



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan  
Vol. 34, Issue. 4, No. 73, Winter 2019  
pp. 39-56  
Received: 26.11.2018 Accepted: 28.01.2019

## Geochemical evolution of saline formation water of the Mozduran gas reservoir

**Mahdi Miri**

*M.Sc. Student in Hydrogeology, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran*

**Rahim Bagheri**

*Assistant Professor, Department of Hydrology and Environmental Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran*

**Mohammad Reza Akhlaghi**

*East oil and Gas Production Company, Mashhad, Iran*

**Farzad Sotohian**

*Associate Professor, Department of Environmental Science, Faculty of Natural Resources, University of Guilan, Rasht, Iran*

\* Corresponding author, e-mail: [rahim.bagheri86@gmail.com](mailto:rahim.bagheri86@gmail.com)

### Abstract

The Mozduran gas reservoir in the Khangiran gas-field is formed in the Kopet-Dagh sedimentary basin in the form of sequential sequences of clastic and carbonate sediments of the old sea water. The reservoir is located in the formations of Shurijeh and Mozduran, consisting of limestone, dolomite, sandstone and shale. The Mozduran Formation was deposited in a carbonate platform and Shurijeh Formation in the river systems to coastal deltas during the Jurassic. The origin of brine formation waters was the old evaporated seawater. The old evaporated seawater has been in contact with various formations since the burial time, and their initial composition has altered. Ion concentration of major, minor and trace elements in the produced waters and two deep brine samples below the Shurijeh reservoir were measured to investigate the geochemical evolution of the brine formation waters. The concentration of all ions has increased to saturation in brine due to the evaporation of sea water. However, over the time, the concentrations of Ca, Li, Sr, B and I ions have been increased compared to the original source and the concentration of Na, Mg and SO<sub>4</sub> ions have been decreased. The geochemical evolution of this reservoir has been affected by evaporation, water-gas and water-rock reactions such as dolomitization, albitization of plagioclase, illitization of Smectite, sedimentation or dissolution of sulfate minerals, magnesium carbonate precipitation. Concentration of potassium and chloride ions was mainly influenced by the process of evaporating the old sea water. The results of this research are used to identify the history of sedimentation, secondary geochemical processes in the reservoir, determination the origin and the salinization mechanism of produced water from the gas reservoirs area to achieve sustainable management of the reservoir.

**Keywords:** Mozduran gas reservoir, Evaporated seawater, Chemical evolution, Brine formation water.

### Introduction

The concentrations of brine formation waters reflect both the chemical characteristics of the sources from which they originated and the diagenetic reactions that had taken place. The modified original seawater, locked in during the time of sedimentation, is proposed as an origin of most deep saline formation waters. The evaporated seawater has been in contact with various formations in oil/gas fields since the time of burial. The chemistry of produced water in oil and gas reservoirs can be changed over the time by various processes and secondary reactions such as water-rock and/or water-gas interactions. The study area, Khangiran gas field, is located northwest of Iran. This gas field composed from three reservoirs of Mozduran, Shurijeh B and Shurijeh D. Mozduran reservoir consists of thick layer of carbonate rocks

and interlayers of marl and shale. According to geological, hydrochemical and isotopic studies, the old evaporated sea water is proposed as main origin of the produced water and salinity. Over the time, the effect of various secondary processes inside the reservoir has caused a change in the initial concentration of the main ions of the brine relative to its original source (evaporated sea water). The main agent of this research is to investigate the geochemical evolution of the brine below the Mozduran gas reservoir and also to identify the secondary processes that affect its chemical composition during the geological times.

### Material & Methods

Two brine water samples were taken from observation well no. 13 and 17 which drilled to Shurijeh B and D reservoir.

The water content in the wellbore was drained by gas flow and after that, the brine sample was brought to the surface from a depth of 3000 m below sea level using a bottom-hole sampling device. In this study, the 6 samples are also taken from saline and fresh produced waters of the Mozduran gas wells to measure the concentration of major ions and trace elements. The trace elements, and Br and I anion concentrations were analyzed by ICP-MS, ICPOES and IC techniques.

#### **Discussion of Results & Conclusions**

Various methods have been used to investigate the geochemistry evolution of the Mozduran reservoir. The water chemistry of brine formation waters can be altered by evaporation or water-rock interactions during burial. Br is conservative ions and cannot be easily removed from solution and used to study for geochemical evolution; therefore, Br ion concentration of Mozduran reservoir waters is most probably equal to the original Br concentration of its source, evaporated seawater. The brine and produced waters in the study area are enriched in Ca, Sr, Li, I and Rb, and depleted in  $\text{SO}_4$ , Na and Mg ions, with respect to the initial evaporated seawater. Therefore, the seawater evaporation is not the only

process controlling the geochemical composition of the brines in the area. The ion concentration variations are due to processes such as sulfate reduction, anhydrite precipitation, organic material-water reactions, limestone dolomitization, and albitization of plagioclase feldspar. Based on the chemical evolution after seawater evaporation, the KA waters are classified into four groups: (1) no evolution (Cl, K ions), (2) water-rock interaction (Na, Ca, Mg, Li and Sr ions), (3) water-gas interaction ( $\text{SO}_4$  and I ions) and (4) both water-rock and water-gas interactions (Mn and B ions). The chemical evolution processes of the KA waters include dolomitization, precipitation, ion exchange and recrystallization in water-rock interaction. Bacterial reduction and diagenesis of organic material in water-gas interaction also occur. Therefore, the concentration of all ions increases due to the evaporation of seawater up to saturation, but some of the ions' concentrations have changed under the influence of rock/gas-water interactions. The chemical evolution of the brine waters is classified into four groups: (1) only evaporation, (2) water-rock interaction, (3) water-gas interaction and (4) the interaction of both rock and gas with water.

## تکامل ژئوشیمیایی آب شور سازندی مخزن گازی مزدوران

مهدی میری، دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران  
رحیم باقری\*، استادیار، گروه آب‌شناسی و زمین‌شناسی زیست‌محیطی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی  
شاهرود، ایران

محمدرضا اخلاقی، کارشناس شرکت بهره‌برداری نفت و گاز شرق، مشهد، ایران

فرزاد ستوهیان، دانشیار، گروه محیط‌زیست، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان، ایران

### چکیده

مخزن مزدوران یکی از مخازن میدان گازی خانگیران است که به‌شکل سکناس‌های پسروری و پیشروی آب دریای قدیمی در حوضه رسوبی کپه‌داغ تشکیل شده است. این مخزن در سازندهای شوریه و مزدوران که از آهک، دولومیت، ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده‌اند قرار گرفته است. سازند مزدوران در پلت‌فرم کربناته و سازند شوریه در سیستم رودخانه‌ای طی ژوراسیک نهشته شده‌اند. آب دریای قدیمی تبخیر شده منشأ آب‌های شور سازندی موجود در مخزن مزدوران بوده است. آب دریای تبخیر شده قدیمی از زمان دفن تا حال حاضر در تماس با سازندهای مختلفی بوده و ترکیب اولیه آنها تغییر کرده است. مقادیر غلظت یون‌های اصلی، فرعی و عناصر کمیاب در آب‌های تولیدی سرچاهی مخزن مزدوران و دو نمونه عمقی از آبران شور زیر مخزن شوریه برای بررسی تکامل ژئوشیمیایی اندازه‌گیری شد. در اثر تبخیر آب دریا، غلظت همه یون‌ها در شورابه تا حد اشباع زیاد شده است؛ اما طی گذشت زمان، غلظت یون‌های کلسیم، لیتیم، استرانسیم، بور، ید نسبت به منشأ اولیه افزایش و غلظت یون‌های سدیم، منیزیم، سولفات کاهش یافته است. در طول زمان غلظت عناصر شورابه‌های تولیدی این مخزن به علت تبخیر، واکنش آب و گاز و واکنش آب و سنگ همچون دولومیتی شدن، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز، ایلیتی شدن اسمکتیت، رسوب یا انحلال کانی‌های سولفاته، رسوب کربنات‌های منیزیم‌دار تغییر کرده است؛ غلظت پتاسیم و کلر عمدتاً تحت تأثیر فرایند تبخیر آب دریای قدیمی قرار داشته است. نتایج پژوهش حاضر در راستای شناخت تاریخچه رسوب‌گذاری، فرایندهای ژئوشیمیایی ثانویه در مخزن، تعیین منشأ و سازوکار شوری آب‌های تولیدی مخازن گاز برای مدیریت پایدار مخزن کاربرد دارد.

