

بررسی هیدروژئوشیمیایی آب مناطق مجاور پالایشگاه گاز شهید هاشمی نژاد با استفاده از نمودارهای ترکیبی، نمایه‌های اشباع و نسبت‌های یونی

مریم تاج بخشیان^۱، محمد حسین محمودی قزایی^{۲*}، اسداله محبوبی^۳، رضا موسوی حرمی^۳ و ایرج اجلائی^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۴ کارشناسی ارشد، واحد حفاظت، ایمنی و بهداشت محیط زیست (HSE)، شرکت پالایش گاز شهید هاشمی نژاد، سرخس، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۰/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۱۸

چکیده

هیدروژئوشیمی آب‌های سطحی و زیرزمینی راهنمای مناسبی برای تشخیص واکنش‌های انجام شده در آبخوان و همچنین شناسایی عوامل آلاینده طبیعی و انسان‌زاد مؤثر بر منابع آب است. ۱۷ نمونه آب برای بررسی کیفیت آب‌های زیرزمینی و سطحی موجود در منطقه پالایشگاه گاز شهید هاشمی نژاد، در شمال خاور شهر مشهد و در فاصله ۳۵ کیلومتری شهرستان سرخس مورد مطالعه قرار گرفت و غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی، میزان pH، دما، هدایت الکتریکی و میزان کل مواد جامد محلول در آنها تعیین شد. با استفاده از نمودار Piper نوع و رخساره سدیم سولفاتی و سدیم کلروری برای منابع آب مورد مطالعه تعیین شد. نمودارهای ترکیبی Ca^{2+}/Mg^{2+} در برابر $Ca^{2+}/Ca^{2+}+Mg^{2+}$ و $Ca^{2+}/Ca^{2+}+SO_4^{2-}$ در برابر $Ca^{2+}/Ca^{2+}+SO_4^{2-}$ ، Na^+/Na^++Cl^- و $Na^+/Na^++SO_4^{2-}$ ، $HCO_3^-/\Sigma anions$ ، $SO_4^{2-}/SO_4^{2-}+HCO_3^-$ و $SiO_2/Na^++K^++Cl^-$ ، HCO_3^-/SiO_2 نیز عواملی مانند تبادل یونی، انحلال ژپیس، هالیت و سولفات‌های سدیم و پتاسیم و هوازدگی کربنات‌ها و سیلیکات‌ها را به عنوان مهم‌ترین عوامل مؤثر بر ترکیب شیمیایی منابع آب منطقه مشخص کرد. بر طبق نمودارهای $Log(aNa^+/a(H^+)^2)$ و $Log(aCa^{2+}/a(H^+)^2)$ در برابر $Log(aMg^{2+}/a(H^+)^2)$ که برای مشخص کردن کانی‌های سیلیکاتی محلول در آب استفاده می‌شوند، به غیر از دو نمونه که در محدوده کانی کلینوکلر قرار گرفته‌اند، دیگر نمونه‌های مورد مطالعه انحلال کانی کائولینیت را نشان می‌دهند. محاسبه نمایه‌های اشباع با استفاده از نرم‌افزار PHREEQC، مشخص کرد که در همه نمونه‌ها کانی کلسیت، دولومیت و آراگونیت حالت فوق اشباع، کانی هالیت و انیدریت تحت اشباع و کانی ژپیس هر سه حالت فوق اشباع، تحت اشباع و تعادل را دارد. نمودارهای Wilcox و Schoeller کیفیت نامناسب را برای منابع آب برداشت شده برای مصارف آشامیدن و کشاورزی نشان دادند. در واقع منابع آب منطقه به دلیل حضور سازندهایی با قابلیت انحلال بالا که در سطح وسیعی رخنمون دارند کیفیت مناسبی نداشته است و از سویی سطح ایستابی به نسبت کم ژرفا و دمای بالای محیط نیز سبب تشدید آن می‌شود. با توجه به نتایج به دست آمده عوامل طبیعی نقش اصلی بر کیفیت منابع آب منطقه داشته‌اند.

کلیدواژه‌ها: هیدروژئوشیمی، پالایشگاه گاز هاشمی نژاد، Piper، PHREEQC، Schoeller، Wilcox، نسبت یونی.

*نویسنده مسئول: محمد حسین محمودی قزایی

E-mail: mhmgharaie@um.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

۱۳۶ میلیارد متر مکعب آن را برداشت کرده است و این مخازن تا ۲۳ سال آینده نیز قابل بهره‌برداری هستند. افزون بر پالایش و تولید گاز به میزان ۵۰ میلیون متر مکعب در روز، بازیافت گوگرد با خلوص ۹۹/۹ درصد و ظرفیت اسمی ۲۰۰۰ تن در روز نیز از محصولات جانبی این مجتمع گازی به شمار می‌آید (شرکت پالایش گاز شهید هاشمی نژاد، ۱۳۹۰). در منطقه مورد مطالعه و شمال آن منابع مختلف آب مانند آب‌های سطحی، چاه‌های کم ژرفا و همچنین چاه ژرفی وجود دارد که با توجه به کمبود بارندگی و محدود بودن این منابع، بررسی عوامل تأثیرگذار بر کیفیت آن بسیار ضروری به نظر می‌رسد. پژوهش‌های انجام شده پیشین در منطقه به منظور بررسی تأثیر سازندهای زمین‌شناسی بر کیفیت آب حوضه آبریز شورلق که در پایین دست پالایشگاه گاز شهید هاشمی نژاد قرار دارد، نشان داد که منابع آب برداشت شده از چشمه‌های موجود سطحی بالایی داشتند، برای مصارف کشاورزی نامناسب بودند و در گستره خیلی شور تا کمی شور قرار داشتند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). بر پایه این پژوهش‌ها و نمونه‌برداری از روستاهای پایین دست پالایشگاه اظهار شد افزایش غلظت سولفات و کلراید در آب، ناشی از نفوذ پساب این واحد صنعتی به درون آبخوان‌های منطقه بوده است (ترابیان و همکاران، ۱۳۸۶). نظر به اینکه کشاورزی و دامداری مهم‌ترین شغل مردم منطقه است و ۶۵ درصد اهالی به این نوع فعالیت‌ها مشغول هستند و همچنین میزان بارندگی که تنها کاهش شدید داشته، بلکه پراکنش آن هم متناسب با دوره رشد گیاهان نبوده است، اهمیت بررسی کیفیت منابع آب موجود

شیمی آب‌های زیرزمینی تا حد زیادی تابع ترکیب سنگ‌شناسی آبخوانی است که آب در آن جریان می‌یابد. بسته به ویژگی‌های زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی آبخوان‌ها، فرایندهای هیدروژئوشیمیایی و هیدروژئوشیمیایی از دید زمانی و مکانی متفاوت است و از انواع آن می‌توان به انحلال، تبادل یونی و زمان اقامت در مسیر جریان اشاره کرد که ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی را کنترل می‌کنند (Nwankwoala & Udom, 2011). فعالیت‌های بشرزاد نیز همانند فرایندهای طبیعی می‌توانند سامانه جریان آب‌های زیرزمینی را از راه آلوده کردن و یا تغییر چرخه‌های آب‌شناختی تحت تأثیر قرار دهند. اجزای محلول در آب راهنمای مناسبی برای درک شرایط زمین‌شناسی منطقه، از جمله تأثیر بستر، حضور کانسارهای کشف نشده و حتی شناسایی کانی‌های مختلفی است که در سطح زمین رخنمون نیافته‌اند (Vanum & Gebrerufael, 2012). افزایش قابل توجه جمعیت جهان فشارهای فزاینده‌ای بر منابع آب سطحی و زیرزمینی وارد کرده و باور بر این است که با شروع تمدن بشری، آب‌های زیرزمینی به دلیل خاصیت فیلترکنندگی آبخوان‌ها تنها منبع قابل اعتماد برای آب آشامیدنی هستند (Sajil Kumar, 2012). پالایشگاه گاز شهید هاشمی نژاد در ۳۵ کیلومتری شهرستان سرخس و ۱۶۵ کیلومتری شمال خاور مشهد، در طول جغرافیایی $36^{\circ} 28' 6''$ شمالی و عرض $60^{\circ} 51' 7''$ خاوری و در مجموع ۴۱۶ میلیارد متر مکعب ذخایر گازی قابل استحصال میدین خانگیران و گنبدلی، تاکنون

درجه سانتی‌گراد تصحیح شد. در جدول ۱ ویژگی‌های نقاط نمونه‌برداری به همراه متغیرهای صحرایی اندازه‌گیری شده ارائه شده است. غلظت آنیون‌های کربنات و بی‌کربنات به روش تیتراسیون اسید و باز، آنیون کلراید به روش تیتراسیون رسوبی، آنیون سولفات به روش وزنی (Gravimetry) و در مدت کم‌تر از ۲۴ ساعت از زمان نمونه‌برداری در آزمایشگاه شیمی تجزیه دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد اندازه‌گیری شد. غلظت کاتیون‌های کلسیم و منیزیم به روش تیتراسیون کمپلکس‌متری و کاتیون‌های سدیم و پتاسیم به روش طیف‌سنجی جذب اتمی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم و میزان مجموع مواد جامد محلول در آزمایشگاه شرکت پالایش گاز شهید هاشمی‌نژاد به روش وزن‌سنجی اندازه‌گیری شد. با داشتن غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های موجود در آب می‌توان میزان کلیاییت و غلظت سیلیکای محلول را با استفاده از روابط زیر به دست آورد که در آنها غلظت همه یون‌ها برحسب mg/l است (Weiner, 2007):

$$\text{Alkalinity (mg/l CaCO}_3\text{)} = \frac{1}{2}(\text{HCO}_3^-) + \text{CO}_3^{2-} \quad (1)$$

$$\text{TDS (mg/l)} = \frac{1}{6}(\text{Alkalinity}) + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{SiO}_2 \quad (2)$$

برای شناسایی عوامل مؤثر بر تغییرات کیفیت منابع آب برداشت شده از نمودارهای ترکیبی و نسبت‌های یونی استفاده شد. همچنین نمایه اشباع کانی‌های کربناتی، سولفاتی و کانی‌های حالت توسط نرم‌افزار PHREEQC به دست آمد. نمایه اشباع (SI) یک کانی، کمیته لگاریتمی و به معنای میزان انحلال آن کانی در آب بوده و از رابطه زیر به دست می‌آید که در آن IAP قدرت یونی محصولات واکنش و K ثابت تعادل است:

$$\text{SI} = \log \text{IAP/K} \quad (3)$$

اگر میزان نمایه اشباع یک کانی بیشتر از صفر باشد حالت فوق اشباع‌شدگی، مساوی صفر باشد حالت تعادل و کم‌تر از صفر باشد تحت اشباع بودن آن را در آب نشان می‌دهد. افزون بر نمایه‌های اشباع، میزان فشار گاز دی اکسید کربن و همچنین فعالیت شیمیایی یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم و هیدروژن نیز برای تعیین کانی‌های کربناتی و سیلیکاتی انحلال یافته در آب نیز با استفاده از نرم‌افزار PHREEQC به دست آمد. فعالیت شیمیایی یک یون تابعی از ضریب فعالیت شیمیایی (γ) و مولاریته یون مورد نظر (M) در آب است و از طریق معادله ۴ به دست می‌آید:

$$\alpha = \gamma \cdot M \quad (4)$$

مقدار γ نیز از معادله دی-هوکل (Debye-Hückel) و با توجه به قدرت یونی به دست می‌آید (Apello & Postma, 2005):

$$\log \gamma_a = -A \cdot z^2 \sqrt{I} / (1 + B a \sqrt{I}) \quad (5)$$

در معادله بالا Z بار یون مورد محاسبه، I قدرت یونی نمونه آب، a تغییر و وابسته به اندازه یون در حالت آب‌گیری و در پایان A و B ضرایبی هستند که مقدار آنها به دما و فشار هوای محیط بستگی دارد. در پایان با رسم نمودارهای Wilcox و Schoeller کیفیت آب منابع برداشت شده برای مصارف آشامیدن و کشاورزی تعیین شد.

