

بررسی هیدروژئولوژیکی، هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی آبخوان ساحلی جنوب شرق دریاچه ارومیه

امیر شمشکی^۱، غلامحسین کرمی^{۲*}

دریافت مقاله: ۹۷/۰۹/۲۷ پذیرش مقاله: ۹۸/۰۳/۱۸

چکیده

در چند سال گذشته، کیفیت بخش چشمگیری از آب‌های زیرزمینی مجاور ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه، با افت زیادی همراه بوده است. همزمانی نسبی این پدیده با روند خشک شدن این دریاچه در سال‌های اخیر، گستردگی سازندهای زمین‌شناسی انحلال‌پذیر در منطقه، افزایش چشمگیر دما و در نتیجه افزایش مقدار تبخیر، نفوذ آب شور از سمت ساحل خشک شده دریاچه و عواملی دیگر از جمله عوامل انسانی، تشخیص نوع و میزان عوامل مؤثر بر کیفیت منابع آب زیرزمینی منطقه را دشوار نموده است. در این پژوهش تلاش گردیده که با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار دوتریوم و اکسیژن-۱۸ به همراه برخی از عوامل کیفی و کمی آب زیرزمینی، ضمن شناسایی عوامل مؤثر بر افت کیفی و شورشدگی آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی، تا حد امکان عوامل مؤثر بر روند خشک شدن دریاچه ارومیه نیز مورد ارزیابی قرار گیرد. این بررسی نشان می‌دهد که از سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۵ تغییرات چشمگیری در جبهه‌های ورودی و جهت جریان آب زیرزمینی منطقه ایجاد شده و بخش‌هایی از منطقه ساحلی در معرض نفوذ شورابه‌های موجود در بستر دریاچه قرار گرفته‌اند. بررسی تغییرات هیدروژئوشیمیایی آب‌های زیرزمینی نیز مطلب یاد شده را تأیید می‌نماید. آبخوان‌های منطقه به طور عمده از جریان‌های سیلابی بویژه ذوب برف در سرشاخه رودخانه‌های حوضه تغذیه می‌شوند. بنابراین، کاهش میزان جریان‌های سطحی در اثر کاهش میزان بارش‌های جوی به ویژه بارش برف در ارتفاعات و یا بهره‌برداری زیاد و ساخت سد و بند، اثر چشمگیری بر کاهش کمیت و کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه می‌گذارد. بخش عمده‌ای از آورد جریان‌های سطحی به این محدوده صرف تغذیه آبخوان‌ها می‌شود. بنابراین، برداشت زیاد منابع آب زیرزمینی منطقه می‌تواند نقش چشمگیری در کاهش جریان‌های سطحی ورودی به دریاچه داشته باشد.

کلید واژه‌ها: آبخوان ساحلی، دریاچه ارومیه، شورشدگی، ایزوتوپ‌های پایدار، جریان آب زیرزمینی.

۱- دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود

۲- دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود g.karami@shahroodut.ac.ir

* مسئول مکاتبات

۱. مقدمه

همزمان با روند خشک شدن دریاچه ارومیه (دومین دریاچه بزرگ آب شور دنیا)، بخش‌هایی از آبخوان‌های ساحلی این دریاچه دچار شورشدگی شده‌اند (درویشی خاتونی و همکاران، ۱۳۹۴). از مهمترین نواحی که این پدیده گزارش گردیده، آبخوان‌های ساحل جنوب شرقی دریاچه می‌باشد. آبخوان آبرفتی دشت مراغه - بناب و آبخوان آبرفتی دشت میان‌دوآب به ترتیب در شمال و جنوب پهنه مطالعاتی قرار دارند. وجود پهنه‌های گسترده سازندهای زمین‌شناسی انحلال‌پذیر شامل پادگانه‌های آبرفتی دریاچه‌ای و نهشته‌های کولابی کواترنری، استفاده زیاد از کود و سموم کشاورزی در باغات و زمین‌های کشاورزی، وجود پتانسیل‌های مهم برای ایجاد آلودگی‌های صنعتی به ویژه در محدوده دشت مراغه - بناب و نفوذ آب‌های زیرزمینی بسیار شور موجود در محدوده ساحل خشک شده جنوب شرقی دریاچه ارومیه، عوامل متفاوتی هستند که ممکن است بر تغییرات کیفی آب‌های زیرزمینی این منطقه تأثیر گذاشته باشند. بی‌شک ارائه هر راهکار مناسب برای کنترل و مقابله با این تغییرات نامطلوب کیفی، مستلزم شناسایی علت این تغییرات و تعیین سهم هر یک از عوامل تأثیرگذار است. در این بررسی تلاش گردیده تا با استفاده از اطلاعات هیدروژئولوژی، مقدار ایزوتوپ‌های پایدار دوتریوم و اکسیژن-۱۸ موجود در آب‌های زیرزمینی، آب‌های سطحی و بارش‌های جوی منطقه و استفاده از روند تغییرات آن‌ها با برخی از عامل‌های هیدروژئوشیمیایی به هدف یاد شده در محدوده مطالعه دست یافت.

در گذشته تعدادی از پژوهشگران دنیا در مطالعات خود بر روی منابع آب زیرزمینی ساحل دریاچه‌ها، از ایزوتوپ‌های پایدار دوتریوم و اکسیژن-۱۸ به عنوان یک ابزار علمی استفاده نموده‌اند (Herczeg et al. 1992, Kmbbenhoft 1990, Huddart et al. 1999, Schiavo et al., Marimuthu 2006, Gemitzi, Cui and Li 2013, Seebach et al. 2008, 2008, Amiri et al., Schwerdtfeger et al. 2014, et al. 2014, Mdma et al. 2016, 2016). هرسزگ و همکاران (Herczeg

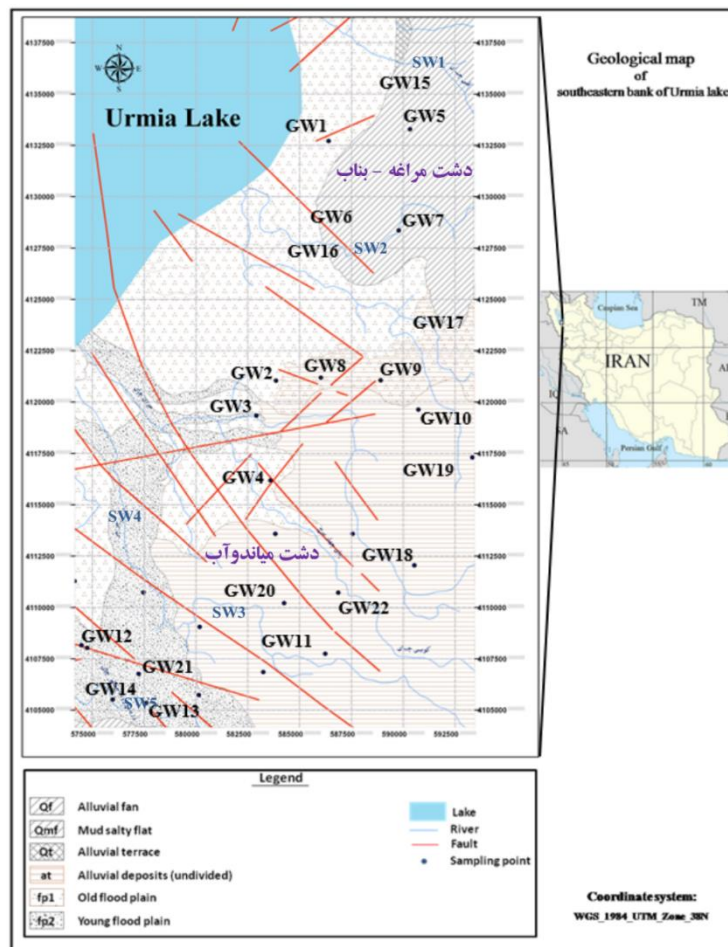
et al., 1992) با مطالعات ایزوتوپی ثابت کردند که بین آب دریاچه والدسی (Waldsee) واقع در آلمان با آب‌های زیرزمینی پیرامون آن اندرکنش وجود دارد. بر اساس ترکیب ایزوتوپی آب دریاچه‌های تالاب گرمسیری در کشور برزیل، شوردفیگر و همکاران (Schwerdtfeger et al., 2014) به این نتیجه رسیدند که آب آن‌ها به طور عمده از آب‌های زیرزمینی تغذیه می‌شوند. سولداتووا و همکاران (Soldatova et al., 2016) با استفاده از ایزوتوپ‌های اکسیژن-۱۸ و دوتریوم دریافتند که تبخیر تأثیر زیادی بر کیفیت آب‌های زیرزمینی کم عمق حوضه دریاچه پویانگ (Poyang) در جنوب شرقی چین ندارد. مطالعات امیری و همکاران (Amiri et al., 2014) در ساحل غربی دریاچه ارومیه نشان داد که از دیدگاه ایزوتوپی، آب‌های زیرزمینی سبک‌تر دارای زمان ماندگاری کم‌تری بوده‌اند. گائو و همکارانش (Gao et al) در سال ۲۰۱۷ در بررسی نقش آب-های زیرزمینی بر دریاچه هولون (Hulun) در چین نتیجه گرفتند که استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار در ترکیب با روش‌های بیلان آب و بیلان جرمی، می‌تواند در حوضه‌های آبرگیری که اطلاعات آب‌شناسی کمی از آن‌ها موجود است، نتایج خوبی را به همراه داشته باشد.