واژه‌های کلیدی: میدان خانگیران، آب دریای قدیمی تبخیر شده، تکامل ژئوشیمیایی، آب شور سازندی

## مقدمه

غلظت یون‌های محلول در آب‌های شور سازندی<sup>۱</sup> درون مخازن نفت و گاز نشان‌دهنده شرایط محیط رسوبی تشکیل مخزن، ویژگی‌های ژئوشیمیایی منشأ اولیه آبران و همچنین واکنش‌های دیاژنتیک احتمالی بین آب و سازندهای مختلف است (Garven 1995; Kharaka and Hanor 2004; Farid et al. 2013; Haotian et al. 2018). آب‌های شور به‌دام‌افتاده در زمان رسوب‌گذاری و یا به عبارتی، آب دریای قدیمی تبخیر شده<sup>۲</sup> منشأ بیشتر آب‌های شور سازندی در حوضه‌های رسوبی عمیق<sup>۳</sup> بوده است (White 2002; Sanders, 1991; Birkle et al. 1965؛ هم‌زمان با تولید نفت و گاز در مخازن مختلف، مقداری آب تولید شده است که به آن آب‌های تولیدی<sup>۴</sup> گفته می‌شود؛ این آب‌های تولیدی سرچاهی ابتدا شیرین بوده‌اند و با گذشت زمان شور شده‌اند. منشأ آب‌های شیرین تولیدی به احتمال زیاد بخارهای درون مخزن بوده‌اند که در سرچاه به مایع تبدیل شده‌اند و یا آبی بوده است که از ابتدا به شکل محلول و یا مستقل داخل بخش نفت و گاز وجود داشته است. منشأ آب‌های شور به سازوکار تشکیل مخزن در زمان‌های قدیم باز می‌گردد. بررسی شاخص‌های هیدروشیمیایی و ایزوتوپی نشان می‌دهد منشأ احتمالی شوری ممکن است آب‌های شور سازندی موجود در مخازن باشد که از آب دریای قدیمی تبخیر شده منشأ گرفته است (Miri et al. 2018)؛ آب دریای قدیمی تبخیر شده از زمان دفن تا حال حاضر در تماس با سنگ و سازندهای مختلف بوده است. شیمی آب تولیدی مخازن نفت و گاز در طول زمان و در اثر فرایندهای

تبخیر و واکنش‌های دیاژنتیک ثانویه مانند واکنش بین آب-سنگ (دولومیتی‌شدن<sup>۵</sup>، آلیتی‌شدن<sup>۶</sup> پلاژیوکلاز، ایلیتی‌شدن، اسمکتیت، رسوب یا انحلال کانی‌های سولفات، رسوب کربنات‌های حاوی منیزیم زیاد) و یا واکنش بین آب و گاز تغییر کرده است (Sanders 1991; Worden et al. 2005; Birkle 2009)؛ بنابراین، غلظت عناصر شورابه‌ها منعکس‌کننده ویژگی‌های هیدروشیمیایی منشأ اولیه و واکنش‌های دیاژنتیک انجام شده از گذشته تا به حال است. تاکنون روش‌های مختلف هیدروشیمیایی برای بررسی تکامل ژئوشیمیایی منشأ اولیه آب‌های سازندی در دنیا به کار گرفته شده‌اند (Bagheri et al. 2014). افراد بسیاری تغییرات غلظت یون‌های اصلی و فلزات سنگین آب باقیمانده طی فرایند تبخیر آب دریا را بررسی کرده‌اند (Fonts and Matray 1993; Carpenter 1974) و برای ارزیابی منشأ و تکامل ژئوشیمیایی شورابه‌های سازندی طی تبخیر، غلظت یون‌های مختلف را با غلظت یون پایستار برم مقایسه کرده‌اند (Clayton et al. 1966; Rittenhouse 1967; Collins 1975; Carpenter 1987; Kharaka and Hanor 2004). طول تبخیر آب دریای قدیمی، یون‌های پتاسیم، لیتیم و برم در محلول باقی می‌مانند و رفتار پایداری طی تبخیر نشان می‌دهند (Zherebtsova and Volkova 1966; Carpenter 1974). غلظت کلسیم به علت ته‌نشینی کلسیت و ژیپس طی تبخیر آب دریا کاهش می‌یابد (Carpenter 1987; Ozler 2010). غلظت کلر و سدیم در آب‌های سازندی تا زمان اشباع شدن هالیت افزایش می‌یابد و غلظت کلر باقیمانده پس از اشباع شدن هالیت ثابت می‌ماند؛ درحالی‌که غلظت سدیم به علت نسبت سدیم به کلر (Na/Cl) کمتر از یک در آب دریا کاهش می‌یابد (Fonts and Matray 1993;

<sup>1</sup> Brine formation waters

<sup>2</sup> Evaporated old sea water

<sup>3</sup> Deep basin

<sup>4</sup> Produced waters

<sup>5</sup> Dolomitization

<sup>6</sup> Albitization

میدان گازی خانگیران در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال غربی سرخس و ۱۸۰ کیلومتری شمال شرقی مشهد، در منطقه خانگیران و در استان خراسان رضوی قرار دارد. رسوبات مخزنی ژوراسیک بالایی این حوضه شامل سازندهای مزدوران و شوربجه‌اند. سازند کربناته مزدوران سنگ مخزن اصلی میدان گازی بزرگ خانگیران را تشکیل می‌دهد. این مخزن در ابتدای تولید و بهره‌برداری حاوی آب تولیدی شیرین بوده است؛ هرچند با گذر زمان و افزایش برداشت، تعدادی از چاه‌های مخزن مزدوران به علت تولید آب اضافی با شوری زیاد با مشکل روبه‌رو شده‌اند. باتوجه به مطالعه‌های زمین‌شناسی، هیدروشیمیایی و ایزوتوپی، آب دریای تبخیرشده قدیمی واقع در مخزن منشأ شوری آب‌های تولیدی تشخیص داده شده است (Bagheri 2015; Miri et al. 2017). گذشت زمان و اثر فرایندهای ثانویه مختلف درون مخزن باعث تغییر غلظت اولیه برخی یون‌های اصلی و فرعی آب شور سازندی زیر مخزن گاز (آبران) نسبت به منشأ اولیه خود (آب دریای تبخیرشده) شده است؛ بنابراین هدف پژوهش حاضر، بررسی تکامل ژئوشیمیایی شورابه زیر مخزن گاز (آبران) و شناخت فرایندهای دیازنتیکی ثانویه مؤثر بر تغییر ترکیب شیمیایی آن در طول زمان زمین‌شناسی است.

#### زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

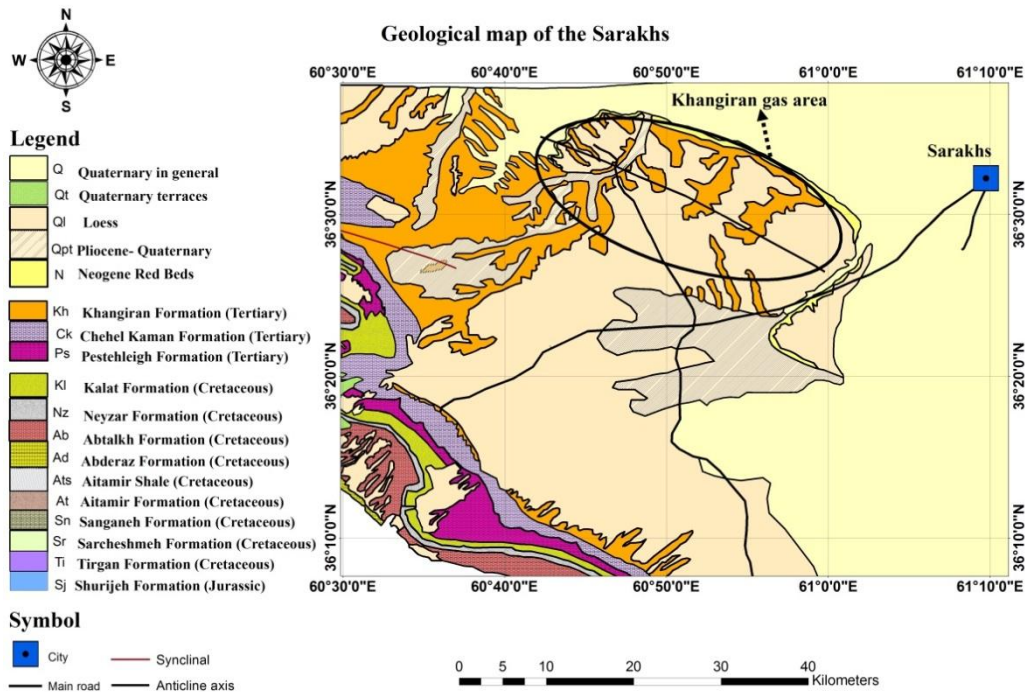
میدان گازی خانگیران در شمال شرق کشور و در حوضه رسوبی کپه‌داغ قرار دارد (شکل ۱). حوضه درون‌قاره‌ای کپه‌داغ پس از بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس طی کوه‌زایی سیمیرین پیشین، در زمان تریاس میانی تشکیل شده است. رسوب‌گذاری این حوضه از ژوراسیک تا پالئوژن ادامه داشته و شامل مجموعه‌ای از رسوبات سیلیسی آواری و کربناته است (Afshar-Harb 1994). تحولات