۴- نتایج

بر پایه متغیرهای صحرایی اندازه‌گیری شده در نمونه‌های آب مورد مطالعه، منابع آب سطحی دارای کمترین دما بوده و بیشترین دما نیز مربوط به نمونه TW13 از چاه گاز شماره ۳ خانگیران است که از ژرفای ۱۵۰۰ متری به سطح زمین جریان یافته است. از دید میزان pH اگر چه همه نمونه‌های آب در محدوده کلیایی قرار گرفته‌اند، ولی نمونه‌های آب سطحی دارای مقادیر pH بیشتری نسبت به نمونه‌های آب زیرزمینی و یا چشمه‌ها هستند. مقدار هدایت الکتریکی و در پی آن مجموع مواد جامد محلول در نمونه‌های آب برداشت شده قابل توجه است و از دید این دو متغیر نیز منابع آب سطحی مقادیر بیشتری را نسبت به دیگر منابع آب دارند. با محاسبه درصد خطای موازنه یونی (معادله ۶) و محاسبات نرم‌افزار Chemistry برای تجزیه نمونه‌های آب،

و تعیین عوامل مؤثر بر کیفیت آن ضروری به نظر می‌رسد. با توجه به بالا بودن سطح آب زیرزمینی در منطقه، هدف از این مطالعه بررسی ترکیب آب‌های سطحی و زیرزمینی و تأثیرپذیری آن از سنگ‌شناسی سازنده‌های موجود است.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه به گسترده‌گی ۵۷۸ کیلومتر مربع در زیرحوضه گنبدلی، در خاور حوضه آبریز قره‌قوم در استان خراسان رضوی قرار گرفته است و بخشی از محدوده شهرستان سرخس و همچنین حوضه رسوبی کپه‌داغ به شمار می‌آید (شکل ۱). حوضه رسوبی کپه‌داغ به دلیل ستبرای زیاد لایه‌های رسوبی و زمین‌ساخت به نسبت آرام، به عنوان یک منطقه پتانسیل‌دار نفت و گاز مورد توجه قرار دارد. این حوضه پس از کوهزایی کیمین پیشین (برخورد صفحه توران و ایران مرکزی) به صورت یک حوضه رسوبی مستقل درآمده و رسوب‌گذاری در آن بدون وقفه از ژوراسیک تا الیگوسن آغازی با مجموعه‌ای از رخساره‌های کربناتی، شیلی و ماسه سنگی با ستبرای بیش از ۷۰۰۰ متر ادامه داشته است. دیرین‌ترین تشکیلات زمین‌شناسی رخنمون یافته در سطح منطقه مورد مطالعه، رسوبات ژوراسیک و کرتاسه شامل سنگ‌آهک، دولومیت، مارن، شیل، سیلت و ماسه‌سنگ است که گسترش قابل توجهی دارند (پدیده، ۱۳۸۵). افزون بر این، رسوبات تبخیری دربردارنده کانی‌های ژپس و انیدریت متعلق به سازند شوربچه و پسته‌لیق نیز وجود دارد که می‌توانند اثر نامطلوبی بر کیفیت آب‌های سطحی و زیرزمینی داشته باشند. در مورد چگونگی تشکیل ذخایر آبی موجود در منطقه می‌توان گفت همزمان با شکل گرفتن پایانی ارتفاعات و ساختارهای زمین‌شناسی در آخرین فاز کوهزایی آلپین و نقش عوامل فرسایشی، آبراهه‌ها و رودخانه‌ها در حمل عناصر فرسایش یافته، نهشته‌های آبرفتی درون دشت‌ها و دره‌های میان‌کوهی انباشته شده و به واسطه نفوذپذیری خوب لایه‌های آبرفتی و شرایط مناسب هیدرولیکی، لایه‌های اشباع (آبخوان) را تشکیل داده‌اند که از منابع مهم آب در منطقه هستند (شرکت مهندسی مشاور طوس آب، ۱۳۸۸). مسیل‌ها و رودخانه‌هایی که از جنوب باختر به سوی شمال خاور و شمال جریان دارند دشت سرخس را زهکشی می‌کنند که از مهم‌ترین آنها می‌توان به رودخانه شورلق که از ارتفاعات کوه شورلق بزرگان سرچشمه می‌گیرد و همچنین رودخانه مرزی هریرود اشاره کرد. رودخانه هریرود در تغذیه سفره آب زیرزمینی این دشت اهمیت زیادی دارد؛ هر چند پس از عبور از مرکز آن، به پشت سد دوستی ریخته و مازاد آن به شنزارهای قره‌قوم در خاک ترکمنستان می‌ریزد. این رودخانه در شش ماهه زمستان و بهار جریان دارد و در دیگر مواقع سال خشک است. افزون بر این، جریان‌های نفوذی توسط کانال‌های انحرافی به سفره آب، جریان‌های ورودی آب زیرزمینی از حاشیه ارتفاعات باختری، نفوذ آب برگشتی به سفره آب زیرزمینی و نفوذ ریزش‌های جوی از مهم‌ترین عوامل تغذیه مخازن آب زیرزمینی دشت گنبدلی به‌شمار می‌روند (شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی، ۱۳۷۵). پرباران‌ترین ماه سال، اسفند ماه با ۴۳/۵ میلی‌متر و کم‌باران‌ترین ماه سال مرداد ماه با ۰/۱ میلی‌متر بارندگی است. همچنین میزان تبخیر سالانه در ارتفاعات و دشت این محدوده به ترتیب ۲۴۳۱ و ۲۴۴۰ میلی‌متر گزارش شده است (شرکت مهندسی مشاور طوس آب، ۱۳۸۸).

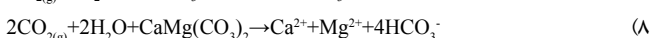
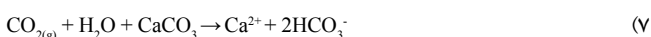
۳- روش بررسی

در این پژوهش ۱۷ نمونه از منابع آب موجود در محدوده پالایشگاه و مناطق مجاور آن مورد مطالعه قرار گرفته است. سه نمونه از آب‌های سطحی (TW18, TW14, TW5)، دو نمونه از چشمه (TW17, TW15)، یک نمونه (TW11) از گمانه درون پالایشگاه و دیگر نمونه‌ها از چاه‌های موجود در منطقه برداشت شد (شکل ۱). متغیرهای صحرایی شامل دما، pH و هدایت الکتریکی توسط دستگاه pH متر و EC متر در محل اندازه‌گیری شد و میزان هدایت الکتریکی اندازه‌گیری شده در دمای ۲۵

تحت تأثیر افزوده شدن و یا زدایش سولفات و سدیم ناشی از فرایندهای هوازدگی و تبادل یونی در آبخوان‌های منطقه قرار گرفته‌اند. نمونه‌های آب مورد مطالعه از روند یاد شده پیروی می‌کنند و در مثلث آنیون‌ها در امتداد خطی مستقیم قرار دارند (شکل ۲) که نشان‌دهنده خروج و یا افزوده شدن یون‌های سولفات و سدیم از محیط آب در اثر هوازدگی و تبادل یونی است. از سویی با توجه به اینکه نمونه‌ها در لوزی میانی نمودار در راستای خطی مستقیم قرار گرفته‌اند می‌توان گفت آمیختگی منابع آبی نیز در منطقه وجود دارد که احتمالاً به دلیل وجود و عملکرد شکستگی‌ها و گسل‌های موجود در منطقه مانند گسل خانگیران و شمال شورلقی است که بیشتر در شمال خاور زیرحوضه گنبدلی و شمال باختر زیرحوضه سرخس قرار دارند. همچنین، در نمودار مثلثی کاتیون‌ها روند خطی با خمیدگی به سوی پایین دیده می‌شود که نشان‌دهنده تبادل یونی و جانشینی کلسیم و منیزیم توسط سدیم است (Hounslow, 1995). با مقایسه غلظت یون‌های موجود در نمونه‌های آب مورد مطالعه که در جدول ۴ نشان داده شده است، مشخص می‌شود که ۵۳ درصد نمونه‌های آب مورد مطالعه دارای نوع و رخساره سدیم سولفاتی و ۴۱ درصد سدیم کلروری هستند و تنها یک نمونه (۶ درصد) نوع و رخساره کلسیم سولفاتی را نشان می‌دهد. وجود سدیم به عنوان کاتیون چیره به همراه سولفات و کلراید نشان می‌دهد که ترکیب هیدروشیمیایی منابع آب مورد مطالعه با توجه به روند تکاملی آب‌های بی‌کربناتی به سوی سولفاتی و در پایان کلروری، دارای تکامل نسبی هستند. معمولاً در یک سامانه جریان آب زیرزمینی با نفوذ آب در ژرفای بیشتر، شوری آب افزایش می‌یابد و منابع آب می‌توانند از نوع بی‌کربناتی به سوی آب‌هایی با نوع کلروری تغییر پیدا کنند (Todd & Mays, 2004). در منطقه مورد مطالعه می‌توان گفت آب‌های زیرزمینی برداشت شده از ژرفای بیشتر نوع کلروری را نشان می‌دهند که این موضوع در مورد نمونه TW13 که از ژرفای بسیار بیشتری نسبت به دیگر نمونه‌ها برداشت شده است، مشخص‌تر است. با وجود در نظر گرفتن منشأ مشترک برای نمونه یادشده با دیگر نمونه‌های آب، عملکرد چین‌خوردگی‌های موجود در منطقه مانند تاقدیس خانگیران و شکستگی‌های حاصل از آن را می‌توان به عنوان عاملی برای نفوذ آب به ژرفای بیشتر بیان کرد (شکل ۱).

۵-۲. انحلال کربنات‌ها

در بیشتر موارد سنگ آهک (CaCO_3) و دولومیت ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) آبخوان‌هایی را به وجود می‌آورند که برای تجمع آب‌های زیرزمینی بسیار مناسب هستند. کربنات‌های کلسیم و منیزیم که به آسانی در آب زیرزمینی حل می‌شوند، مهم‌ترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها هستند و موجب ایجاد سختی در منابع آبی می‌شوند که در این گونه آبخوان‌ها جریان دارند. جریان آب زیرزمینی با خاصیت اسیدی به سوی پهنه‌های نفوذپذیر سبب انحلال کربنات‌ها و در نتیجه ایجاد حفرات انحلالی می‌شود. هر چه فشار گاز CO_2 و در پی آن افزایش اسید کربنیک (HCO_3^-) بیشتر باشد، انحلال کانی‌های کربناتی با سرعت بیشتری انجام می‌شود (Apello & Postma, 2005). فشار گاز CO_2 در اتمسفر برابر با $10^{-7.5}$ atm است؛ در حالی که در آب‌های زیرزمینی فشار این گاز دو برابر مقدار آن در اتمسفر است که در نتیجه نفوذ آب باران در خاک و اکسایش مواد آلی ناپایدار در آن ایجاد می‌شود (Hanson et al., 2000). غلظت بالای یون کلسیم و منیزیم در آب زیرزمینی به علت واکنش کلسیت و دولومیت با گاز دی‌اکسید کربن تولید شده است که در معادلات زیر این فرایند نشان داده شده است (Apello & Postma, 2005):



همچنین رابطه میان PCO_2 و نمایه اشباع کانی‌های کلسیت و دولومیت به صورت زیر است که در این معادلات pK_{cal} ، pK_{CO_2} ، pK_2 ، pK_1 ثابت‌های تعادل برای انحلال کربنات‌ها هستند (Ford & Williams, 2007):

مشخص شد که اختلاف میان غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها بر حسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر در بیش از ۸۳ درصد نمونه‌ها کمتر از حد استاندارد ۵ درصد است. موازنه یونی نشان‌دهنده درستی نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی بوده و گاه خطای میان ۵ تا ۱۰ درصد نیز قابل قبول است (نخعی و همکاران، ۱۳۸۸). از این رو می‌توان گفت همه نمونه‌های آب مورد مطالعه دارای موازنه یونی هستند (جدول ۲).

$$\text{Error} = \frac{\sum \text{Cations} - \sum \text{Anions}}{\sum \text{Cations} + \sum \text{Anions}} \times 100\% \quad (6)$$

بر پایه جدول ۲ آنیون سولفات و پس از آن کلراید در همه نمونه‌های آب غلظت بیشتری نسبت به کربنات و بی‌کربنات دارد و از میان کاتیون‌ها نیز سدیم و کلسیم مقادیر بیشتری را نسبت به منیزیم و پتاسیم به خود اختصاص داده‌اند. بیشترین غلظت آنیون سولفات در سه نمونه آب سطحی TW5، TW14 و TW18 و پس از آن در دو نمونه آب زیرزمینی TW8 و TW9 است که در این پنج نمونه غلظت یون کلراید نیز نسبت به دیگر نمونه‌ها بالاتر است. کمترین غلظت یونی در نمونه‌های آب مربوط به آنیون کربنات است که تنها در نمونه‌های آب سطحی دارای مقادیر کمی ($6-15/6 \text{ mg/l}$) است و در دیگر نمونه‌های آب غلظتی مساوی صفر دارد. همچنین از میان کاتیون‌ها، پتاسیم کمترین غلظت را با میانگین $32/68 \text{ mg/l}$ دارد. از دید محتوای سیلیکا و قلیابیت به دست آمده، به ترتیب نمونه‌های TW7 و TW17 کمترین و TW18 و TW11 بیشترین مقدار را دارند. نمایه اشباع کانی‌های مختلف به دست آمده (جدول ۳) نشان می‌دهد که همه منابع آب مورد مطالعه از دید حضور کانی‌های کلسیت، دولومیت و آراگونیت در حالت فوق اشباع هستند. در برابر آن، کانی‌های هالیت و انیدریت در همه آنها دارای مقادیر منفی نمایه اشباع هستند و مقدار آن برای کانی هالیت اختلاف قابل توجهی با کانی انیدریت نشان می‌دهد (مقادیر میانگین $4/23-$ برای کانی هالیت در برابر $0/26-$ برای کانی انیدریت). کانی ژپس هر سه مقدار منفی، مثبت و صفر را از دید نمایه اشباع نشان می‌دهد ($0/07-$ که مقدار صفر تنها در یک نمونه TW10 دیده شده است. فشار گاز دی‌اکسید کربن با میانگین $10^{-7.7}$ atm و مقادیر این متغیر در نمونه‌های آب زیرزمینی تقریباً در یک محدوده قرار گرفته است (جدول ۳).