۲. موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

پهنه مورد مطالعه در این پژوهش، پهنه مطالعاتی منطقه ساحلی جنوب شرق دریاچه ارومیه می‌باشد که در حداثی ۵۴° ۵۴' تا ۵۴° ۰۳' طول شرقی و ۳۷° ۰۵' تا ۳۷° ۲۳' عرض شمالی در شمال غرب ایران قرار دارد (شکل ۱). بخش شمالی این منطقه در محدوده دشت آبرفتی مراغه - بناب و بخش میانی و جنوبی آن در محدوده دشت آبرفتی میان‌دوآب واقع شده است. رودخانه‌های زرينه‌رود، مردی‌چای و صوفی‌چای مهمترین رودخانه‌های موجود در این منطقه هستند. زرينه‌رود در بین آبراهه‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه، به تنهایی حدود ۴۲ درصد از آب ورودی به این دریاچه را تأمین می‌کرده است. از دیدگاه زمین‌شناسی، پهنه مطالعاتی بطور عمده شامل نهشته‌های آبرفتی کواترنری است (شکل ۱). نتایج دانه‌بندی

جنس سنگ کف آبخوان‌های آبرفتی بطور معمول شامل سنگ‌های آتشفشانی، سنگ آهک و مارن‌های میوسن می‌باشد. در برخی مکان‌ها، سنگ کف سفره‌های آب‌زیرزمینی از نهشته‌های دریاچه‌ای تشکیل شده است. عمق سنگ کف در بخش شمالی به بیش از ۸۰ متر نیز می‌رسد در حالی که در بخش میانی و جنوبی، عمق سنگ کف بطور عمده کمتر از ۳۰ متر است و در برخی نقاط، بیشینه به حدود ۵۵ متر می‌رسد.

نمونه‌های خاک برداشت شده در این پژوهش نشان می‌دهد که بیش‌تر خاک‌های واقع در محدوده دشت مراغه - بناب شامل SP، ML و SM و در محدوده دشت میاندوآب شامل CL است. در مجموع، اندازه دانه‌های رسوبی بطور نسبی در ساحل پهنه مطالعاتی مراغه - بناب درشت‌تر و در ساحل پهنه مطالعاتی میاندوآب ریزتر می‌باشد. در محدوده میاندوآب، وجود دانه‌های رسوبی بزرگ‌تر از سیلت و رس، محدود به بسترهای فعلی و قدیمی یا متروک آبراهه‌های اصلی است.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی پهنه مطالعاتی و موقعیت چاه‌های نمونه‌برداری

ماه سال ۱۳۹۴) و ۸ نمونه از نمونه‌های آب زیرزمینی در فصل مرطوب (اردیبهشت و خرداد ماه سال ۱۳۹۵) برداشت شدند. ۴ نمونه از نمونه‌های آب رودخانه‌های اصلی پهنه مطالعاتی در فصل خشک و یک نمونه در فصل مرطوب به طور مجدد از رودخانه زرينه‌رود تهیه گردیدند. در هر یک از نقاط

۳. مواد و روش‌ها

۳-۱. نمونه‌برداری و تجزیه آب

در این پژوهش، ۲۲ نمونه آب زیرزمینی، ۵ نمونه آب رودخانه و یک نمونه آب باران از منطقه تهیه گردید. ۱۴ نمونه از نمونه‌های آب زیرزمینی و یک نمونه باران در فصل خشک (آذر

خط برای تفسیر نتایج ایزوتوپی نمونه‌های آب زیرزمینی و آب رودخانه‌های منطقه مطالعاتی استفاده شده است.

۳-۲. تئوری و شیوه بررسی

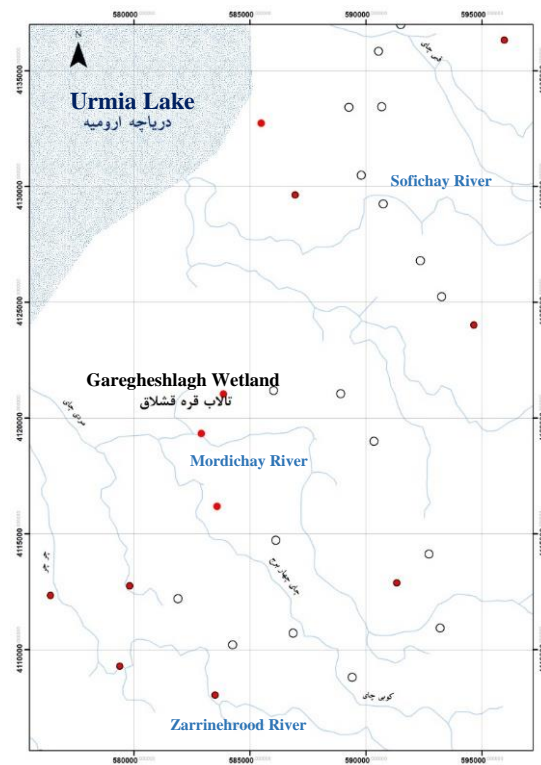
با استفاده از میزان ایزوتوپ‌های پایدار دوتریوم و اکسیژن-۱۸ در نمونه‌های آب باران، در ابتدا بر روی نمودار خط جوی محلی، موقعیت نمونه‌های آب‌های زیرزمینی و رودخانه‌ها بر روی آن مشخص می‌گردد. تمرکز ایزوتوپ‌های پایدار در منابع آب گوناگون بیشتر به منشأ تغذیه آن‌ها بستگی دارد (Gonfiantini, 1986)، لذا با ارزیابی ایزوتوپ‌های پایدار منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی می‌توان میزان بهمکنش آن‌ها را مشخص نمود. بنا بر این، با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی در نمودار یاد شده، در مرحله نخست می‌توان منشأ کیفی آن‌ها را بر حسب اثرپذیری از نفوذ آب زیرزمینی شور نواحی ساحلی دریاچه یا تبخیر از آب زیرزمینی، نفوذ آب رودخانه‌ها و تغذیه مستقیم از بارش های جوی را تعیین نمود. در ادامه با استفاده از نسبت‌های یونی با میزان ایزوتوپ‌های پایدار و یا مقایسه نسبت‌های یونی با یکدیگر تلاش گردیده تا منشأ تغییرات کیفی و شورشدگی آب‌های زیرزمینی منطقه ساحلی جنوب شرقی دریاچه ارومیه مورد شناسایی قرار گیرد. علاوه بر چاه‌های مشاهده‌ای شرکت-های آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی و غربی، در این پژوهش ۱۲ حلقه چاه مشاهده‌ای دیگر نیز در داخل ساحل حفر و تراز آب زیرزمینی در آن‌ها به صورت ماهیانه پایش شد تا با شناسایی روند تغییرات تراز و جهت جریان آب زیرزمینی، شناخت بهتری از علت تغییرات کیفی آب‌های زیرزمینی این منطقه و صحت‌سنجی نتایج تحلیل‌های کیفی و ایزوتوپی به دست آید. موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای یاد شده، در شکل ۲ نشان داده شده است.