(Eggenkamp 1994; Birkle et al. 2009; Mirnejad et al. 2011). غلظت اولیه یون‌های مختلف به‌ویژه کاتیون‌های چندظرفیتی موجود در آب دریای تبخیرشده ممکن است باتوجه به منشأ آب و پدیده‌های ثانویه شیمیایی، فیزیکی و زیستی تغییر کند؛ به‌طوری‌که پدیده‌های یادشده باعث افزایش یا کاهش غلظت کاتیون‌ها می‌شوند (Bagheri et al. 2014). یکی از منشأهای اصلی استرانسیم در شورابه‌ها، آزادشدن عنصر استرانسیم موجود در شبکه بلوری کانی آراگونیت است که طی فرایند دیازنز در دمای زیاد و تبدیل آراگونیت به کلسیت وارد شورابه می‌شود (Bagheri et al. 2014). فرایندهای زیستی احیای سولفات باعث کاهش غلظت سولفات در تبخیری‌ها می‌شوند که اثری مشابه دولومیتی‌شدن دارد. غلظت کلسیم در مخزن ممکن است به‌علت سازوکارهایی مانند فیلتر غشایی، آلپیتی‌شدن فلدسپار پلاژیوکلاز و دولومیتی‌شدن کلسیت افزایش یابد؛ درنهایت، آب از کلسیت اشباع می‌شود و این درجه از اشباع، غلظت کلسیم را کنترل می‌کند. آلپیتی‌شدن فلدسپار پلاژیوکلاز باعث افزایش غلظت کلسیم و کاهش سدیم می‌شود (Bagheri et al. 2013; Haotian 2018). غلظت کم منیزیم در آب‌های سازندی در مقایسه با آب دریای تبخیرشده در اثر تشکیل کلریت، دولومیت و انکریت<sup>۱</sup> است. با افزایش درجه‌حرارت و طی تبدیل رس اسمکتیت به ایلیت، مقدار زیادی پتاسیم استفاده می‌شود و کلسیم، سدیم و آهن دوظرفیتی به آب سازندی اضافه می‌شوند (Bagheri et al. 2014). به‌طورکلی، تبادل یونی، دولومیتی‌شدن و فرایند فیلترشدن غشایی عمده فرایندهای مؤثر در تغییر ترکیب شیمیایی آب شور سازندی‌اند.

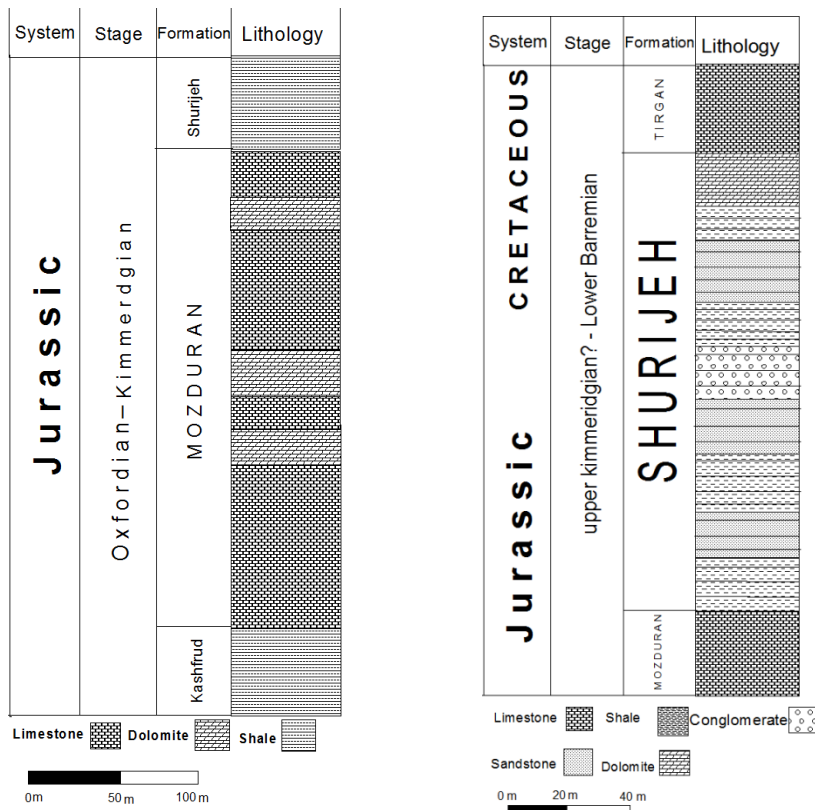
<sup>1</sup> Ankerite

تکتونیکی در این حوضه به شکل سکانس‌های پسروری و پیشروی شناخته شده‌اند (Afshar-Harb 1969). ضخامت زیاد سنگ‌های رسوبی و نبود فعالیت‌های آذرین سبب شده است کپه‌داغ پس از زاگرس، مناسب‌ترین حوضه برای تشکیل و تجمع هیدروکربن باشد. در این حوضه، سنگ‌های رسوبی ژوراسیک-کرتاسه گسترش و ضخامت زیادی دارند و جزو کامل‌ترین و ستبرترین نهشته‌های ایران به شمار می‌آیند (Afshar-Harb 1994). رسوبات ژوراسیک بالایی این حوضه شامل سازندهای مزدوران و شوربجه‌اند. سازندهای مخزنی شوربجه و مزدوران در بخش جنوب و غرب میدان خانگیران برون‌زد دارند (شکل ۱). سازند کربناته مزدوران سنگ مخزن اصلی میدان گازی بزرگ خانگیران و گنبدلی را تشکیل می‌دهد (Afshar-Harb 1994). سازند مزدوران از سنگ‌های کربناتی ضخیم‌لایه و صخره‌ساز تشکیل شده است و لایه‌های مارن و شیل به شکل لایه‌های فرعی در آن دیده می‌شوند (شکل ۲). در شرق منطقه، لایه‌های ضخیم سنگ دولومیت با تخلخل درخور توجه در سازند وجود دارند. در شرقی‌ترین بخش منطقه، در شرق دهکده گنبدلی، در چاه‌های حفرشده در تاقدیسی به همین نام، لایه‌های گچ در بخش‌های فوقانی این سازند دیده می‌شوند. ضخامت سازند در برش الگو به بیش از ۹۰۰ متر می‌رسد. بخش فوقانی سازند مزدوران در این چاه را تناوب لایه‌های سنگ کربناتی و انیدریت تشکیل داده‌اند (Afshar-Harb 1982). سازند شوربجه با سن

کمبریجین پسین - بارمین پیشین به شکل واحد سنگ‌شناختی قرمزرنگ و راهنما، سازندهای کربناته و صخره‌ساز مزدوران و تیرگان را از هم جدا می‌کند. این رسوبات آواری - تبخیری در اثر عملکرد فاز زمین‌ساختی سیمین پسین در اواخر ژوراسیک پسین - اوایل کرتاسه پیشین در محیط‌های رودخانه‌ای، سبخایی، دلتایی، مردابی و دشت ساحلی، در بخش وسیعی از حوضه کپه‌داغ نهشته شده‌اند (Afshar-Harb 1994; Najafi and Kohsorkhi 1994; Harami and Brenner 1990; Harami et al. 2009). این سازند از شیل، رس، سنگ‌های قهوه‌ای مایل به قرمز، ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای مایل به خاکستری، کنگلومرا، گچ و به‌طور محلی از رسوبات کربناته تشکیل شده است. سازند شوربجه در برش الگو ۹۸۰ متر ستبراً دارد (Afshar-Harb 1994) (شکل ۲)؛ درحالی‌که به سمت نواحی مرکزی و غربی حوضه، تغییرات رخساره تنوعی از سیستم‌های رودخانه‌ای ماندری، دریاچه‌های شور، دلتایی، دشت ساحلی و دریایی را برای رسوبات این سازند پیشنهاد می‌کنند (Harami and Brenner 1990; Harami et al. 2009). برش الگوی سازند شوربجه در نزدیکی دره خور قرار دارد (Afshar-Harb 1982) و این سازند در برش روستای آبگرم با ۶۱۰ متر ضخامت، در ۷۵ کیلومتری شمال‌شرق مشهد و ۲۵ کیلومتری دره خور واقع است؛ این برش از واحدهای ماسه‌سنگی و واحدهای شیلی با میان‌لایه‌های کربناته تشکیل شده است.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از برگه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سرخس)

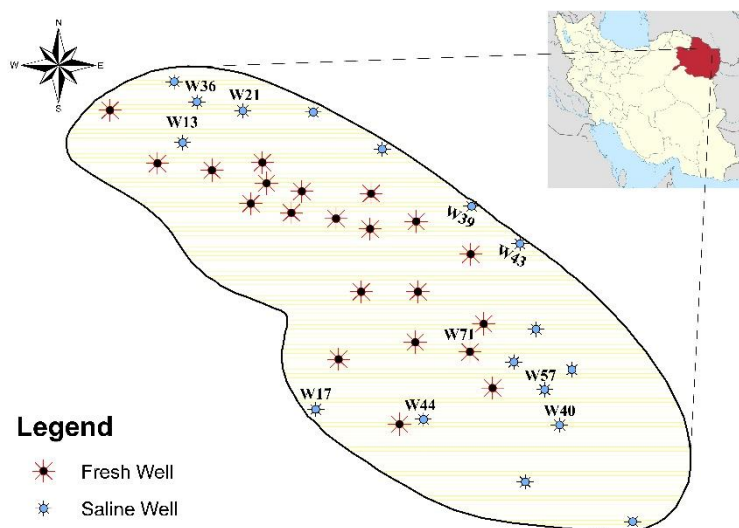


شکل ۲- ستون چینه شناسی سازندهای مزدوران (Afshar-Harb 1994) و شوربجه (Jamali et al. 2014) در منطقه مورد مطالعه

