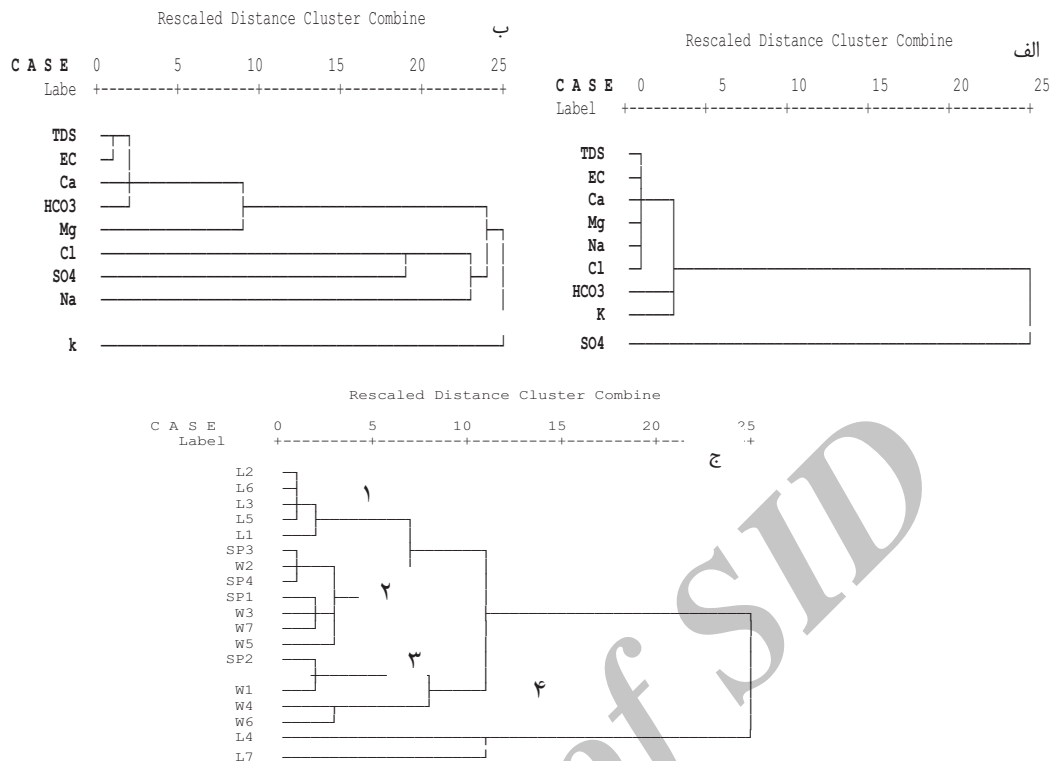
به منظور بررسی ارتباط بین متغیرهای کیفی (شامل کاتیون‌های اصلی، آنیون‌های اصلی، EC و TDS) و مکانهای نمونه‌برداری آب دریاچه و آب زیرزمینی دشت مریوان، ابتدا با به کارگیری ضریب همبستگی پیرسون به عنوان معیاری مناسب برای محاسبه‌ی شباهت بین متغیرهای داده‌های کیفی و سپس با استفاده از روش اتصال همسایگی نزدیک^۱ نمودارهای درختی معرف ساختار درونی متغیرها تهیه گردیده است.

