

## **Delineating the source and mechanism of groundwater salinization in a semi-arid region of southeastern Iran using geophysical and hydrochemical approaches**

Mohammad Faryabi<sup>1</sup> \*

<sup>1</sup> Assistant Professor, Department of Ecological Engineering, College of Natural Resources, University of Jiroft, Jiroft, Iran

### **Abstract**

#### **Introduction**

Groundwater salinization is a major environmental problem, especially in arid and semi-arid regions of the world. Different natural processes and anthropogenic activities can cause groundwater salinity. Factors such as rainfall, evaporation, groundwater pumping, agricultural and industrial activities, and artificial recharge of aquifers can affect the salinity of groundwater. One of the important factors that cause the salinity of freshwater aquifers is natural saline waters. Natural salinization of groundwater has occurred in many regions of the world. This phenomenon has been introduced as "dryland salinity". As a result of this phenomenon, salts accumulate in soil and water and affect human life and natural ecosystems. Several factors cause the natural salinity of groundwater in semi-arid regions. These factors include locally derived cyclic salts, salts in wind deposits, salts in marine deposits, salt domes, unsaturated zone salts and, salts resulting from rock weathering. Delineating the origin and mechanism of salinity is an important help in preventing the degradation of groundwater quality and optimal management of groundwater resources. In recent years, the phenomenon of salinization of groundwater has been observed in some areas of the Faryab plain in southeast Iran. This study aims to identify the origin and mechanism of groundwater salinity in Faryab plain aquifer.

#### **Materials and Methods**

This paper presents an integrated geophysical and hydrochemical investigation of the saline water intrusion into the Faryab plain. Geophysical studies were conducted by the geoelectrical method and include 55 electric soundings. The results of geoelectric studies have been analyzed using iso-resistivity maps and geoelectrical profiles. Twenty-seven water samples were also collected from abstraction wells to assess the quality of groundwater. These samples have been analyzed to determine the concentration of main cations and anions. The results obtained from the chemical analysis of water samples have also been examined and analyzed using spatial distribution maps of qualitative parameters, bivariate diagrams, and time series of water salinity. The mixing rate of saline and fresh groundwater has also been evaluated using ionic ratios of Na/Cl and Cl/HCO<sub>3</sub>.

#### **Results and Discussion**

The lowest electrical resistance was recorded in the central part of the plain. The specific resistance of the saturated zone decreases towards the center of the plain. Therefore, fresh water and saline water are hydraulically connected. According to the spatial variations of specific resistance, the Faryab plain is divided into two regions: one area with a resistance of more than 50 ohm-m and one region with a resistance of less than 10 ohm-m. The area with low specific resistance (less than 10 ohm-m) is observed in the center of the plain. The most important reasons for the existence of this area are the high groundwater level, the surface saline layers, and the salinity of groundwater. The electrical conductivity of groundwater reaches 64000  $\mu\text{mhos/cm}$  in the center of the Faryab plain. The highest amount of sulfate and chloride ions are also observed in the water samples of this area. According to the Gibbs diagrams, the groundwater has been also influenced by the evaporation process.

**Conclusion**

In this study, the origin and mechanism of groundwater salinity in the Faryab plain in southeast Iran were investigated. Fine-grained sediments have been deposited in the central part of this plain. In the past, the underground water level in this area was a little far from the ground level and caused an evaporation zone of surface and underground water. As a result of water evaporation in the central part, evaporative sediments including chalk and salt sediments were formed and the amount of underground water salts increased.

Based on the results of geoelectrical studies, in the central areas of the plain, the amount of specific apparent resistance decreases, which indicates the presence of fine-grained sediments containing salt water in these areas. Investigating the quality characteristics of underground water also shows the occurrence of processes such as dissolution of halite, dissolution of gypsum and the occurrence of cation exchange process in the aquifer. Evaporation from underground water has also affected the water quality, especially in the middle part of the plain. As a result of high pumping from the production wells, the hydraulic load of the aquifer has decreased and the saline groundwater zone has expanded towards the production wells. Saltwater intrusion has caused salinity and quality degradation of underground water. According to the results of this research, the most important reason for the salinity of underground water in Faryab plain is excessive extraction of underground water and disturbing the natural balance of the aquifer. The most important solution to deal with the development of the salt water front in the Faryab plain is to reduce the exploitation of the aquifer, especially in its middle areas. It is also suggested to modify and improve existing artificial feeding facilities and locate new artificial feeding projects to control saltwater intrusion. Sampling from different depths of the aquifer and measuring minor ions such as iodine and bromine will greatly help to better understand the groundwater salinization process. Measurement of environmental isotopes such as oxygen-18, deuterium and chloride-36 will also help to enrich future studies. By preparing the mathematical model of the aquifer, the effect of different management measures on the salinity control of the aquifer can be investigated. By using the results of the mathematical model, the aquifer balance can be checked and the amount of underground water withdrawal can be determined.

**Keywords:** Aquifer, Geoelectric, Salinity, Water quality

**Article Type:** Research Article

\*Corresponding Author, E-mail: faryabi753@yahoo.com

**Citation:** Faryabi, M. (2023). Delineating the source and mechanism of groundwater salinization in a semi-arid region of southeastern Iran using geophysical and hydrochemical approaches. *Water and Soil Management and Modeling*, 3(2), 93-111.

DOI: 10.22098/mmws.2022.11298.1119

DOR: 20.1001.1.27832546.1402.3.2.7.1

Received: 12 August 2022, Received in revised form: 03 September 2022, Accepted: 05 September 2022, Published online: 05 September 2022

*Water and Soil Management and Modeling*, Year 2023, Vol. 3, No. 2, pp. 93-111

Publisher: University of Mohaghegh Ardabili

© Author(s)





## تعیین منشأ و مکانیزم شوری آب زیرزمینی یک منطقه نیمه‌خشک در جنوب شرق ایران با استفاده از مطالعات ژئوفیزیک و هیدروشیمی

محمد فاریابی\*

<sup>۱</sup> استادیار، گروه مهندسی طبیعت، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه جیرفت، جیرفت، ایران

### چکیده

شوری آب یکی از مهم‌ترین دلایل تخریب کیفی آب زیرزمینی در مناطق خشک و نیمه‌خشک است. در این مطالعه منشأ و مکانیزم شوری آب زیرزمینی دشت فاریاب در جنوب شرق ایران بررسی شده است. به این منظور از نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیک و تحلیل کیفی نمونه‌های آب زیرزمینی استفاده شده است. مطالعات ژئوفیزیک به روش ژئوالکتریک انجام شده و شامل ۵۵ سونداژ الکتریکی است. ۲۷ نمونه آب نیز برای بررسی وضعیت کیفی آب زیرزمینی از چاه‌های بهره‌برداری جمع‌آوری شده است. برای بررسی نتایج حاصل از مطالعات ژئوالکتریک از نقشه مقاومت ویژه و پروفیل‌های ژئوالکتریک استفاده شده است. نتایج حاصل از تحلیل شیمیایی نمونه‌های آب نیز با استفاده از نقشه‌های پراکندگی مکانی پارامترهای کیفی، نمودارهای دو متغیره و سری‌های زمانی تغییرات شوری آب بررسی و تحلیل شده‌اند. بر اساس نتایج حاصله، کم‌ترین مقاومت الکتریکی (کم‌تر از ۱۰ اهم‌متر) در بخش مرکزی دشت ثبت شده است. بیش‌ترین مقدار هدایت الکتریکی و یون‌های سولفات و کلراید نیز در نمونه‌های آب همین بخش مشاهده می‌شود. میزان هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در مرکز دشت فاریاب به ۶۴۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر می‌رسد. نتایج این تحقیق نشان داد که منشأ شوری آب زیرزمینی، زون آب شور ایجاد شده در رسوبات ریزدانه نمکی و گچی مرکز دشت است. پمپاژ بیش از حد آب زیرزمینی باعث حرکت آب شور از بخش مرکزی دشت به سمت چاه‌های بهره‌برداری شده است. بیش‌ترین میزان اختلاط آب شور و شیرین در نمونه‌هایی رخ داده که در حاشیه زون آب شور قرار گرفته‌اند. نفوذ آب شور باعث غنی‌شدگی یون‌های منیزیم، سدیم و سولفات در نمونه‌های آب زیرزمینی شده است.

واژه‌های کلیدی: آبخوان، شوری، ژئوالکتریک، کیفیت آب

### نوع مقاله: پژوهشی

\*مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: faryabi753@yahoo.com

استناد: فاریابی، محمد (۱۴۰۲). تعیین منشأ و مکانیزم شوری آب زیرزمینی یک منطقه نیمه‌خشک در جنوب شرق ایران با استفاده از مطالعات ژئوفیزیک و هیدروشیمی. *مدل‌سازی و مدیریت آب و خاک*، ۳(۲)، ۹۳-۱۱۱.

DOI: 10.22098/mmws.2022.11298.1119

DOR: 20.1001.1.27832546.1402.3.2.7.1

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۵/۲۱، تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۰۶/۱۲، تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۱۴، تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۶/۱۴

مدل‌سازی و مدیریت آب و خاک، سال ۱۴۰۲، دوره ۳، شماره ۲، صفحه ۹۳ تا ۱۱۱

© نویسندگان

ناشر: دانشگاه محقق اردبیلی



## ۱- مقدمه

بررسی کیفیت آب زیرزمینی، به‌عنوان مهم‌ترین و آسیب‌پذیرترین منبع تأمین آب در دهه‌های اخیر، اهمیت زیادی دارد (Fashae and Ghoochanian, 2022). در مناطق خشک و نیمه‌خشک به‌دلیل کمبود منابع آب، بارش‌های کم و دوره‌ای، نرخ زیاد تبخیر، تغذیه کم و تغییرات اقلیمی، مدیریت منابع آب زیرزمینی با چالش‌های زیادی مواجه است (Zare and Khaledian, 2018). یکی از مهم‌ترین چالش‌های منابع آب زیرزمینی در مناطق خشک، شوری این منابع است. شور شدن آب‌های زیرزمینی یک فرآیند برگشت‌ناپذیر است (Amiri et al., 2016). شوری آب زیرزمینی ممکن است به دلایل مختلفی رخ دهد. برای مثال وقتی بار هیدرولیکی آب شیرین به‌علت بهره‌برداری بی‌رویه کاهش می‌یابد، جبهه آب شور به سمت منابع آبی شیرین کشیده شده و به این ترتیب منابع آب شیرین، شور می‌شوند. عواملی مانند میزان بارندگی، تبخیر، پمپاژ از آب‌های زیرزمینی، فعالیت‌های کشاورزی، فعالیت‌های صنعتی و تغذیه مصنوعی آبخوان‌ها میزان شوری آب زیرزمینی را تحت تأثیر قرار می‌دهند. یکی از عوامل مهم شوری آبخوان‌های آب شیرین، آب‌های شور طبیعی هستند (Falgas et al., 2009). از بین رفتن پوشش گیاهی بومی، که بخش زیادی از آب ناشی از بارندگی در مناطق نیمه‌خشک را مصرف می‌کند، باعث بالا رفتن سطح آب می‌شود. این موضوع باعث شوری آب زیرزمینی در نتیجه تأثیر ترکیبی تحرک نمک‌های موجود در زون غیراشباع، نشت آب شور از آبخوان‌های زیرین و تبخیر مستقیم از آب زیرزمینی می‌شود، به خصوص وقتی که آب زیرزمینی فاصله کمی تا سطح زمین دارد (Cartwright et al., 2004).

توزیع شوری طبیعی در آب‌های زیرزمینی منعکس‌کننده ژئومرفولوژی و هیدرولوژی منطقه است. شوری طبیعی آب زیرزمینی در بسیاری از مناطق دنیا، مانند آرژانتین، چین، غرب ایالات متحده آمریکا، استرالیا، خاورمیانه و هند رخ داده است (Ghassemi et al., 1995). این پدیده تحت عنوان شوری زمین‌های خشک معرفی شده است. در اثر این پدیده، نمک‌ها در خاک و آب تجمع یافته و زندگی انسان و اکوسیستم‌های طبیعی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. عوامل متعددی باعث شوری طبیعی آب زیرزمینی در مناطق نیمه‌خشک می‌شوند. این عوامل عبارت‌اند از نمک‌های چرخه‌ای محلی (Cartwright et al., 2004)، نمک‌های موجود در نهشته‌های بادی (Acworth and Jankowski, 1993)، نمک‌های موجود در نهشته‌های دریایی (Dahlhaus et al., 2000)، گنبد‌های نمکی (Bagheri et al., 2000).