## روش کار و شیوه انجام مطالعه

در مطالعه حاضر به منظور تجزیه و تحلیل‌های مختلف هیدروشیمیایی، دو بار از آب تولیدی ۶ حلقه چاه گاز واقع در مخزن مزدوران نمونه‌گیری شد. چاه‌های گاز بر اساس مقدار شوری آب تولیدی آنها به سه گروه مجزا و به ترتیب شیرین با شوری کمتر از ۱۰۰۰، نیمه‌شور با شوری بین ۱۰۰۰ تا ۴۰۰۰ و شور با شوری بیشتر از ۴۰۰۰ میکروموس برسانتی‌متر گروه‌بندی شدند. چاه‌های شماره ۴۰، ۴۳، ۴۴ و ۵۷ آب تولیدی شور، چاه شماره ۲۱ آب نیمه‌شور و چاه شماره ۷۱ آب شیرین داشتند. شورابه زیر مخزن مزدوران تحت فشار و در عمق بیش از ۳ کیلومتر قرار دارد و می‌تواند رفتار سفره تحت فشار را داشته باشد؛ به طوری که با برداشت گاز، مقدار فشار مخزن به علت جریان شورابه به سمت بالا چندان کاهش نمی‌یابد. به منظور مقایسه و بررسی تکامل ژئوشیمیایی

آب‌های تولیدی از چاه‌های گاز شماره ۱۷ و ۱۳ استفاده شد که به عنوان چاه مشاهده‌ای تا آبران (شورابه) سفره تحت فشار زیر مخزن شورابه (واقع در بالای مخزن مزدوران) حفاری شده‌اند و با راندن نمونه‌گیر به درون چاه تا عمق حدود ۳ کیلومتر، نمونه درون‌چاهی از آب سازندی شور (شورابه زیر مخزن شورابه) واقع در بالای مخزن مزدوران) گرفته شد؛ موقعیت چاه‌ها در شکل ۳ نشان داده شده است. مقادیر اسیدیته و دما هنگام نمونه‌برداری، غلظت یون‌های اصلی به روش تیتراسیون، غلظت یون‌های فرعی با دستگاه کروماتوگرافی یونی (IC) و مقدار TDS به روش تبخیر در آزمایشگاه آب و زیست محیط دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شد. نتایج مطالعه حاضر برای تفسیر دقیق‌تر با سایر مطالعه‌های انجام شده در ایران و جهان مقایسه شدند.



شکل ۳- موقعیت چاه‌های گاز تولیدی در مخزن مزدوران؛ چاه‌های شماره‌دار محل‌های نمونه‌برداری‌اند

## بحث و تحلیل یافته‌های پژوهش

ابتدا به بررسی ویژگی‌های هیدروشیمیایی نمونه‌ها از نظر تیپ آب و رخساره‌های شیمیایی غالب پرداخته می‌شود و در

ادامه، در زمینه تکامل ژئوشیمیایی آب شور تولیدی و همچنین آب شور سازندی زیر مخزن مزدوران (آبران) بحث می‌شود. نتایج تجزیه و تحلیل هیدروشیمیایی و فلزات کمیاب



در جدول ۱ ارائه شده‌اند. آب دریای قدیمی تبخیر شده منشأ اولیه آب شور سازندی زیر مخزن گازی مزدوران (آبران) و آب‌های تولیدی چاه‌های گازی است. TDS آبران ۱۶۲۰۰۰ میلی‌گرم‌درلیتر اندازه‌گیری شد و تیپ غالب کلروره سدیک کلسیک را داشت. آب‌های تولیدی گرفته شده از نظر مقدار شوری از شیرین تا شورابه تقسیم‌بندی شدند؛ به طوری که

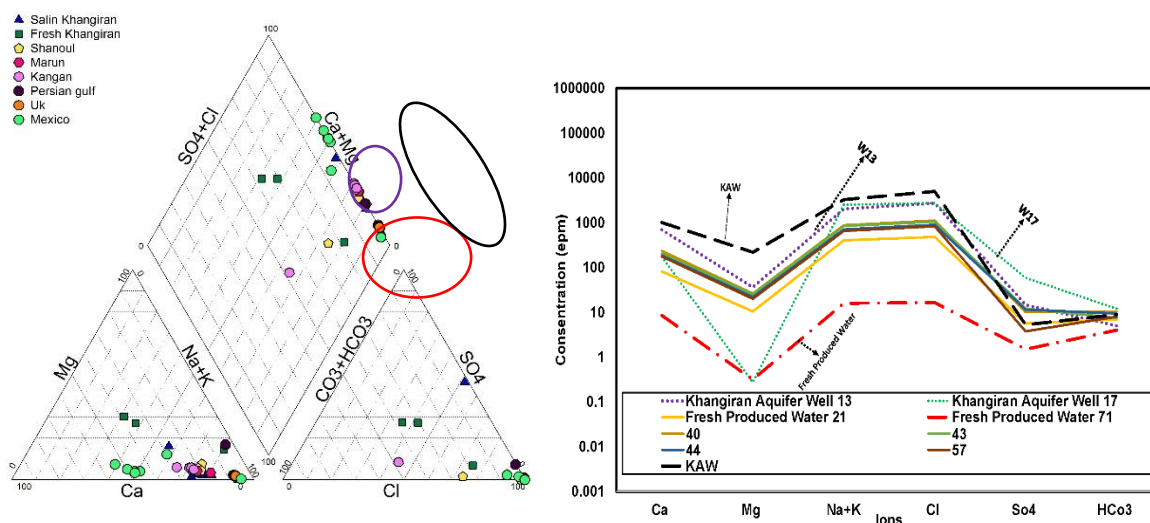
برخی از آب‌های تولیدی چاه‌های گازی سازند مزدوران شیرین با شوری حدود ۱۰۰۰ میلی‌گرم‌درلیتر بودند و شوری در چاه‌های شور حدود ۱۰۰۰۰۰ میلی‌گرم‌درلیتر بود. نمودار پایپر برای دسته‌بندی نمونه‌ها، تعیین تیپ و رخساره و مسیرهای تکامل ژئوشیمیایی استفاده شد (Hounslow 1995; Arvidson 2006).

جدول ۱- نتایج تجزیه و تحلیل هیدروشیمیایی و فلزات کمیاب در آب‌های تولیدی چاه‌های گازی مزدوران (واحد بر اساس میلی‌گرم‌درلیتر)

Well	TDS	pH	Na	Cl	K	Mg	Ca	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	I	Sr	Br	Mn	Rb	Li	B
W13	160358	6.5	45502	96772	2215	435	13951	305	708	12.66	663.21	379.63	16.05	3.27	47.87	110.91
W17	162674	6.4	57650	97176	780	3	3486	732	2835	13.81	117.31	126.11	0.27	1.31	16.61	42.10
W21	29089	5.8	9030	17145	429	126	1629	427	270	4.39	79.41	83.01	1.08	0.871	13.67	41.85
W40	66471	6.4	19600	39656	1041	315	4679	640	485	12.31	246.91	204.21	0.15	2.22	31.51	91.16
W43	62901	7.1	18801	37620	1019	306	4054	457	581	11.11	211.21	196.91	0.15	2.09	31.81	89.28
W44	53509	6.5	15855	31854	821	263	3695	573	554	10.37	193.94	165.60	0.16	1.73	24.61	70.62
W57	49452	6.6	14614	29579	781	241	3519	488	180	9.76	189.48	153.41	0.15	1.69	23.85	69.89
W71	1904	7.1	350	585	28	4	170	244	72	-	0.81	-	0.31	0.05	0.21	-

در مطالعه حاضر، نتایج تجزیه و تحلیل هیدروشیمیایی برخی از نمونه‌های مخزن گازی کنگان (KAW)، مارون و شانول به علت شرایط یکسان محیط تشکیل در ایران و همچنین مخازن موجود در مکزیک و انگلستان (UK) برای مقایسه آب تولیدی این میدان‌ها استفاده شدند (شکل ۴). در شکل ۴، نمونه آب‌های شور تولیدی در بخش راست لوزی و در منطقه آب‌های شور قرار گرفته‌اند (بیضی سیاه)؛ به طوری که یون کلر آنیون غالب و یون سدیم کاتیون غالب در نمونه‌هاست و تیپ غالب آب در این نمونه، کلروره سدیک است. گفتنی است کلسیم یون غالب بعدیست که تیپ آب را به کلروره سدیک کلسیک متمایل می‌کند (شکل ۴)؛

این تیپ مشخصه شورابه‌های نفتی است (Brikle et al. 2008). مقدار سولفات و بی‌کربنات در این مخزن ناچیز است. از آنجاکه بخارهای میعان شده (آب‌های شیرین) مواد محلول ندارند، حتی اختلاط بسیار کم آب شور با این آب‌ها می‌تواند غالب شود و تیپ آب را نزدیک به شور نشان دهد. نمودار شولر برای مقایسه بین نمونه‌ها، تعیین منشأ اولیه، طبقه‌بندی و تعیین غلظت یون غالب استفاده شد. تقریباً تمام نمونه‌های آب شور مخزن مزدوران رفتار و روند یکسانی داشتند که منشأ یکسان آنها را نشان می‌دهد و با روند تغییرات یون‌های شورابه زیر مخزن کنگان (KAW) مشابه است (شکل ۴)؛ کلر، سدیم و کلسیم یون‌های غالب در این آب‌ها هستند.