نمونه‌برداری، دو نمونه برای تجزیه شیمیایی آب در بطری‌های ۵۰۰ میلی لیتری و یک نمونه برای اندازه‌گیری مقدار ایزوتوپ‌های محیطی دوتریوم و اکسیژن-۱۸ در بطری‌های ۱۰۰ میلی لیتری از جنس پلی اتیلن برداشت شد. در بطری‌هایی که برای تجزیه شیمیایی کاتیون‌ها و فلزات سنگین در نظر گرفته شد، چند قطره اسید نیتریک به منظور تثبیت و جلوگیری از ترسیب یون‌ها در نمونه افزوده گردید. نمونه‌های برداشت شده برای سنجش‌های ایزوتوپی، فاقد هوا بود و درب آن با استفاده از نایلون ایزوله شد. این نمونه‌ها در داخل جعبه‌های یخ برای انجام تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در شهرهای تهران و کرج و برای انجام تجزیه ایزوتوپی به آزمایشگاه شرکت پاد کیمیا نوین وابسته به سازمان انرژی اتمی ایران ارسال گردید. غلظت کاتیون‌ها با حد تشخیص ۰/۱ قسمت در میلیون (ppm) با دستگاه جذب اتمی مدل های ۲۴۰AA و FS۲۴۰AA ساخت شرکت Varian و غلظت آنیون‌ها با دستگاه ICP-OES ساخت شرکت Varian با حد تشخیص ۱ قسمت در بیلیون (ppb) اندازه‌گیری شده است. نمونه‌های ایزوتوپی به روش اسپکتروسکوپی لیزری با دقت بالا (LGR) با دقت ۰/۰۱ در هزار (پرمیل) سنجش شده‌اند. در جدول ۱، نتایج تجزیه شیمیایی و ایزوتوپی نمونه‌های یاد شده آورده شده است. محمدزاده و ابراهیم پور (۱۳۹۱) به منظور بررسی منشأ و تغییرات کیفی منابع آب حوضه آبرگیر دریاچه زریوار در مجاورت سرشاخه‌های رودخانه زربینه رود و سیمینه‌رود، میزان ایزوتوپ‌های دوتریوم و اکسیژن-۱۸ ۱۶ نمونه آب باران را که در آذر ماه و دی ماه سال ۱۳۸۹ تهیه نمودند، در آزمایشگاه دانشگاه اوتاوا - کانادا مورد سنجش قرار دادند. در تحقیق یاد شده با استفاده از نتایج به دست آمده، خط جوی منطقه ترسیم شده است. در این پژوهش از معادله این

جدول ۱. عوامل شیمیایی و ایزوتوپی نمونه‌های آب زیرزمینی در ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه.

| ¹⁸ O | ² H | Br | Cl | SO4 | HCO3 | Mg | Ca | K | Na | EC | Code | |
|-----------------|----------------|------|---------|--------|-------|-------|-------|------|---------|--------|------|----|
| -0.67 | -23.17 | 2.63 | 4040.52 | 213.31 | 0.72 | 26.53 | 20.72 | 5.41 | 3992.11 | 205300 | GW1 | 1 |
| -1.97 | -30.52 | 2.17 | 2616.56 | 190.11 | 1.74 | 15.53 | 40.32 | 3.12 | 2743.3 | 157500 | GW2 | 2 |
| -1.66 | -31.22 | 2.12 | 2396.79 | 124.84 | 2.98 | 14.11 | 35.83 | 3.33 | 2524.3 | 167600 | GW3 | 3 |
| -4.77 | -45.31 | 2.53 | 2436.82 | 89.51 | 1.94 | 21.56 | 58.91 | 2.15 | 2409.8 | 161000 | GW4 | 4 |
| -9.21 | -57.52 | 0.01 | 11.97 | 3.38 | 2.72 | 0.54 | 3.11 | 0.22 | 14.24 | 2430 | GW5 | 5 |
| -8.98 | -53.19 | 0.01 | 5.99 | 1.25 | 6.16 | 0.01 | 0.44 | 0.13 | 12.73 | 1655 | GW6 | 6 |
| -9.13 | -60.38 | 0.01 | 7.98 | 0.71 | 6.35 | 0.33 | 3.95 | 0.17 | 10.61 | 1769 | GW7 | 7 |
| -10.46 | -74.55 | 2.69 | 922.42 | 25.04 | 0.31 | 2.08 | 7.35 | 2.69 | 934.48 | 51400 | GW8 | 8 |
| -4.73 | -38.75 | 0.05 | 165.97 | 7.83 | 2.47 | 0.51 | 4.59 | 0.64 | 170.26 | 8810 | GW9 | 9 |
| -5.29 | -42.74 | 0.81 | 2267.09 | 33.94 | 3.36 | 14.92 | 28.35 | 2.64 | 2253.52 | 114900 | GW10 | 10 |
| -6.86 | -44.39 | 0.02 | 19.97 | 7.37 | 2.39 | 0.25 | 0.15 | 0.05 | 29.03 | 3190 | GW11 | 11 |
| -5.77 | -34.23 | 0.01 | 24.95 | 4.69 | 1.24 | 0.17 | 0.45 | 0.08 | 30.13 | 3300 | GW12 | 12 |
| -6.14 | -39.11 | 0.02 | 19.96 | 5.27 | 11.19 | 0.09 | 4.01 | 0.07 | 32.13 | 3450 | GW13 | 13 |
| -5.62 | -36.22 | 0.02 | 23.97 | 7.67 | 13.43 | 0.49 | 4.03 | 0.05 | 40.65 | 4450 | GW14 | 14 |
| -9.33 | -55.69 | 0.01 | 14.93 | 4.33 | 3.45 | 0.66 | 4.01 | 0.24 | 17.95 | 3100 | GW15 | 15 |
| -9.26 | -52.13 | 0.01 | 4.07 | 0.87 | 4.13 | 0.01 | 0.32 | 0.08 | 8.61 | 1124 | GW16 | 16 |
| -6.96 | -42.73 | 0.01 | 13.66 | 1.28 | 10.93 | 0.53 | 6.72 | 0.23 | 17.98 | 3020 | GW17 | 17 |
| -7.04 | -40.01 | 0.03 | 30.35 | 8.83 | 12.88 | 0.57 | 5.41 | 0.07 | 45.93 | 5660 | GW18 | 18 |
| -8.02 | -45.45 | 0.01 | 5.62 | 1.03 | 3.88 | 0.01 | 0.28 | 0.07 | 10.08 | 1216 | GW19 | 19 |
| -7.98 | -45.05 | 0.04 | 163.23 | 7.35 | 2.38 | 0.47 | 4.25 | 0.45 | 166.98 | 8130 | GW20 | 20 |
| -6.39 | -35.61 | 0.01 | 5.27 | 0.94 | 3.55 | 0.01 | 0.19 | 0.05 | 9.28 | 1164 | GW21 | 21 |
| -8.74 | -47.44 | 0.01 | 6.92 | 1.05 | 3.87 | 0.01 | 0.25 | 0.05 | 11.21 | 1340 | GW22 | 22 |

EC برحسب میکروموس بر سانتی‌متر، یون‌ها بر حسب اکوی والان بر لیتر و ایزوتوپ‌ها بر حسب پرمیل می‌باشند.