(Cook et al., 2017)، نمک‌های موجود در زون غیراشباع (White, 1994) و نمک‌های ناشی از هوازدگی سنگ‌ها (White, 2002). تشخیص صحیح و به موقع منشأ شوری کمک مهمی در جلوگیری از تخریب کیفی آب زیرزمینی و مدیریت بهینه منابع آب است (Abdalla, 2016).

آب‌های زیرزمینی در مناطق خشک و نیمه‌خشک به‌ویژه ایران منبع اصلی و قابل اعتمادی برای تأمین آب به‌شمار می‌روند. بهره‌برداری بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی، خشکسالی‌های پی‌درپی و عدم تغذیه کافی آبخوان‌ها در ایران موجب تخریب کمی و کیفی این منابع شده است (Zare and Khaledian, 2018). پدیده شوری آب‌های زیرزمینی در بخش بزرگی از فلات مرکزی ایران مشاهده می‌شود. (Baghvand et al., 2010) شوری آب زیرزمینی در مجاورت کویر مرکزی ایران را مطالعه کردند. بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش، پمپاژ زیاد از چاه‌های بهره‌برداری باعث نفوذ آب شور به آبخوان شده است. (Taghizadeh et al., 2017) شوری آب زیرزمینی دشت نمدان در استان فارس را بررسی کردند. نتایج این مطالعه نشان داد که موقعیت چاه‌های عمیق و برداشت بی‌رویه از آن‌ها بر شوری آب‌های زیرزمینی تأثیر بسیار زیادی دارد. (Mirzavand et al., 2020) منشأ و مکانیزم شوری خاک و آب زیرزمینی دشت فامنین را مطالعه کردند. این محققان، منشأ شوری آب را لایه‌های گچی و نمکی موجود در سنگ بستر آبخوان دانسته‌اند. تغییرات کاربری زمین، آبیاری توسط آب شور و تبخیر زیاد نیز به‌عنوان مهم‌ترین دلایل شوری خاک معرفی شدند. (Mirzavand and Ghazban, 2022) منشأ شوری آب زیرزمینی در دشت کاشان را با استفاده از داده‌های کیفیت شیمیایی و ایزوتوپی آب زیرزمینی بررسی کردند. براساس نتایج این پژوهش، پمپاژ زیاد از چاه‌های بهره‌برداری در شمال دشت باعث نفوذ آب شور از پلایای نمکی به آبخوان شده است.

در سال‌های اخیر پدیده شوری آب چاه‌های بهره‌برداری در برخی از مناطق دشت فاریاب مشاهده شده است. استفاده و بهره‌برداری از آب زیرزمینی در این منطقه به‌علت شوری آب محدود شده و برخی از چاه‌های کشاورزی غیرقابل استفاده شده‌اند. آب زیرزمینی تنها منبع تأمین آب شرب و آب مورد نیاز برای آبیاری محصولات کشاورزی در دشت فاریاب است. تاکنون مطالعه جامعی در مورد وضعیت کیفی آب زیرزمینی در این منطقه انجام نشده است. درک صحیح از وضعیت کیفی آب زیرزمینی و علل شوری آن، یک عالم مهم در مدیریت منابع آب موجود است. به همین دلیل این مطالعه جهت بررسی وضعیت کیفی و شوری آب زیرزمینی انجام شد. مهم‌ترین اهداف این تحقیق عبارت‌اند از: (۱) بررسی وضعیت هیدروشیمیایی آب زیرزمینی، (۲) تعیین منشأ

<sup>1</sup> Dryland salinity

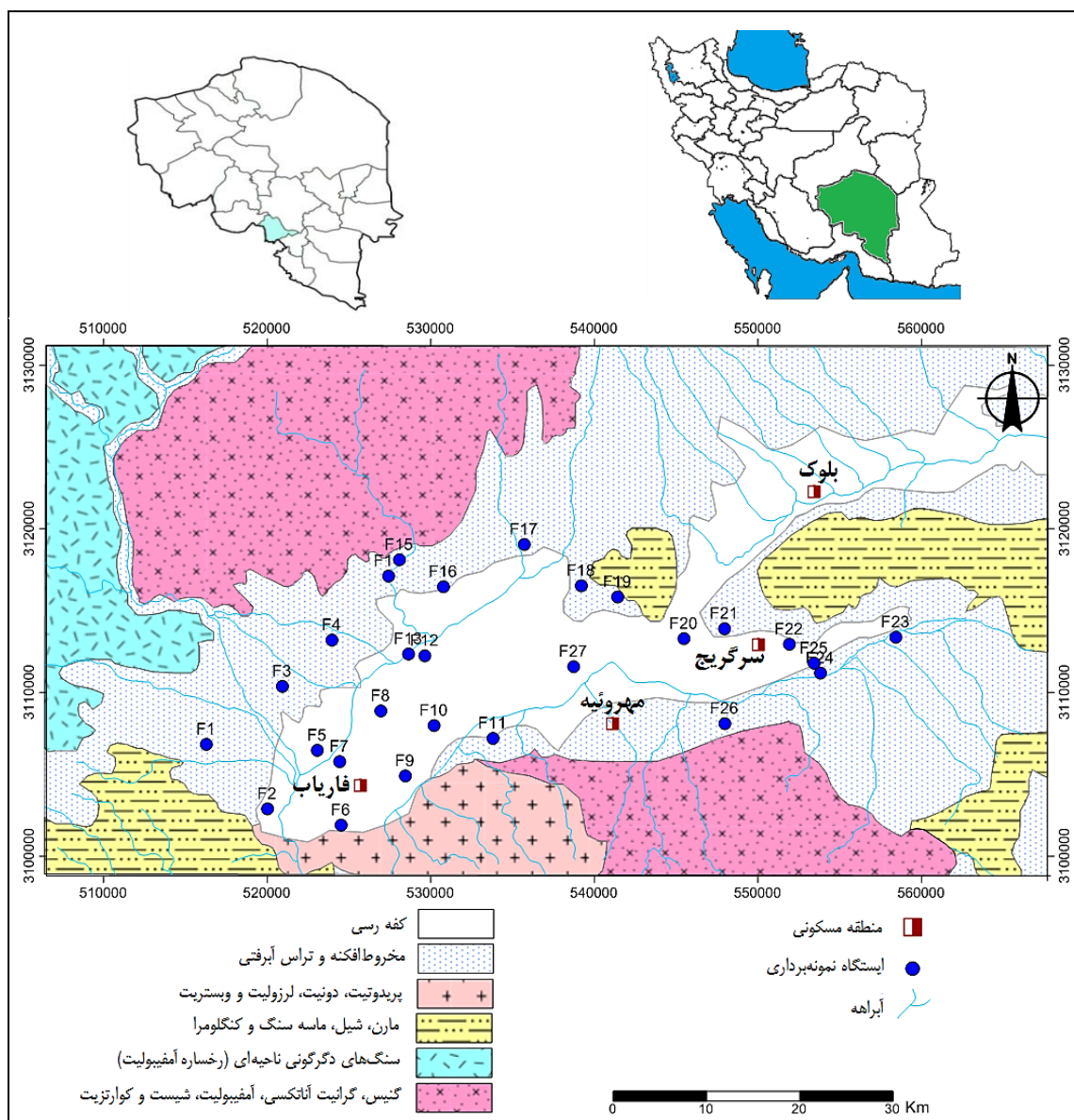
قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در دشت فاریاب، سنگ‌های دگرگونی شامل گنیس، گرانیت آناتکسی، آمفیبولیت، شیست و کوارتزیت با سن پرکامبرین هستند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (رخساره آمفیبولیت) با سن پرمین نیز در حاشیه غربی دشت فاریاب رخمنون دارند. در حاشیه جنوبی دشت، واحدهای سنگی آذرین شامل سنگ‌های پریدوتیت، دونیت، لرزولیت و وبستریت مشاهده می‌شوند. این واحدهای سنگی نیز مربوط به دوره پرمین هستند. سنگ‌های رسوبی منطقه مورد مطالعه شامل مارن، شیل، ماسه سنگ و کنگلومرا با سن نفوزن بوده و در شرق و جنوب غرب دشت رخمنون دارند (KRWA, 2010). شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی دشت فاریاب را نشان می‌دهد.

شوری آب زیرزمینی و (۳) تعیین فرآیندهای مؤثر بر غلظت املاح آب زیرزمینی.

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

دشت فاریاب بین طول جغرافیای ۵۶ درجه و ۵۳ دقیقه تا ۵۷ درجه و ۴۳ دقیقه شرقی و ۲۷ درجه و ۵۸ دقیقه تا ۲۸ درجه و ۳۱ دقیقه شمالی در جنوب شرق ایران قرار گرفته است. مساحت این دشت ۱۷۹۱ کیلومتر مربع بوده و ارتفاع متوسط آن ۶۸۵ متر از سطح دریا است. متوسط بارندگی سالانه دشت فاریاب ۱۹۰ میلی‌متر و متوسط دمای سالانه آن ۲۱ درجه سانتی‌گراد است. منطقه مورد مطالعه دارای اقلیمی نیمه‌خشک است (KRWA, 2010).



شکل ۱- موقعیت و نقشه زمین‌شناسی دشت فاریاب

Figure 1- Location and geological map of the Faryab plain

یکی از روش‌های مفید برای مطالعه ارتباط آب زیرزمینی شور و آبخوان‌های آب شیرین، استفاده از تکنیک‌های مقاومت‌سنجی الکتریکی است (Amiri et al., 2016). به دلیل این که آب شیرین و آب شور دارای محتوای نمک‌های محلول متفاوتی هستند، مقاومت آن‌ها در مقابل عبور جریان الکتریسیته نیز متفاوت است. بررسی‌های ژئوفیزیک دشت فاریاب در سال ۱۹۷۲ به روش ژئوالکتریک انجام شده است این مطالعات شامل ۵۵ سونداژ الکتریکی قائم بوده و داده‌های مقاومت الکتریکی با استفاده از آرایش شلمبرژر اندازه‌گیری شده‌اند.

برای بررسی وضعیت کیفی آب زیرزمینی ۲۷ نمونه آب از چاه‌های موجود جمع‌آوری شد. موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری در شکل ۱ ارائه شده است. این نمونه برای تحلیل کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی به آزمایشگاه شرکت آب منطقه‌ای کرمان ارسال شد. پارامترهای EC و pH در محل نمونه‌برداری اندازه‌گیری شدند. غلظت کاتیون‌های اصلی شامل Na، Ca و Mg و آنیون‌های اصلی شامل Cl، SO<sub>4</sub> و HCO<sub>3</sub> در آزمایشگاه اندازه‌گیری شده است. برای بررسی نتایج این تحلیل‌ها از نقشه‌های تغییرات مکانی، نمودارهای دو متغیره و دیاگرام گیس استفاده شده است. میزان اختلاط آب زیرزمینی شور و شیرین با استفاده از نسبت‌های یونی Na/Cl و Cl/HCO<sub>3</sub> ارزیابی شده است. ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی آب زیرزمینی نیز برای ارزیابی کمی میزان اختلاط آب زیرزمینی شیرین و آب شور بکار گرفته شده‌اند. برای تعیین میزان اختلاط آب شور و آب زیرزمینی شیرین از رابطه زیر می‌توان استفاده کرد (Abdalla, 2016):

$$f_{sw} = (C_{Cl-sample} - C_{Cl-fresh}) / (C_{Cl-sw} - C_{Cl-fresh}) \quad (1)$$