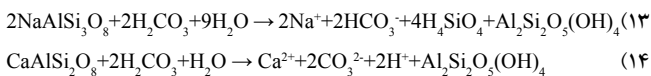
۵-۱. رخساره‌های هیدروشیمیایی

تعیین رخساره‌های هیدروشیمیایی در ایجاد دید کلی نسبت به فرایندهای پیچیده‌ای که در آب‌های سطحی و زیرزمینی روی می‌دهد و همچنین دست‌یابی به اطلاعات مفیدی در مورد کیفیت شیمیایی آب، به ویژه تعیین منشأ آن بسیار مفید است. اولین تلاش‌ها در این راستا توسط Hill (1940) و Piper (1944) انجام و پس از آن نمودار Piper توسط Durov (1948) اصلاح شد. نمودار ترکیبی از آنیون‌ها و کاتیون‌ها را نشان می‌دهد که بر پایه آن می‌توان نوع و رخساره‌های آب، آمیختگی و تبادل یونی و همچنین مسیر تکامل هیدروژئوشیمیایی منابع آب یک منطقه را مورد مطالعه قرار داد (محمدی بهزاد، ۱۳۹۰؛ Hounslow, 1995). بر پایه این نمودار برای نمونه‌های آب منطقه مورد مطالعه، بیشتر نمونه‌های آب در رده آب‌های شور قرار گرفته‌اند و شمار کمی نیز دارای سختی دایم هستند (شکل ۲). با استفاده از نمودار پایپر می‌توان به واحدهای سنگی اثرگذار در ترکیب شیمیایی آب نیز پی برد که در منطقه مورد مطالعه این واحدها شامل ژپس و شیل است (سازندهایی مانند شورجچه، چهل کمان) و شماری از نمونه‌ها از دید ترکیب شیمیایی همانند آب دریا هستند که می‌تواند تحت تأثیر رسوبات تبخیری با منشأ دریایی باشد. با توجه به روندهای خطی مختلف موجود در این نمودار می‌توان افزوده شدن و یا خروج یون‌ها را از محیط آب تشخیص داد. برای نمونه، در مثلث آنیون‌ها اگر نمونه‌های آب در نزدیکی ضلع مربوط به غلظت آنیون سولفات و در امتداد خطی مستقیم قرار بگیرند، می‌توان گفت که منابع آب

نمونه‌ها با دولومیت واکنش دهند در مناطق میانی این نمودار قرار می‌گیرند. در واقع نسبت $Ca^{2+}/Ca^{2+}+Mg^{2+}$ برابر با ۱ و ۰/۵ به ترتیب انحلال کلسیت خالص و دولومیت را نشان می‌دهد (Jeelani et al., 2011). همان‌گونه که در شکل ۵-الف دیده می‌شود با افزایش غلظت منیزیم، نسبت کلسیم به منیزیم کاهش یافته، همچنین نسبت $Ca^{2+}/Ca^{2+}+Mg^{2+}$ میان ۰/۲۵۸ و ۰/۹ بوده و میانگین این نسبت ۰/۵ است (شکل ۵-ب) که نشان می‌دهد منابع آب برداشت شده به‌طور چیره با دولومیت واکنش داده‌اند.

۴-۵. هوازگی سیلیکات‌ها

افزون بر انحلال کربنات‌ها که سبب تولید یون بی‌کربنات می‌شود، هوازگی پلاژیوکلازها که بیشتر با آزاد شدن سیلیکا همراه است مقادیر قابل توجهی بی‌کربنات نیز به محیط آب وارد می‌کند. از میان پلاژیوکلازها هوازگی آلپیت مقدار بی‌کربناتی مساوی یا کمتر از سیلیکا تولید می‌کند (معادله ۱۳)؛ در صورتی که آنورتیت سیلیکایی را آزاد نمی‌کند (معادله ۱۴) و از این رو تشخیص میان هوازگی کلسیت و آنورتیت بسیار مشکل است.



شکل ۶-الف نسبت بی‌کربنات به سیلیکا را در کانی‌های مختلف نشان می‌دهد و بر پایه آن بیشترین نسبت سیلیکا به بی‌کربنات در تبدیل آلپیت یا پتاسیم فلدسپار به کائولینیت و کمترین مقدار این نسبت در تبدیل آنورتیت به کائولینیت و دولومیت وجود دارد. هوازگی آلپیت و تشکیل کانی رسی مونت‌موریلونیت میزان سیلیکای بیشتری نسبت به بی‌کربنات در مقایسه با تجزیه کانی‌های دیوپسید، ترومیت و اکتینولیت آزاد می‌کند که دلیلی بر محتوای کمتر سیلیکا نسبت به بی‌کربنات در این کانی‌هاست. همچنین، نسبت میان سیلیکا و سدیم غیر هالیتی ($Na^+ + K^+ - Cl^-$) (سدیم با منبعی به غیر از هوازگی و انحلال هالیت) نیز می‌تواند برای تفسیر فرایندهای موجود در یک آبخوان مورد استفاده قرار گیرد، با این فرض که سدیم غیر هالیتی از هوازگی آلپیت و یا تبادل یونی حاصل و هوازگی بیوتیت و پتاسیم فلدسپار نیز سبب تولید پتاسیم شده است (Hounslow, 1995).

شکل ۶-ب نسبت سدیم غیر هالیتی به سیلیکا را در واکنش‌های معمول هوازگی نشان می‌دهد و بر پایه این شکل بیشترین نسبت سیلیکا به سدیم غیر هالیتی در کانی‌های غیر فلدسپاری و یا سیلیکات‌های آهن، منگنز و سدیم و کمترین آن در طی واکنش تبادل کاتیونی ایجاد می‌شود. در مقایسه نسبت غلظت بی‌کربنات به سیلیکا، اگر این نسبت بیشتر از ۱۰ باشد هوازگی کربنات‌ها و اگر کمتر از ۵ باشد هوازگی سیلیکات‌ها به عنوان عامل مؤثر بر ترکیب شیمیایی منابع آب مشخص می‌شود (Hounslow, 1995). در صورتی که این نسبت دارای مقداری میان ۵ تا ۱۰ باشد

نمی‌توان به‌طور قطع در مورد هوازگی سیلیکات‌ها و یا کربنات‌ها در منطقه مورد مطالعه نتیجه‌گیری کرد. همچنین، نسبت سیلیکا به سدیم غیر هالیتی نیز نشان‌دهنده فعال بودن فرایند تبادل کاتیونی، هوازگی پلاژیوکلاز آلپیت و یا تجزیه کانی‌های آهن و منیزیم در آبخوان‌هاست؛ به‌گونه‌ای که اگر این نسبت کمتر از ۱ باشد فرایند تبادل کاتیونی و در نسبت‌های بیشتر از ۲ هوازگی و تجزیه کانی‌های فرومنیزین بر ترکیب شیمیایی آبخوان‌ها تأثیرگذار هستند. در صورتی که اگر این نسبت مقداری میان ۱ تا ۲ داشته باشد هوازگی آلپیت را می‌توان از فرایندهای چیره در منطقه در نظر گرفت (Hounslow, 1995). سیلیسیم در آب‌های طبیعی یا به شکل اکسید شده سیلیکا (SiO_2) و یا هیدراتی $Si(OH)_4$ حضور دارد. ۶۰ درصد پوسته زمین از کانی‌های سیلیکاتی تشکیل شده است و از این رو، سیلیکا در گستره وسیعی از انواع سنگ‌ها، خاک‌ها، رس‌ها و ماسه‌ها یافت می‌شود. واکنشی که در طی آن سیلیکا وارد محلول می‌شود به شدت تابعی از میزان pH محیط است، به‌گونه‌ای که در مقادیر pH بیش از ۸، حلالیت شکل هیدراتی آن به علت تشکیل یون سیلیکات افزایش می‌یابد

$$\text{Log } PCO_2 = \log (HCO_3^-) - pH + pKCO_2 + pK_1 \quad (9)$$

$$SI_{\text{cal}} = \log (Ca^{2+}) + \log (HCO_3^-) + pH - pK_2 + pK_{\text{cal}} \quad (10)$$

$$SI_{\text{dol}} = \log (Ca^{2+}) + \log (Mg^{2+}) + 2\log (HCO_3^-) + 2pH - 2pK_2 + pK_{\text{do}} \quad (11)$$

نمایه اشباع کانی‌های کربناتی نشان‌دهنده میزان انحلال این کانی‌ها در سامانه‌های آبی است و می‌تواند به عنوان شاخصی برای توانایی این سامانه‌ها برای انحلال و رهاسازی یون‌های کربناتی در آب نیز مورد استفاده قرار گیرد (Ford & Williams, 2007). مقادیر PCO_2 به دست آمده برای نمونه‌های آب مورد مطالعه میان $10^{-1.85}$ تا $10^{-3.78}$ متغیر است که بیش از مقدار آن در اتمسفر ($10^{-3.5}$) است. این مقادیر نشان می‌دهند که سامانه باز بوده و توانایی انحلال کربنات‌ها را داشته است. همچنین کمترین مقدار PCO_2 مربوط به سه نمونه آب سطحی ($10^{-3.1}$ ، $10^{-3.28}$ ، $10^{-3.3}$) است، در حالی که نمونه‌های آب زیرزمینی بیشترین مقدار این متغیر را نشان می‌دهند (شکل‌های ۴-الف و ب). از این رو، می‌توان گفت تأثیر فشار گاز دی‌اکسید کربن بر انحلال سازندهای کربناتی موجود در منطقه (مانند مزدوران و تیرگان) قابل توجه است. نکته مهمی که در مورد غلظت گاز CO_2 وجود دارد تأثیر pH روی میزان تفریق گونه‌های مختلف آن (یون‌های کربنات و بی‌کربنات) در آب است؛ به‌گونه‌ای که یون بی‌کربنات در مقادیر pH کمتر فراوانی بیشتری نسبت به یون کربنات دارد (شکل ۳) (Weiner, 2007). محیط‌های قلیایی با pH بالا (بیشتر از ۷) در بوم‌سامانه‌های آبی ناشی از جنس سنگ‌ها و خاک‌ها، وجود نمک در خاک و فعالیت گیاهان هستند. اگر در منطقه‌ای سازندهای دارای مقادیر کربنات کلسیم فراوان باشند، منابع آب قلیایی بیشتری نسبت به مناطقی با سازندهای گرانیتی نشان می‌دهند (Addy et al., 2004). بنابراین می‌توان گفت علت عدم وجود یون کربنات در نمونه‌های آب زیرزمینی، مقدار pH کمتر آنها نسبت به نمونه‌های آب سطحی است. دلیل عمده چیرگی محیط قلیایی در منابع آب سطحی برداشت شده در منطقه مورد مطالعه نیز تجمع املاح محلول در خاک به علت دمای بالای هوا و کمبود بارش‌های اتمسفری و همچنین ماهیت و جنس سازندهای موجود در منطقه است که در نتیجه با بالا رفتن میزان pH، غلظت مجموع مواد جامد محلول و در پی آن، هدایت الکتریکی نیز افزایش می‌یابد. همان‌گونه که در شکل ۴-ب دیده می‌شود همه نمونه‌ها دارای نمایه اشباع مثبت کلسیت و دولومیت و نسبت به این دو کانی فوق اشباع هستند؛ به‌گونه‌ای که نمایه اشباع کلسیت دارای مقادیری میان ۰/۳۲ تا ۱/۱۴ با میانگین ۰/۶۴ و نمایه اشباع دولومیت نیز میان ۰/۴ تا ۲/۷۷ با میانگین ۱/۲۹ است. بنابراین می‌توان گفت تأثیر انحلال دولومیت بر ترکیب شیمیایی منابع آب برداشت شده بیشتر از انحلال کلسیت بوده است. همچنین، رابطه میان نمایه اشباع کانی‌های کلسیت و دولومیت دارای ضریب همبستگی بالایی بوده ($R^2 = 0.76$) که نشان‌دهنده انحلال همزمان این دو کانی است. سختی کل که نشانه حضور یون‌های کلسیم و منیزیم در آب است بر حسب $mg/l CaCO_3$ بیان می‌شود (معادله ۱۲). حضور مقادیر فراوان از این دو عنصر در سازندهای زمین‌شناسی موجب ایجاد سختی بالا در آب‌های سطحی و زیرزمینی می‌شود. سختی کل در نمونه‌های برداشت شده بر پایه معادله ۱۲ میان $1565/2$ تا $5151/87$ $mg/l CaCO_3$ است و بر این اساس جزو آب‌های بسیار سخت رده‌بندی می‌شوند (جدول ۵). در واقع سختی کل بالا که در منابع آب منطقه وجود دارد نیز دلیل دیگری بر انحلال کانی‌های کربناتی و حضور مقادیر زیادی از یون‌های کلسیم و منیزیم در آنهاست.

$$\text{Total Hardness } (mg/l CaCO_3) = 2/497 (Ca^{2+}, mg/l) + 4/118 (Mg^{2+}, mg/l) \quad (12)$$

در نمودار Ca^{2+}/Mg^{2+} در برابر Mg^{2+} (شکل ۵-الف) چنانچه با افزایش غلظت منیزیم، نسبت کلسیم به منیزیم کاهش یابد، می‌توان گفت منبع اصلی یون‌های کلسیم و منیزیم هوازگی دولومیت است. همچنین در نمودار $Ca^{2+}/Ca^{2+}+Mg^{2+}$ در برابر $SO_4^{2-}/SO_4^{2-}+HCO_3^-$ (شکل ۵-ب) مقادیر بالای $Ca^{2+}/Ca^{2+}+Mg^{2+}$ نشان‌دهنده این است که نمونه‌های آب به‌طور چیره با کلسیت واکنش داده‌اند، در حالی که اگر