شکل ۴- نمودار شولر (سمت راست) و نمودار پایپر (سمت چپ) نمونه آب‌های تولیدی مخزن مزدوران؛ نمونه‌های شور و نیمه‌شور (بیضی قرمز) و شیرین (بیضی بنفش) مخزن کنگان و شانول رفتاری مشابه با میدان خانگیران را نشان می‌دهند.

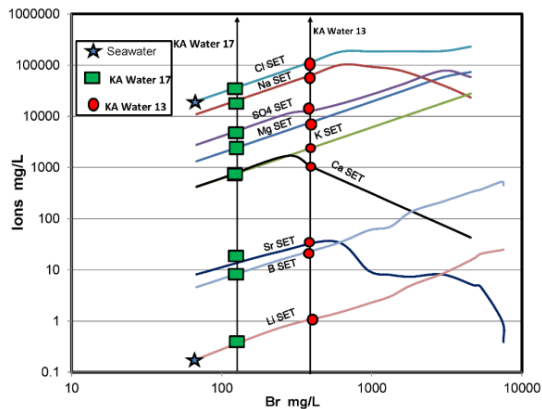
استفاده می‌شود (Sanders 1991):

$$Br-NCR = (X_b / Br_b) / (X_{sw} / Br_{sw}) \quad (1)$$

در این رابطه،  $X_b$  غلظت یون مدنظر در نمونه،  $Br_b$  مقدار غلظت یون برم در نمونه،  $X_{sw}$  غلظت یون مدنظر در آب دریا و  $Br_{sw}$  مقدار غلظت یون برم در آب دریا بر حسب میلی‌گرم در لیتر است. اساس رابطه یادشده بر اینست که برم عنصری پایستار است که وارد واکنش‌ها و تبادل کاتیونی نمی‌شود و رسوب نمی‌کند؛ این عنصر از طریق تبخیر آب دریا تغلیظ می‌شود. مقادیر نسبت غلظت نرمال‌شده عنصر برم نسبت به آب دریای قدیمی تبخیرشده برای یون‌های مختلف در نمونه آب‌های تولیدی چاه‌های شور و دو نمونه گرفته‌شده از آبران میدان خانگیران به شکل نمودار میله‌ای ترسیم شد (شکل ۵). اگر غلظت یک عنصر در آب دریا و شورابه‌های نفتی تغییر نکرده باشد و یا علت تغییر آن تبخیر باشد، نسبت  $Br-NCR$  با یک برابر می‌شود؛ ولی اگر نسبت  $Br-NCR$  بیشتر از یک باشد، وجود فرایندهای غیر از تبخیر را نشان می‌دهد که باعث افزایش غلظت عنصر شده‌اند و اگر کمتر از یک باشد، کاهش غلظت آن عنصر را نشان می‌دهد. عناصر استرانسیم، ید، لیتیم، کلسیم و روییدیم نمونه‌ها بیشتر و منیزیم

آب دریای تبخیرشده منشأ اولیه شورابه‌های مخزن مزدوران تشخیص داده شده است (Miri et al. 2017). یون‌های پایستار به منظور تشخیص ترکیب اولیه منشأ و فرایندهای احتمالی تغییر ترکیب شیمیایی شورابه‌ها استفاده می‌شوند؛ عناصر لیتیم و برم طی زمان کمتری نسبت به عناصر دیگر وارد واکنش‌های شیمیایی می‌شوند و غلظت آنها طی تبخیر دریا کمتر تغییر می‌کند (Bagheri et al. 2013, 2014). برم یون پایستاریست که به آسانی از محلول حذف نمی‌شود و به علت داشتن شعاع یونی بزرگ وارد واکنش‌های شیمیایی نمی‌شود؛ از این رو، در بررسی تکامل ژئوشیمیایی استفاده می‌شود. این عنصر بیشتر از سایر یون‌ها ویژگی منشأ اولیه خود را حفظ می‌کند (Birkle et al. 2009). غلظت یون برم در دو نمونه آبران منطقه مورد مطالعه به شکل خطوط عمودی در شکل ۴ ترسیم شده است. اگر ترکیب شیمیایی آب شور سازندی در طول زمان تغییر نکرده باشد، غلظت یون‌های موجود در نمونه‌ها باید با آب دریای تبخیرشده برابر باشد. به منظور بررسی تغییرات مقدار ترکیب شیمیایی آب شور سازندی مخزن مزدوران نسبت به آب دریای تبخیرشده اولیه طی زمان از نسبت غلظت نرمال‌شده عنصر برم  $Br-NCR$  در رابطه ۱

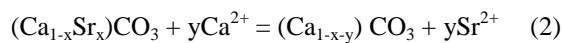
چندظرفیتی به منشأ آب و پدیده‌های شیمیایی، فیزیکی و زیستی بستگی دارد و این پدیده‌ها باعث افزایش یا کاهش غلظت کاتیون‌ها می‌شوند.



شکل ۵-ب. غلظت یون‌های نرمال‌شده موجود در شورابه مخزن گازی مزدوران

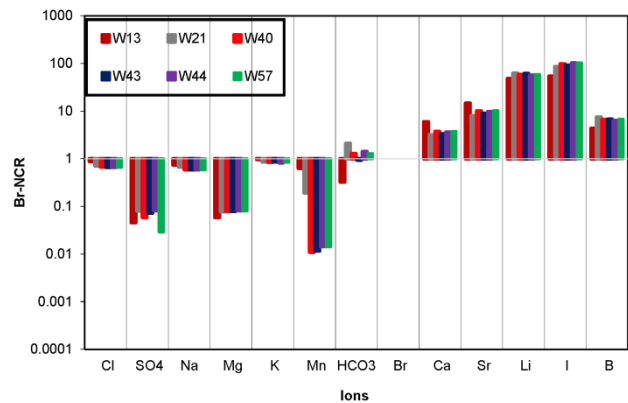
اولیه خود افزایش یافته است که علت آن را می‌توان تبدیل آراگونیت به کلسیت و یا انحلال کانی‌های سلسیتین و یا استرونیسیانیت دانست؛ این کانی‌ها در اوایل تبخیر آب دریا تشکیل می‌شوند و با انحلال آنها، استرانسیم موجود در شبکه بلوری آزاد می‌شود (Parkhurst and Appello 2013)؛ مقدار استرانسیم در آراگونیت بیشتر از غلظت این عنصر در کانی کلسیت است. در اثر دیاژنز کربنات‌ها و تبدیل آراگونیت به کلسیت، استرانسیم موجود در شبکه بلوری آراگونیت آزاد و باعث غنی شدن شورابه از استرانسیم می‌شود (Kharaka and Hanor 2004)؛

McIntosh et al. 2004)



مقدار غلظت یون ید نسبت به منشأ اولیه خود در منطقه مورد مطالعه افزایش یافته است و این در تمام آب‌های سازندی صادق است (Warden 1996). منشأهای اندکی مانند مواد آلی سنگ‌های رسی و هیدروکربن‌ها

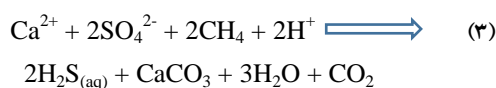
و سولفات و تا حدودی سدیم کمتر از مقدار منشأ اولیه خود بود و هر عنصر مقادیر متفاوتی از افزایش و یا کاهش را در نمونه‌های مختلف نشان داد که می‌توان علت آن را تفاوت شوری نمونه‌ها دانست. غلظت کاتیون‌ها به‌ویژه کاتیون‌های



شکل ۵-الف. روند غلظت یون‌های مختلف طی تبخیر آب دریا

یون لیتیم به‌طور معمول در تمام شورابه‌های نفتی-گازی غلظت زیادی دارد و در اثر افزایش حرارت و گذشت زمان در مخزن عمیق و طی تبادل کاتیونی با پتاسیم، سدیم و منیزیم در رس‌ها و کانی‌های سیلیکاته آزاد می‌شود. غلظت لیتیم در رسوبات مختلف از حدود ۱ میلی‌گرم در سازندهای کربناته تا حدود ۱۰۰ میلی‌گرم در رس‌های پلاژیک متغیر است. این عنصر حلالیت زیادی دارد و با افزایش حرارت، غلظت آن بیشتر و غلظت منیزیم کمتر می‌شود؛ از این رو، نسبت لیتیم به منیزیم (Li/Mg) به‌عنوان ژئوترمومتر شیمیایی در مطالعه‌ها استفاده می‌شود (White 1957; Chan et al. 2002; Birkle et al. 2009; Marion et al 2009). منشأ لیتیم اضافه‌شده در شورابه مخزن گاز مورد مطالعه ممکن است وجود بین‌لایه‌های رسی درون سازند کربناته مزدوران باشد. غلظت استرانسیم در نمونه‌های آب شور سازندی نسبت به منشأ

سولفات نسبت به آب دریای تبخیرشده قدیمی (منشأ اولیه) را نشان می‌دهد (شکل ۵). احتمالاً فرایند احیای سولفات توسط باکتری‌های کاهنده و تبدیل به گاز سولفید هیدروژن ( $H_2S$ ) در عمق حدود ۳ کیلومتری و دمای بیش از ۸۰ درجه سانتی‌گراد در حضور متان در مخزن مزدوران رخ داده است. این باکتری‌ها اکسیژن لازم را از بنیان‌های یون سولفات ( $SO_4$ ) تأمین و گوگرد آزاد می‌کنند.