در این رابطه  $f_{sw}$  نشان‌دهنده نسبت آب شور در نمونه آب است.  $C_{Cl-sample}$ ،  $C_{Cl-fresh}$  و  $C_{Cl-sw}$  به ترتیب غلظت یون کلراید نمونه آب مورد نظر، آب شیرین و آب شور هستند. غلظت تئوریک یک یون ( $C_{i-mix}$ ) در نتیجه اختلاط غیرواکنشی آب شور و شیرین از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Zghibi et al., 2013):

$$C_{i-mix} = f_{sw} \cdot C_{i-sw} + (1 - f_{sw}) \cdot C_{i-fresh} \quad (2)$$

در این رابطه  $C_{i-sw}$  و  $C_{i-fresh}$  به ترتیب نشان‌دهنده غلظت یون مورد نظر در آب شور و آب شیرین هستند. مقدار دلتای یونی<sup>۱</sup> ( $\Delta C_i$ ) برای یک یون خاص نیز از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Fidelibus, 2003):

$$\Delta C_i = C_{i-sample} - C_{i-mix} \quad (3)$$

واحدهای رسوبی دشت فاریاب شامل مخروط‌افکنه‌ها، تراس‌های آبرفتی و کفه‌های رسی هستند. وجود مخروط‌افکنه‌های نسبتاً بزرگ در امتداد مسیل‌ها و دره‌های اصلی، حاشیه دشت را از نواحی مرکزی آن متمایز کرده است. کفه‌های رسی از مواد ریزدانه مانند رس، سیلت و کمی شن و ماسه تشکیل شده و بیش‌ترین سطح دشت را به خود اختصاص داده‌اند. این کفه‌ها عمدتاً حاصل فرسایش سازندهای نئوژن بوده و نفوذپذیری کمی دارند. بخش مرکزی دشت فاریاب در دهه‌های گذشته حالت باتلاقی داشته است (Ab-Khak Consulting Engineers, 1972). آب‌های سطحی از ارتفاعات حاشیه دشت به سمت مرکز آن حرکت کرده و باعث ایجاد حالت باتلاقی در مرکز دشت شده‌اند. در اثر تبخیر آب، در نواحی مرکزی دشت رسوبات تبخیری شامل رسوبات گچی و نمکی نهشته شده است. هر چه از ارتفاعات به سمت مناطق پست حرکت کنیم، بافت خاک سنگین‌تر شده و ویژگی‌هایی، مانند ظرفیت تبادل کاتیونی، مقدار کربن آلی، کربنات کلسیم معادل، هدایت الکتریکی، سدیم و نسبت جذب سدیم در خاک افزایش می‌یابد (Moghbelti et al., 2019). حضور بلورهای گچ و نمک در خاک نیز مؤید حاکم بودن شرایط تبخیری در گذشته است. خاک‌های بخش مرکزی دشت در رده خاک‌های شور با زهکشی ضعیف قرار می‌گیرند. مهم‌ترین فرآیندهای پدوژنیک در خاک‌های این منطقه، آشوبی نمک، گچ، آهک و رس است (Moghbelti et al., 2019).

آبخوان دشت فاریاب از نوع آزاد است. ضخامت آبخوان در نواحی شرقی بین ۲۰ تا ۴۰ متر، در نواحی شمالی حدود ۶۰ متر، در نواحی جنوبی بین ۵۰ تا ۶۰ متر و در نواحی غربی بیش از ۱۰۰ متر است. رسوبات تشکیل‌دهنده آبخوان در حاشیه دشت فاریاب درشت‌دانه بوده و از ماسه، گراول و مقداری سیلت تشکیل شده‌اند. رسوبات آبخوان در بخش مرکزی دشت عمدتاً ریزدانه بوده و شامل رس، سیلت و مقداری کمی ماسه هستند. جهت جریان آب زیرزمینی عمدتاً از حاشیه‌های دشت به سمت بخش میانی آن است. میزان قابلیت انتقال آبخوان از ۱۰۰ مترمربع در روز در بخش مرکزی تا ۵۴۰۰ مترمربع در روز در بخش غربی متغیر است. متوسط آبدهی ویژه آبخوان نیز چهار درصد برآورد شده است. در دشت فاریاب ۱۰۶۱ چاه بهره‌برداری وجود دارد. این چاه‌ها سالانه بیش از ۱۶۲ میلیون مترمکعب آب را از آبخوان استخراج می‌کنند (KRWA, 2010). در سال‌های اخیر سطح آب زیرزمینی روندی نزولی داشته و متوسط افت سالانه آن ۱/۴۹ متر است.

## ۲-۲- روش تحقیق

در این مطالعه جهت بررسی شوری آب زیرزمینی از نتایج مطالعات ژئوفیزیک و تحلیل کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی استفاده شده است.

<sup>1</sup> Reactant concentration

## ۳- نتایج و بحث

## ۳-۱- بررسی‌های ژئوفیزیک

موقعیت سونداژهای ژئوالکتریک دشت فاریاب در شکل ۲ ارائه شده است. جدول ۱ نیز محدوده تغییرات مقاومت ویژه ظاهری<sup>۱</sup> واحدهای سنگی و رسوبی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. نقشه تغییرات مقاومت ویژه ظاهری با فاصله بین الکترودهای فرستنده جریان ۳۰۰ متر نیز در شکل ۲ ارائه شده است. بیشترین مقدار مقاومت ویژه به میزان ۱۵۰ اهم‌متر در بخش غرب و شمال غرب دشت فاریاب مشاهده می‌شود. این مناطق عمدتاً شامل رسوبات ماسه و گراولی حاوی آب شیرین هستند. در نواحی مرکزی دشت مقدار مقاومت ویژه ظاهری به کم‌تر از ۵ اهم‌متر می‌رسد. آبخوان این ناحیه از رسوبات ریزدانه ماسه‌ای و رسی حاوی آب شور تشکیل شده است. مقاومت ویژه ناحیه اشباع آبخوان به سمت مرکز دشت کاهش می‌یابد. بنابراین، آب شیرین و آب شور در آبخوان از لحاظ هیدرولیکی در تماس با هم هستند (Duque et al., 2008). با توجه به حدود تغییرات مکانی مقاومت ویژه ظاهری، دشت فاریاب به دو ناحیه با مقاومت بیش از ۵۰ اهم‌متر و کم‌تر از ۱۰ اهم‌متر تقسیم‌بندی می‌شود. منطقه با مقاومت ویژه کم‌تر از ۱۰ اهم‌متر در مرکز دشت مشاهده می‌شود. دلیل گسترش این ناحیه را بالا بودن سطح آب زیرزمینی، وجود لایه‌های شور سطحی و شوری آب زیرزمینی دانسته‌اند (Ab-Khak consulting (Engineering, 1972).

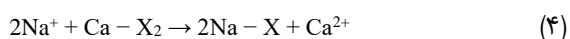
برای بررسی وضعیت رسوبات زیرسطحی یک مقطع ژئوالکتریک در راستای غربی-شرقی تهیه شده است. همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، بیشترین مقدار مقاومت ظاهری در بخش غربی این مقطع ثبت شده است. این موضوع نشان‌دهنده رسوبات درشت‌دانه حاصل از فرسایش سنگ‌های آذرین و دگرگونی اطراف دشت است. رسوبات درشت‌دانه سطحی مقاومت بالایی (بیش از ۱۵۰ اهم‌متر) را نشان می‌دهند. رسوبات درشت‌دانه حاوی آب شیرین در بخش اشباع آبخوان نیز مقاومت ظاهری بالایی دارند (بین ۱۰۰ تا ۱۵۰ اهم‌متر). کم‌ترین مقدار مقاومت ویژه در بخش مرکزی پروفیل AB مشاهده می‌شود. این مقادیر کم مقاومت ویژه (کم‌تر از ۱۰ اهم‌متر) نشان‌دهنده رسوبات شور سطحی و رسوبات حاوی آب شور در آبخوان است. به‌طور کلی رسوبات ریزدانه غنی از نمک و ماسه‌های اشباع‌شده از آب شور مقاومت ویژه ظاهری مشابهی را نشان می‌دهند (Zarroca et al., 2011). همان‌طور که در شکل ۳ نشان داده شده، مقاومت ویژه رسوبات سطحی از حاشیه دشت به سمت مرکز آن کاهش می‌یابد.

دلیل این موضوع گسترش رسوبات تبخیری حاوی نمک و گچ در مرکز دشت است.

## ۳-۲- مطالعات هیدروشیمی

نتایج تحلیل شیمیایی نمونه‌های آب زیرزمینی در جدول ۲ ارائه شده است. با توجه به جدول ۲، هدایت الکتریکی نمونه‌های آب زیرزمینی بین ۴۰۳ تا ۶۴۷۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر متغیر است. کم‌ترین مقدار هدایت الکتریکی با مقدار ۴۰۳ میکروموس بر سانتی‌متر در نمونه F1 در بخش غربی دشت ثبت شده است. این نمونه در منطقه تغذیه آبخوان قرار گرفته است. رسوبات آبخوان در این منطقه عمدتاً رسوبات درشت‌دانه ماسه و گراولی هستند. همان‌طور که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، میزان هدایت الکتریکی نمونه‌های آب از حاشیه دشت به سمت مرکز آن افزایش می‌یابد. در مرکز دشت میزان هدایت الکتریکی به بیش از ۶۴۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر می‌رسد. دلیل این موضوع وجود رسوبات ریزدانه تبخیری حاوی گچ و نمک است. جدول ۳ طبقه‌بندی نمونه‌های آب بر حسب میزان هدایت الکتریکی و کل جامدات محلول<sup>۲</sup> را نشان می‌دهد. با توجه به این جدول، اغلب نمونه‌های آب زیرزمینی در رده آب شیرین و آب با شوری کم قرار می‌گیرند. نمونه F27 که در مرکز دشت واقع شده، در رده کاملاً شور قرار گرفته است.

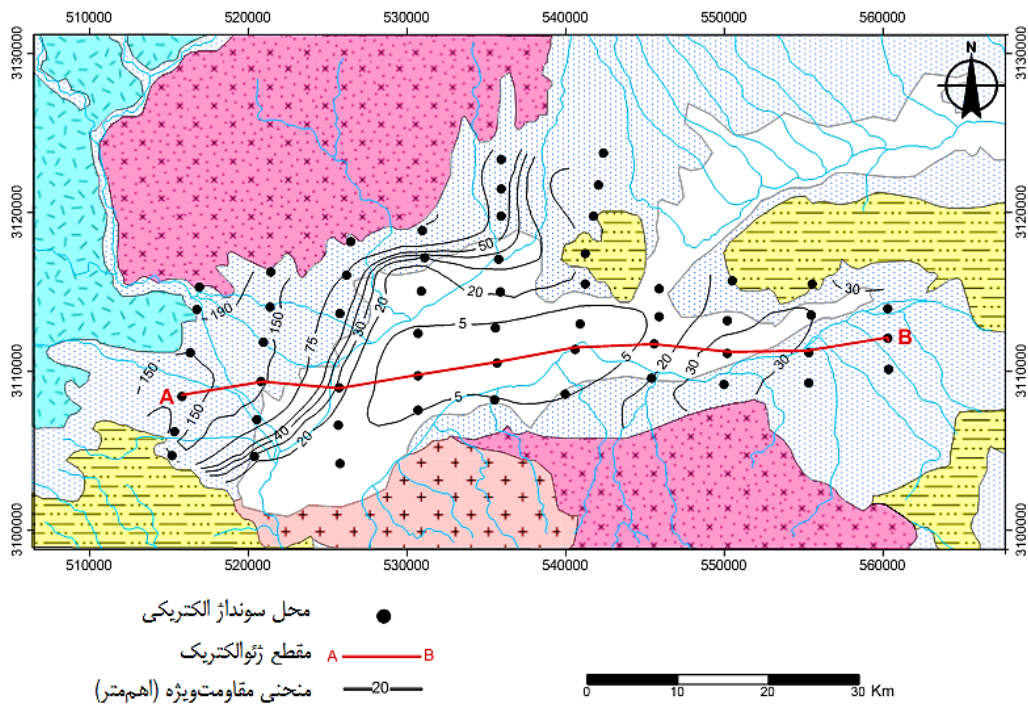
با توجه به جدول ۲، کاتیون غالب در آب زیرزمینی، یون سدیم است. غلظت این یون بین ۲/۸ تا ۸۶۰ میلی‌اکی‌والان در لیتر متغیر است. غلظت یون سدیم از حاشیه دشت به سمت مرکز آن افزایش می‌یابد. در همه نمونه‌های آب زیرزمینی، غلظت یون سدیم بیش‌تر از یون‌های کلسیم و منیزیم است. با توجه به رخنمون سازندها و رسوبات تبخیری حاوی گچ و نمک در دشت فاریاب، این روند پذیرفتنی است. یکی از منشأهای مهم سدیم در آب زیرزمینی می‌تواند مربوط به واکنش‌های تبادل کاتیونی باشد. برای بررسی این موضوع از نمودار دو متغیره Na/Cl در مقابل EC استفاده شده است (شکل ۵). با توجه به شکل ۵ همه نمونه‌های آب زیرزمینی به‌جز نمونه F11 و F27 نشان‌دهنده وقوع فرآیند تبادل کاتیونی هستند. در این فرآیند یون کلسیم از محلول خارج شده و یون سدیم بر طبق واکنش زیر وارد آب می‌شود (Shin et al., 2020):



در این واکنش، X نشان‌دهنده سطح جامد تبادل‌گر است.