شکل ۲. نقشه موقعیت مکانی چاه‌های مشاهده‌ای قدیمی (دایره توخالی) و جدید (دایره تو پر)

۴. نتایج و بحث

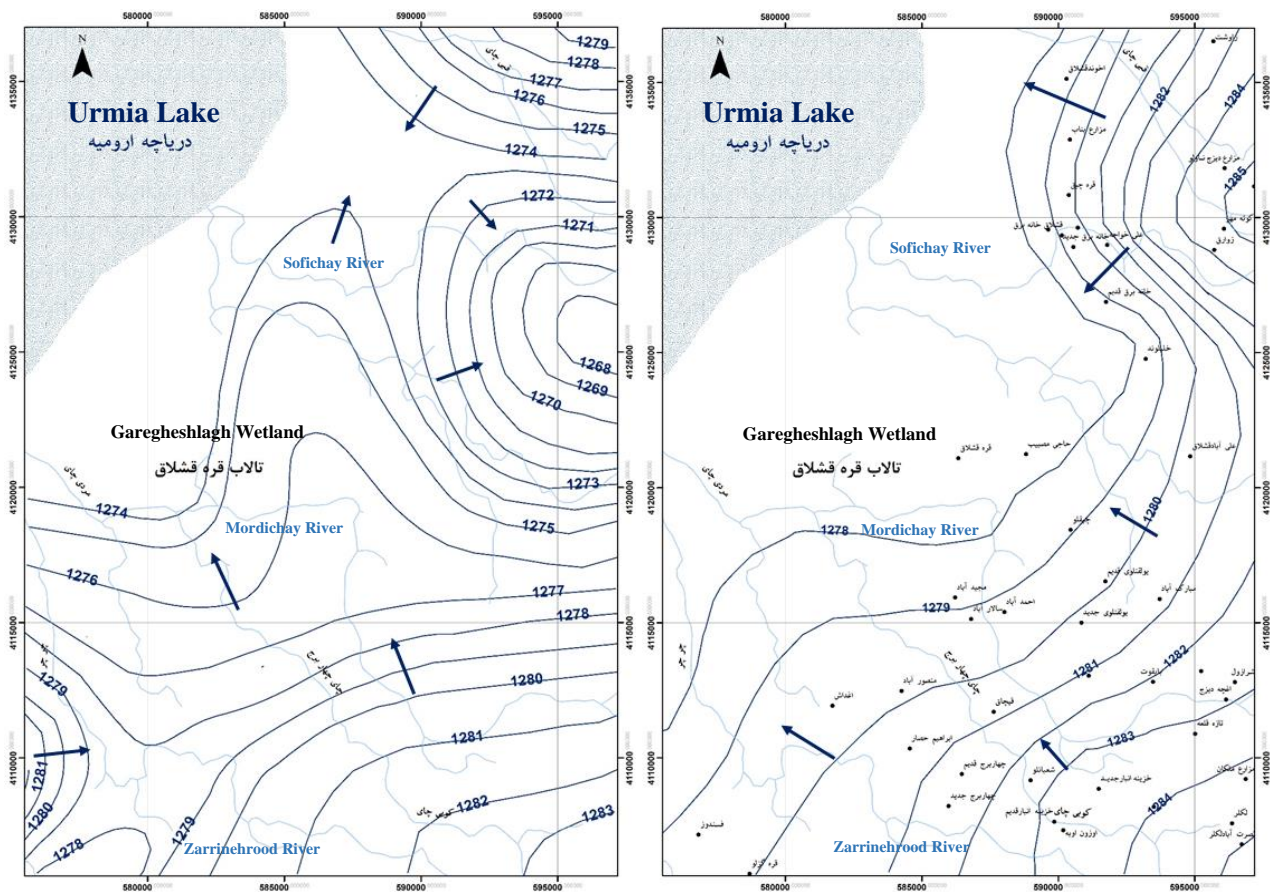
۴-۱. تغییرات مکانی و زمانی جریان آب زیرزمینی

با هدف بررسی روند تغییرات مکانی و زمانی جریان آب زیرزمینی در ساحل جنوب شرقی دریاچه ارومیه، نقشه تراز و جهت جریان آب زیرزمینی فصل تر (اردیبهشت ماه) در سال ۱۳۸۵ و ۱۳۹۵ تهیه و در شکل ۳ نشان داده شده است. بر اساس این نقشه‌ها، در اردیبهشت ماه سال ۱۳۸۵ جهت جریان آب زیرزمینی با پیروی از شیب عمومی منطقه از بالادست دشت‌های محدوده مطالعاتی به سمت دریاچه ارومیه بوده است. به عبارت دیگر، هیچ اغتشاش یا ناهنجاری در روند طبیعی جریان آب زیرزمینی مشاهده نمی‌شود. در این سال شکل مخروط افکنه‌ای دشت مراغه - بناب به خوبی بر روی نقشه تراز آب زیرزمینی قابل شناسایی است. همچنین در این نقشه، نقش بسیار مهم رودخانه زرينه رود در تغذیه آب زیرزمینی محدوده میاندوآب مشخص می‌باشد. در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ تغییرات چشمگیری در تراز و جهت جریان آب زیرزمینی رخ داده است. از مهمترین تغییرات می توان به کاهش

شدید نقش رودخانه زرينه رود در تغذیه آبخوان و معکوس شدن جهت جریان آب زیرزمینی از سمت دریاچه به سمت ساحل در بخش های شمالی و مرکزی محدوده مطالعاتی اشاره نمود. از جمله مناطقی که تغییر جهت جریان آب زیرزمینی بسیار چشمگیر می‌باشد، منطقه خلیلوند است. در سال ۱۳۸۵، جهت جریان آب زیرزمینی با پیروی از شیب عمومی منطقه از این محل به سمت دریاچه و به عبارت دیگر به سمت غرب بوده است. نقشه سال ۱۳۹۵، بیانگر آن است که آب زیرزمینی از کل پیرامون منطقه یاد شده به سمت آن متمایل شده است. در این سال یک جبهه مهم تغذیه از سمت ساحل دریاچه ارومیه به سمت منطقه خلیلوند نیز مشاهده می‌شود که می‌تواند نقش بسیار مهمی در افت کیفیت منابع آب زیرزمینی داشته باشد. در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۵ تغییرات دیگری نیز در روند جریان آب زیرزمینی مشاهده می‌شود. از جمله این تغییرات، تغییر در جهت جریان آب زیرزمینی جنوب غربی منطقه مطالعاتی از سمت دریاچه به سمت دشت میاندوآب می‌باشد. در این سال آثار تغذیه‌کنندگی آشکاری توسط رودخانه زرينه رود بر روی

زیرینه رود، دستکم در مناطق مرکزی محدوده مطالعاتی چشمگیرتر می‌باشد. به نظر می‌رسد که نقش رودخانه‌ها در تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی بویژه در مناطق مرکزی و جنوبی (محدوده دشت میاندوآب) بیش از سایر عوامل باشد. بنابراین، انتظار می‌رود با تغییر در جهت و میزان جریان آب در آبراهه‌ها تغییرات مهم و سریعی در جهت و جریان آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی شکل پذیرد.

خطوط جریان آب زیرزمینی قابل مشاهده نیست. حتی در بخش انتهایی مسیر این رودخانه، آثاری از تخلیه سفره به سمت آن نیز دیده می‌شود. در این سال، جهت عمومی جریان آب زیرزمینی دوباره به سمت دریاچه تغییر کرده، هر چند در بخش‌هایی از مناطق ساحلی مانند زمین‌های غرب و شمال غرب قره‌چیق تا خلیلوند، ناهنجاری در جهت جریان آب زیرزمینی همچنان مشاهده می‌گردد. بر خلاف سال‌های پیشین، نقش تغذیه‌کنندگی رودخانه مردی‌چای در مقایسه با رودخانه