یون سدیم و کلراید بیش از ۰/۵ است (جدول ۸) که این موضوع تأثیر فرایندهای تبادل یونی و یا هوازگی پلاژیوکلازهایی مانند آلپیت را بر ترکیب شیمیایی منابع آب نشان می‌دهد. در سه نمونه‌ای که این نسبت کمتر از ۰/۵ به دست آمده است، میزان TDS بیش از ۵۰۰ mg/l است (جدول ۲) و در نتیجه تبادل یونی وارون می‌تواند به عنوان منبع یون‌های سدیم و کلراید در نظر گرفته شود. رخداد تبادل یونی در منابع آب‌های زیرزمینی و سطحی را می‌توان با توجه به نمودار $Na^+ - Cl^-$ در برابر $(HCO_3^- + SO_4^{2-}) - (Ca^{2+} + Mg^{2+})$ نیز بررسی کرد که بر پایه آن در نمونه‌هایی که نزدیک به صفر و روی محور افقی جای می‌گیرند تبادل یونی صورت نگرفته است و البته باید توجه داشت در صورتی که انحلال کانی‌های کلسیت، دولومیت و ژپس به‌طور هماهنگ انجام شود و تبادل یونی نیز صورت نگیرد نمونه‌ها روی محور افقی جای می‌گیرند (شکل ۹-الف). در برابر آن، نمونه‌هایی که در طول خط با شیب ۱- قرار می‌گیرند، تحت تأثیر تبادل یونی قرار گرفته‌اند (Marie & Vengosh, 2001). با توجه به شکل ۹-الف بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تبادل یونی و در طول خط با شیب ۱- جای گرفته‌اند که نشان‌دهنده رخداد تبادل یونی در آنهاست. همچنین نمودار کلراید در برابر میزان EC نیز برای بررسی فرایند تبادل یونی مورد استفاده قرار می‌گیرد (شکل ۹-ب) که در آن نمونه‌هایی که در بالای محدوده $Na^+/Cl^- = 1$ جای می‌گیرند این فرایند را نشان می‌دهند (فارابی و همکاران، ۱۳۸۹). با توجه به شکل ۹-ب بیشتر نمونه‌ها در بالای خط $Na^+/Cl^- = 1$ قرار دارند که رخداد تبادل یونی را تأیید می‌کنند و نمونه‌هایی که دچار تبادل یونی وارون شده‌اند در زیر این خط جای گرفته‌اند. افزون بر دو نمودار یادشده، از نمودار دیگری که بر پایه مجموع کاتیون‌های $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ در برابر $HCO_3^- + SO_4^{2-}$ رسم می‌شود نیز می‌توان استفاده کرد (شکل ۹-پ). خط ۱:۱ در این نمودار معرف انحلال کلسیت، دولومیت و ژپس است که منطقه بالای این خط تبادل یونی وارون و منطقه زیر آن تبادل یونی را نشان می‌دهد (Jankowski et al., 1998). نتایج حاصل از این نمودار نیز رخداد فرایند تبادل یونی را در بیشتر منابع آب برداشت شده تأیید می‌کند (شکل ۹-پ). اگرچه تبادل یونی به عنوان منبعی غیر از حالت از افزایش نسبت سدیم به کلراید در نمونه‌های آب مورد مطالعه نقش داشته است، ولی به هر حال بررسی همبستگی بالای میان یون‌های سدیم و کلراید ($R^2 = 0/86$) و رابطه خطی میان آنها که در شکل ۱۰-الف نشان داده شده است، انحلال هالیت را به عنوان منشأ اصلی برای سدیم معرفی می‌کند. همچنین، رابطه خطی میان سدیم و مجموع املاح محلول با ضریب همبستگی بالا ($R^2 = 0/97$) و میان کلراید و مجموع املاح محلول ($R^2 = 0/91$) نیز مؤید همین مطلب است (شکل‌های ۱۰-ب و پ). افزون بر این، هالیت در همه نمونه‌ها دارای نمایه اشباع منفی است که نشان‌دهنده تحت اشباع بودن و حل شدن این کانی در منابع آب منطقه است.

۵-۵. انحلال کانی‌های سولفات

در بررسی غلظت یون سولفات، فرض بر این است که سولفات به‌طور چیره از انحلال ژپس و انیدریت و یا خنثی شدن آب‌های اسیدی توسط انحلال کربنات‌ها و یا حتی هوازگی سیلیکات‌ها ناشی می‌شود که در این صورت یون کلسیم نیز به مقدار قابل توجهی در آب وجود خواهد داشت (Hounslow, 1995). از دیگر مواردی که به عنوان منشأ یون سولفات در نظر گرفته می‌شود اکسایش پیریت موجود در سنگ‌ها و رسوبات است. اگر غلظت یون کلسیم و سولفات مساوی باشد و یا به عبارتی نسبت $Ca^{2+}/Ca^{2+} + SO_4^{2-}$ برابر با ۰/۵ باشد می‌توان انحلال کانی ژپس را به عنوان منبع یون سولفات و همچنین کلسیم در نظر گرفت؛ ولی اگر میزان سولفات بیشتر از کلسیم و مقدار pH نیز کمتر از ۵/۵ باشد، سولفات به دلیل اکسایش پیریت در محلول افزایش یافته است و چنانچه pH در محدوده خنثی تا قلیایی قرار گیرد، افزایش نسبت سولفات به کلسیم را می‌توان به زدایش کلسیم از راه تبادل یونی و یا ته‌نشینی کلسیت نسبت داد. در حالت سوم، اگر میزان یون کلسیم بیش از سولفات

(Day & Nightingale, 1984). از این رو، دلیل بالاتر بودن محتوای سیلیکا در منابع آب سطحی مورد مطالعه نسبت به نمونه‌های آب زیرزمینی میزان pH بیشتر آنهاست. از سویی، به علت اینکه غلظت سیلیکای به دست آمده تابعی از میزان املاح محلول و غلظت آتیون‌ها و کاتیون‌هاست، مقادیر مختلفی در آب دارد (Weiner, 2007). به همین دلیل می‌توان گفت منابع آب سطحی با داشتن مواد جامد محلول و غلظت یونی بالاتر، محتوای بیشتری از سیلیکا را نسبت به منابع آب زیرزمینی نشان می‌دهند. در جدول ۶ نسبت بی‌کربنات به سیلیکا و همچنین سیلیکا به سدیم غیرهالیتی در نمونه‌های آب مورد مطالعه آورده شده است (در محاسبه این نسبت‌های یونی، غلظت سیلیکا بر حسب mmol/l و غلظت دیگر یون‌ها بر پایه meq/l است). با توجه به اینکه نسبت بی‌کربنات به سیلیکا در همه نمونه‌های آب کمتر از ۵ است، می‌توان هوازگی کانی‌های سیلیکاتی را نیز عامل مؤثر دیگری بر ترکیب شیمیایی منابع آب منطقه مورد مطالعه دانست (شکل ۷-الف). همچنین نسبت سیلیکا به سدیم غیرهالیتی نیز در ۵۶ درصد نمونه‌ها مقدار کمتر از ۱ دارد که نشان‌دهنده رخداد تبادل کاتیونی در آنهاست. ۲۸ درصد نمونه‌ها مقدار بیش از ۲ دارند و تأثیر هوازگی کانی‌های آهن و منیزیم را بر منابع آب مورد مطالعه نشان می‌دهند. ۱۶ درصد از آنها نیز نسبتی میان ۱ و ۲ دارند که هوازگی آلپیت را تأیید می‌کند (شکل ۷-ب). از نمودارهایی که برای مشخص کردن کانی‌های سیلیکاتی محلول در آب استفاده می‌شود می‌توان به نمودار نسبت $\log(a(Ca^{2+})/a(H^+))$ و $\log(a(Mg^{2+})/a(H^+))$ در برابر $\log(a(Na^+)/a(H^+))$ اشاره کرد (Huh et al., 1998). با توجه به این نمودارها، کانی کاتولینیت در همه نمونه‌ها کانی اصلی سیلیکاتی است (شکل ۸-الف) و تنها در دو نمونه که مربوط به آب‌های سطحی هستند (TW14 و TW18) کانی کلینوکلر چیره است (شکل ۸-ب). از دیگر مواردی که می‌توان حضور کانی‌های رسی مانند کاتولینیت را که در تبادل کاتیونی فعال هستند مشخص کرد، غلظت کم کاتیون پتاسیم است که علت آن تمایل این کاتیون به تثبیت شدن توسط کانی‌های رسی و شرکت در تشکیل کانی‌های ثانویه است (Nwankwoala & Udom, 2011). در نمونه‌های مورد مطالعه نیز غلظت پتاسیم از دیگر کاتیون‌ها کمتر است که می‌تواند نشان‌دهنده رخداد تبادل کاتیونی و حضور کانی‌های رسی در محیط باشد.

۵-۴. انحلال هالیت

در مقایسه غلظت یون کلراید و سدیم در آب فرض بر این است که منبع اولیه برای یون کلراید، کانی هالیت (NaCl) است که در این صورت غلظت یون سدیم و کلراید با هم برابر است (Mazor, 2004). افزون بر انحلال هالیت، فرایندهای تبادل یونی طبیعی و هوازگی پلاژیوکلازهایی مانند آلپیت (معادله ۱۳) می‌توانند به عنوان منبع تولید سدیم در نظر گرفته شوند که در این حالت غلظت یون سدیم بیش از یون کلراید خواهد بود. ولی اگر غلظت یون کلراید بیشتر از سدیم باشد نشان می‌دهد که ترکیب آب ناشی از شورابه‌هایی است که در آنها تبادل یونی وارون روی داده است (مانند شورابه‌های حوضه‌های نفتی). در تبادل یونی طبیعی یون کلسیم موجود در آب جانشین یون‌های سدیم جذب شده بر سطح کانی‌های رسی شده و سدیم در محیط رها می‌شود و در نتیجه غلظت آن نسبت به کلراید در آب افزایش می‌یابد. در برابر آن، در فرایند تبادل یونی وارون یون کلسیم موجود در سطح کانی‌های رسی رها شده و یون سدیم موجود در آب جانشین آن می‌شود که در این حالت غلظت یون کلراید نسبت به یون سدیم در آب بیشتر می‌شود. متغیر مجموع مواد جامد محلول نیز باید در بررسی انحلال کانی هالیت در نظر گرفته شود. به گونه‌ای که اگر غلظت یون کلراید بیش از یون سدیم و در عین حال میزان TDS نیز بیش از ۵۰۰ mg/l باشد تبادل یونی وارون دلیل این تفاوت بوده است. ولی اگر مقدار TDS از ۵۰ mg/l کم‌تر باشد و غلظت یون کلراید بیشتر از یون سدیم باشد آب باران به عنوان منبع این دو یون در نظر گرفته می‌شود (جدول ۷) (Hounslow, 1995). بر پایه این نسبت، در همه نمونه‌ها (به جز TW10، TW11 و TW18) نسبت یون سدیم به مجموع غلظت‌های

رده نامناسب قرار گرفته‌اند. در واقع دلیل اصلی نامطلوب بودن کیفیت نمونه‌های آب مورد مطالعه غلظت بالای مجموع مواد جامد محلول، سولفات و سدیم موجود در آنهاست (شکل ۱۲- الف). با توجه به کمبود آب در منطقه مورد مطالعه و نیاز فراوان به آن برای مصارف کشاورزی، بررسی غلظت یونی نمونه‌های آب برای تعیین کیفیت آب کشاورزی ضروری به نظر می‌رسد. بیشتر از نمودار Wilcox برای رده‌بندی آب‌های آبیاری استفاده می‌شود که بر پایه هدایت الکتریکی و نسبت جذب سدیم است و در آن ۱۶ رده مختلف وجود دارد که رده C_4S_1 بهترین و رده C_4S_4 نامناسب‌ترین کیفیت را برای آبیاری دارند (Richards, 1954). جدول ۱۱ درصد هر یک از کلاس‌های رده‌بندی Wilcox را برای منابع آب مورد مطالعه برای مصارف کشاورزی نشان می‌دهد. همان‌گونه که در این جدول دیده می‌شود، بیشتر نمونه‌ها در رده C_4S_4 و پس از آن در رده‌های C_4S_3 و C_4S_2 قرار می‌گیرند و از این رو کیفیت مناسبی برای مصارف کشاورزی ندارند (شکل ۱۲- ب). همه نمونه‌های آب به دلیل شوری بالا برای مصارف کشاورزی نامناسب هستند و کیفیت مناسبی ندارند و با وجود اینکه میزان نسبت جذب سدیم در آنها در حد مناسبی قرار دارد، ولی هدایت الکتریکی بالا که ناشی از املاح محلول فراوان است عاملی در پایین آمدن کیفیت منابع آب برای مصارف کشاورزی شده است.

۶- نتیجه‌گیری

بر پایه نتایج به دست آمده، نوع و رخساره‌های هیدروشیمیایی منابع آب منطقه مورد مطالعه با چیرگی سدیم و آنیون‌های سولفات و کلراید مشخص می‌شود؛ به این معنی که بیشتر آنها نوع و رخساره سدیم سولفاتی و سدیم کلروری را نشان می‌دهند. منشأ یون سدیم را می‌توان به انحلال هالیت موجود در سازندهای تبخیری، تبادل یونی و در مواردی تبادل یونی وارون نسبت داد. همچنین، هوازگی کرنات‌ها، انحلال ژپس و سولفات‌های سدیم و پتاسیم نیز بر ترکیب شیمیایی آب منطقه تأثیر بسزایی دارند. افزایش غلظت سولفات در منابع آب مورد بررسی می‌تواند ناشی از انحلال ژپس در سازندهایی مانند شوربجه و پسته‌لیق که در بیشتر منطقه مورد مطالعه رخمون دارند و همچنین ته‌نشینی کلسیت باشد. کانی‌های سیلیکاتی نیز افزون بر کانی‌های تبخیری و کرناتی در هیدروژن‌شیمی منطقه تأثیرگذار هستند که از میان کانی‌های سیلیکاتی، تجزیه کائولینیت و کلینوکلر نسبت به دیگر سیلیکات‌ها نقش بیشتری در ترکیب نمونه‌های آب داشته است. به دلیل توانایی انحلال کانی‌های تبخیری و کرناتی موجود در منطقه، منابع آب مورد مطالعه نسبت به کانی‌های کلسیت، دولومیت و آراگونیت در حالت فوق اشباع، نسبت به کانی ژپس در حالت فوق اشباع، تحت اشباع و تعادل و نسبت به کانی‌های هالیت و انیدریت در حالت تحت اشباع قرار دارند. کیفیت منابع آب برداشت شده به دلیل بالا بودن مجموع مواد جامد محلول و در پی آن غلظت یون‌های مختلف و سختی کل برای آشامیدن مناسب نیستند. همچنین عوامل بیان شده موجب کاهش کیفیت منابع آب منطقه مورد بررسی برای مصارف کشاورزی و آبیاری شده است. عوامل طبیعی بیان شده و جنس سازندهای منطقه بیشترین نقش را در تعیین ترکیب شیمیایی و کیفیت منابع آب مورد بررسی دارند.