<sup>2</sup> Total dissolved solids

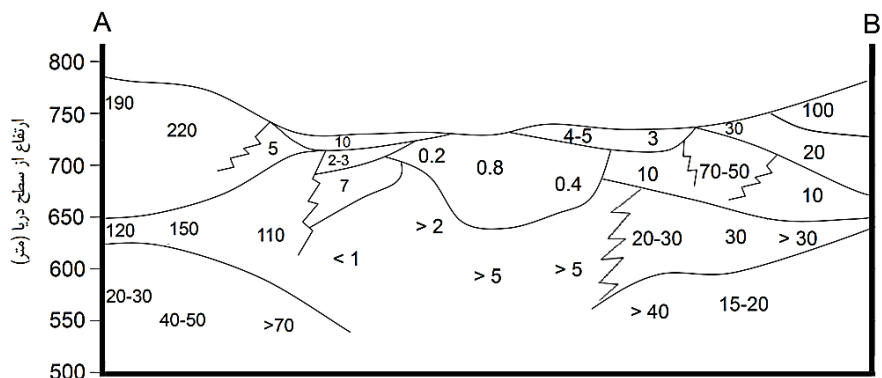
<sup>1</sup> Apparent resistivity



شکل ۲- نقشه مقاومت ویژه ظاهری دشت فاریاب  
Figure 2- Apparent resistivity map of the Faryab plain

جدول ۱- حدود تغییرات مقاومت ویژه رسوبات و سنگها در دشت فاریاب (Ab-Khak consulting Engineering, 1972)  
Table 1- Apparent resistivity of geological materials (Ab-Khak consulting Engineering, 1972)

مقاومت ظاهری (اهم متر)	نوع سنگ / رسوب
200-300	آبرفت خشک
2-3	رسوبات شور سطحی
50-150	ماسه و گراول حاوی آب شیرین
3-10	رسوبات آبرفتی حاوی آب شور
50	سنگ بستر مقاوم
15-20	سنگ بستر هادی



شکل ۳- پروفیل ژئوالکتریک در راستای AB  
Figure 3- Geoelectric profile along AB



جدول ۲- پارامترهای فیزیکوشیمیایی نمونه‌های آب زیرزمینی  
Table 2- Physico-chemical parameters of groundwater samples

ASO <sub>4</sub>	ΔHCO <sub>3</sub>	ΔMg	ANa	ACa	f <sub>sw</sub>	Cl/HCO <sub>3</sub>	Na/Cl	SO <sub>4</sub>	Cl	HCO <sub>3</sub>	Na	Mg	Ca	pH	EC μS/cm	گروه نمونه	کد نمونه
meq/l					meq/l												
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.31	3.50	1	0.8	2.6	2.8	1.6	0.2	8.7	403	1	F1
3.88	1.80	1.91	0.72	2.85	0.001	0.43	2.37	5	1.9	4.4	4.5	3.6	3.2	7	1095	1	F2
0.38	0.40	-0.19	0.42	0.25	0.001	0.63	2.21	1.5	1.9	3	4.2	1.5	0.6	8.1	592	1	F3
2.36	-0.50	0.48	-0.86	1.82	0.004	2.33	1.14	3.8	4.9	2.1	5.6	2.4	2.6	8	1060	1	F4
1.26	2.40	1.33	1.13	0.79	0.002	0.60	1.97	2.5	3	5	5.9	3.1	1.3	7.7	987	1	F5
0.56	1.00	-0.20	0.64	0.82	0.001	0.58	2.19	1.7	2.1	3.6	4.6	1.5	1.2	8.2	717	1	F6
1.53	0.90	1.01	-0.52	1.65	0.003	0.94	1.37	2.8	3.3	3.5	4.51	2.81	2.2	7.9	950	1	F7
2.82	0.00	-0.03	2.38	0.26	0.002	0.96	2.68	4	2.5	2.6	6.7	1.7	0.7	8.1	855	1	F8
2.15	2.80	-0.01	4.63	0.60	0.008	1.59	1.67	4	8.6	5.4	14.4	2.2	1.9	7.5	1701	1	F9
17.97	0.01	1.38	10.96	4.67	0.039	14.62	1.24	23	38	2.6	47	5.9	10.1	7.4	6010	2	F10
4.71	-0.19	12.29	-4.59	-2.77	0.041	16.83	0.83	10	40.4	2.4	33.6	17	3	8.1	4680	2	F11
0.96	1.00	-0.89	2.26	0.32	0.001	0.58	2.96	2.1	2.1	3.6	6.22	0.81	0.7	8.1	750	1	F12
1.00	0.50	-0.94	1.99	0.15	0.002	0.84	2.46	2.2	2.6	3.1	6.4	0.8	0.6	8.3	770	1	F13
0.46	-0.10	-0.73	0.24	0.74	0.000	0.48	2.83	1.5	1.2	2.5	3.4	0.9	1	8.1	490	1	F14
1.76	2.00	-1.17	1.93	3.09	0.002	0.65	2.23	3	3	4.6	6.7	0.6	3.6	7.3	1020	1	F15
5.67	0.50	1.36	3.32	0.88	0.003	1.23	2.32	7	3.8	3.1	8.8	3.2	1.5	7.9	1340	1	F16
2.01	1.00	-0.71	1.99	1.22	0.003	0.97	2.06	3.3	3.5	3.6	7.2	1.1	1.8	7.8	1050	1	F17
6.36	-0.40	1.02	1.93	2.18	0.009	4.32	1.32	8.3	9.5	2.2	12.5	3.3	3.6	7.8	1990	1	F18
20.18	0.21	1.88	17.49	1.44	0.018	6.29	2.01	23	17.6	2.8	35.3	4.8	4	7.2	3630	2	F19
52.87	-0.28	13.87	39.29	-0.09	0.073	30.96	1.47	61.5	71.2	2.3	105	21	10	7.1	10450	2	F20
19.50	0.21	-0.38	13.46	2.24	0.018	6.54	1.74	22.4	18.3	2.8	31.9	2.6	4.9	7.7	3700	2	F21
3.99	-1.00	-0.37	2.90	0.44	0.005	3.44	1.80	5.5	5.5	1.6	9.9	1.6	1.3	7.3	1240	1	F22
1.15	0.40	-0.35	1.04	0.55	0.003	1.33	1.68	2.5	4	3	6.7	1.5	1.2	6.6	930	1	F23
1.07	-0.40	-0.99	0.93	0.53	0.001	0.91	2.40	2.2	2	2.2	4.8	0.7	0.9	7.7	630	1	F24
1.03	-0.50	-0.63	0.87	0.18	0.002	1.14	2.13	2.2	2.4	2.1	5.1	1.1	0.6	7.4	646	1	F25
-0.44	-0.20	-0.77	-1.17	0.89	0.002	1.25	1.20	0.8	3	2.4	3.6	1	1.4	7.4	596	1	F26
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.000	417.39	0.90	105	960	2.3	860	77	135	6.7	64700	3	F27

یون کلراید، آنیون غالب آب زیرزمینی است. یون سولفات هم در برخی از نمونه‌ها (نمونه‌های F2, F8, F16, F19, F21 و F24) غلظت بیشتری از بقیه آنیون‌ها دارد. فراوانی یون‌های مختلف نشان‌دهنده نوع مواد تشکیل‌دهنده آبخوان در بخش‌های مختلف دشت فاریاب است. شکل ۶ پراکندگی رخساره‌های مختلف آب زیرزمینی را نشان می‌دهد. رخساره بی‌کربناته در بخش غربی آبخوان مشاهده می‌شود. رسوبات تشکیل‌دهنده آبخوان در این بخش، رسوبات درشت‌دانه ناشی از فرسایش سنگ‌های دگرگونی هستند. این رسوبات درشت‌دانه حاوی آب شیرین، مقاومت الکتریکی بالایی نیز دارند. وجود رسوبات ریزدانه تبخیری ناشی از فرسایش مارن‌های گچ‌دار در برخی از مناطق آبخوان باعث ایجاد

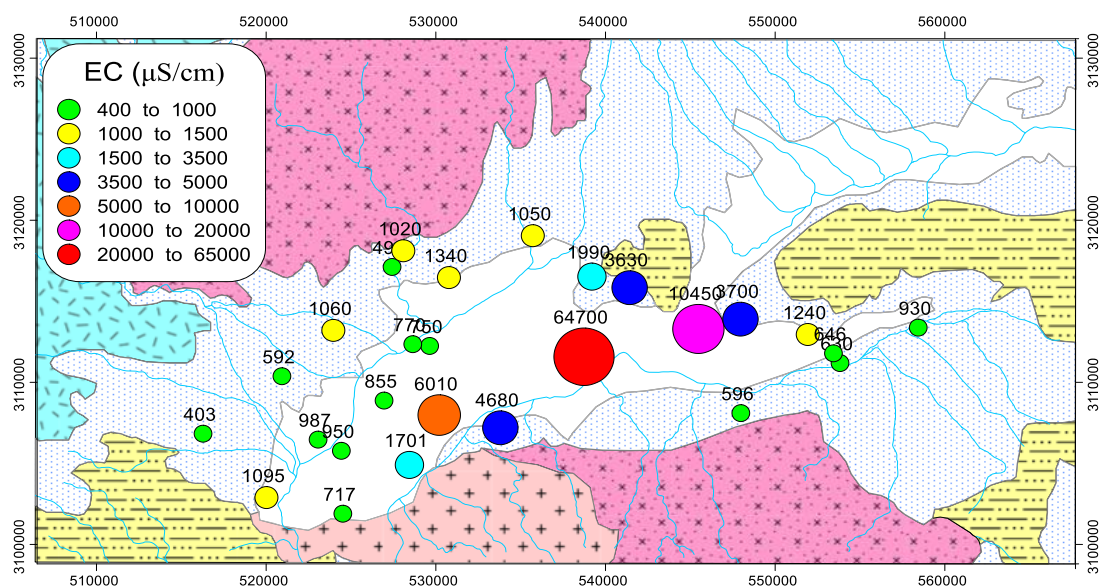
نسبت Na/Cl نزدیک به یک نشان‌دهنده انحلال هالیت در آب زیرزمینی است؛ زیرا انحلال نمک‌های زمین‌زاد مانند هالیت باعث ایجاد غلظت‌های مشابهی از یون‌های کلراید و سدیم خواهد شد (Tijani, 2008). نسبت Na/Cl در نمونه‌های F11, F10 و F27 در محدوده ۰/۸ تا ۱/۲ قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده انحلال هالیت در آب زیرزمینی است (شکل ۵).

غلظت آنیون‌ها در بخش‌های مختلف آبخوان دشت فاریاب متفاوت است. یون بی‌کربنات در بخش غربی دشت نسبت به سایر آنیون‌ها، غلظت بیشتری دارد. در حالی که در بخش میانی دشت

<sup>1</sup> Halite

دشت و وجود رسوبات ریزدانه و تبخیری است. این رسوبات ریزدانه تبخیری باعث شوری آب زیرزمینی شده‌اند. برای بررسی میزان آلودگی آبخوان توسط آب شور از نسبت یون کلراید به مجموع یون‌های کربنات و بی‌کربنات می‌توان استفاده کرد ( Todd and Mays, 2005). همان‌طور که در جدول ۴ مشاهده می‌شود، نمونه‌های F1، F2 و F14 در بخش غربی دشت فاریاب معرف آب‌های شیرینی هستند که تحت تأثیر شوری قرار نگرفته‌اند. بیش‌ترین تعداد نمونه‌های آب (۱۳ نمونه) در رده با آغشتگی کم قرار دارند. نمونه‌های F11، F20 و F27 که در بخش مرکزی دشت واقع شده‌اند، کاملاً توسط آب شور آلوده شده‌اند.