همان‌طور که شکل (۷-الف) نشان می‌دهد، پارامترهای EC، TDS، کلسیم، منیزیم، سدیم و کلر در یک گروه، پارامترهای بی‌کربنات و پتاسیم در گروه دیگر و پارامتر سولفات به تنهایی در یک گروه قرار می‌گیرند. از این نمودار خوشه‌ای می‌توان نتیجه گرفت که هدایت الکتریکی در آب دریاچه بیشتر متأثر از کلسیم، منیزیم، سدیم و کلر می‌باشد و این یون‌ها بیشتر تعیین‌کننده‌ی تیپ آب دریاچه می‌باشند. سولفات احتمالاً منشأ غیر طبیعی و انسان زاد دارد که تأیید کننده‌ی نتایج حاصل از نمودار ترکیبی می‌باشد. نمودار خوشه‌ای پارامترهای آب زیرزمینی چاه‌ها و چشمه‌ها (شکل ۷-ب) نشان می‌دهد که هدایت الکتریکی و تیپ آب زیرزمینی بیشتر تحت تأثیر کلسیم و بی‌کربنات می‌باشد. در آب‌های زیرزمینی پارامتر سولفات به کلر و سدیم نزدیک بوده در حالی که در آب دریاچه، سولفات به تنهایی در یک گروه قرار گرفته است. شکل (۷-ج)، نمودار خوشه‌ای کلیه‌ی نمونه‌های آب برداشت شده در منطقه، نشان می‌دهد که منابع آبی منطقه‌ی زریوار در ۴ گروه متفاوت قرار می‌گیرند. نمونه‌های برداشت شده از ایستگاه‌های L1، L2، L3، L5 و L6 (قسمت میانی و کناری دریاچه) در گروه ۱، نمونه‌های آب چشمه‌ها و چاه‌های شمال و شمال غرب دریاچه در گروه ۲ و نمونه‌های آب چاه‌های جنوب و غرب در گروه ۳ و نمونه‌های آب ایستگاه‌های L4 (ورودی در فصول بارندگی) و L7 (خروجی جنوب دریاچه) که شرایط مناسبی از نظر کیفی ندارند در گروه ۴ قرار می‌گیرند.

به طور کلی نمودار خوشه‌ای نشان می‌دهد که در منطقه آب‌های زیرزمینی از نظر پارامترهای اندازه‌گیری شده بسیار به هم نزدیک بوده، که با توجه به یکنواختی لیتولوژی منطقه کاملاً منطقی می‌باشد. از طرف دیگر پیوستن خوشه‌های ایستگاه‌های دریاچه با اغلب ایستگاه‌های آب‌های زیرزمینی واقع در غرب و شمال دریاچه نشان می‌دهد که ورودی آب‌های زیرزمینی به دریاچه از این جهات بیشتر است. آنالیز خوشه‌ای تأیید کننده داده‌های ایزوتوپی می‌باشد.

بررسی و شناخت مجموعه‌ای از عوامل که کیفیت آب دریاچه و آب‌های زیرزمینی دشت مریوان را تحت تأثیر قرار می‌دهد پیچیده می‌باشد. از اینرو، جهت تشخیص سهم هر یک از عوامل و شرایط موثر بر ترکیب آب زیرزمینی از تکنیک تحلیل عاملی (۴ و ۲۵)

1 - Nearest neighbor



شکل ۷- نمودار خوشه‌ای متغیرهای کیفی؛ (الف) نمونه‌های آب دریاچه (ب) نمونه‌های آب زیرزمینی (چاه‌ها و چشمه‌ها) و (ج) برای کل نمونه‌های آب دریاچه و آب زیرزمینی اطراف آن

جدول ۳- الگوی عاملی به دست آمده برای منابع آب حوضه‌ی دریاچه زیوار

متغیرها	عامل ۱	عامل ۲	عامل ۳	میزان اشتراک
Na ⁺	۰/۹۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۹۵
Cl ⁻	۰/۹۴	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۹۲
Mg ²⁺	۰/۹۳	-۰/۰۷	-۰/۰۸	۰/۸۸
K ⁺	۰/۸۶	-۰/۲۸	-۰/۲۸	۰/۸۴
F ⁻	۰/۶۵	-۰/۵۸	-۰/۰۴	۰/۷۶
NO ₃ ⁻	-۰/۷۵	۰/۲۲	۰/۱۲	۰/۳۹
Ca ²⁺	-۰/۳۴	۰/۹۲	-۰/۰۰	۰/۹۶
TDS	۰/۴۴	۰/۸۷	۰/۱۲	۰/۹۷
EC	۰/۴۴	۰/۸۷	۰/۱۱	۰/۹۸
HCO ₃ ⁻	-۰/۳۴	۰/۸۳	-۰/۱۸	۰/۸۴
Al ³⁺	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۸۰	۰/۷۳
SO ₄ ²⁻	-۰/۳۸	۰/۰۳	۰/۷۵	۰/۷۱
درصد واریانس هر عامل	۴۲/۲	۳۰/۰	۱۱/۱	-
تجمعی درصد واریانس	۴۲/۲۶	۷۲/۲۶	۸۳/۳	-