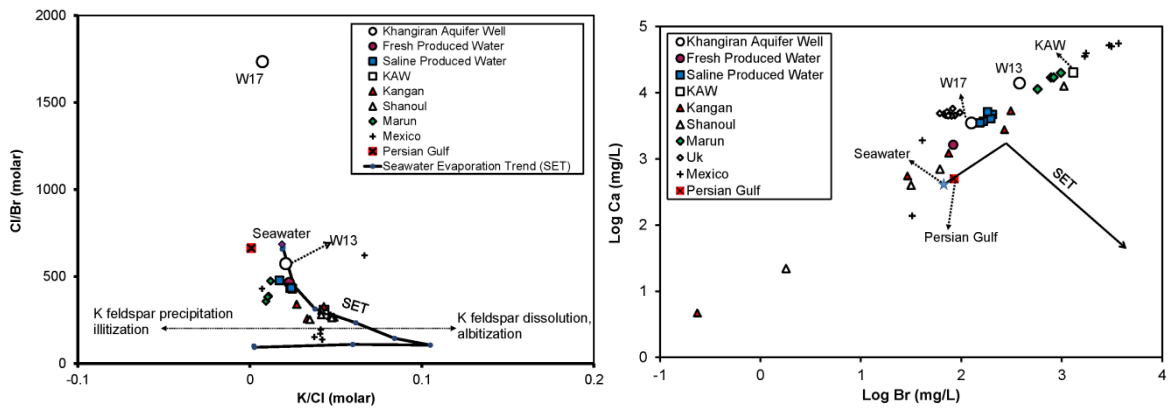
دولومیتی‌شدن آراگونیت و کلسیت به وسیله شورابه‌های غنی از منیزیم باعث آزادشدن کلسیم می‌شود؛ این کلسیم با سولفات ترکیب می‌شود و رسوب ژیبس یا انیدریت بیشتری را تشکیل می‌دهد و باعث کاهش سولفات می‌شود (Butler 1970; Shouakar-Stash, 2008; Gultekin et al. 2011). بین‌لایه‌های تبخیری در مخزن مزدوران وجود دارند. به‌طور کلی طی واکنش‌های آب و گاز، مقدار ید و منگنز افزایش و سولفات آب کاهش می‌یابد.

مقدار Br-NCR برای یون کلسیم در نمونه‌های آب سازندی مخزن مزدوران بیش از حدود ۵ میلی‌گرم در لیتر و برای منیزیم کمتر از حدود ۰/۱ میلی‌گرم در لیتر است. این شاخص (شکل ۵) و همچنین رابطه تبخیر آب دریا (شکل ۶)، افزایش بسیار زیاد کلسیم و کاهش منیزیم نسبت به آب دریای تبخیرشده قدیمی (منشأ اولیه) را نشان می‌دهد؛ بنابراین، افزایش غلظت کلسیم تنها با فرایند تبخیر آب دریا توجیه نمی‌شود. همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، کلسیم تا زمان اشباع کلسیت در

باعث افزایش غلظت ید می‌شوند. به احتمال زیاد، عنصر ید در دماهای زیاد درون مخزن مزدوران و طی فروپاشی مواد آلی افزایش یافته است. مقدار پتاسیم اندکی نسبت به منشأ اولیه خود کاهش یافته است. تعادل فلدسپارها نشان می‌دهد مقدار پتاسیم تا زمانی که دما بسیار زیاد است، نمی‌تواند زیاد بماند و در تشکیل ایلیت مصرف می‌شود (Richter and Kreitler 1993). معمولاً غلظت پتاسیم در شورابه نفتی نسبت به آب دریا کم است و علت آن، تشکیل ایلیت و پتاسیم فلدسپارهاست. به‌طور کلی، ایلیتی‌شدن اسمکتیت و کائولینیت و واکنش کانی رسی دارای پتاسیم کم برای تشکیل پتاسیم فلدسپارها باعث کاهش پتاسیم می‌شود؛ این عمل بیشتر در سنگ‌های سیلیکاته مشاهده می‌شود (Vengosh et al. 1999; Boschetti et al. 2011). در شکل ۶ مقادیر نسبت کلر به برم (Cl/Br) در برابر پتاسیم به کلر (K/Cl) ترسیم شده است؛ روند رسوب و انحلال پتاسیم فلدسپارها، ایلیتی‌شدن و ایلیتی‌شدن نیز در این نمودار مشخص شده است. همان‌طور که در این نمودار مشاهده می‌شود مقدار پتاسیم نسبت به آب دریا بسیار کم تغییر کرده است. فرارگیری نمونه‌ها روی خط استاندارد تبخیر آب دریا<sup>۱</sup> (SET) نیز انجام‌نشدن واکنش بین آب و سنگ را نشان می‌دهد. در مخزن کنگان و شانول نیز روند یادشده صادق است؛ اما شورابه مخزن مارون کاهش پتاسیم بیشتری نسبت به این دو مخزن نشان می‌دهد که می‌تواند نشان‌دهنده رسوب پتاسیم فلدسپار و ایلیتی‌شدن باشد. مخزن مکزیك نیز رفتاری مشابه با مخزن مارون در ایران دارد. مقدار Br-NCR برای یون سولفات در نمونه‌های آب سازندی مخزن مزدوران کمتر از ۰/۱ است که کاهش بسیار زیاد

<sup>1</sup> Seawater evaporation trend- SET

آب دریا تغلیظ و پس از رسیدن آب به درجه اشباع، غلظت آن به علت تشکیل کلسیت و ژپس کم می شود.



شکل ۶ - رابطه‌ی نمایی غلظت کلسیم در برابر برم (سمت راست) و نسبت کلر به برم در برابر پتاسیم به کلر (سمت چپ)

آب دریای قدیمی تبخیرشده)،  $Ca_{meas}$  غلظت کلسیم موجود در نمونه،  $Ca_{sw}$  غلظت کلسیم آب دریا،  $Cl_{sw}$  غلظت کلر آب دریا،  $Cl_{meas}$  غلظت کلر نمونه،  $Na_{deficit}$  مقدار کاهش سدیم نسبت به منشأ اولیه،  $Na_{sw}$  مقدار سدیم در آب دریا،  $Na_{meas}$  غلظت سدیم در نمونه،  $Mg_{deficit}$  مقدار کاهش منیزیم نسبت به منشأ اولیه،  $Mg_{sw}$  غلظت منیزیم در آب دریا و  $Mg_{meas}$  غلظت منیزیم نمونه بر حسب میلی‌اکی‌والان در لیتر است.

مقدار کلسیم اضافی و کمبود سدیم و منیزیم نسبت به آب دریا طبق روابط یادشده محاسبه و در شکل ۷ نشان داده شده است. در نمودار، خط BFL نشان داده شده است که نشان‌دهنده روند کلی بهترین خط عبوری<sup>۱</sup> از بین حدود ۸۰۰ داده  $Ca_{excess}$  در برابر  $Na_{deficit}$  مربوط به سیالات با شوری ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر در محیط‌های قاره‌ای عمیق است؛ این خط نشان‌دهنده آلیتی شدن آب دریای اولیه است. خط مربوط به مسیر انحلال هالیت، ژپس، رسوب ژپس، فرایند

قرارگرفتن نمونه‌ها بالاتر از خط استاندارد تبخیر آب دریا (SET) نشان‌دهنده وجود کلسیم بیش از حد انتظار در نمونه‌هاست و علت این امر ممکن است واکنش‌های آب و سنگ مانند آلیتی شدن فلدسپار پلاژیوکلاز و یا دولومیتی شدن کلسیت باشد (Sanders 1991; Hanor 1987; Ford 2007) که باتوجه به وجود سازندهای دولومیتی و مارنی در مخزن گازی توجیه می‌شود. نمونه‌های مربوط به مخازن گازی مارون، کنگان (KAW)، شانول، مکزیک و انگلستان (UK) هم رفتاری تقریباً مشابه مخزن مزدوران نشان می‌دهند. به منظور مشخص کردن نوع واکنش آب و سنگ از رابطه بین مقدار کلسیم اضافی و کمبود سدیم و منیزیم نسبت به آب دریا طبق روابط زیر استفاده می‌شود (Davisson and Criss 1996; Bagheri et al. 2014; Haotian et al. 2018).

$$Ca_{excess} = [Ca_{meas} - ((Ca/Cl)_{sw} \times Cl_{meas})] \times (2/40.08) \quad (4)$$

$$Na_{deficit} = [((Na/Cl)_{sw} \times Cl_{meas}) - Na_{meas}] \times (1/22.99) \quad (5)$$