شکل ۳. نقشه تراز و جهت جریان آب زیرزمینی در اردیبهشت ماه سال ۱۳۸۵ و ۱۳۹۵

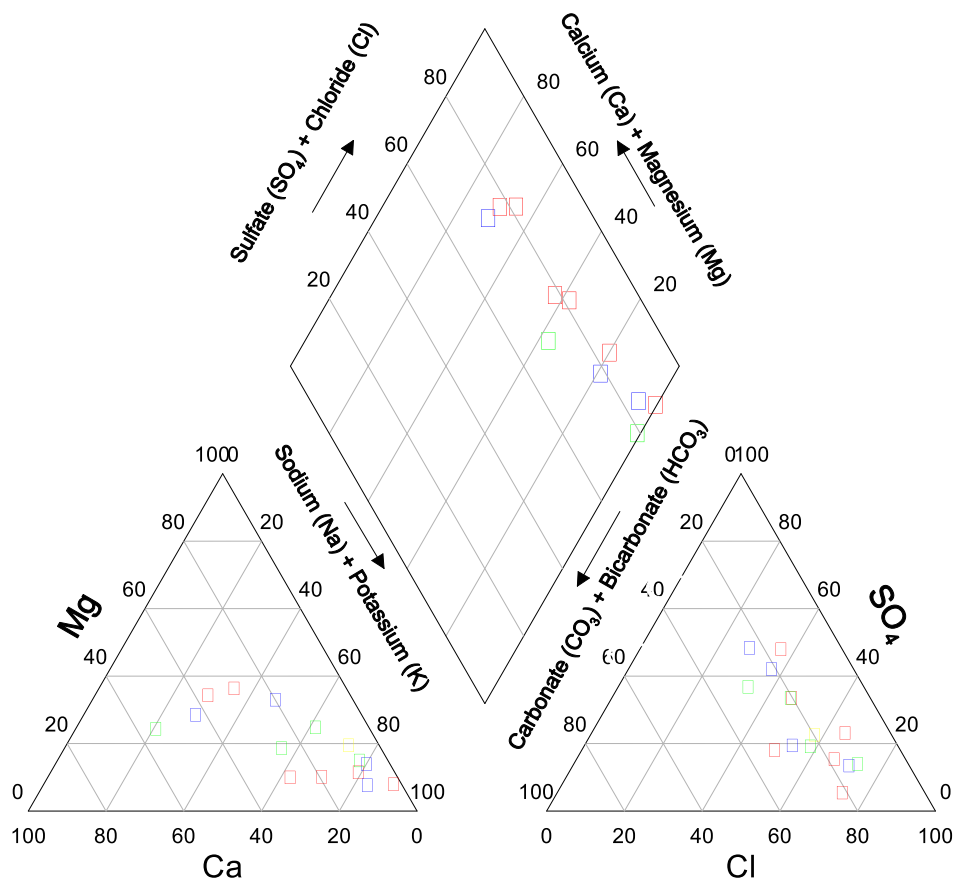
شورابه می‌باشند. بر روی نمودار مثلی کاتیون‌ها، روند تغییرات به نحوی است که در امتداد خطی فرضی از سمت منیزیم شروع و سپس به سمت رأس سدیم خمیده می‌شود. این روند بیانگر تبادل یونی (جانشینی کلسیم و منیزیم به جای سدیم) است.

۴-۲. ارزیابی هیدروژئوشیمیایی آب‌های زیرزمینی منطقه
نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های آب زیرزمینی بر روی نمودار پایپر (شکل ۴) نشان می‌دهد که آب‌های زیرزمینی منطقه بیش-تر از نوع قلیایی غیرکربناتی و در رده آب‌های بسیار شور تا

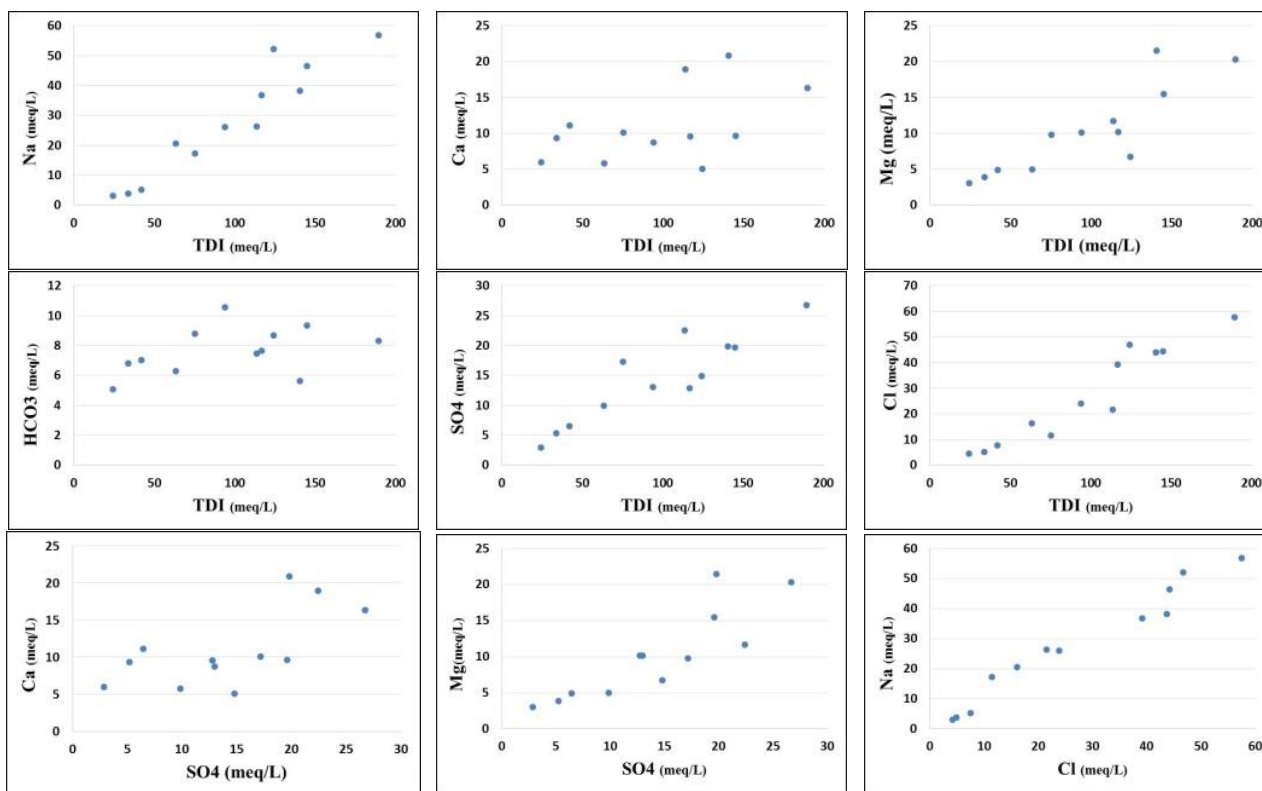
به طور نسبی بر روی یک خط به موازات محور سولفات هستند. در مجموع، نحوه قرارگیری نمونه‌ها در سه بخش نمودار پایپر نشان‌دهنده آلودگی آب‌های زیرزمینی به شورابه در مسیر حرکت خود به سمت نواحی نزدیک به ساحل دریاچه است. با توجه به این که نسبت یونی سدیم به مجموع سدیم و کلر حدود عدد ۰/۵ می‌باشد، منشأ این شورابه‌ها، شورابه‌های غیر نفتی و به احتمال زیاد انحلال هالیت می‌باشد.

برای شناخت فرآیندهای تبادل یونی، تبادل یونی معکوس و منشأ شوری آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی، نمودارهای ترکیبی دو متغیره کلسیم و منیزیم در مقابل سولفات، سدیم در برابر کلراید و همچنین غلظت کل یون‌های محلول (TDI) در مقابل یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، بی‌کربنات، سولفات و کلراید ترسیم شده است (شکل ۵).

همچنین این نمودار نشان می‌دهد که تبادل کلسیم نسبت به منیزیم بیش‌تر می‌باشد. اثر تبادل یونی در نمونه‌های برداشت شده از حوالی روستاهای خلیلوند و خانه برق قدیم (GW17)، علی‌خواجه (GW7)، دوچی و آغداش (GW20) مشاهده می‌شود. در این نواحی، مزه آب‌های زیرزمینی در سال‌های اخیر تلخ‌تر شده که به احتمال زیاد به دلیل افزایش مقدار سولفات منیزیم در آن‌ها است. لازم به ذکر است که از سولفات منیزیم به عنوان کود شیمیایی نیز استفاده می‌شود و ممکن است به دلیل گستردگی فعالیت‌های کشاورزی، کودهای شیمیایی منشأ بخشی از یون‌های محلول سولفات و منیزیم در آب‌های زیرزمینی منطقه باشد. بر روی بخش لوزی شکل نمودار، نمونه‌ها بر روی یک خط به موازات محور کاتیون‌ها قرار دارند. از سوی دیگر، نمونه‌ها بر روی بخش مثلثی شکل آنیون‌ها نیز



شکل ۴. نمودار پایپر آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی



شکل ۵. نمودار ترکیبی متغیرهای شیمیایی آب‌های زیرزمینی در پهنه مطالعاتی

غلظت بی‌کربنات با افزایش TDI به طور نسبی ثابت است و تغییرات کمی دارد. این مطلب نشان می‌دهد که مقدار انحلال کربنات‌ها در سفره‌های آب زیرزمینی منطقه زیاد نمی‌باشد. با افزایش TDI، افزایش مقدار کلسیم خطی نیست. رابطه بین کلسیم و سولفات نیز خطی نمی‌باشد. از سوی دیگر، با توجه به این که نسبت یونی بی‌کربنات به مجموع آنیون‌ها کم‌تر از ۰/۸ است، انحلال ژپیس نقش مهمی در کیفیت آب زیرزمینی منطقه مطالعاتی ندارد. غلظت کلراید و سدیم با افزایش TDI به طور خطی افزایش نشان می‌دهد. با توجه به این که رابطه بین کلراید و سدیم خطی است، عامل اصلی افزایش شوری آب‌های زیرزمینی منطقه انحلال‌ها است.