رخساره سولفات-سدیک شده است (شکل ۶). در بخش میانی دشت حضور رسوبات ریزدانه و تبخیری باعث ایجاد رخساره کلوره سدیک شده است (شکل ۶). تغییرات مکانی غلظت یون کلراید در شکل ۷ ارائه شده است. غلظت یون کلراید در نمونه‌های آب زیرزمینی بین ۰/۸ تا ۹۶۰ میلی‌اکی‌والان در لیتر متغیر است. کم‌ترین میزان غلظت یون کلراید در بخش غربی منطقه در نمونه F1 و بیش‌ترین مقدار آن در بخش مرکزی دشت در نمونه F27 ثبت شده است. غلظت یون کلراید از حاشیه دشت به سمت مرکز آن افزایش می‌یابد. تغییرات مکانی یون سولفات نیز مشابه با یون کلراید است (شکل ۸). دلیل این موضوع کاهش اندازه دانه‌های رسوبات آبخوان به سمت مرکز



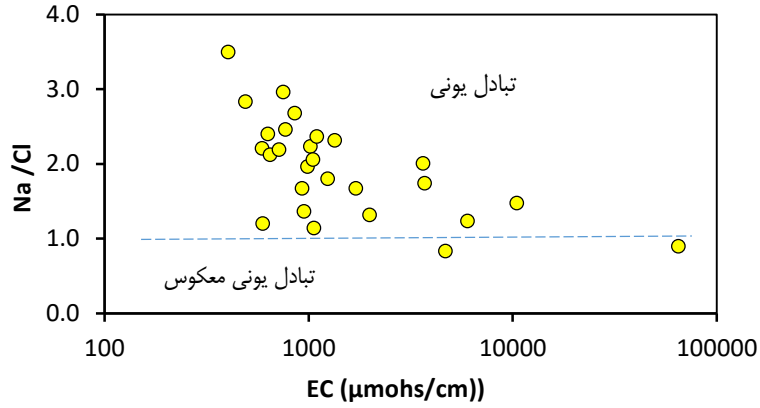
شکل ۴- تغییرات مکانی هدایت الکتریکی نمونه‌های آب زیرزمینی

Figure 4- Spatial distribution of electrical conductivity of groundwater samples

جدول ۳- دسته‌بندی نمونه‌های آب بر اساس کل جامدات محلول و هدایت الکتریکی (Tomaszkiewicz et al., 2014)

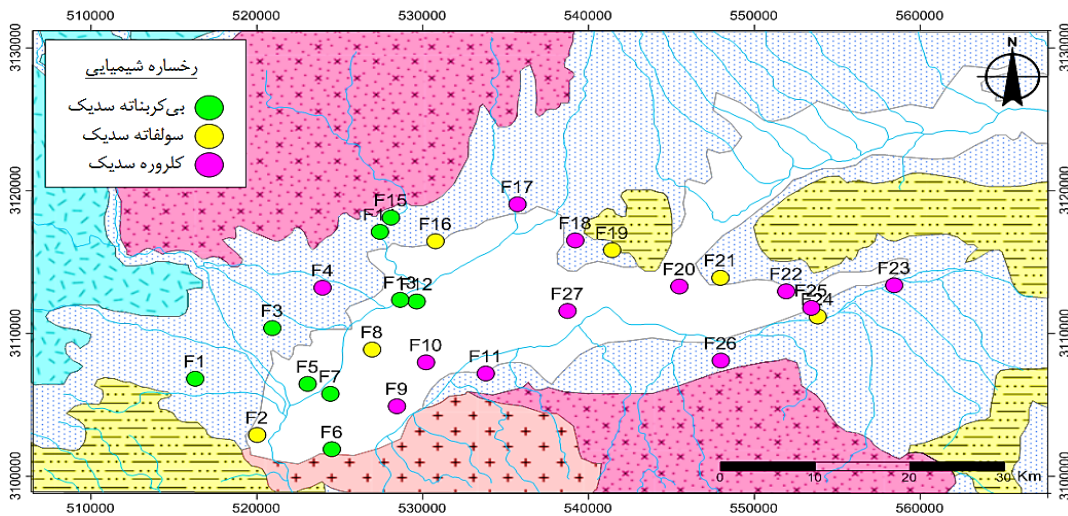
Table 3- Classification of water samples based on total dissolved solids and electrical conductivity (Tomaszkiewicz et al., 2014)

نوع آب زیرزمینی	کل جامدات محلول (میلی‌گرم در لیتر)	هدایت الکتریکی (میکروموس بر سانتی‌متر)	تعداد و کد نمونه‌ها
شیرین	0-500	< 700	6 (F1, F3, F14, F24, F25, F26)
شوری کم	500-1500	700-2000	15 (F2, F4, F5, F6, F7, F8, F9, F12, F13, F15, F16, F17, F18, F22, F23)
شوری متوسط	1500-7000	2000-10000	4 (F10, F11, F19, F21)
شوری زیاد	7000-15000	10000-25000	1 (F20)
شوری خیلی زیاد	15000-35000	25000-45000	-
آب دریا/ آب نمک	> 35000	> 45000	1 (F27)



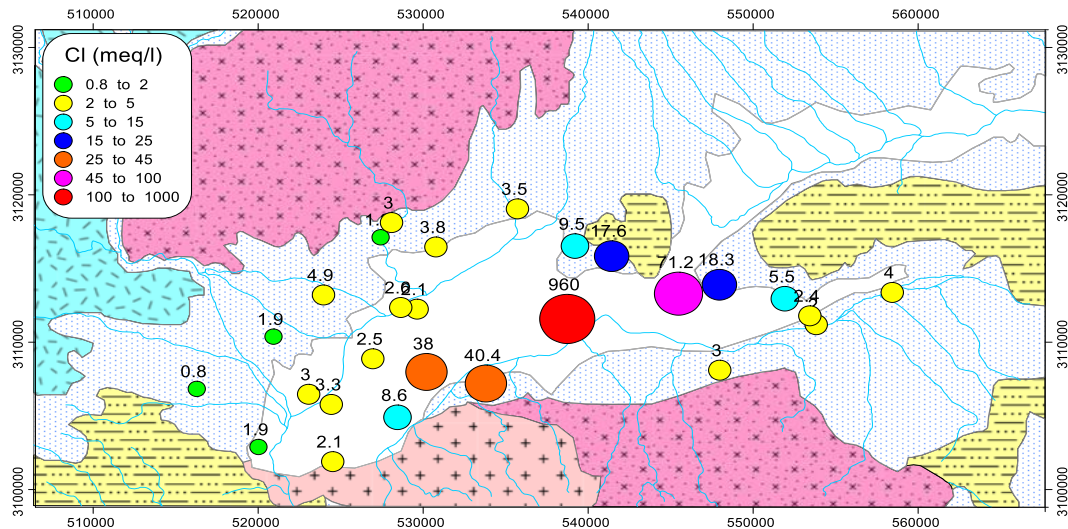
شکل ۵- نمودار Na/Cl در مقابل هدایت الکتریکی

Figure 5- Plot of Na/Cl versus EC



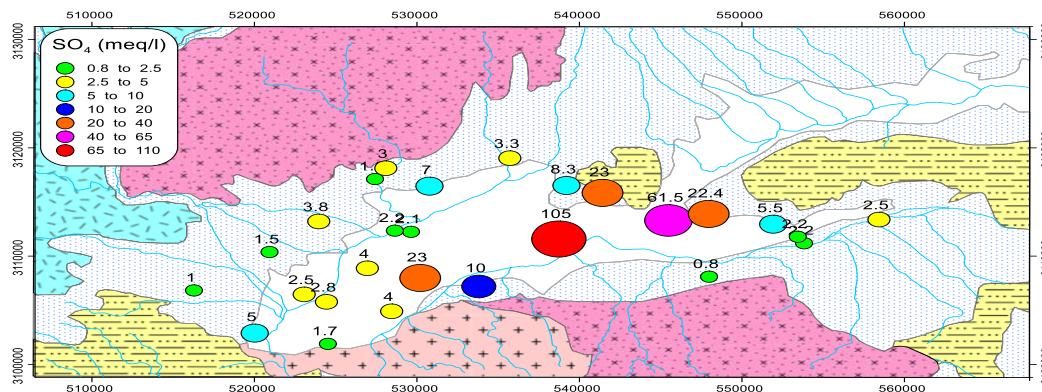
شکل ۶- پراکنندگی مکانی رخساره شیمیایی نمونه‌های آب زیرزمینی

Figure 6- Spatial distribution of groundwater types



شکل ۷- توزیع مکانی غلظت یون کلراید یون کلراید نمونه‌های آب زیرزمینی

Figure 7- Spatial distribution of chloride ion concentration in groundwater samples



شکل ۸- توزیع مکانی غلظت یون سولفات نمونه‌های آب زیرزمینی

Figure 8- Spatial distribution of sulphate ion concentration in groundwater samples

جدول ۴- تقسیم‌بندی نمونه‌های آب بر اساس آلودگی توسط آب شور (Todd and Mays, 2005)

Table 4- Classification of water samples based on contamination by saltwater (Todd and Mays, 2005)

تعداد و کد نمونه‌ها	Cl/ (HCO <sub>3</sub> + CO <sub>3</sub> )	میزان آغستگی / آلودگی
3 (F1, F2, F14)	≤0.5	بدون آغستگی
13 (F3, F5, F6, F7, F8, F12, F13, F15, F16, F24, F25, F26)	0.5 - 1.3	آغستگی کم
3 (F4, F9, F23)	1.3-2.8	آغستگی متوسط
4 (F18, F19, F21, F22)	2.8-6.6	آلوده
1 (F10)	6.6-15.5	آلودگی زیاد
3 (F11, F20, F27)	>15.5	آلودگی خیلی زیاد

### ۳-۲- تعیین منشأ شوری آب زیرزمینی

اولین کار در تعیین منشأ نمونه‌های آب، مشخص کردن نمونه‌های مشابه و گروه‌بندی آن‌هاست؛ زیرا نمونه‌های آب با ترکیب شیمیایی مشابه معمولاً دارای منشأ یکسانی هستند. برای گروه‌بندی نمونه‌های آب زیرزمینی و مشخص کردن نمونه‌های آب با کیفیت شیمیایی مشابه از روش تحلیل خوشه‌ای استفاده شده است. در این روش نمونه‌های آب بر اساس غلظت یون‌های اصلی گروه‌بندی شده‌اند. برای گروه‌بندی نمونه‌های آب از روش وارد استفاده شده است. با توجه به نتایج حاصل از تحلیل خوشه‌ای، نمونه‌های آب زیرزمینی در سه گروه قرار گرفته‌اند (جدول ۲). ویژگی‌های آماری این سه گروه در جدول ۵ ارائه شده است. همان‌طور که در جدول ۵ مشاهده می‌شود، شوری و غلظت املاح آب زیرزمینی از گروه ۱ به سمت گروه ۳ افزایش می‌یابد.

جدول ۶ ضرایب همبستگی پارامترهای کیفی نمونه‌های آب را نشان می‌دهد. با توجه به این جدول هدایت الکتریکی نمونه‌های آب زیرزمینی همبستگی زیادی با غلظت یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، کلراید و سولفات دارد ( $R^2 > 0.9$ ). همبستگی بسیار بالایی نیز بین غلظت یون‌های کلسیم، سدیم و کلراید مشاهده می‌شود ( $R^2 = 1$ ) که نشان‌دهنده منشأ یکسان این یون‌هاست. یون منیزیم نیز با یون سولفات و کلراید همبستگی بالایی دارد ( $R^2 > 0.93$ ). یون سدیم بیش‌ترین همبستگی را با یون کلراید دارد. همبستگی بین یون‌های کلسیم و سولفات نیز قابل ملاحظه است. این ضرایب همبستگی بالا مؤید انحلال رسوبات تبخیری نمکی و گچی در آبخوان هستند.

نمودارهای دو متغیره پارامترهای کیفی یکی از مفیدترین روش‌ها جهت تعیین منشأ املاح آب زیرزمینی هستند (Paul et al., 2019). شکل ۹ نمودارهای دو متغیره برخی از پارامترهای کیفی آب زیرزمینی را نشان می‌دهد. همبستگی بالای تغییرات

خطی است و نشان‌دهنده این است که یون منیزیم نقش چندانی در واکنش‌های تبادل کاتیونی ندارد (شکل ۵۹). تغییرات غلظت یون سولفات و یون کلراید نیز رابطه خطی دارد که مؤید منشأ یکسان آن‌ها است (شکل ۵۹). منشأ این یون‌ها در آب زیرزمینی، انحلال رسوبات تبخیری حاوی گچ و نمک است.

برای بررسی تأثیر تبخیر بر کیفیت آب زیرزمینی از نمودارهای گیبس استفاده شده است. این نمودارها در شکل ۱۰ ارائه شده‌اند. همان‌طور که در این نمودارها دیده می‌شود، غلظت املاح نمونه‌های آب زیرزمینی به‌ویژه نمونه‌های گروه دوم تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته است. این موضوع نشان‌دهنده نقش تبخیر در افزایش املاح آب زیرزمینی و تکامل کیفی آن است.