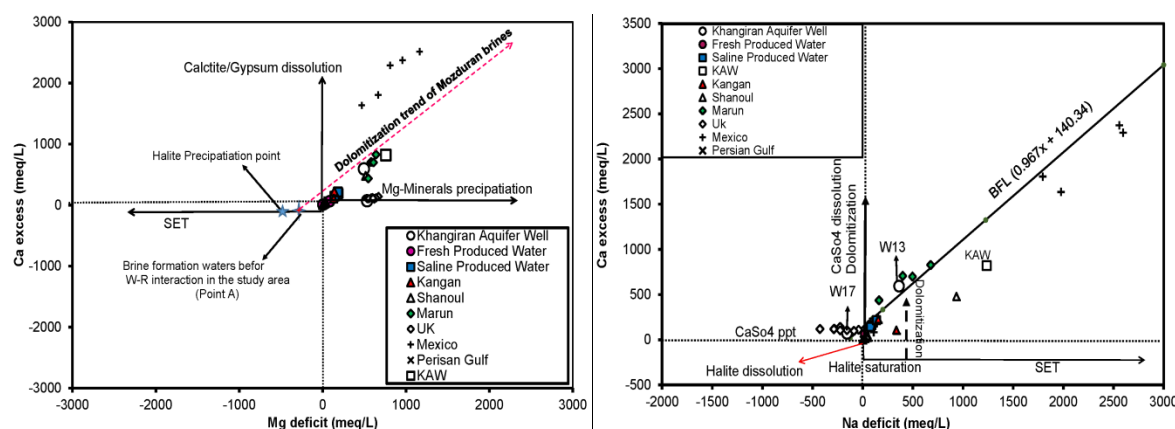
$$Mg_{deficit} = [(Mg/Cl)_{sw} \times Cl_{meas} - Mg_{meas}] \times (2/24.3) \quad (6)$$

$Ca_{excess}$  مقدار کلسیم اضافی نسبت به منشأ اولیه

<sup>1</sup> Best Fitted Line

قرارگیری نمونه‌های مخزن مزدوران بالای خط استاندارد تبخیر آب دریا و بالای خط BFL نشانه منشأ دریای تبخیر شده است که طی گذشت زمان، عمل دولومیتی شدن نیز در آن اتفاق افتاده و مقدار کلسیم بیشتر از روند تبخیر شده است.

دولومیتی شدن و روند تبخیر آب دریا (SET) نیز مشخص شده است. غلظت سدیم ممکن است در اثر تبادل کاتیونی با لیتیم و یا کلسیم کاهش یابد (Davisson and Criss 1996). مقدار سدیم و کلسیم طی فرایند تبخیر آب دریای قدیمی کاهش می‌یابد (خط SET در شکل ۷)؛ اما



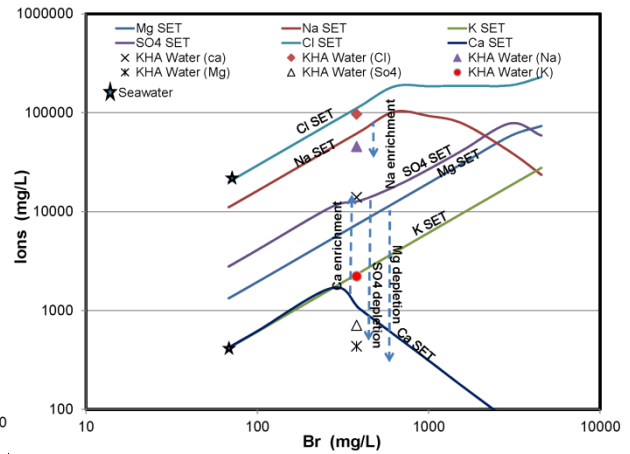
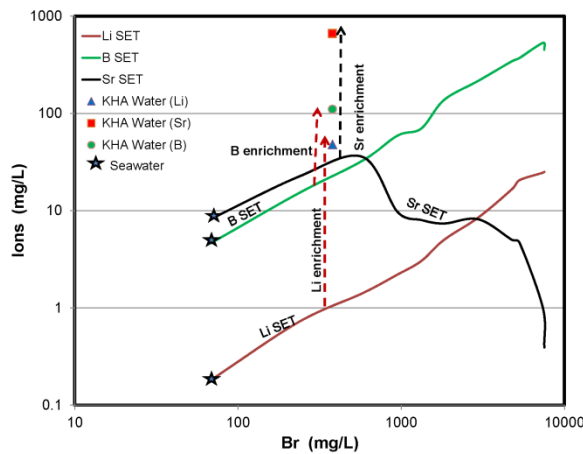
شکل ۷- تغییرات کاهش سدیم نسبت به کلسیم اضافی (سمت چپ) و تغییرات کاهش منیزیم نسبت به کلسیم اضافی (سمت راست)

شده‌اند که نشان‌دهنده کاهش بیشتر غلظت منیزیم به علت رسوب آن در طول زمان پس از فرایند تبخیر است. در این مخزن ممکن است آلیتی شدن رخ داده و باعث کاهش سدیم شده باشد؛ اما عامل اصلی در این منطقه نیست؛ در نتیجه، آب دریای قدیمی که منشأ شورابه مخزن گازی مزدوران است، در طول زمان تبخیر شده و غلظت عناصر در آن تغییر کرده است؛ واکنش‌های دیاژنتیک ثانویه مانند دولومیتی شدن و واکنش‌های آب و گاز نیز در تغییر غلظت عناصر مؤثر بوده‌اند. روند غلظت یون‌های مختلف در برابر برم در آب شور سازندی مخزن‌های مزدوران و شورجه در مقایسه با آب دریای تبخیر شده قدیمی به‌طور خلاصه در شکل ۸ ارائه شده است. غلظت عناصر استرانسیم، سدیم، لیتیم، منیزیم و کلسیم تحت تأثیر واکنش آب و سنگ افزایش و غلظت عناصر ید و سولفات از طریق واکنش آب و گاز کاهش

اگر فرایند دولومیتی شدن تنها واکنش غالب در این منطقه باشد، باید مقدار Br-NCR افزایش کلسیم و کاهش منیزیم یکسان باشد؛ اما کاهش بیشتر مقدار منیزیم در آب‌های شور سازندی مخزن مزدوران احتمالاً از رسوب کانی‌های منیزیم‌دار طی فرایند تدفین و دیاژنز به‌شکل‌های مختلف مانند کانی‌های سولفید منیزیم و یا کلرید منیزیم ناشی می‌شود. از رابطه  $Ca_{excess}$  در برابر  $Mg_{deficit}$  برای تفکیک فرایندهای دولومیتی شدن، رسوب یون منیزیم و انحلال کلسیت و ژپس (Bagheri et al. 2014) در منطقه مورد مطالعه استفاده شد. اگر آب شور سازندی منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر فرایندهای ثانویه قرار نگرفته بود، در محل point A در شکل ۷ قرار می‌گرفت؛ اما باتوجه به شکل، داده‌ها در مسیر روند دولومیتی شدن آب شور سازندی اولیه قرار گرفته‌اند. داده‌ها کمی از خط انحراف یافته‌اند و در زیر مسیر پلات

انحلال کانی‌های سولفات، رسوب کربنات‌های حاوی منیزیم زیاد) و یا واکنش‌های بین آب و گاز تغییر کرده است.

یافته است؛ بنابراین در طول زمان، غلظت عناصر در آب دریای اولیه به‌علت تبخیر و واکنش‌های دیاژنتیک ثانویه مانند واکنش‌های بین آب و سنگ (دولومیتی شدن، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز، ایلیتی شدن اسمکتیت، رسوب یا



شکل ۸- روند غلظت یون‌های مختلف در برابر برم در آب شور سازندی مخزن‌های مزدوران و شوریجه در مقایسه با آب دریای تبخیرشده قدیمی

چندانی نکرده و عمدتاً تحت تأثیر فرایند تبخیر آب دریا قرار داشته است؛ بنابراین، غلظت عناصر استرانسیم، سدیم، لیتیم، منیزیم، کلسیم و بور تحت تأثیر واکنش آب و سنگ و غلظت عناصر ید و سولفات به‌واسطه واکنش آب و گاز کاهش یافته است. در طول زمان، غلظت عناصر در آب دریای اولیه به‌علت تبخیر و واکنش‌های دیاژنتیک ثانویه مانند واکنش‌های بین آب و سنگ (دولومیتی شدن، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز، ایلیتی شدن اسمکتیت، رسوب یا انحلال کانی‌های سولفات، رسوب کربنات‌های حاوی منیزیم زیاد) و یا واکنش‌های بین آب و گاز تغییر کرده است. منشأیابی بروز این پدیده به‌منظور ارائه راهکار مناسب برای کم کردن شوری آب تولیدی و پیشگیری از وقوع آن در چاهایی که بالقوه آماده تولید آب و نمک اضافی‌اند (ولی این پدیده در آنها بروز نکرده است)، برای مدیریت بهتر مخزن و افزایش تولید گاز

## نتیجه

آب دریای قدیمی تبخیرشده منشأ اولیه آب شور سازندی زیر مخزن گازی مزدوران (آبران) و آب‌های تولیدی چاه‌های گازی است. TDS آبران ۱۶۲۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر اندازه‌گیری شد و تیپ غالب آن کلروره سدیک کلسیک بود. تکامل شیمیایی آب‌های شور سازندی و آب‌های تولیدی سرچاهی مخزن مزدوران عمدتاً تحت تأثیر فرایندهای تبخیر، واکنش آب و سنگ و واکنش آب و گاز قرار گرفته است. غلظت عناصر شورابه تولیدی ویژگی‌های هیدروشیمیایی منشأ اولیه آب و واکنش‌های دیاژنتیک انجام‌شده از گذشته تا به حال را منعکس می‌کند. غلظت عناصر کلسیم، لیتیم، استرانسیم، ید و بور نسبت به آب دریای تبخیرشده اولیه افزایش یافته و غلظت سولفات، منیزیم و تا حدودی سدیم کمتر شده است؛ در حالی که غلظت پتاسیم، بی‌کربنات و کلر تغییر