۲۰۱۴) $\delta^2\text{H} = \delta \text{ ۸۹/۶}^{18}\text{O} + ۶/۵۷$ نشان می‌دهد که میزان بارش‌های این منطقه نزدیک به متوسط بارش‌های جهانی و بیشتر از متوسط بارش‌های کشور ایران است. مقایسه این خط با خط جوی کشور ترکیه (TMWL; Dirican et al. 2005) $\delta^2\text{H} = \delta \text{ ۷۴/۷}^{18}\text{O} + ۱۳/۱$ در غرب و شمال غرب منطقه و خط جوی عراق (IMWL; Al_Parwany 2013) $\delta^2\text{H} = \delta \text{ ۵۷/۷}^{18}\text{O} + ۱۱/۹۷$ در جنوب غرب منطقه بیانگر شباهت شرایط جوی با آن‌ها است. در واقع می‌توان نتیجه گرفت آب و هوای این منطقه مانند ترکیه و عراق بطور عمده از آب و هوای شرق مدیترانه تأثیر می‌پذیرد. کمتر بودن عرض از مبدأ معادله خط جوی پهنه مطالعاتی ممکن است به دلیل کمتر شدن میزان رطوبت جبهه‌های هوا در مسیر خود به سمت شرق باشد.

۳-۴. ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های باران منطقه
 معادله خط جوی محلی (LMWL) $\delta^2\text{H} = \delta \text{ ۵/۷}^{18}\text{O} + ۹/۱$ (محمد زاده و ابراهیم پور، ۱۳۹۱). مقایسه این خط با خط جوی جهانی (GMWL; Craig 1961) $\delta^2\text{H} = \delta \text{ ۱۸}^{18}\text{O} + ۱۰$ و خط جوی ایران (IMWL; Shamsi and Kazemi)

۴-۴. ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های آب رودخانه‌های منطقه

بر اساس اندازه‌گیری میزان ترکیب ایزوتوپی آب رودخانه‌های اصلی منطقه، دوتریوم بین ۳۶/۲۲- تا ۵۸/۲۰- پرمیل (‰) و اکسیژن-۱۸ بین ۵/۶۸- تا ۸/۸۶- پرمیل (‰) متفاوت بوده

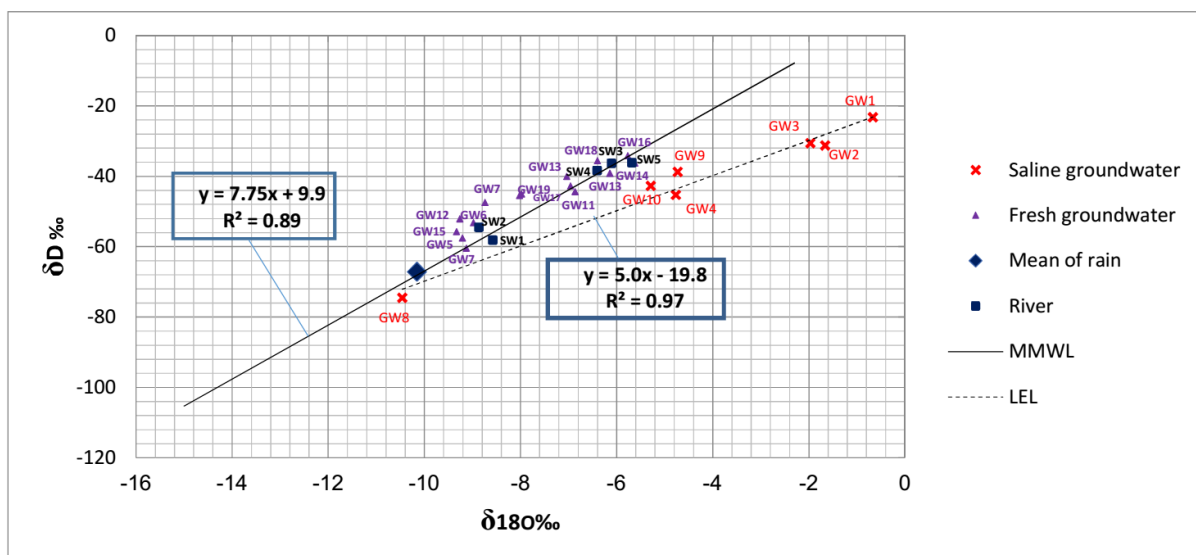
نمود. تعدادی از نمونه‌های آب زیرزمینی به خوبی از شیب خط جوی محلی پیروی می‌کنند و دسته دیگر شامل نمونه‌های GW1، GW2، GW3، GW4، GW9، GW10 بر روی خطی با شیب کمتر قرار دارند. نمونه‌های دسته اخیر یا تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته‌اند و یا این که توسط آب‌هایی که دچار تبخیر زیادی شده‌اند، تغذیه گردیده‌اند. معادله این خط که در واقع خط تبخیر محلی (LEL) است به صورت $\delta^{18}O = -0.5\delta^2H$ با ضریب همبستگی ۰/۹۷ می‌باشد. به جز این نمونه‌ها، ترکیب ایزوتوپی سایر نمونه‌های آب زیرزمینی در جنوب آبخوان دشت میان‌دوآب نزدیک به رودخانه زرنه‌رود (SW5، SW3، SW4)، در شمال آبخوان دشت میان‌دوآب نزدیک به رودخانه مردی‌چای (SW2) و در آبخوان دشت مراغه - بناب (شمال پهنه مطالعاتی) نزدیک به رودخانه صوفی‌چای (SW1) است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که رودخانه‌ها نقش اصلی در تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی مناطق ساحلی جنوب شرقی دریاچه ارومیه را بر عهده دارند.

است. آب رودخانه‌های شمالی در محدوده ساحلی ضمن آن که از ارتفاع بیشتری سرچشمه می‌گیرند و به همین دلیل از دیدگاه ایزوتوپی از آب زرنه‌رود سبک‌تر هستند، فرصت کمتری نیز برای تبخیر دارند و بدلیل ذخیره‌سازی کمتر در بالادست خود، سهم بیشتری از آب‌های ناشی از ذوب برف و بارش‌های جوی ارتفاعات را دریافت می‌کنند.

۴-۵. ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه

میزان دوتریوم در نمونه‌های آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی بین ۲۳/۱۷- تا ۷۴/۵۵- پرمیل (‰) و اکسیژن-۱۸ بین ۰/۶۷- تا ۱۰/۴۶- پرمیل (‰) اندازه‌گیری شده است. در بین نمونه‌های آب زیرزمینی، تنها نمونه GW8 دارای ترکیب ایزوتوپی مشابه با متوسط وزنی بارش‌های جوی و نزدیک به آب رودخانه مردی‌چای می‌باشد. سایر نمونه‌ها از این دیدگاه دارای غنی‌شدگی بیشتری هستند.