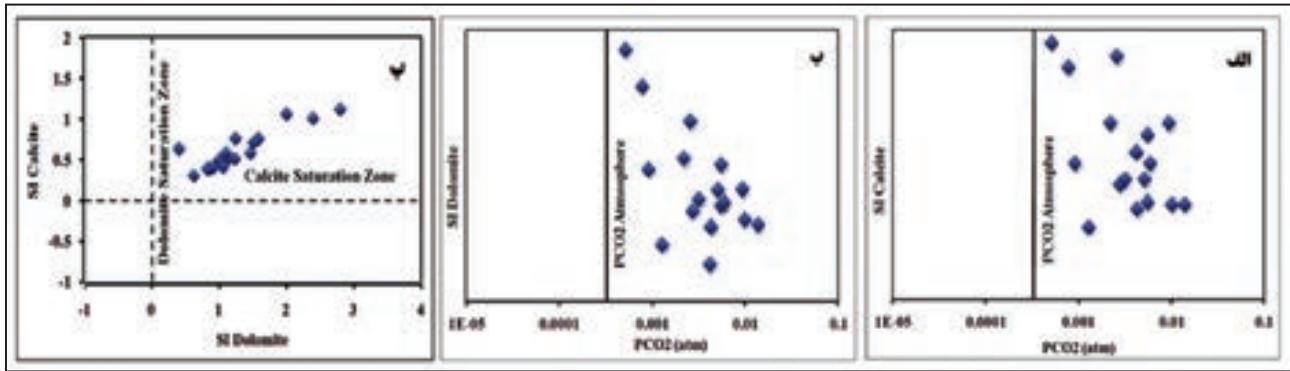
سپاسگزاری

از شرکت پالایش گاز شهید هاشمی‌نژاد و به‌ویژه آقای مهندس سعیدیان برای کمک در انجام نمونه‌برداری و همچنین از آزمایشگاه شیمی تجزیه پالایشگاه برای همکاری در تجزیه نمونه‌های آب سپاسگزاری می‌شود.

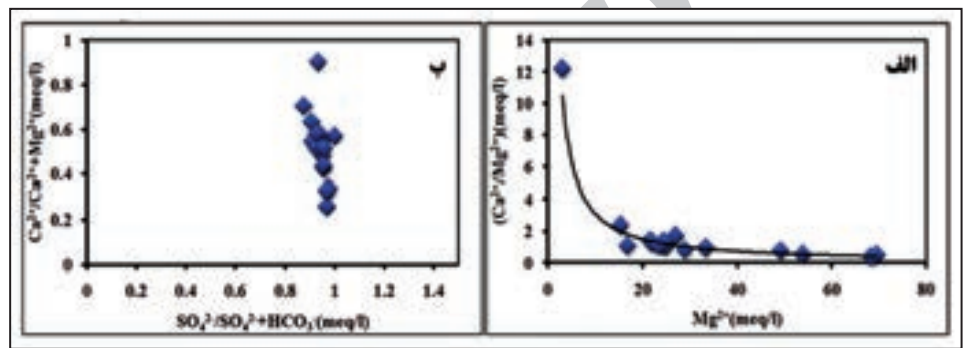
باشد می‌توان منبع دیگری مانند کرنات‌ها (کلسیت و دولومیت) و یا سیلیکات‌ها را برای یون کلسیم در نظر گرفت که در این حالت وابستگی به مقدار pH وجود ندارد (Hounslow, 1995). از دیگر نسبت‌هایی که برای بررسی انحلال ژپس استفاده می‌شود نسبت یون بی‌کرنات به مجموع آنیون‌ها است که بستگی زیادی به میزان سولفات در نمونه دارد، به‌گونه‌ای که اگر این نسبت بیش از ۰/۸ باشد هوازگی سیلیکات‌ها یا کرنات‌ها، اگر کمتر از ۰/۸ و میزان سولفات بالا باشد انحلال ژپس و اگر میزان سولفات کم باشد آب دریا به عنوان منبع کلسیم و سولفات در نظر گرفته می‌شود (جدول ۹). در همه نمونه‌ها غلظت یون سولفات از کلسیم بیشتر بوده که نشان‌دهنده خروج کلسیم از آب توسط ته‌نشینی کلسیت و یا تبادل یونی طبیعی است که با توجه به جدول ۳ و نمایه اشباع مثبت کانی کلسیت در همه نمونه‌ها و همچنین قرارگیری میزان pH در محدوده خنثی تا قلیایی، می‌توان ته‌نشینی کلسیت را دلیل کمتر بودن غلظت کلسیم نسبت به سولفات در نظر گرفت (جدول ۱۰). از سویی، با توجه به غلظت یون بی‌کرنات، مجموع آنیون‌ها و میزان سولفات بالا در آنها انحلال ژپس نیز می‌تواند به عنوان منبعی برای یون سولفات در نظر گرفته شود. در واقع مهم‌ترین دلیل بالا بودن غلظت یون سولفات در منطقه مورد مطالعه را می‌توان حضور سازندهای رسوبی دارای ژپس در نظر گرفت. افزون بر سولفات کلسیم، حضور سولفات‌های سدیم و پتاسیم نیز می‌تواند بر کیفیت آب تأثیر بگذارد، به‌گونه‌ای که افزایش همزمان مجموع غلظت کاتیون‌های Na^+K^+ و آنیون‌های $SO_4^{2-}+Cl^-$ و وجود رابطه‌ای خطی میان آنها نشان‌دهنده حضور سولفات‌های سدیم و پتاسیم در منطقه است (Krishnaraj et al., 2011). همان‌گونه که در شکل ۱۱- الف دیده می‌شود رابطه‌ای خطی با ضریب همبستگی بالا میان مجموع کاتیون‌های سدیم و پتاسیم و آنیون‌های سولفات و کلراید ($R^2=0/98$) وجود دارد که بر این اساس می‌توان گفت فرایند انحلال ژپس و انیدریت و سولفات‌های سدیم و پتاسیم (و به‌طور کلی تبخیری‌ها) در منطقه مورد مطالعه فعال است. از دیگر نمودارهایی که نوع کانی محلول چیره در آب را نشان می‌دهد، نمودار Langlier-Ludwig است (شکل ۱۱- ب). در این نمودار که بر پایه غلظت یون‌های بی‌کرنات، سولفات، کلراید، کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم رسم می‌شود، سه مسیر اصلی مشخص شده است که شامل انحلال ژپس/انیدریت، انحلال کرنات و انحلال سیلیکات‌هاست (Jeelani et al., 2011). با رسم این نمودار برای نمونه‌های آب مورد مطالعه مشخص شد که در مقایسه با کانی‌های کرناتی و سیلیکاتی، انحلال کانی ژپس یا انیدریت نقش مهم‌تری در ترکیب شیمیایی آب‌های منطقه دارد (شکل ۱۱- ب).

۵- ارزیابی کیفیت منابع آب مورد مطالعه

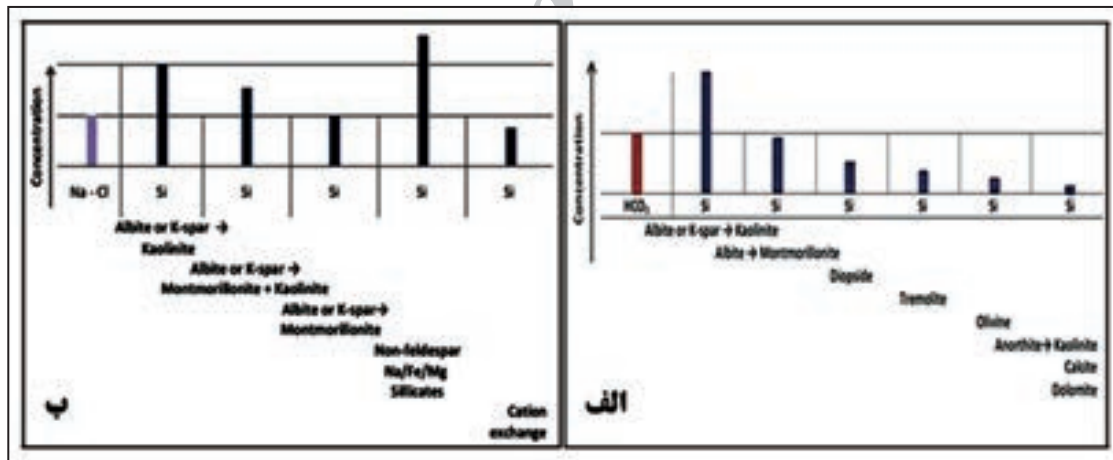
در نمودار Schoeller که نموداری لگاریتمی و از دید آسانی مقایسه و نشان دادن شمار زیادی نمونه مناسب است، منابع آب از دید مصارف آشامیدن به شش رده از خوب تا غیر قابل آشامیدن رده‌بندی می‌شوند (صداقت، ۱۳۸۷). با توجه به این نمودار برای نمونه‌های آب مورد مطالعه مشخص می‌شود که همه آنها از دید آشامیدن کیفیت مطلوبی ندارند و در رده کاملاً نامطبوع تا غیر قابل آشامیدن قرار می‌گیرند. منابع آب منطقه تنها از دید متغیر pH در محدوده خوب تا متوسط برای مصارف آشامیدن جای گرفته‌اند که ۷۶/۴۷ درصد نمونه‌ها در رده خوب و ۵/۸۸ درصد در رده متوسط قرار گرفته‌اند. غلظت سولفات بیشترین سهم را در رده غیر قابل آشامیدن به خود اختصاص داده است و پس از آن میزان مجموع مواد جامد محلول، سختی کل و غلظت کلراید قرار گرفته‌اند. درصد قابل توجهی از نمونه‌ها از دید سختی کل و غلظت سدیم در رده کاملاً نامطبوع و از دید غلظت کلراید در



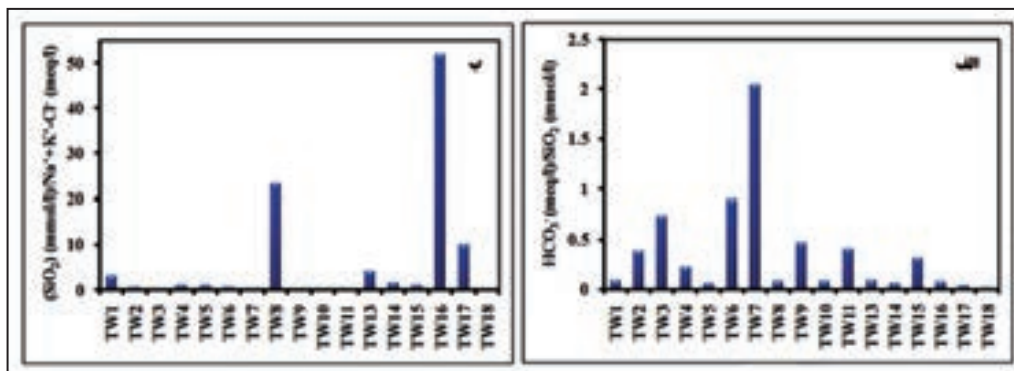
شکل ۴- فشار گاز CO_2 در برابر نمایه اشباع کانی‌های الف) کلسیت؛ ب) دولومیت (فشار گاز CO_2 در اتمسفر برای مقایسه آورده شده است)؛ پ) رابطه میان نمایه اشباع کانی‌های کلسیت و دولومیت در نمونه‌های آب مورد مطالعه.



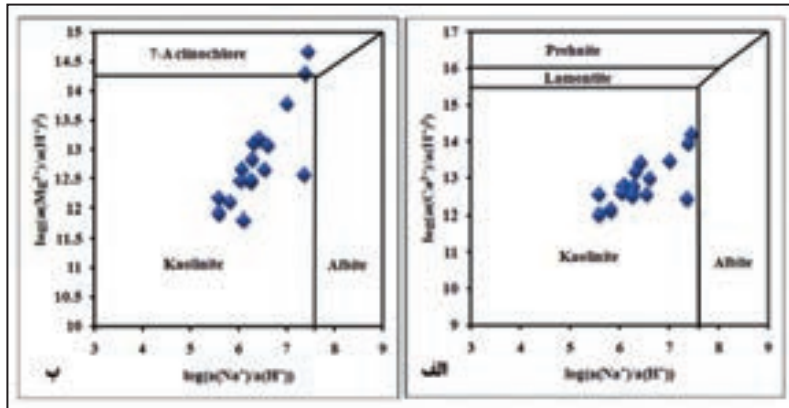
شکل ۵- الف) رابطه میان یون‌های کلسیم و منیزیم؛ ب) رابطه میان یون‌های کلسیم و منیزیم و سولفات و بیکربنات در نمونه‌های آب مورد مطالعه (برگرفته از (Jeelani et al. (2011).