- Bagheri R. Nadri A. Raeisi E. Shariati A. Mirbagheri M. and Bahadori F. 2014. Chemical evolution of gas-capped deep aquifer, Southwest of Iran. *Environmental Earth Sciences*, 71(7):3171-3180.
- Birkle P. Aragon J.R. Portugal E. Aguilar J.F. 2002. Evolution and origin of deep reservoir water at the active luna oil field, Gulf of Mexico, Mexico. *AAPG bulletin*, 86(3):457-484.
- Birkle P. Garcia B.M. and Pardon C.M.M. 2009. Origin and evolution of formation water at jujo-Tecominoacan oil reservoir, Gulf of Mexico. Part 1: Chemical evolution and water-rock interaction. *Applied Geochemistry*, 24(4):543-554.
- Carpenter A.B. 1987. Origin and Chemical evolution of brines in sedimentary basins. In SPE annual Fall Technical Conference and Exhibition. Society of Petroleum Engineers.
- Carpenter A.B. Trout M.L. and Pickett E.E. 1974. Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead and zonc rich oil field brines in central Mississippi. *Economic Geology*, 69(8): 1191-1206.
- Chan L.H. Starinsky. A. and Katz A. 2002. The behavior of lithium and its isotopes in oilfield brines: evidence from the Heletz-Kokhav Field, Israel. *Geochim Cosmochim Acta*, 66: 615-623.
- Clayton R.N. Friedmann I. Graf D.L. Mayeda T.K. Meents W.F. and Shimp N.F. 1966. The origin of saline formation waters. *Journal of Geophysical Research*. 71, 3869- 3882.
- Collins A.G 1975. *Geochemistry of oil-field waters*. Elsevier, NewYork.
- Gultekin F. Hatipoglu E. and Ersoy A. F. 2011. Hydrogeochemistry, environmental isotopes and the origin of the Hamamayagi-Ladik thermal spring (Samsun, Turkey). *Enviromental Earth Sciences*, 62(7), 1351-1360.
- Eggenkamp H.G.M. 1994. d37Cl: The Geochemistry of chlorine isotopes. Ph. D. thesis, Utrecht University, Utrecht.
- Hounslow A. 1995. *Water Quality Data: Analysis and Interpretation*. CRC Press, Boca Raton.
- Hanor J.S. 1987. Origin and Migration of Subsurface Sedimentary Basins. Short Course 21. (SEPM) Society for Sedimentary Geology, Tulsa, OK.
- Hanor J.S. 2004. The role of salt dissolution in the geologic, hydrologic, and diagenetic evolution of the northern Gulf Coast sedimentary basin. In: Post PJ (Ed.) *Salt-sediment interactions and hydrocarbon prospectivity: concepts and case studies for the 21st century*. 24th Annual Gulf Coast section SEPM foundation research conference, pp 464-501.
- Haotian Yu. Teng Ma. Yao Du. Liuzhu Chen. 2018. Genesis of formation water in the northern sedimentary basin of south china sea Clues from

امری ضروریست. نتایج پژوهش حاضر می‌تواند برای سایر مطالعه‌ها در دنیا استفاده شوند و باتوجه‌به جدید بودن این مطالعه‌ها در ایران، انجام سیستماتیک این گونه مطالعه‌ها برای سایر مخازن گازی و نفتی پیشنهاد می‌شود تا بتوان به نتایجی در زمینه تاریخچه رسوب‌گذاری و تحولات ثانویه در مخزن پی برد.

### سپاسگزاری

از شرکت بهره‌برداری نفت و گاز شرق مشهد برای دراختیار گذاشتن اطلاعات اولیه و مساعدت در نمونه‌برداری و همچنین از دانشگاه صنعتی شاهرود برای دراختیار گذاشتن امکانات لازم طی پژوهش حاضر سپاسگزاری می‌شود.

### References

- Afshar-Harb A. 1969. A brief history of geological exploration and geology of Sarakhs area and Khangiran gas field (in Persian). *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 37: 86-96.
- Afshar-Harb A. 1982. Geological Map of Dareh-Gaz, 1:250000 scale. Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.
- Afshar-Harb, A. 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, Northern Iran, Unpublished PhD thesis, Imperial College of Science and Technology, London. 316 p.
- Afshar-Harb A. 1994. Geology of iran, Geology of the Kopet Dagh: Geological Survey of Iran, 275 p.
- M. 1991. Tectonic Map of the Middle East. Geological Survey of Iran.
- Bagheri R. 1994. The New Challenge in National Oil Company: Salinity of Produced Waters. 1<sup>st</sup> National Conference on Petroleum Geomechanics. Theran.
- Bagheri R. Nadri A. and Raeisi E. 2013. Origin of brine in the Kangan gasfield: isotopic and hydrogeochemical approaches. *Environ Earth Sci*, 92:89-116.
- Bagheri R. Nadri A. and Raeisi E. 2013. Hydrochemical and isotopic ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{37}\text{Cl}$  and  $\delta^{81}\text{Br}$ ) evidence for the origin of saline formation water in a gas reservoir. *Chemical Geology*, 384: 62-75.



- (Albion Sandstone) Eastern Ohio (1). AAPG Bulletin, 75(10):1593-1608.
- Shouakar-Stash O. 2008. Evaluation of stable chlorine and bromine isotopes in sedimentary formation fluids (Ph.D.Thesis).
- Vengosh A. Spivack A.J. Artzi Y. and Ayalon A. 1999. Geochemical and boron, strontium, and oxygen isotopic constraints on the origin of the salinity in groundwater from the Mediterranean coast of Israel. Water Resources Research, 35(6):1877-1894.
- White D.E. 1957. Magmatic, connate, and metamorphic waters. Geological Society of America Bulletin, 68 (12):1659-1682.
- White DE. 1965. Saline waters of sedimentary rocks. In: Young A, Galley GE (Eds.) Fluids in subsurface environments. AAPG Memoir, 4:342-366.
- Worden R. Manning D.A.S. and Bottrell S.H. 2005. Multiple generations of high salinity formation water in the Triassic Sherwood Sandstone: Wytch Farm oilfield, onshore UK. Applied Geochemistry, 455-475.
- Zherebtsova IK. and Volkova NN. 1966. Experimental study of behavior of trace elements in the process of natural solar evaporation of Black Sea water and Sasyk-Sivash brine. Geochem Int, 3:656-670.
- hydrochemistry and stable isotopes (D,18O,37Cl and 81 Br). Journal of Geochemical Exploration.
- Jamali A. Sadeghi A. and Adabi M. 2015. Stratigraphy and sedimentary environments of Shurijeh Formation in the Baghak, Mozurdan and Khangiran Well Sections, East of Kopet Dagh basin. Iranian Journal of Geology, 93-119.
- Kharaka Y.K, Hanor J.S. 2004. Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins. In: Drever JI (Ed.) Treatise in Geochemistry, vol 5 Holland HD, Turekian KK (Eds.), Elsevier, New York, pp 499-540.
- McIntosh JC. Walter LM. And Martini A.M. 2004. Extensive microbial modification of formation water geochemistry: case study from a Midcontinent sedimentary basin, United States. Geol Soc Am Bull, 116:743-759
- Miri M. Bagheri R. and Kheybari F. 2017. Confined brine aquifer below the gas reservoirs, the main agent of destruction of shallow aquifers. 7<sup>nd</sup> Conference Water resource management of Iran. Yazd.
- Miri M. Bagheri R. and Kheybari F. 2017. Enhancing volume and salinity of production water in oil and gas wells, Case study: Mozduran gas reservoir, Iranian Journal of Oil Geology (accepted).
- Miri M. Bagheri R. Taheri A. Kheybari F. and Akhlaqi M. 2017. Origin of connate water in deep confined aquifer of Mozduran reservoir, NE of Iran. 36<sup>nig</sup> conference and 3<sup>th</sup> congress International geology Science, Tehran.
- Mirnejad H. Sisakht V. Mohammadzadeh H. Amini A.H. Rostron B.J. Haghparast G. 2011. Major, minor element chemistry and oxygen and hydrogen isotopic compositions of Marun oil-field brines, SW Iran: source history and economic potential. Geol. J. 46:1-9.
- Ozler, HK. 2010. Carbonate weathering and connate seawaterinfluencing karst groundwaters in the Gevas-Gurpınar-Gu`zelsu basins, Turkey. Environ Earth, Sci 61:323-3.
- Rahro M. Bagheri R. and Mirbagheri M. 2016. Chemical evolution of saline water produced from Shanoul gas reservoir in south of Iran. 2<sup>nd</sup> National Conference on Petroleum Geomechanics, Tehran.
- Rahro M. Bagheri R. and Mirbagheri M. 2016. The origin of the produced saline water from Shanoul gas reservoir in south of Iran using hydrochemical and isotopic approaches. 2<sup>nd</sup> National Conference on Petroleum Geomechanics, Tehran.
- Rittenhouse G. 1967. Bromine in oil-filed waters and its use in determining possibilities of origin of these waters. AAPG Bulletin 51 (12), 2430-2440.
- Sanders L.L. 1991. Geochemistry of formation waters from the lower Silurian Clinton Formation