غلظت یون‌ها در این نمودارها نیز مشهود است. یون سدیم در مقابل یون کلراید مقداری غنی‌شدگی را نشان می‌دهد (شکل ۹الف). این غنی‌شدگی در نمونه‌های گروه ۱ به‌خوبی مشاهده می‌شود. یکی از مهم‌ترین دلایل این موضوع، وقوع فرآیند تبادل کاتیونی بین یون‌های کلسیم و سدیم است. این فرآیند باعث کاهش غلظت یون کلسیم و افزایش غلظت یون سدیم در آب زیرزمینی شده است. یون کلسیم در مقابل یون کلراید مقداری تهی‌شدگی را نشان می‌دهد (شکل ۹ب) که مؤید وقوع فرآیند تبادل کاتیونی است. این روند در نمودارهای دومتغیره یون‌های سدیم و کلسیم در مقابل یون سولفات نیز مشاهده می‌شود (شکل ۹ج و شکل ۹د). رابطه بین غلظت یون منیزیم در مقابل یون کلراید تقریباً

جدول ۵ - ویژگی‌های آماری پارامترهای کیفی نمونه‌های آب زیرزمینی در گروه‌های مختلف  
Table 5- Statistical characteristics of groundwater quality parameters in different groups

نام گروه	تعداد نمونه	پارامتر آماری	EC μS/cm	pH	Ca	Mg	Na	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>
meq/l										
1	21	میانگین	943.4	7.76	1.53	1.76	6.41	3.15	3.41	3.19
		حداقل	403	6.6	0.2	0.6	2.8	1.60	0.8	0.8
		حداکثر	1990	8.7	3.6	3.6	14.4	5.4	9.5	8.0
2	5	میانگین	5694	7.5	6.40	10.26	50.56	2.58	37.10	27.98
		حداقل	3630	7.1	3.0	2.6	31.9	2.3	17.6	10.0
		حداکثر	10450	8.1	10.1	21.0	105.0	3	71.2	62.0
3	1	-	64700	6.7	135.0	77.0	860.0	2.3	960.0	105.0

جدول ۶- ماتریس همبستگی پارامترهای فیزیکوشیمیایی نمونه‌های آب زیرزمینی  
Table 6-Correlation matrix of physico-chemical parameters of groundwater samples

پارامتر	EC	pH	Ca	Mg	Na	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>
EC	1.00							
pH	-0.43	1.00						
Ca	0.99	-0.42	1.00					
Mg	0.98	-0.42	0.96	1.00				
Na	1.00	-0.42	1.00	0.98	1.00			
HCO <sub>3</sub>	-0.19	-0.03	-0.16	-0.20	-0.18	1.00		
Cl	1.00	-0.41	1.00	0.97	1.00	-0.17	1.00	
SO <sub>4</sub>	0.91	-0.50	0.87	0.93	0.89	-0.25	0.87	1.00

وضعیت عمومی شوری آب زیرزمینی مفید است. نمودارهای موجود در شکل ۱۱ را دو دسته می‌توان قرار داد: دسته اول شامل چاه‌های W5، W13، W14 و W18 است. هدایت‌الکتریکی آب در این چاه‌ها روندی افزایشی را با گذشت زمان نشان می‌دهد (شکل ۱۱ الف تا ج).

در شکل ۱۱ تغییرات زمانی هدایت‌الکتریکی برخی از چاه‌های دشت فاریاب ارائه شده است. نمونه‌برداری از این چاه‌ها در سال‌های گذشته توسط شرکت آب منطقه‌ای کرمان انجام شده است. علی‌رغم این‌که نمونه‌برداری‌ها به‌صورت منظم انجام نشده، اما برای بررسی

دشت فاریاب وضعیت توپوگرافی خاصی دارد به طوری که شیب عمومی آن از اطراف به سمت مرکز است. بنابراین، در گذشته رسوبات ریزدانه توسط آب‌های سطحی حمل و در مرکز دشت تجمع پیدا کرده‌اند. تبخیر نیز باعث افزایش غلظت املاح آب‌های سطحی و زیرزمینی در این منطقه شده است. به این ترتیب یک زون آب شور در مرکز دشت فاریاب ایجاد شده است. منحنی‌های هم‌پتانسیل آب زیرزمینی همراه با موقعیت چاه‌های بهره‌برداری در شکل ۱۳ الف نشان داده شده‌اند. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، بهره‌برداری زیاد آب زیرزمینی باعث پایین رفتن سطح آب و ایجاد مخروط افت در بخش‌های غربی و شمال‌غربی آبخوان شده است. در نتیجه آب شور از مرکز دشت به سمت چاه‌ها حرکت کرده و باعث شوری آب آن‌ها شده است. نحوه تغییرات تراز آب زیرزمینی، مقاومت ویژه ظاهری و هدایت الکتریکی در امتداد مقطع AB نیز در شکل ۱۳ ب ارائه شده است. کم‌ترین میزان مقاومت ویژه و بیش‌ترین مقدار هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در بخش میانی مقطع AB مشاهده می‌شود. با توجه به روند تغییرات پارامترهای کمی و کیفی آب زیرزمینی در امتداد مقطع AB، تأثیر پمپاژ از آب زیرزمینی و افت سطح آب بر حرکت آب شور از مرکز دشت به اطراف آن کاملاً مشهود است. پمپاژ بیش‌ازحد از چاه‌های بهره‌برداری باعث ایجاد مخروط افت‌هایی در آبخوان شده است. توسعه این مخروط افت‌ها باعث حرکت جبهه آب شور به سمت چاه‌های بهره‌برداری شده است. (Ahmadi (2021 نیز پمپاژ بیش از حد از آب زیرزمینی را به‌عنوان یکی از دلایل تخریب کیفی آب در دشت ورامین معرفی کرده است. (Baghvand et al. (2010 نیز برداشت بیش از حد از چاه‌های بهره‌برداری را مهم‌ترین عامل نفوذ آب شور به آبخوان دانسته‌اند.

#### ۴- نتیجه‌گیری

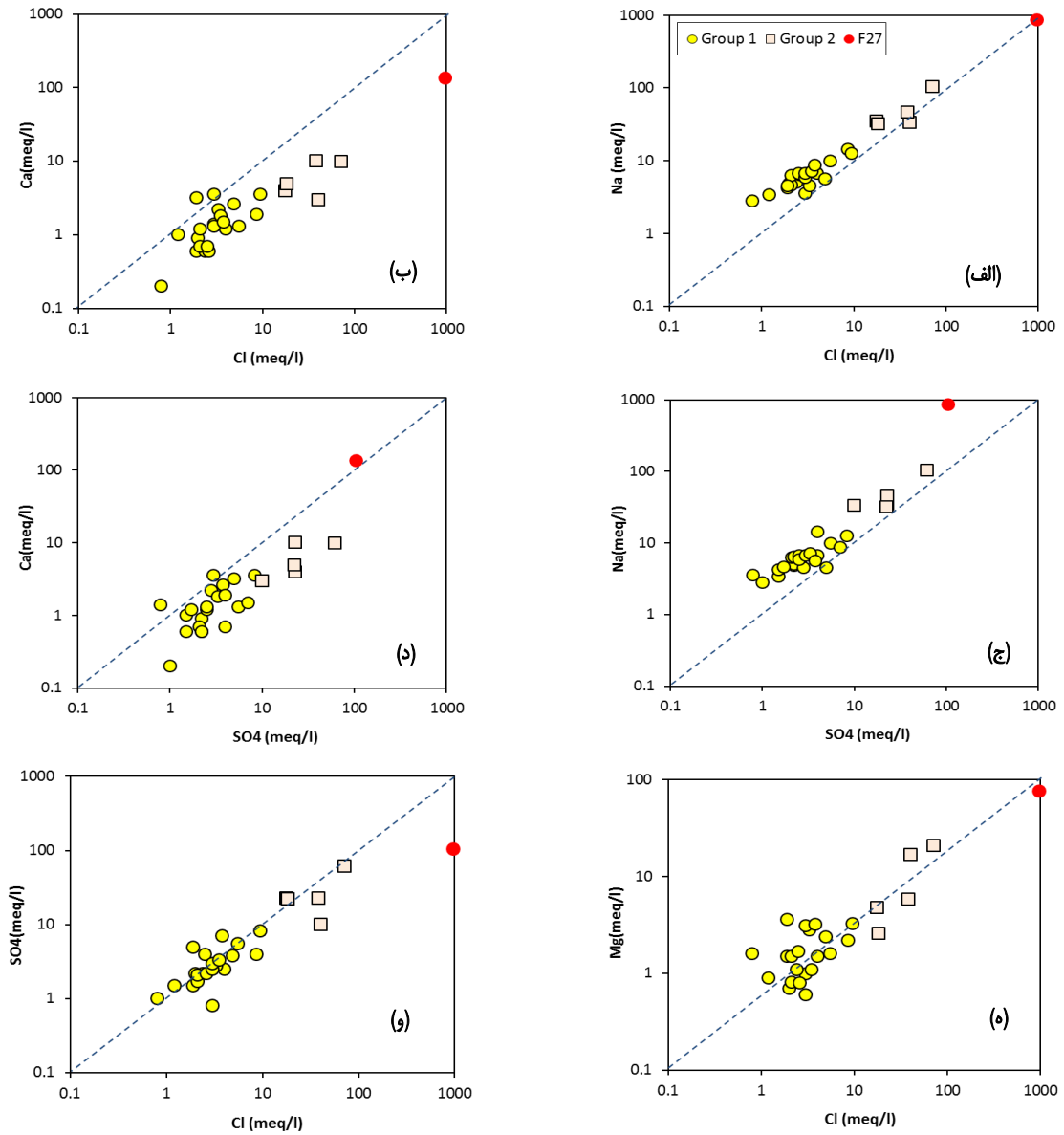
در این مطالعه منشأ و مکانیزم شوری آب زیرزمینی دشت فاریاب در جنوب شرق ایران بررسی شد. رسوبات ریزدانه در بخش مرکزی این دشت نهشته شده‌اند. سطح آب زیرزمینی در گذشته در این منطقه فاصله کمی تا سطح زمین داشته و باعث ایجاد یک زون تبخیر از آب‌های سطحی و زیرزمینی شده است. در اثر تبخیر آب در بخش مرکزی، رسوبات تبخیری شامل رسوبات گچی و نمکی تشکیل شده و میزان املاح آب زیرزمینی افزایش یافته است. بر اساس نتایج حاصل از مطالعات ژئوالکترونیک، در نواحی مرکزی دشت مقدار مقاومت ویژه ظاهری کاهش می‌یابد که نشان‌دهنده وجود رسوبات ریزدانه حاوی آب شور در این مناطق است.

این چاه‌ها در بخش میانی دشت واقع شده‌اند. میزان افزایش هدایت الکتریکی در این چاه‌ها در طول دوره آماری قابل توجه است. برای مثال چاه W5 افزایشی بیش از ۱۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر در بین سال‌های ۱۳۸۴ و ۱۳۸۵ را نشان می‌دهد. این روند افزایشی هدایت الکتریکی که با افت سطح زیرزمینی همراه است، مربوط به حرکت آب شور از بخش مرکزی دشت فاریاب به مناطق اطراف است. دسته دوم چاه‌ها شامل چاه‌های W4، W17، W22 و W23 است. هدایت الکتریکی این چاه‌ها در طول دوره آماری تغییرات چندانی نداشته و نشان‌دهنده تغییرات طبیعی هدایت الکتریکی با گذشت زمان است (شکل ۱۱ د تا ز). این چاه‌ها در حاشیه دشت قرار گرفته‌اند و تحت تأثیر نفوذ آب شور از بخش مرکزی دشت نیستند.