آب دریاچه احتمالاً انحلال دولومیت و دیگر کانی‌های کربناته موجود در حوضه‌ی آبریز دریاچه می‌باشد. منشأ سدیم در همه‌ی منابع آبی طبیعی و از انحلال کانی‌های سدیم‌دار موجود در سازندهای

کاتیون‌ها و آنیون‌های غالب در آب دریاچه به ترتیب Ca²⁺ و HCO₃⁻ بوده و تیپ آب بی‌کربنات کلسیک می‌باشد. منشأ اصلی بی‌کربنات در آب زیرزمینی کلسیت و کلسیت دولومیتی است ولی در

دولومیت و آراگونیت فوق اشباع (به جز L7) می‌باشند. فوق اشباع بودن کلسیت، و دولومیت بیانگر کافی بودن زمان ماندگاری آب در آبخوان برای انحلال کانی‌های کربناته می‌باشد. نمودار خوشه‌ای متغیرها کیفی و مکانهای نمونه‌برداری آب نشان می‌دهد که ورود آب‌های زیرزمینی به دریاچه بیشتر از غرب و شمال دریاچه می‌باشد و هدایت الکتریکی آب زیرزمینی توسط بیکرنات و کلسیم کنترل می‌شود، اما علاوه بر آن، یون‌های کلر و سدیم هم در کیفیت آب دریاچه نقش دارند. بررسی تحلیل عاملی نشان می‌دهد که ۸۳/۳ درصد تغییرات موثر بر آب منطقه توسط سه عامل کنترل می‌شود.

زمین‌شناسی می‌باشد. منشا کلر و سولفات داخل آب‌های زیرزمینی طبیعی ولی در آب دریاچه احتمالاً منشا غیر طبیعی (فاضلاب‌های خانگی و کودهای شیمیایی) نیز دارد. نیترات در داخل آب زیرزمینی بیشتر از دریاچه می‌باشد که این نشان دهنده مصرف نیترات توسط گیاهان و مصرف نیترات طی فرایند دنیتریفیکاسیون و تجزیه مواد آلی داخل آب دریاچه می‌باشد. تمام نمونه‌های آب منطقه نسبت به هالیت، ژپس و انیدریت تحت اشباع می‌باشند، که بیانگر وجود بسیار پایین نهشته‌های تبخیری در آبخوان کربناته می‌باشد. نمونه‌های آب دریاچه و بیشتر نمونه‌های آب زیرزمینی نسبت به کانی‌های کلسیت،