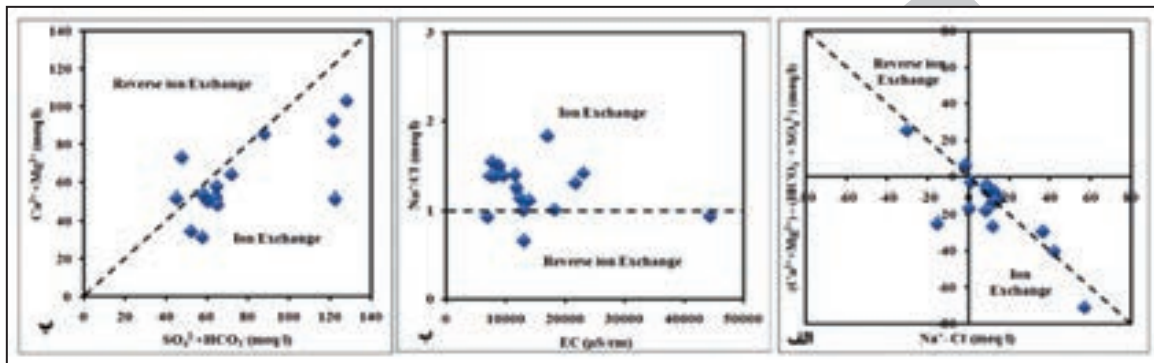
شکل ۶- الف) نسبت بیکربنات به سیلیکا؛ ب) نسبت سدیم غیر هالیتی به سیلیکا در هوازدگی یا تغییر کانی‌های مختلف (Hounslow, 1995).



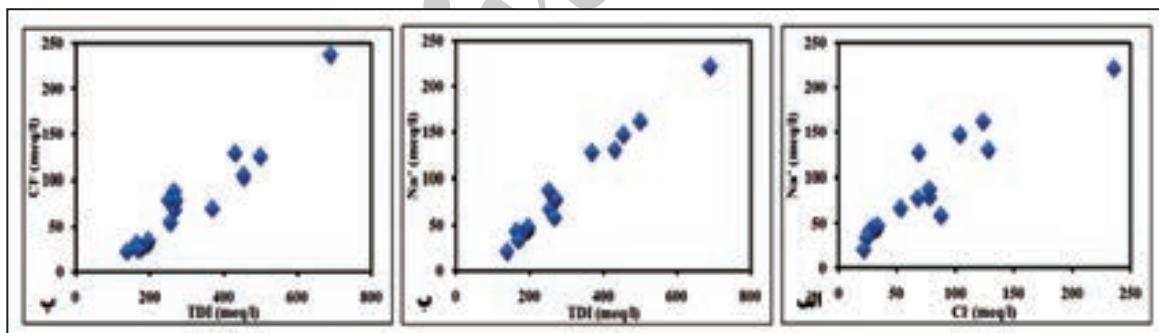
شکل ۷- الف) نمودار نسبت بیکربنات به سیلیکا؛ ب) نمودار نسبت سیلیکا به سدیم غیر هالیتی در نمونه‌های آب مورد مطالعه (نمونه‌های TW10، TW11 و TW18 به دلیل نسبت منفی در محدوده شکل ب قرار نگرفته‌اند).



شکل ۸- نمودارهای نشان‌دهنده کانی‌های سیلیکاتی موجود در نمونه‌های آب مورد مطالعه (برگرفته از (Huh et al. (1998).

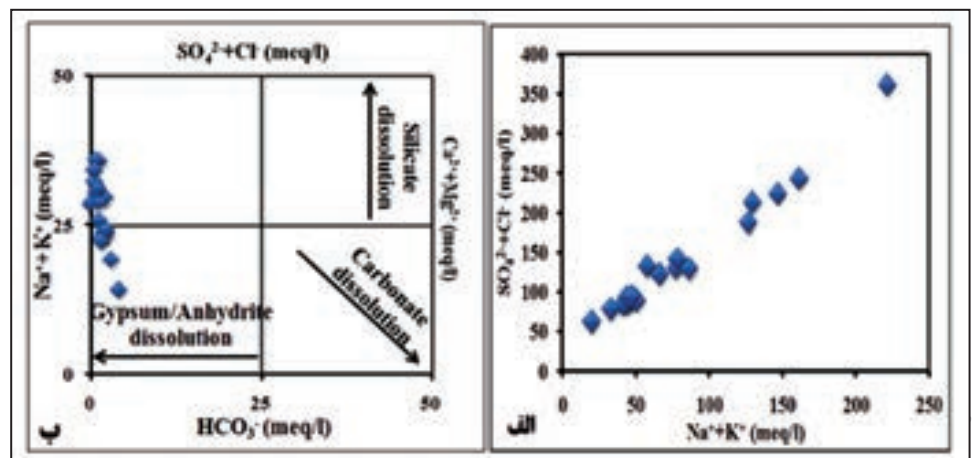


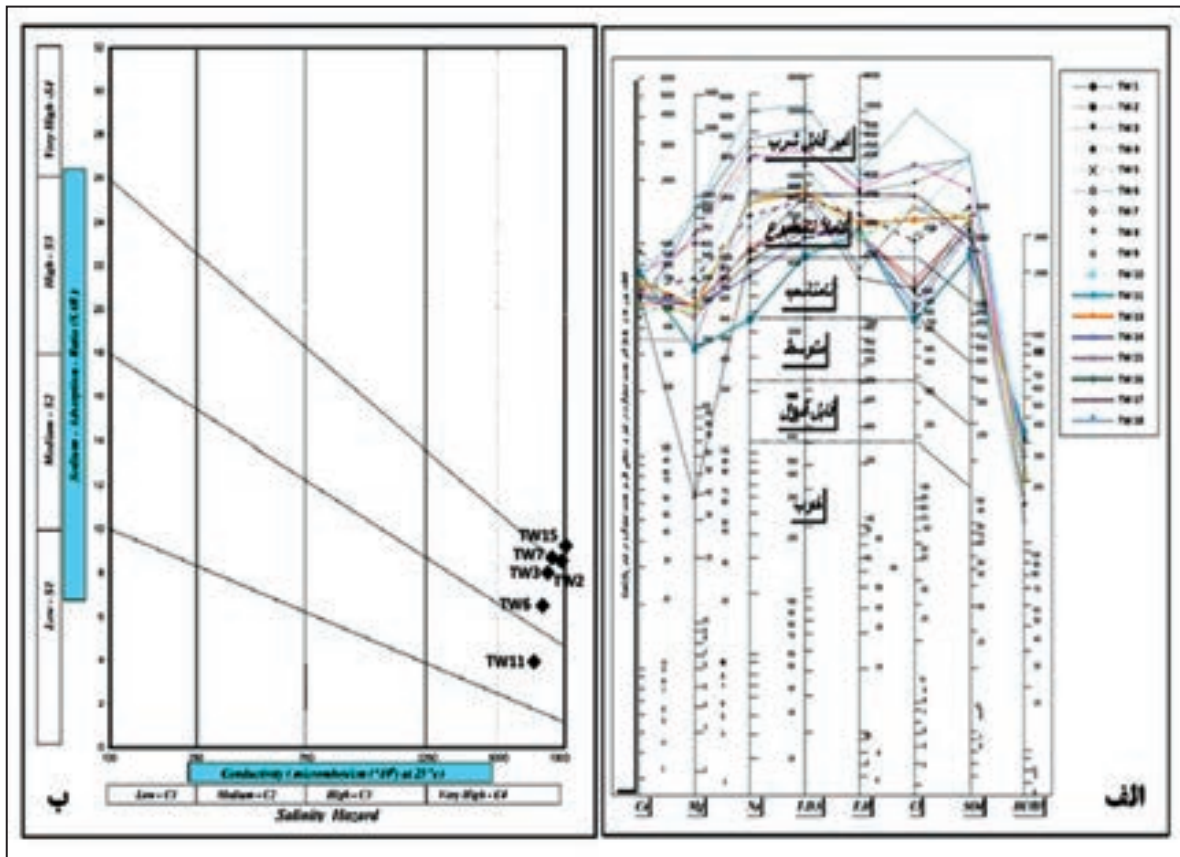
شکل ۹- نمودارهای نشان‌دهنده رخداد تبادل یونی در نمونه‌های آب مورد مطالعه (برگرفته از (Marie & Vengosh (2001؛ فاریابی و همکاران (۱۳۸۹)؛ Jankowski et al. (1998).



شکل ۱۰- الف) نمودار رابطه میان یون‌های سدیم و کلراید؛ ب) نمودار رابطه میان یون سدیم و مجموع یون‌های محلول؛ پ) نمودار رابطه میان یون کلراید و مجموع یون‌های محلول در نمونه‌های آب مورد مطالعه.

شکل ۱۱- الف) رابطه مثبت میان مجموع یون‌های سدیم و پتاسیم با مجموع یون‌های سولفات و کلراید (برگرفته از (Krishnaraj et al. (2011)؛ ب) نمودار Langlier-Ludwig نمونه‌های آب مورد مطالعه (برگرفته از (Jeelani et al. (2011).





شکل ۱۲- الف) نمودار Schoeller نمونه‌های آب مورد مطالعه؛ ب) نمودار Wilcox نمونه‌های آب مورد مطالعه.

جدول ۱- ویژگی‌های نقاط نمونه‌برداری و متغیرهای صحرایی نمونه‌های آب مورد مطالعه.

نام نمونه	نوع	طول جغرافیایی (N)	عرض جغرافیایی (E)	ژرفای چاه (m)	دما (°C)	pH	EC (میکروزیمنس بر سانتی‌متر در دمای ۲۵ °C) (μS/cm)	جنس رسوبات و سازندها در محل نمونه‌برداری
TW1	چاه	۳۶° ۲۳' ۳۴"	۶۰° ۵۲' ۳۶/۴"	۶	۱۸/۵	۷/۶	۱۱۶۵۸/۲۴	نهشته‌های گلی
TW2	چاه	۳۶° ۲۳' ۴۵/۵"	۶۰° ۵۲' ۳۱"	۵	۱۹/۴	۷/۸	۸۹۸۲/۱۹	لس
TW3	چاه	۳۶° ۲۳' ۴۶/۱"	۶۰° ۵۲' ۲۶/۶"	۷	۲۱	۷/۶	۷۸۱۵/۵۳	لس
TW4	چاه	۳۶° ۲۳' ۱۲/۵"	۶۰° ۵۲' ۱۱/۵"	۲	۱۶/۲	۷/۶	۱۱۹۵۰/۳۲	نهشته‌های گلی
TW5	آب سطحی	۳۶° ۲۳' ۳/۸"	۶۰° ۵۲' ۱۳/۵"	-	۱۰/۵	۸	۲۳۱۷۶/۸	نهشته‌های گلی
TW6	چاه	۳۶° ۲۳' ۱۲/۴"	۶۰° ۵۱' ۵۰/۸"	۱۱	۲۰	۷/۲	۷۵۱۷/۱۲	نهشته‌های گلی
TW7	چاه	۳۶° ۲۳' ۱۲/۱"	۶۰° ۵۱' ۲۲/۵"	۱۲	۲۱	۷/۳	۸۲۵۰/۳۳	تراس‌های کوتاه‌تری
TW8	چاه	۳۶° ۲۴' ۲/۶"	۶۰° ۴۹' ۴۰/۵"	۱۰	۱۸/۳	۷/۴	۱۸۲۶۹/۰۳	نهشته‌های گلی
TW9	چاه	۳۶° ۲۴' ۷/۵"	۶۰° ۴۹' ۲۸"	۱۰	۱۹	۷/۶	۱۷۰۹۰	لس
TW10	چاه	۳۶° ۲۴' ۲۵/۹"	۶۰° ۴۹' ۳۳/۶"	۱۰	۱۷/۶	۷/۸	۱۳۱۷۲/۷۹	نهشته‌های گلی
TW11	چاه	۳۶° ۲۸' ۳۱/۵"	۶۰° ۵۰' ۳۹/۹"	۶	۱۸	۷/۴	۷۰۴۷/۷۸	لس
TW13	چاه	۳۶° ۳۳' ۴۹/۷"	۶۰° ۴۶' ۱/۳"	۱۵۰۰	۳۲	۷/۵	۱۲۵۶۰	لس
TW14	آب سطحی	۳۶° ۳۰' ۵۹/۳"	۶۰° ۳۵' ۵۶/۳"	-	۱۵/۸	۸/۴	۲۱۸۰۶/۰۹	آبرفت‌های کوتاه‌تری
TW15	چشمه	۳۶° ۲۹' ۴۵/۹"	۶۰° ۳۶' ۰/۱"	-	۱۶	۷/۵	۹۶۹۵/۲۸	سازند خانگیران
TW16	چاه	۳۶° ۲۷' ۴/۹"	۶۰° ۴۲' ۱۲/۸"	۱۰	۱۸/۵	۷/۵	۱۳۰۲۹/۱۲	سازند خانگیران
TW17	چشمه	۳۶° ۲۸' ۴۱/۴"	۶۰° ۴۴' ۱۷/۱"	-	۱۴/۷	۷/۸	۱۴۰۶۷/۲	سازند خانگیران
TW18	آب سطحی	۳۶° ۲۸' ۴۱/۹"	۶۰° ۴۴' ۵۸/۳"	-	۱۲/۴	۸/۲	۴۴۴۵۴/۵	سازند خانگیران
Min	-	-	-	۲	۱۰/۵	۷/۲	۷۰۴۷/۷۸	-
Max	-	-	-	۱۵۰۰	۳۲	۸/۴	۴۴۴۵۴/۵	-
Mean	-	-	-	۱۳۲/۴۱	۱۸/۱۷	۷/۶	۱۴۷۳۷/۷۸	-

جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیه نمونه‌های آب مورد مطالعه (غلظت تمامی یون‌ها و مجموع مواد جامد محلول بر پایه mg/l سیلیکا mmol/l و قلیائیت mg/l CaCO₃ است).