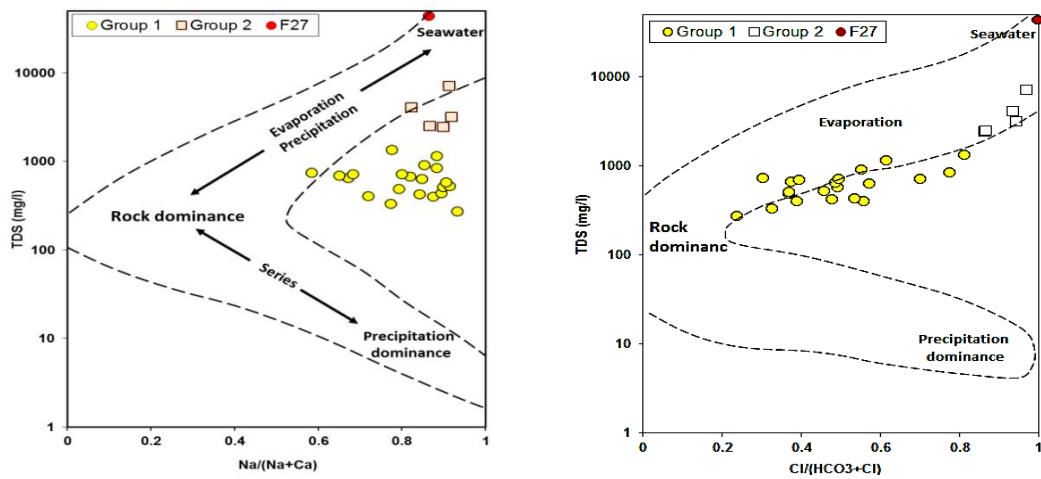
#### ۳-۳- اختلاط آب شور و شیرین

در این مطالعه، نمونه F1 که دارای کم‌ترین میزان هدایت الکتریکی و کم‌ترین غلظت یون کلراید است، به‌عنوان نمونه معرف آب شیرین و نمونه F27 که در مرکز زون آب شور قرار گرفته به‌عنوان نمونه معرف آب شور در نظر گرفته شده است. با استفاده از رابطه‌های ۱ تا ۳ میزان اختلاط آب شور و شیرین برای نمونه‌های آب محاسبه و در جدول ۲ ارائه شده است. با توجه به مقدار نسبت اختلاط ( $f_{sw}$ ) بیشترین اختلاط آب شور و شیرین در نمونه‌های F10، F11، F20، F19 و F21 رخ داده است. این نمونه‌ها در حاشیه زون آب شور قرار گرفته‌اند. با افزایش فاصله از مرکز دشت، میزان اختلاط آب شور و شیرین کاهش می‌یابد. با توجه به جدول ۲، اغلب نمونه‌های آب زیرزمینی نسبت به یون‌های کلسیم، سدیم و سولفات مقداری غنی‌شدگی را نشان می‌دهند ( $\Delta Ci > 0$ ). مقادیر  $\Delta Na$  و  $\Delta SO_4$  در نمونه‌های F10، F11، F19، F20 و F21 نسبت به سایر نمونه‌های آب زیرزمینی بیش‌تر است. این نمونه‌ها غنی‌شدگی زیادی را از لحاظ یون‌های سدیم و سولفات نشان می‌دهند. دلیل این غنی‌شدگی، انحلال کانی‌های سولفات غنی از سدیم است. شکل ۱۲ تغییرات مقادیر  $\Delta Ca$ ،  $\Delta Mg$ ،  $\Delta Na$  و  $\Delta SO_4$  را در مقابل نسبت اختلاط آب شور و شیرین ( $f_{sw}$ ) نشان می‌دهد. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود مقدار  $\Delta Mg$ ،  $\Delta Na$  و  $\Delta SO_4$  رابطه مستقیمی با افزایش نسبت اختلاط آب شور و شیرین دارد. بنابراین نفوذ آب شور باعث غنی‌شدگی یون‌های منیزیم، سدیم و سولفات در آبخوان شده است.

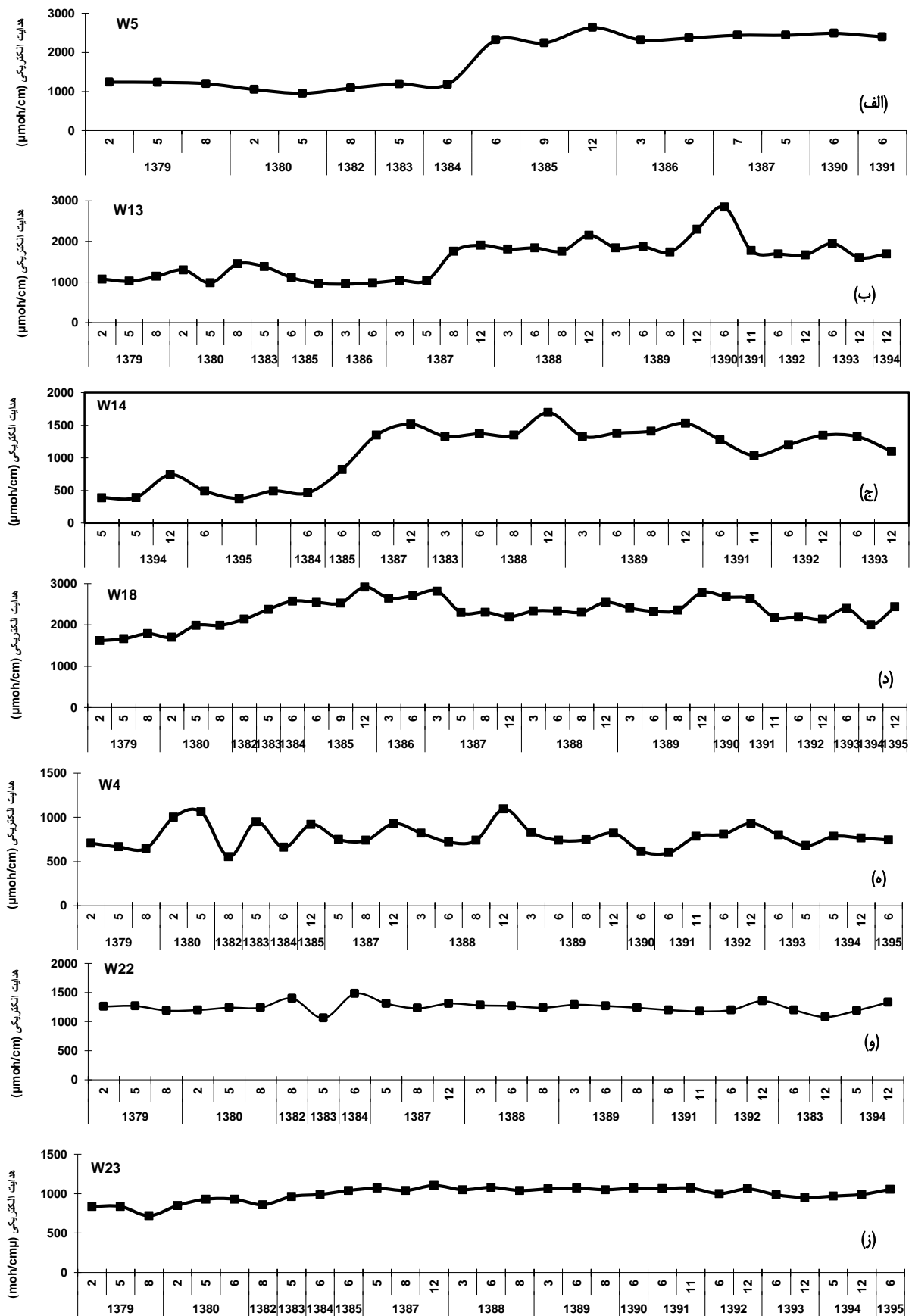
#### ۳-۴- مکانیزم شوری آب زیرزمینی



شکل ۹- نمودارهای دو متغیره برخی از پارامترهای کیفی آب زیرزمینی  
Figure 9- Bivariate diagrams of some groundwater quality parameters

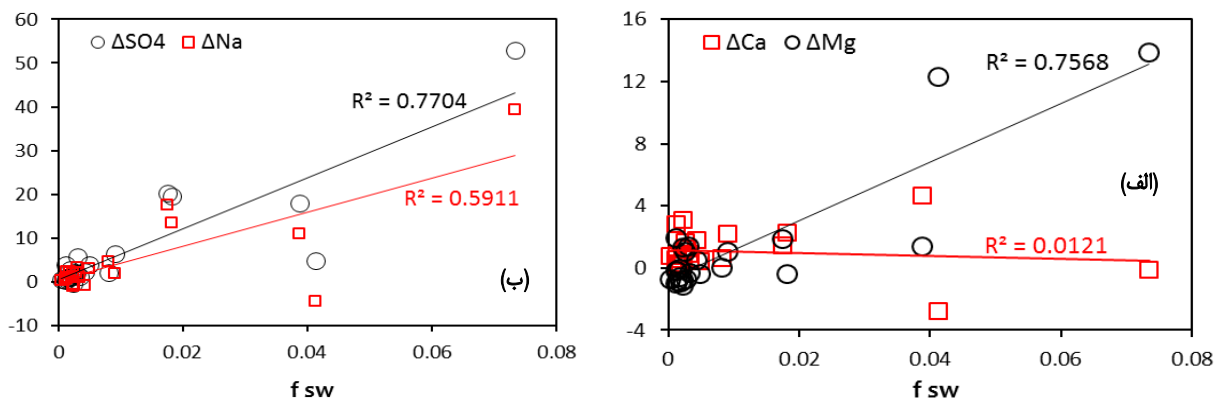


شکل ۱۰- نمودارهای گیبس نمونه‌های آب زیرزمینی (Gibbs, 1970)  
Figure 10- Gibbs diagrams of groundwater samples (Gibbs, 1970)

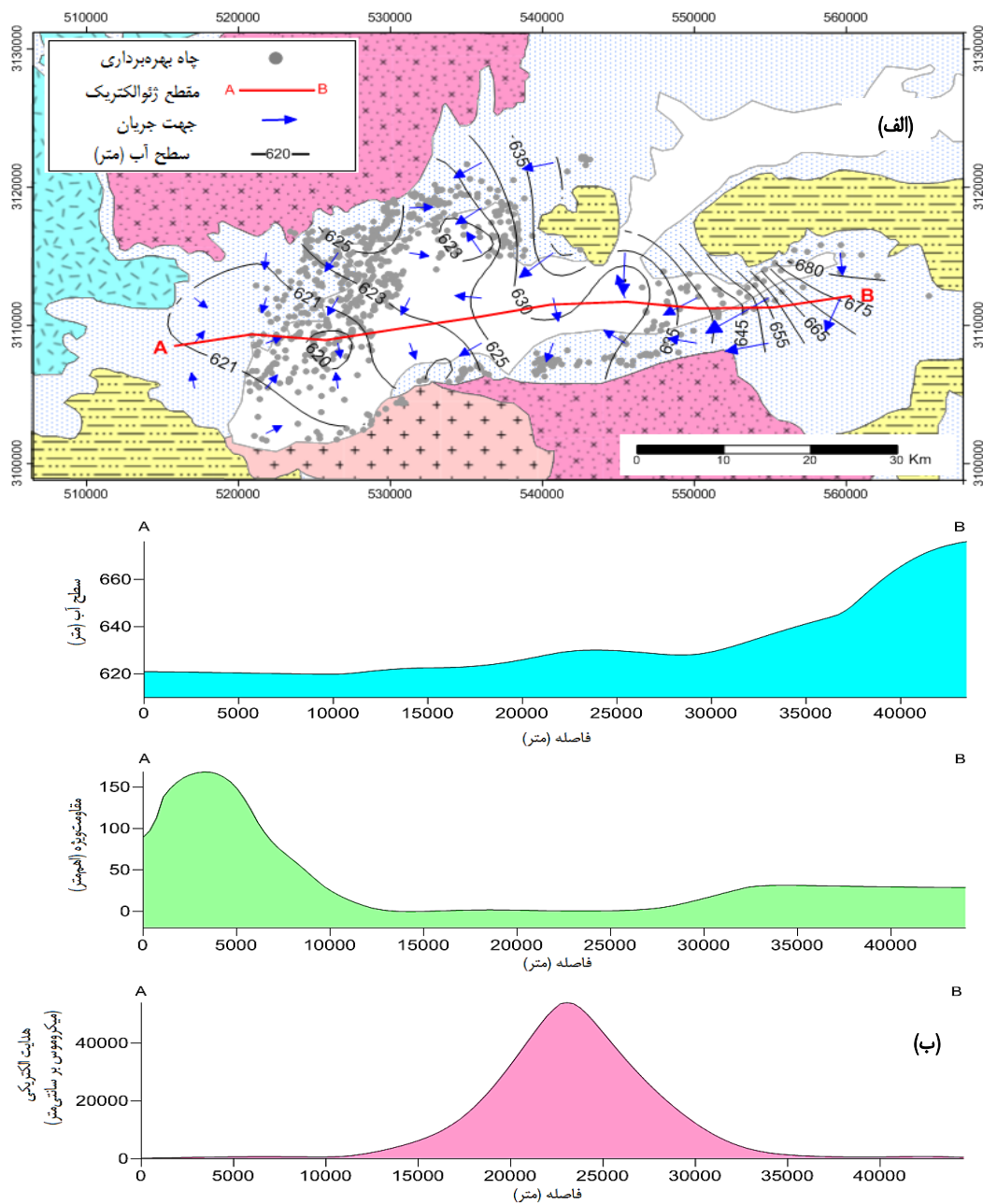


شکل ۱۱- تغییرات زمانی هدایت الکتریکی در چاه‌های پایش کیفی (بر حسب میکروموس بر سانتی‌متر)  
 Figure 11- Temporal variation of electrical conductivity of quality monitoring wells ( $\mu\text{moh/cm}$ )





شکل ۱۲- نمودارهای دو متغیره  $\Delta Ca$ ,  $\Delta Mg$ ,  $\Delta Na$  و  $\Delta SO_4$  در مقابل میزان نفوذ آب شور ( $f_{sw}$ )  
 Figure 12- Bivariate diagram of  $\Delta Ca$ ,  $\Delta Mg$ ,  $\Delta Na$  and  $\Delta SO_4$  versus saltwater fraction ( $f_{sw}$ )



شکل ۱۳- مکانیزم شورى آب زیرزمینی در دشت فاریاب  
 Figure 13- Mechanism of groundwater salinization in the Faryab plain

آن است. اصلاح و به سازی تأسیسات تغذیه مصنوعی موجود و مکان یابی پروژه های تغذیه مصنوعی جدید جهت کنترل نفوذ آب شور نیز پیشنهاد می شود.