منابع

- ۱- ابراهیم پور ص.، محمدزاده ح.، محمدی ا. ۱۳۹۰. بررسی کیفیت آب دریاچه‌ی تالابی زیریوار و پهنه بندی آن با استفاده از شاخص‌های کیفی (NSFWQI) و (OWQI) و استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی. چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب، دانشگاه صنعتی امیرکبیر.
- ۲- ابراهیم پور ص.، محمدزاده ح. ۱۳۹۰. بررسی هیدروژن‌شیمی و عوامل کنترل کننده‌ی شیمی آب دریاچه‌ی زیریوار (زریبار). هفتمین کنفرانس زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست ایران دانشگاه شاهرود.
- ۳- درویش زاده ع. ۱۳۷۰. زمین‌شناسی ایران. نشر دانش امروز.
- ۴- رضایی م. ۱۳۸۸. کاربرد آنالیزهای چند متغیره، اندیس اشباع و دیاگرام‌های ترکیبی در تحیل کیفی آبخوان آبرفتی دشت کرمان. تحقیقات منبع آب ایران ۳: ۳۸-۲۸ص.
- ۵- شارب ز. ۲۰۰۶. ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار، ترجمه‌ی حسین رحیم پور بناب، حسن میرنژاد و وشنگ صنعتی، دانشگاه تهران.
- ۶- شرکت مهندسی مشاور آساراب. ۱۳۸۶. مطالعات زیست محیطی، لیمنولوژیکی و حفظ تعادل اکولوژیکی دریاچه زیریوار-مریوان، استانداری کردستان.
- ۷- محمدزاده ح. ۱۳۷۹. بررسی عوامل طبیعی موثر در کاهش کیفیت آب‌های زیرزمینی (بررسی موردی علل شوری آب‌های زیرزمینی دشتهای کرمان، گریبانگان و بیرجند). پنجمین کنفرانس بین المللی عمران، ۱۴۷-۱۳۹.
- 8- Aragus-Aragus L., Froehlich K., and Rozanski K. 2000. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrological Processes*, 16: 1341-1355.
- 9- Beatriz A., Vega M., Barrado E., Pardo R., and Fernandez L. 1999. A case study of hydrochemical characteristics of an alluvial aquifer influenced by human activities. *Air, Water Soil Pollution Bulletin*. 112: 365-487.
- 10- Chae B.J., Lee K.H., and Lee S.K. 2002. Effects of feeding rancid rice bran on growth performance and chicken meat quality in broiler chicks. *Asian-Aust. J. Anim. Sci.* 15: 266-273.
- 11- Clark I.D., and Fritz P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press.
- 12- Craig H. 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133: 1833-1840.
- 13- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation *Tellus* 16: 436-468.
- 14- Dirican A., Ünal S., and Demircan M. 2005. The temporal and seasonal variation of H-2 and O-18 in atmospheric water vapour and precipitation from Ankara, Turkey in relation to air mass trajectories at Mediterranean Basin. IAEA-TECDOC-1453.
- 15- Farpoor M., Khademi H., Eghbal M., and Krouse H.R. 2004. Mode of gypsum deposition in south eastern Iranian soils as revealed by isotopic composition of crystallization water. *Geoderma*, 12: 233-242.
- 16- Fritz B., Clauer N., and Sam M. 1987. Strontium isotopic data and geochemical calculations as indicators of the origin of saline waters in crystalline rocks. In: P. Fritz and S.R. Frape (Editors) *Saline Water and Gases in Crystalline Rocks*, Special Paper 33, and Geol. Assoc. of Canada. 121-126.
- 17- Garrels R. 1967. Genesis of some groundwater from igneous rocks. In: Ableson, P.H. (Ed.), *Researches in Geochemistry*. John Wiley and Sons, NY.
- 18- Gat J.R. 1980. Oxygen and hydrogen isotopes in precipitation. In: Fritz, P., FONTES, J.Ch. (Eds), *Handbook of environmental isotope geochemistry*. The Terrestrial Environmental, 1: 21-47.
- 19- Gat J. 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 24: 225-262.
- 20- Gibson J.J., Edwards T., Birks S., St Amour N., Buhay W., McEachern P., Wolfe B., and Peters D. 2005. Progress in isotope tracer hydrology in Canada. 303-327.