همانطور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، از دیدگاه ترکیب ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی منطقه را می‌توان به دو دسته تقسیم



شکل ۶. نمودار خط جوی (محمدزاده و ابراهیم پور، ۱۳۹۱) و تبخیر محلی به همراه موقعیت ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های آب‌های سطحی و زیرزمینی محدوده مطالعاتی بر روی آن

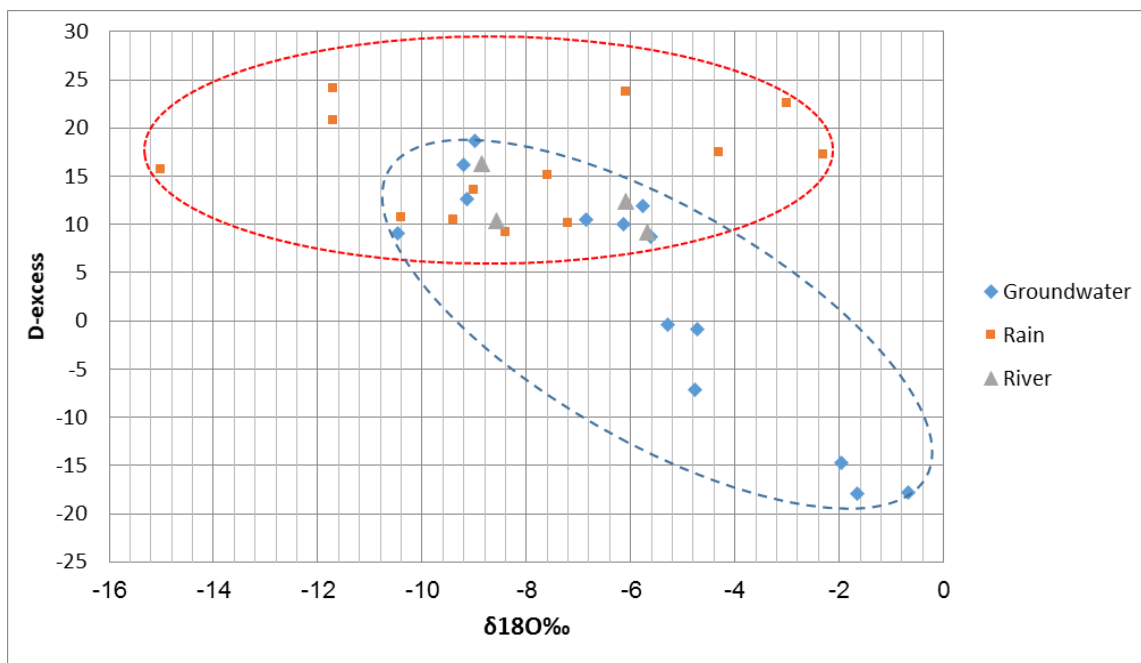
همه نمونه‌های آب شامل نمونه‌های آب باران، رودخانه‌ها و آب‌های زیرزمینی در برابر $\delta^{18}O$ ارائه گردیده است. در این نمودار نمونه‌های آب زیرزمینی با افزایش میزان دوتریوم مازاد

به اختلاف بین مقدار دوتریوم و اکسیژن-۱۸، دوتریوم مازاد (d-excess) گفته می‌شود. این عامل به مقدار رطوبت منبع بارش‌ها بستگی دارد. در شکل ۷ نمودار تغییرات این عامل در

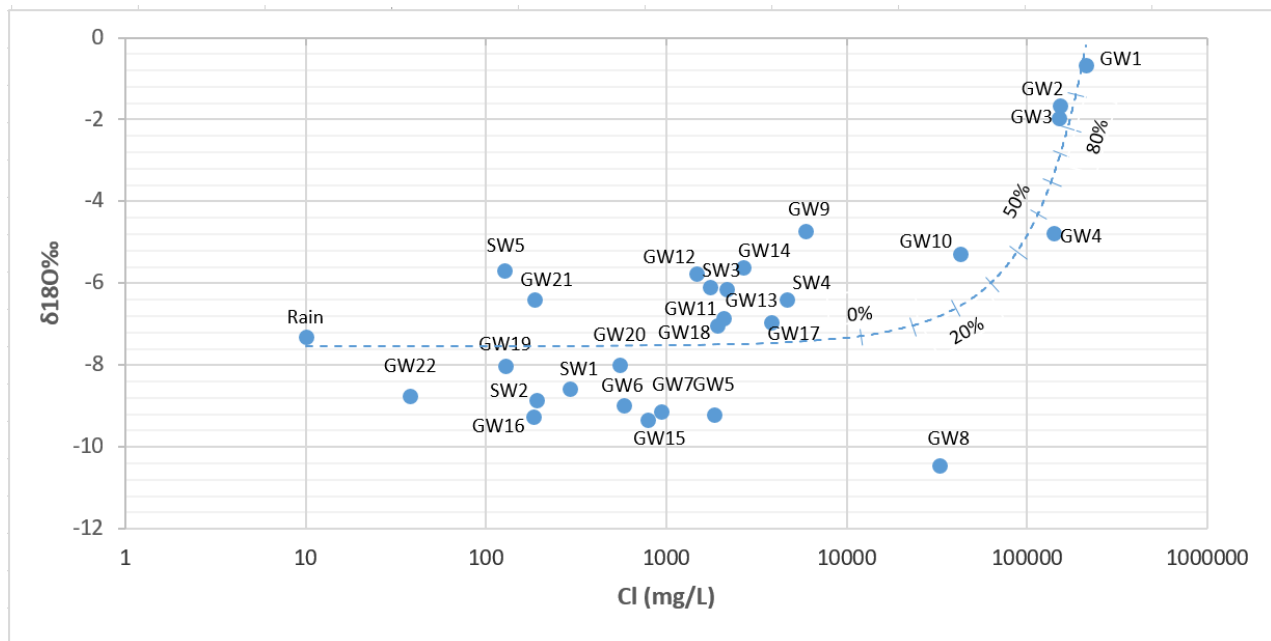
$$C = A(1 - X) + BX \quad (1)$$

در رابطه بالا، C غلظت ^{18}O در نمونه آب حاصل از اختلاط، A غلظت ^{18}O در شورابه، B متوسط غلظت ^{18}O در نمونه‌های آب زیرزمینی شیرین منطقه و X درصد اختلاط است. بر این اساس، نسبت وزنی آب به دست آمده از اختلاط آب زیرزمینی شیرین منطقه با شورابه‌های زیرزمینی در نمونه GW2 حدود ۱۲ به ۸۸، در نمونه GW3 حدود ۱۸ به ۸۲، در نمونه GW4 حدود ۵۲ به ۴۸ و در نمونه GW10 حدود ۷۱ به ۲۹ می‌باشد. بر اساس نمودار یاد شده، عامل اصلی شور بودن نمونه آب زیرزمینی GW10 تبخیر و در مورد نمونه آب زیرزمینی GW8 اندرکنش آن با خاک/سنگ است. این نمودار نشان می‌دهد که علاوه بر نمونه GW9، در کیفیت نمونه‌های GW10، GW12، GW14 و GW21 که در همه آن‌ها عمق آب زیرزمینی کمتر از ۲ متر بوده، تبخیر نیز نقش داشته است.

به سمت مقادیر آب رودخانه‌ها متمایل می‌شوند که ممکن است نشان‌دهنده نقش اساسی رودخانه‌ها در رقیق‌سازی و تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی این منطقه باشد. کاهش مقادیر دوتریوم مازاد آب‌های زیرزمینی با افزایش مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بیانگر آن است که جریان‌های آب‌های زیرزمینی منطقه توسط آب‌هایی با درجه‌های متفاوتی از تبخیر، مخلوط می‌شوند. بالا بودن مقدار دوتریوم مازاد نمونه‌های آب باران منطقه نشان‌دهنده منبع رطوبت جریان‌های هوای مدیترانه‌ای است (محمدزاده و ابراهیم پور، ۱۳۹۱). نمودار تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در برابر Cl^- می‌تواند در شناسایی نقش اندرکنش آب - خاک/سنگ، تبخیر و مخلوط شدگی یا تداخل آب شور مفید باشد. از این رو، این نمودار ترسیم و در شکل ۸ نشان داده شده است. برای تعیین درصد اختلاط آب زیرزمینی شیرین منطقه با شورابه‌های زیرزمینی از رابطه زیر استفاده گردید.