نمونه برداری از اعماق مختلف آبخوان و اندازه گیری یون های فرعی مانند ید و برم کمک زیادی به درک بیش تر فرآیند شوری آب زیرزمینی خواهد کرد. اندازه گیری ایزوتوپ های محیطی مانند اکسیژن ۱۸، دوتریم و کلراید ۳۶ نیز به غنای مطالعات آتی کمک خواهد کرد. با تهیه مدل ریاضی آبخوان نیز می توان تأثیر اقدامات مدیریتی مختلف بر کنترل شوری آبخوان را بررسی کرد. با استفاده از نتایج مدل ریاضی می توان بیان آبخوان را بررسی و مقدار برداشت مجاز از آب زیرزمینی را تعیین کرد.

شرکت سهامی آب منطقه ای کرمان، (۱۳۸۹). ارزیابی منابع آب زیرزمینی دشت فاریاب. شرکت سهامی آب منطقه ای کرمان، ۹۸ صفحه.

فشائی، محمد، و قوچانیان، مرجان (۱۴۰۱). ارزیابی مکانی متغیرهای کیفی منابع آب زیرزمینی با هدف کاربرد آن در کشاورزی و شرب (مطالعه موردی: دشت مهورات- فیض آباد). مدل سازی و مدیریت آب و خاک، (۲)۳، ۲۸-۴۴.  
doi:10.22098/mmws.2022.9650.1056

مقبلی، زهرا، اولیایی، حمیدرضا، سنجر، صالح، و ادهمی، ابراهیم (۱۳۹۸). مطالعه ژنتیکی ارتباط خاک و زمین نما در منطقه خشک فاریاب، استان کرمان. آب و خاک، (۲)۳۳، ۳۳۳-۳۴۷.  
doi:10.22067/jsw.v33i2.78434

مهندسين مشاور آب-خا، (۱۳۵۱). بررسی های ژئوفیزیک محدوده فاریاب-گلاشگرد. مهندسين مشاور آب-خاک، ۵۵ صفحه.

بررسی ویژگی های کیفی آب زیرزمینی نیز نشان دهنده وقوع فرآیندهایی مانند انحلال هالیت، انحلال ژیبس و وقوع فرآیند تبادل کاتیونی در آبخوان است. تبخیر از آب زیرزمینی نیز کیفیت آب را به ویژه در بخش میانی دشت تحت تأثیر قرار داده است. در نتیجه پمپاژ زیاد از چاه های بهره برداری، بار هیدرولیکی آبخوان کاهش یافته و زون آب زیرزمینی شور به سمت چاه های بهره برداری گسترش پیدا کرده است. نفوذ آب شور باعث شوری و تخریب کیفی آب زیرزمینی شده است. بر اساس نتایج این تحقیق مهم ترین دلیل شوری آب زیرزمینی در دشت فاریاب، برداشت بیش از حد از آب های زیرزمینی و بر هم خوردن تعادل طبیعی آبخوان است. مهم ترین راهکار برای مقابله با توسعه جبهه آب شور در دشت فاریاب، کاهش بهره برداری از آبخوان به ویژه در نواحی میانی

## منابع

احمدی، علیرضا (۱۴۰۰). بررسی تغییرات کیفی آب زیرزمینی در دشت ورامین تهران. مدل سازی و مدیریت آب و خاک، (۱)۲، ۱۴-۲۶.  
doi:10.22098/mmws.2021.9356.1037

تقی زاده، محمد مهدی، حلبیان، امیرحسین، عالی پور، محمود، و کیومرثی، حسین (۱۳۹۶). شناسایی و پهنه بندی میزان شوری آب های زیرزمینی با استفاده از GIS (مطالعه موردی: دشت نمدان، شهرستان اقلید). جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، (۳) ۲۸، ۱۳۳-۱۴۶.  
doi:10.22108/gep.2017.97044.0

زارع، حمید، و خالدیان، محمد رضا (۱۳۹۶). بررسی تغییرات مکانی و زمانی شوری آب های زیرزمینی استان کرمان به منظور استفاده در آبیاری قطره ای پسته. آبیاری و زهکشی ایران، (۵)۱۱، ۸۱۰-۸۲۱

## References

- Abdalla, F. (2016). Ionic ratios as tracers to assess seawater intrusion and to identify salinity sources in Jazan coastal aquifer, Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences*, 9, 40. doi:10.1007/s12517-015-2065-3
- Ab-Khak Consulting Engineers, (1972). Geophysical investigations of Faryab-Golashgerd district. *Water-Soil Consulting Engineers*, 55 pages. [In Persian]
- Acworth, I., & Jankowski, J. (1993). Hydrogeochemical zonation of groundwater in the Botany Sands Aquifer, Sydney. *Australian Geology and Geophysics*, 14, 193-199.
- Ahmadi, A. (2021). Investigation of groundwater quality changes in Varamin Plain of Tehran. *Water and Soil Management and Modelling*, 2(1), 14-26. doi:10.22098/mmws.2021.9356.1037 [In Persian]
- Amiri, V., Nakhaei, M., Lak, R., & Kholghi, M. (2016). Geophysical, isotopic, and

- hydrogeochemical tools to identify potential impacts on coastal groundwater resources from Urmia Hypersaline Lake, NW Iran. *Environmental Science and Pollution Research*, 23, 16738-16760. doi:10.1007/s11356-016-6859-y
- Baghvand, A., Nasrabadi, T., Nabi Bidhendi, Gh., Vosough, A., Karbassi, A., & Mehrdadi, N. (2010). Groundwater quality degradation of an aquifer in Iran central desert. *Desalination*, 260 (1-3), 264-275. doi:10.1016/j.desal.2010.02.038
- Bagheri, R., Bagheri, F., & Eggenkamp, H.G.M. (2017). Origin of groundwater salinity in the Fasa Plain, southern Iran, hydrogeochemical and isotopic approaches. *Environmental Earth Science*, 76, 662. doi:10.1007/s12665-017-6998-6.
- Cartwright, I., Weaver, T.R., Fulton, S., Nichol, C., Reid, M., & Cheng, X. (2004). Hydrogeochemical and isotopic constraints on the origins of dryland salinity, Murray Basin,

- Victoria, Australia. *Applied Geochemistry*, 19 (8), 1233-1254. doi:10.1016/j.apgeochem.2003.12.006
- Cook, P.G., Jolly, I.D., Leaney, F.W., Walker, G.R., Allan, G.L., Fifield, L.K., & Allison, G.B. (1994). Unsaturated zone tritium and chlorine 36 profiles from southern Australia: Their use as tracers of soil water movement. *Water Resource Research*, 30, 1709–1719. doi:10.1029/94WR00161
- Dahlhaus, P.G., MacEwan, R.J., Nathan, E.L., & Morand, V.J. (2000). Salinity on the southeastern Dundas Tableland, Victoria. *Australian Journal of Earth Science*, 47, 3–11. doi:10.1046/j.1440-0952.2000.00759.x
- Duque, C., Calvache, M.L., Pedrera, A., Martin-Rosales, W., & Lopez-Chicano, M. (2008). Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology*, 349, 536–547. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.031
- Falgas, E., Ledo, J., Marcuello, A., & Queralt, P. (2009). Monitoring freshwater-seawater interface dynamics with audiomagnetotelluric data. *Near Surface Geophysics*, 7(5-6), 391-400. doi:10.3997/1873-0604.2009038
- Fashae, M., & Ghoochani, M. (2022). Spatial evaluation of qualitative parameters of groundwater resources with the aim of its application in agriculture and drinking (Case study: Mehvalat-Feyzabad plain). *Water and Soil Management and Modelling*, 2(2), 28-44. doi:10.22098/mmws.2022.9650.1056 [In Persian]
- Fidelibus, D. (2003). Environmental tracing in coastal aquifers: old problems and new solutions. *Coastal Aquifers*, 2, 79–111.
- Ghassemi, F., Jakeman, A.J., & Nix, H.A. (1995). *Salinisation of land and water resources: Human causes, extent, management and case studies*. University of New South Wales Press, 324 pages.
- Gibbs, R.J. (1970). Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 170, 1088-1090. doi:10.7508/pj.2017.02.%20014
- KRWA, (2010). Evaluation of groundwater resources of Faryab plain. *Kerman Regional Water Authority*, 98 pages. [In Persian]
- Mirzavand, M., & Ghazban, F. (2022). Isotopic and hydrochemical evidence for the source and mechanism of groundwater salinization in Kashan Plain aquifer in Iran. *Environmental Science and Pollution Research*, 29, 34575–34593. doi:10.1007/s11356-021-17457-8
- Mirzavand, M., Sadeghi, S., & Bagheri, R. (2020). Groundwater and soil salinization and geochemical evolution of Femenin-Ghahavand plain, Iran. *Environmental Science and Pollution Research*, 27, 43056–43066. doi:10.1007/s11356-020-10229-w
- Moghbeli, Z., Sanjari, S., & Adhami, E. (2019). Genetic study of soil-landscape relationship in arid region of Faryab, Kerman province. *Water and Soil*, 33(2), 333-347. doi:10.22067/jsw.v33i2.78434 [In Persian]
- Paul, R., Brindha, K., Gowrisankar, G., Tan, L.M., & Singh, M.K. (2019). Identification of hydrogeochemical processes controlling groundwater quality in Tripura, Northeast India using evaluation indices, GIS, and multivariate statistical methods. *Environmental Earth Science*, 78, 470. doi:10.1007/s12665-019-8479-6
- Shin, K., Koh, D.C., Jung, H., & Lee, J. (2020). The hydrogeochemical characteristics of groundwater subjected to seawater intrusion in the Archipelago, Korea. *Water*, 12, 1-17.
- Taghizadeh, M., Halabian, A., Alipour, M., & Kiumarsi, H. (2017). Identifying and zoning of groundwater salinity using GIS, Case study: Namdan plain of Eghlid county. *Geography and Environmental Planning*, 28(3), 133-146. doi:10.22108/gep.2017.97044.0 [In Persian]
- Tijani, M. (2008). Hydrochemical and stable isotopes compositions of saline groundwaters in the Benue Basin, Nigeria. *Applied Groundwater Studies in Africa*, 13, 352–369.
- Todd, D., & Mays, L. (2005). *Groundwater Hydrology*. 3<sup>rd</sup> Edition: Wiley-Hoboken, 652 pages.
- White, A.J.R. (2002). Central Victorian Granites – low oxidation states, near-surface intrusions and possible sources of salt. *Water*, 9, 20-37.
- Zare, H., & Khaledian, M.R. (2018). Study of spatial and temporal variations in groundwater of Kerman province to use in drip irrigation of Pistachio. *Iranian Journal of Irrigation & Drainage*, 11(5), 810-821. [In Persian]
- Zarroca, M., Bach, J., Linares, R., & Pellicer, X.M. (2011). Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, Northern Spain). *Journal of Hydrology*, 409(1–2), 407–422. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.052
- Zghibi, A., Tarhouni, J., & Zouhri, L. (2013). Assessment of seawater intrusion and nitrate contamination on the groundwater quality in the Korba coastal plain of Cap-Bon (north east of Tunisia). *Journal of African Earth Science*, 87, 1–12. doi:10.1016/j.jafrearsci.2013.07.00