نام نمونه	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SiO ₂	TDS	Alkalinity	%Error
TW1	۵۶۴	۳۸/۱	۹۸۵	۸۳/۱	۲۶۰۰	۱۰۹۲/۸	۲۳۱/۸	۰	۴۲/۹۲	۸۷۴۳/۶۸	۱۹۰/۰۷	۷/۵۸
TW2	۵۶۳	۳۰/۲	۱۰۲۶	۸۰/۶	۲۹۴۰	۱۰۵۷/۵	۲۰۵	۰	۸/۷۸	۶۷۳۶/۶۴	۱۶۸/۱	۲/۶۲
TW3	۵۶۶/۷	۲۶۸/۲	۹۱۰	۷۸/۹	۲۷۸۰	۹۱۶/۵	۱۵۶/۲	۰	۳/۴۷	۵۸۶۱/۶۴	۱۲۸/۰۸	۳/۱۷
TW4	۶۱۰/۹	۴۰۶/۲	۱۵۲۴	۲۲/۶	۳۳۱۰	۱۸۸۵/۹	۱۹۷/۶	۰	۱۴/۵۳	۸۹۶۲/۷۴	۱۶۲/۰۳	۲/۱۲
TW5	۵۵۲	۶۵۷/۱	۳۳۶۵	۲۶/۳	۵۷۴۰	۳۶۸۳/۸	۱۵۳/۷	۶	۴۳/۰۵	۱۷۳۸۲/۶	۱۳۶/۰۳	۰/۵۵
TW6	۵۸۱/۴	۲۹۹/۵	۷۵۴/۲	۱۸/۲	۲۵۶۰	۸۴۶/۱	۳۰۷/۴	۰	۵/۶۱	۵۶۳۷/۸۴	۲۵۲/۰۶	۲/۷۹
TW7	۵۲۲/۶	۳۰۴	۱۰۲۴/۱	۱۴/۵	۲۸۷۰	۱۱۴۵/۷	۲۷۸/۲	۰	۲/۲۳	۶۱۸۷/۷۴	۲۲۸/۱۲	۰/۳۲
TW8	۷۲۱/۳	۵۹۹	۲۹۷۵	۲۷/۲	۴۰۶۰	۴۵۴۴	۲۲۴/۵	۰	۴۴/۷۴	۱۶۴۴۲/۱۲	۱۸۴/۰۹	۰/۲۳
TW9	۴۴۸/۹	۳۵۳/۱	۲۹۰۵/۲	۲۷/۸	۵۶۴۰	۲۴۴۹/۵	۳۱۲/۳	۰	۱۱/۰۲	۱۲۸۱۷/۵	۲۵۶/۰۸	۳/۵۴
TW10	۹۲۰	۳۲۹/۳	۱۳۳۰/۳	۱۹/۵	۲۰۹۰	۳۱۲۴	۲۶۱/۱	۰	۵۱/۴۳	۱۱۸۵۵/۵۱	۲۱۴/۱	۱/۷
TW11	۷۲۸/۶	۱۸۷/۷	۴۶۰/۱	۱۱/۱	۱۹۲۰	۷۶۳/۲	۳۳۶/۷	۰	۱۳/۷۹	۵۲۸۵/۸۳	۲۷۶/۰۹	۳/۶۵
TW13	۶۶۲/۴	۲۹۹/۵	۱۷۸۲/۴	۲۰/۴	۲۹۵۰	۲۴۱۴	۲۱۹/۶	۰	۴۰/۳	۱۱۳۰۴	۱۸۰/۰۷	۰/۹۸
TW14	۴۷۸/۴	۸۳۱/۴	۳۷۰۰/۵	۳۵/۲	۵۶۸۰	۴۴۰۲	۲۱۷/۲	۱۵/۶	۵۷/۴۹	۱۹۶۲۵/۴۸	۲۰۴/۱	۱/۵۲
TW15	۵۹۶/۲	۲۶۳/۷	۱۰۸۰	۲۲/۱	۲۸۵۰	۱۲۰۷	۲۷۸/۲	۰	۱۴/۶۵	۷۲۷۱/۴۶	۲۲۸/۱۲	۰/۵۵
TW16	۵۰۰/۵	۲۸۶/۱	۱۸۰۵/۱	۱۶/۶	۲۹۸۰	۲۷۶۹/۱	۲۰۲/۵	۰	۴۲/۹۵	۱۱۷۲۶/۲	۱۶۶/۰۵	۵/۹۱
TW17	۳۵۳/۳	۲۰۵/۶	۱۹۹۵/۲	۱۶/۲	۲۴۲۰	۲۷۶۹/۱	۱۲۶/۹	۰	۶۳/۵۸	۱۲۶۶۰/۴۸	۱۰۴/۰۵	۳/۵
TW18	۶۷۰	۸۴۴/۸	۵۰۸۰/۳	۳۵/۴	۵۹۸۰	۸۳۷۸/۲	۲۲۹/۴	۶	۲۴۸/۳۷	۴۰۰۹/۰۵	۱۹۸/۱۱	۵/۸
Min	۳۵۳/۳	۳۸/۱	۴۶۰/۱	۱۱/۱	۱۹۲۰	۷۶۳/۲	۱۲۶/۹	۰	۲/۲۳	۵۲۸۵/۸۳	۱۰۴/۰۵	۰/۲۳
Max	۹۲۰	۸۴۴/۸	۵۰۸۰/۳	۳۵/۴	۵۹۸۰	۸۳۷۸/۲	۳۳۶/۷	۱۵/۶	۲۴۸/۳۷	۴۰۰۹/۰۵	۲۷۶/۰۹	۷/۵۸
Mean	۵۹۰/۶	۳۸۰/۸	۱۹۲۳/۶۷	۳۲/۶۸	۳۴۹۲/۳۵	۲۵۵۵/۷۸	۲۳۱/۶۶	۱/۶۲	۴۱/۷	۱۲۲۶۵/۳۳	۱۹۲/۶۶	۲/۷۳

 جدول ۳- نمایه اشباع کانی‌ها و فشار گاز CO₂ به دست آمده برای نمونه‌های آب مورد مطالعه.

نام نمونه	SI Halite	SI Anhydrite	SI Gypsum	SI Dolomite	SI Aragonite	SI Calcite	PCO ₂ (atm)
TW1	-۴/۶۸	-۰/۲۳	۰/۰۱	۰/۴	۰/۵	۰/۶۵	۱۰ ^{-۲/۳۷}
TW2	-۴/۶۹	-۰/۲۵	-۰/۰۱	۱/۵۷	۰/۶۳	۰/۷۸	۱۰ ^{-۲/۶۵}
TW3	-۴/۸	-۰/۲۵	-۰/۰۲	۰/۹۹	۰/۳۶	۰/۵۱	۱۰ ^{-۲/۵۵}
TW4	-۴/۲۷	-۰/۲۳	-۰/۰۱	۱/۱۲	۰/۳۸	۰/۵۳	۱۰ ^{-۲/۴۹}
TW5	-۳/۶۶	-۰/۱۹	۰/۰۶	۱/۴۵	۰/۴۵	۰/۶	۱۰ ^{-۳/۳}
TW6	-۴/۹۱	-۰/۲۷	-۰/۰۳	۰/۸۴	۰/۲۷	۰/۴۲	۱۰ ^{-۱/۸۵}
TW7	-۴/۶۶	-۰/۲۹	-۰/۰۶	۰/۹	۰/۲۷	۰/۴۲	۱۰ ^{-۱/۹۹}
TW8	-۳/۶۴	-۰/۲	۰/۰۳	۱/۰۵	۰/۲۸	۰/۴۳	۱۰ ^{-۲/۲۵}
TW9	-۳/۹۲	-۰/۲۵	-۰/۰۲	۱/۲۲	۰/۳۸	۰/۵۳	۱۰ ^{-۲/۳۸}
TW10	-۴/۱۱	-۰/۲۴	.	۱/۹۸	۰/۹۳	۱/۰۸	۱۰ ^{-۲/۵۸}
TW11	-۵/۱۵	-۰/۲۳	۰/۰۱	۱/۲۳	۰/۶۳	۰/۷۸	۱۰ ^{-۳/۰۲}
TW13	-۴/۱۴	-۰/۲۲	-۰/۰۴	۱/۵	۰/۵۹	۰/۷۳	۱۰ ^{-۲/۲۵}
TW14	-۳/۵۶	-۰/۳	-۰/۰۶	۲/۷۷	۰/۹۹	۱/۱۴	۱۰ ^{-۳/۲۸}
TW15	-۴/۶	-۰/۲۳	۰/۰۱	۱/۰۹	۰/۴۵	۰/۶	۱۰ ^{-۲/۲۲}
TW16	-۴/۰۴	-۰/۳۴	-۰/۱	۰/۸۲	۰/۲۵	۰/۴	۱۰ ^{-۲/۳۶}
TW17	-۳/۹۸	-۰/۵۲	-۰/۲۸	۰/۶۲	۰/۱۷	۰/۳۲	۱۰ ^{-۲/۸۸}
TW18	-۳/۱۵	-۰/۱۸	۰/۰۷	۲/۳۷	۰/۸۸	۱/۰۳	۱۰ ^{-۳/۱}
Min	-۵/۱۵	-۰/۵۲	-۰/۲۸	۰/۴	۰/۱۷	۰/۳۲	۱۰ ^{-۳/۲۸}
Max	-۳/۱۵	-۰/۱۸	۰/۰۷	۲/۷۷	۰/۹۹	۱/۱۴	۱۰ ^{-۱/۸۵}
Mean	-۴/۲۳	-۰/۲۶	-۰/۰۲۴	۱/۲۸	۰/۴۹	۰/۶۴	۱۰ ^{-۲/۶۷}

جدول ۴- تواتر کاتیونی، آنیونی، تیپ و رخساره نمونه‌های آب مورد مطالعه.

نام نمونه	محتوای آنیونی	محتوای کاتیونی	تیپ و رخساره
TW1	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$	سدیم سولفاتی
TW2	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$	سدیم سولفاتی
TW3	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$	سدیم سولفاتی
TW4	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Na+K > Mg > Ca$	سدیم سولفاتی
TW5	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Na+K > Mg > Ca$	سدیم سولفاتی
TW6	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$	سدیم سولفاتی
TW7	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$	سدیم سولفاتی
TW8	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Na+K > Mg > Ca$	سدیم کلروری
TW9	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Na+K > Mg > Ca$	سدیم سولفاتی
TW10	$Cl > SO_4 > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$	سدیم کلروری
TW11	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Ca > Na+K > Mg$	کلسیم سولفاتی
TW13	$Cl > SO_4 > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$	سدیم کلروری
TW14	$Cl > SO_4 > HCO_3$	$Na+K > Mg > Ca$	سدیم کلروری
TW15	$SO_4 > Cl > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$	سدیم سولفاتی
TW16	$Cl > SO_4 > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$	سدیم کلروری
TW17	$Cl > SO_4 > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$	سدیم کلروری
TW18	$Cl > SO_4 > HCO_3$	$Na+K > Mg > Ca$	سدیم کلروری

جدول ۶- نسبت‌های به دست آمده در نمونه‌های آب مورد مطالعه برای بررسی تأثیر کانی‌های سیلیکاتی بر منابع آب منطقه.

نام نمونه	HCO_3^-/SiO_2	نام نمونه	$SiO_2/Na^++K^+-Cl^-$	نام نمونه	HCO_3^-/SiO_2
TW1	۰/۰۸	TW10	۳/۰۳	TW10	-۱/۷۲
TW2	۰/۳۸	TW11	۰/۵۲	TW11	-۱۱/۱۹
TW3	۰/۷۳	TW13	۰/۲۲	TW13	۴/۰۴
TW4	۰/۲۲	TW14	۱/۰۶	TW14	۱/۵۲
TW5	۰/۰۵	TW15	۰/۹۹	TW15	۱/۰۸
TW6	۰/۸۹	TW16	۰/۵۹	TW16	۵۱/۸۸
TW7	۲/۰۴	TW17	۰/۱۷	TW17	۶/۹۹
TW8	۰/۰۸	TW18	۲۳/۳۱	TW18	-۱۷/۱۸
TW9	۰/۴۶		۰/۱۹		

جدول ۵- رده‌بندی منابع آب برحسب میزان سختی کل (Environmental Protection Agency, 2001).

نوع آب	سختی کل ($mg/l CaCO_3$)
نرم	< ۵۰
به نسبت نرم	۵۱-۱۰۰
کمی سخت	۱۰۱-۱۵۰
به نسبت سخت	۱۵۱-۲۵۰
سخت	۲۵۱-۳۵۰
بسیار سخت	> ۳۵۰

جدول ۷- نسبت‌های یونی مورد استفاده در بررسی انحلال کانی‌های (Hounslow, 1995).

نسبت یون‌های Na^+ و Cl^-	منشأ
$Na^+ = Cl^-$	-انحلال هالیت
$Na^+ < Cl^-$	-تبادل یونی وارون (شورابه و یا آب دریا) $2Na^+ + Ca-Clay \rightarrow Ca^{2+} + 2Na-Clay$
$Na^+ > Cl^-$	-منبعی به غیر از هالیت مانند آلپیت (پلاژیوکلاز) -تبادل یونی طبیعی $Ca^{2+} + 2Na-Clay \rightarrow 2Na^+ + Ca-Clay$
$Na^+/Na^+ + Cl^-$	-منبعی به غیر از هالیت مانند آلپیت و یا تبادل یونی -انحلال هالیت -تبادل یونی وارون، آب دریا -آب باران $> ۰/۵$ $= ۰$ $< ۰/۵$ و $TDS > ۵۰۰$ $TDS < ۵۰$ و $< ۰/۵$

جدول ۸- نسبت به دست آمده در نمونه‌های آب مورد مطالعه برای بررسی تأثیر کانی‌های بر منابع آب منطقه.