شکل ۷. نمودار تغییرات میزان دوتریوم مازاد با اکسیژن-۱۸ در نمونه‌های آب



شکل ۸. نمودار تغییرات میزان اکسیژن-۱۸ با کلر در نمونه‌های آب

۵. نتیجه‌گیری

عوامل مختلفی در شور شدن آب‌های زیرزمینی پهنه مطالعاتی نقش دارند که مقدار نقش آن‌ها در نواحی مختلف، متفاوت می‌باشد. کم شدن چشمگیر ورودی آب رودخانه‌ها بویژه رودخانه زرینه‌رود نقش بسیار مهمی در کاهش تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی منطقه و پیرو آن کاهش کیفیت آن‌ها داشته است. نفوذ شورابه‌های زیرزمینی باقی‌مانده از خشک شدن دریاچه، محدود به نواحی دارای ضخامت قابل توجه از نهشته‌های رسوبی درشت دانه تا متوسط دانه بوده است. از این رو، این پدیده بیشتر در بخش شمالی محدوده مطالعاتی (ساحل دشت مراغه - بناب) و نواحی پراکنده‌ای از نواحی جنوبی (ساحل دشت میان‌دوآب) که بطور معمول بستر قدیمی یا متروک رودخانه‌های بزرگ بویژه زرینه‌رود و مردی‌چای هستند، مشاهده می‌گردد. تبخیر مستقیم از آب زیرزمینی بطور محدود در نواحی دارای رسوبات ریزدانه و با عمق آب زیرزمینی کمتر از ۵ متر و یا در رسوبات درشت دانه با عمق کمتر از ۲ متر، در شور شدن آب‌های زیرزمینی نقش دارند که به این ترتیب، این عامل تا حدودی تنها در پیرامون تالاب قره‌قشون و به عبارت دیگر در حد فاصل دشت میان‌دوآب و مراغه - بناب دارای اهمیت

است. در همین ناحیه بویژه پیرامون روستای قره‌قشلاق، نقش سازندهای زمین‌شناسی بویژه نهشته‌های شور در افت کیفیت آب‌های زیرزمینی اثرگذار می‌باشد. بررسی ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی منطقه نشان می‌دهد که بخش عمده تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی از آب‌هایی سبک‌تر از متوسط وزنی بارش‌های منطقه شکل پذیرفته است. به عبارت دیگر، آبخوان‌های منطقه بطور عمده از آب بارش‌های جوی سرشاخه‌های حوضه و به احتمال زیاد سیلاب‌های ناشی از ذوب برف‌های ارتفاعات شکل گرفته‌اند. بنابراین، کاهش بارش برف و یا تغییر الگوی بارش از برف به باران، می‌تواند اثر چشمگیری بر افت کمی و کیفی منابع آب منطقه مطالعاتی داشته باشد. لازم به ذکر است که در برخی نواحی بویژه در محدوده دشت مراغه - بناب و بخش‌های میانی ساحل دشت میان‌دوآب، با وجود مشاهده آثار نفوذ آب شور در عامل‌های کیفی و ایزوتوپی، انطباق مناسبی با جهت جریان آب زیرزمینی مشاهده نمی‌شود. به نظر می‌رسد که این آثار بدلیل کاهش شیب مرز آب شور و شیرین در اثر افزایش چشمگیر چگالی آب‌های شور ناحیه ساحلی و در نتیجه بالا آمدن سطح آب شور در این نواحی باشد. پمپاژ آب چاه‌ها به مقدار بیش از حد مجاز، موجب توسعه پدیده بالازدگی آب

شور (upconing) می‌گردد. تهیه بیلان جرمی آب زیرزمینی، مدلسازی عددی اندرکنش آب‌های سطحی و زیرزمینی و بررسی تفصیلی تغییرات شیب مرز آب‌های زیرزمینی شور و شیرین منطقه مطالعاتی و شناسایی عوامل مؤثر بر این تغییرات، می‌تواند شناخت بیشتری از اندرکنش آب‌های سطحی و زیرزمینی را به همراه داشته باشد. به این ترتیب، می‌توان با در نظر گرفتن عوامل مؤثر بر احیا دریاچه ارومیه، مدیریت مناسب-تری بر کیفیت و کمیت منابع آب منطقه اعمال نمود.

منابع

- محمد زاده، ح. و ابراهیم‌پور، ص.، ۱۳۹۱. کاربرد ایزوتوپ‌های پایدار و هیدروژئوشیمی به منظور بررسی منشأ و تغییرات کیفی منابع آب حوضه آبریز دریاچه زریوار، نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، دوره ۲۶، شماره ۴، ۱۰۳۱-۱۰۱۸.
- Al_ Paruany, K.B.N., 2013. Hydrochemical and isotopic study of water resources between Haditha dam and site of Al_Baghdadi dam, Ph.D. thesis, University of Baghdad, 198 p.
- Giménez-Forcada, E., 2010. Dynamic of seawater interface using hydrochemical facies evolution diagram; *Groundwater*, 48(2): 212-216.
- Giménez-Forcada E., 2014. Space/time development of seawater intrusion: a study case in Vinaroz coastal plain (Eastern Spain) using HFE-Diagram, and spatial distribution of hydrochemical facies; *Journal of Hydrology*, 517: 617-627.
- Cui, B. and Li, X., 2013. Characteristics of stable isotope and hydrochemistry of the groundwater around Qinghai Lake, NE Qinghai-Tibet Plateau, China, *Environmental Earth Sciences*, doi: 10.1007/s12665-013-2520-y.
- Dirican, A., Ünal, S., Acar, Y., and Demircan, M., 2005. The temporal and seasonal variation of H-2 and O-18 in atmospheric water vapor and precipitation from Ankara, Turkey in relation to air mass trajectories at Mediterranean basin, in: *Isotopic Composition of Precipitation in the Mediterranean Basin in Relation to Air Circulation Patterns and Climate*, IAEA, Vienna: 191-214.
- Huddart, P.A., Longstaife, FJ. and Crowe, AS., 1999. D and ¹⁸O evidence for inputs to groundwater at a wetland coastal boundary in the southern Great Lakes region of Canada. *Journal of Hydrology*, 214: 18-31.
- Gonfiantini, R., 1986. Environmental isotopes in lake studies. In: P. Fritz and J.e. Fontes (Editors), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, The Terrestrial Environment B. Elsevier, Amsterdam :113-168.
- Gao, H., Ryan, M.C., Li, Ch. and Sun, B., 2017. Understanding the role of groundwater in a remote transboundary lake (Hulun Lake, China), *Water*, doi:10.3390/w9050363
- Herczeg, A.L., Barnes, C.J., Macumber, P.G. and J.M. Olley, J.M., 1992. A Stable isotope investigations of groundwater-surface water investigations at Lake Tyrell, Victoria, Australia. *Chemical Geology*, 96: 19-32.
- Kmbbenhoft, D.P., Bowser, C.J., Anderson, M.P. and Valley, J.W., 1990. Estimating groundwater exchange with lakes (1) The stable isotope mass balance method. *Water Resources Research*, 26(10): 2445-2453.
- Marimuthu, S., 2006. Delineation of Groundwater Flow within a Coastal Wetlands System using Hydraulic, Geochemical and Stable Isotope Data, *Geological Society of Malaysia Bulletin*, 52:109-120.
- Mduma, P.N., Komakech, H.C., Zhang, J. and Muzuka, A.N.N., 2016. Application of isotopes and water balance on lake Duluti-groundwater interaction, Arusha, Tanzania, *Hydrology and Earth System Sciences*, doi:10.5194/hess-2016-176.
- Schwerdtfeger, J., Weiler, M., Johnson, M.S. and Couto, E.G., 2014. Estimating water balance components of tropical wetland lakes in the Pantanal dry season, Brazil, 59(12): 2158-2172, doi: 10.1080/02626667.2013.870665.
- Shamsi, A., & Kazemi, G. (2014). A review of research dealing with isotope hydrology in Iran and the first Iranian meteoric water line. *Geopersia*, 4(1): 73-86.
- Soldatova, E.A., Sun, Z. and Guseva, N.V., 2016. Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of the shallow groundwater in the Poyang Lake basin, *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 33 (2016) 012011, doi:10.1088/1755-1315/33/1/012011.