- 21- Gonfiantini R. 1986. Environmental isotopes in lake studies. In: Handbook of Environmental Isotope geochemistry. Volume 2, the Terrestrial Environment B. (Fritz, P. and J. Ch. Fontes, eds.), Elsevier, Amsterdam, New York. 113-163.
- 22- Güler C., Thyne D., McCray J.E., and Turner A. 2002. Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeol. J.*, 10: 455-474.
- 23- Hem J.D. 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water," Third ed. U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper. 2254: 66-99.
- 24- IAEA. Global Network of isotopes in precipitation. The GNIP Database. Accessible at <http://isohis.iaea.org>.
- 25- Jeong C. 2001. Mineral-water interaction and hydrogeochemistry in the Samkwang mine area, Korea. *Geochemical Journal*, 35: 1-12.
- 26- Kendall C., and Caldwell E. 1998. Fundamentals of isotope geochemistry. In: Kendall C, McDonnell JJ (eds) *Isotope tracers catchment hydrology*. Elsevier, New York. 51-86.
- 27- Khademi H., Mehmud A., and Krouse H. 1997. Isotopic composition of gypsum hydration water in selected landforms from central Iran. *Chem.Geol*, 138: 245-255.
- 28- Lang Y., Liu C., Zho Z., and Li S. 2006. Geochemistry of surface and groundwater in Guiyang, China: Water/rock interaction and pollution in a karst hydrological system. *Applied Eochemistry*, 21: 887-903.
- 29- Leng M.J., and Marshall J.D. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, 23: 811-831.
- 30- Majoube M. 1971. Fractionnement en oxygène-18 deuterium entre l'eau et la vapeur. *J. Chim. Phys.* 68: 1423-1436.
- 31- Mazor E. 2004. *Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology*. Third Edition, John Wiley, New York.
- 32- Merlivat L., and Jouzel J. 1979. Global climatic interpretation of the deuterium -oxygen 18 relationship for precipitation. *J. Geophys. Res.*, 84: 5029-5033.
- 33- Mohammadzadeh H. 2010. The Meteoric Relationship for 18O and 2H in Precipitations and Isotopic Compositions of water resources in Mashhad Area (NE Iran. p. 04-26. The 1st International Applied Geological Congress, Mashhd, Iran.
- 34- White A. 2002. Determining mineral weatherin rates basedon solid and solute weathering gradients and velocities application to biotite weathering in saprolites. *Chem. Geol.*190: 69-89.

Archive of SID

Application of Stable Isotope and Hydrogeochemistry to Investigat the Origin and Water Resources' Quality Variations in Zarivar Lake Cathment Area

H. Mohammadzadeh¹ - S. Ebrahimpoor^{2*}

Received: 4-1-2012

Accepted: 4-4-2012

Abstract

Zarivar Lake, located in west of Marivan -Kurdistan province, is an important natural freshwater body in Iran. Therefore, it is essential to investigate and to protect the water resources of the lake's catchment area. In this research, to develop the Marivan meteoric water line (MMWL - $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$), to determine the surface (lake) and groundwater interactions, to investigate the factors effecting on water quality, and to find out the origin of cations and anions, water samples (rain, lake and ground waters) were collected during measurements of field parameters (TDS, EC, pH and T). Based on isotope results, the MMWL is obtained as $\delta^2\text{H} = 7.5 \delta^{18}\text{O} + 9.0$ and the average $\delta^{18}\text{O}$ values of rain, groundwater and lake water are -8.3‰, -7.0‰, and 5.5‰, respectively, and $\delta^2\text{H}$ values of these waters are -53.6‰, -42.2‰, and 16.9‰, respectively. Isotopic results also indicate that the origin of groundwater resources is meteoric water with minor evaporation lost, however, the lake water shows relatively high evaporation lost. The d-excess indicates that the influence of the Mediterranean water masses on this area. Based on hydrochemical results it seems that the composition of both groundwater and lake water is attributed to natural rock-dissolution processes, with anthropogenic sources (fertilizers, waste water, etc.) for some ions (Cl^- , SO_4^{2-}) in the lake water. Mineral saturation indexes indicate the existence of very low amount of evaporative minerals, and low retention time of water within the aquifer. Cluster analysis of water quality parameters and sampling locations shows similarity among all groundwater samples taken around the lake. In addition, all lake water samples also have similar quality, except samples taken from North and South of the lake, and groundwater discharges into the lake from the North West area. The results of factor analysis indicate that three factors controlling about 83.3% of total sample variations.

Keywords: Stable isotope, Saturation Indexes, Marivan plain, Cluster analysis

1,2- Assistant Professor and MSc Student Environmental Geology, Groundwater Research Center (GRC), Faculty of Sciences, Ferdousi University of Mashhad

(* - Corresponding Author Email: Ebrahimpoor1366@gmail.com)