نام نمونه	Na ⁺ /Na ⁺ +Cl ⁻	نام نمونه	Na ⁺ /Na ⁺ +Cl ⁻
TW1	۰/۵۸	TW10	۰/۳۹
TW2	۰/۵۹	TW11	۰/۴۸
TW3	۰/۶	TW13	۰/۵۳
TW4	۰/۵۵	TW14	۰/۵۶
TW5	۰/۵۸	TW15	۰/۵۷
TW6	۰/۵۷	TW16	۰/۵
TW7	۰/۵۷	TW17	۰/۵۲
TW8	۰/۵	TW18	۰/۴۸
TW9	۰/۶۴		

جدول ۹- نسبت‌های یونی مورد استفاده در بررسی انحلال ژپیس (Hounslow, 1995).

نسبت یون‌های Ca ²⁺ و SO ₄ ²⁻	منشأ
Ca ²⁺ = SO ₄ ²⁻	- انحلال ژپیس
Ca ²⁺ < SO ₄ ²⁻	- اکسایش پیریت - زدایش Ca ²⁺ توسط ته‌نشینی کلسیت یا نرم‌کنندگی طبیعی
Ca ²⁺ > SO ₄ ²⁻	- منبع دیگری به غیر از ژپیس مانند کلسیت، دولومیت و یا سیلیکات‌ها
Ca ²⁺ /Ca ²⁺ + SO ₄ ²⁻	- انحلال ژپیس - اکسایش پیریت - زدایش کلسیم از طریق تبادل یونی یا ته‌نشینی کلسیت - منبعی به غیر از ژپیس مانند کربنات‌ها یا سیلیکات‌ها
HCO ₃ ⁻ /Sum anions	- هوازدهگی سیلیکات‌ها یا کربنات‌ها - انحلال ژپیس - آب دریا یا شورابه

جدول ۱۰- نسبت‌های به دست آمده و pH در نمونه‌های آب مورد مطالعه برای بررسی تأثیر کانی ژپیس بر منابع آب منطقه.

نام نمونه	TW 1	TW 2	TW 3	TW 4	TW 5	TW 6	TW 7	TW 8	TW 9	TW 10	TW 11	TW 13	TW 14	TW 15	TW 16	TW 17	TW 18
pH	۷/۶	۷/۸	۷/۶	۷/۶	۸	۷/۲	۷/۳	۷/۴	۷/۶	۷/۸	۷/۴	۷/۵	۸/۴	۷/۵	۷/۵	۷/۸	۸/۲
Ca ²⁺ /Ca ²⁺ + SO ₄ ²⁻	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳	۰/۱۸	۰/۳۵	۰/۳	۰/۲۹	۰/۱۶	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۳۴	۰/۱۶	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۲۱
HCO ₃ ⁻ /Σanions	۰/۰۵۹	۰/۰۴۸	۰/۰۴	۰/۰۳۶	۰/۰۱۶	۰/۰۸۲	۰/۰۶۴	۰/۰۲۵	۰/۰۳۷	۰/۰۴۷	۰/۱۱۱	۰/۰۳۹	۰/۰۲۱	۰/۰۶۴	۰/۰۳۴	۰/۰۲۳	۰/۰۱۵

جدول ۱۱- درصد کلاس‌های رده‌بندی Wilcox در نمونه‌های آب مورد مطالعه برای مصارف کشاورزی.

C4				C3				C2				C1			
S4	S3	S2	S1	S4	S3	S2	S1	S4	S3	S2	S1	S4	S3	S2	S1
۷۰/۵۹	۲۳/۵۳	۵/۸۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰

کتابکاری

- افشار، ا.، ۱۳۶۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ محدوده سرخس، تهران، شماره ۱/۴.
- پدیده، ی.، ۱۳۸۵- ارزیابی ژئوشیمیایی مخازن گازی حوضه رسوبی کپه‌داغ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه امیرکبیر تهران، ۲۳۵ ص.
- ترابیان، ع.، حسنی، ا. ح. و بختیاری هفت لنگ، ز.، ۱۳۸۶- بررسی اثرات آلودگی‌های ناشی از فاضلاب صنعتی پالایشگاه گاز شهید هاشمی‌نژاد بر منابع آب منطقه، مجله علوم و تکنولوژی محیط زیست، دوره نهم، شماره ۳، صص ۱۳۵ تا ۱۴۳.
- شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی، ۱۳۷۵- خلاصه گزارش مطالعات منابع آب منطقه سرخس، شرکت مدیریت منابع آب ایران، وزارت نیرو، ۵۰ ص.
- شرکت پالایش گاز شهید هاشمی‌نژاد، ۱۳۹۰- اطلاعات کلی شرکت پالایش گاز شهید هاشمی‌نژاد (خانگیان)، شرکت ملی گاز ایران، ۱۰ ص.
- شرکت مهندسی مشاور طوس آب، ۱۳۸۸- تجزیه و تحلیل آمار و اطلاعات و بیان آب، تلفیق مطالعات و بیان محدوده مطالعاتی گنبدلی، وزارت نیرو، ۴۴ ص.
- صداقت، م.، ۱۳۸۷- زمین و منابع آب (آب‌های زیرزمینی)، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۸۸ ص.
- فاریابی، م.، کلاتری، ن. و نگارستانی، ا.، ۱۳۸۹- ارزیابی عوامل مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی دشت جیرفت با استفاده از روش‌های آماری و هیدروژئوشیمیایی، فصلنامه علوم زمین، سال بیستم، شماره ۷۷، صص ۱۱۵ تا ۱۲۰.
- قاسمی، ع.، لشکری پور، غ.، بنی‌اسدی، ع.، حسنی، م. ج. و نعمت‌اللهی، م. ج.، ۱۳۹۲- ارزیابی تأثیر سازندهای زمین‌شناسی بر کیفیت منابع آب حوزه آبریز شورلق سرخس در استان خراسان رضوی، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- محمدی بهزاد، ح. ر.، ۱۳۹۰- شناسایی منشأ تغذیه و بررسی خصوصیات فیزیکی‌شیمیایی چشمه کارستی بی‌تلخون، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۲۴۰ ص.
- نحعی، م.، ودیعی، م. و میرعربی، ع.، ۱۳۸۸- منشأ شوری آب زیرزمینی دشت شاهرخت (خراسان جنوبی)، دومین کنفرانس سراسری آب، دانشگاه آزاد اسلامی واحد بهبهان.

References

- Addy, K., Green, L. & Herron, E., 2004- pH and Alkalinity, University of Rhode Island, 4 p.
- Apello, C. A. & Postma, D., 2005- Geochemistry, Groundwater and Pollution, 2nd Edition, A.A.Balkema Publishers, Amsterdam, the Netherlands, 647 p.
- Day, B. A. & Nightingale, H. I., 1984- Relationships Between Ground-Water Silica, Total Dissolved Solides, and Specific Electrical Conductivity, Ground Water, Vol. 22, No. 1, p. 80-85.
- Durov, S. A., 1948- Natural waters and graphic representation of their compositions, Dokl Akad Nauk SSSR, Vol. 59, No. 3, p. 87-90.
- Environmental Protection Agency (EPA), 2001- Parameters of Water Quality: Interpretation and Standards, Ireland, 133 p.
- Ford, D. & Williams, P., 2007- Karst geomorphology and Hydrology, Unwin Hyman, London, 608 p.
- Hanson, P. J., Edwards, N. T., Garten, C. T. & Andrews, J. A., 2000- Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations, Biogeochemistry, Vol. 48, p. 115-146.
- Hill, R. A., 1940- Geochemical patterns in the Coachella valley, California, Transactions American Geophysical Union, Vol. 21, p. 46-49.
- Hounslow, A. W., 1995- Water Quality Data: analysis and interpretation, Lewis Publishers, Oklahoma State University Stillwater, Oklahoma, 397 p.
- Huh, Y., Tsoi, M., Zaitsev, A. & Edmond, M., 1998- The fluvial geochemistry of the rivers, Geochemical et Cosmochimica Acta, Vol. 62, p. 165-167.
- Jankowski, J., Shekarforoush, S. & Acworth, R. I., 1998- Reverse Ion Exchange in a Deeply Weathered Porphyritic Dacite Fractured Aquifer System, Yass, New South Wales, Australia, 9th International Symposium on Water Rock Interaction, Taupo, New Zealand, Rotterdam, Vol. 30, p. 243-246.
- Jeelani, G. H., Bhat, A. N., Shiyanna, K. & Bhat, M. Y., 2011- Geochemical characterization of surface water and spring water in SE Kashmir Valley, western Himalaya: Implications to water-rock interaction, Journal of Earth Science, Vol. 120, No. 5, p. 921-932.
- Krishnaraj, S., Murugesan, V., Sabarathinam, C., Anandhan, P. & Ramachandran, M., 2011- Use of Hydrochemistry and Stable Isotopes as Tools for Groundwater Evolution and Contamination Investigations, Geoscience, Vol. 1, No. 1, p. 16-25.
- Marie, A. & Vengosh, A., 2001- Sources of salinity in ground water from Jericho area, Jordan Valley, Ground Water, Vol. 39, No. 2, p. 240-248.
- Mazor, E., 2004- Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology, Marcel Dekker Incorporation, New York, 470 p.
- Nwankwoala, H. O. & Udom, G. J., 2011- Hydrochemical Facies and Ionic Ratios of Groundwater in Port Harcourt, Southern Nigeria, Research Journal of Chemical Sciences, Vol. 1, No. 3, p. 87-101.
- Piper, A. M., 1944- A graphic procedure in geochemical interpretation of water analyses, Transactions American Geophysics Union, Vol. 25, p. 914-923.
- Richards, L. A., 1954- Diagnosis and improvement of saline and alkaline soils, U.S. Department of Agriculture, United States of America, 166 p.
- Sajil Kumar, P. J., 2012- Interpretation of groundwater chemistry using piper and chadha's diagrams: a comparative study from perambalur taluk, Geoscience, Vol. 54, p. 12208-12111.
- Todd, D. K. & Mays, L. W., 2004- Groundwater Hydrology, John Wiley & Sons, United States of America, p. 537.
- Vanum, G. & Gebrerufael, H., 2012- Identification of Groundwater Type and Recharge Estimation through Hydrochemical Analysis: A Case Study in Ayanalem Well Field, Northern Ethiopia, International Journal of Physical and Social Sciences, Vol. 2, No. 9, p. 578-595.
- Weiner, R. E., 2007- Applications of Environmental Aquatic Chemistry: A Practical Guide, CRC Press, Taylor and Francis Group, United States of America, 360 p.

Hydrogeochemical Study of Water Resources in Shahid Hashemi-Nejad Gas Refinery and Surrounding Areas Using Compound Diagrams, Saturation Indices and Ionic Ratios

M. Tajbakhshian ¹, M. H. Mahmudy Gharai^{2*}, A. Mahboubi ³, R. Moussavi Harami ³ & I. Ejlali ⁴

¹ M. Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

⁴ M. Sc., Health, Security and Environment (HSE) Unit, Shahid Hashemi Nezhad Gas Refinery, Sarakhs, Iran

Received: 2015 January 19

Accepted: 2015 June 08

Abstract

Hydrogeochemistry of surface and ground waters is a useful way to identify performing reactions in aquifers and also in recognizing effective natural and anthropogenic polluting factors in these sources. In order to study surface and ground waters quality of shahid Hashemi-Nejad gas refinery region, located 35 km south of Sarakhs town, 17 water samples were collected. Parameters of pH, temperature, electrical conductivity and total dissolved solids were measured in the field, and water samples were analyzed for major anions and cations concentrations in geochemical lab. Using Piper diagram, sodium sulfate and sodium chloride type and facies were determined for the water samples. Ca^{2+}/Mg^{2+} v.as Mg^{2+} , $Ca^{2+}/Ca^{2+}+Mg^{2+}$ v.as $SO_4^{2-}/SO_4^{2-}+HCO_3^-$ compound diagrams, total hardness and PCO_2 proved carbonates dissolution. Na^+/Na^++Cl^- , $Ca^{2+}/Ca^{2+}+SO_4^{2-}$, HCO_3^-/Σ anions, HCO_3^-/SiO_2 , $SiO_2/Na^++K^+-Cl^-$, Na^++K^+ and $SO_4^{2-}+Cl^-$ ionic ratios determined factors such as ion exchange, dissolution of Gypsum, Halite and sulfates of sodium-potassium, and weathering of carbonates and silicates as the most important effective parameters on chemical composition of water sources in this area. In $Log(aCa^{2+}/a(H^+)^2)$ and $Log(aMg^{2+}/a(H^+)^2)$ v.as $Log(aNa^+/a(H^+)^2)$ diagrams, which are used for specifying soluble silicate minerals in water, all water samples showed the dissolution of Kaolinite except two samples which were located at clinocllore mineral zone. Calculating saturation indices using PHREEQC software proved that Calcite and Dolomite mineral had supersaturation, Halite and Anhydrite undersaturation and Gypsum mineral supersaturation, undersaturation and equilibrium states in all samples. Schoeller and Wilcox diagrams pointed unsuitable quality for drinking and agricultural usages for these water sources. In fact, because of formations presence with high solubility that lay out in large amount of surface, water resources in this area have not suitable quality, and on the other hand shallow water level and high temperature intensify it. Based on obtained results, natural factors have major role in quality area's water resources.

Keywords: Hydrogeochemistry, Hashemi Nezhad Gas Refinery, Piper, PHREEQC, Schoeller, Wilcox, Ionic ratios.

For Persian Version see pages 71 to 84

*Corresponding author: M. H. Mahmudy Gharai; E-mail: mhmgharaie@um.ac.ir

Archive