

## بررسی عوامل مؤثر بر خصوصیات شیمیایی آب زیرزمینی (مطالعه موردی دشت الباجی)

حسن روحی

دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز

نصراله کلانتری

استاد هیدروژئولوژی، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز

حمیدرضا محمدی بهزاد

دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز

حسن دانشیان

دفتر مطالعات آب‌های زیرزمینی، سازمان آب و برق استان خوزستان

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۲/۱۰

تاریخ دریافت: ۹۱/۱۰/۰۱

hasan.roohi@yahoo.com

### چکیده

دشت الباجی در شمال‌غرب شهرستان اهواز و در نوار بیابانی ساحلی خلیج فارس واقع شده است. الکتریسیته آن بین ۲۰۰۰ تا ۷۵۰۰۰ میکروموس برسانتیمتر متغیر است. با استفاده از نتایج سنجش شیمیایی منابع آب زیرزمینی و سطحی دشت الباجی، عوامل و فرایندهای مختلف تأثیرگذار بر کیفیت آب زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفت. جهت ارزیابی مشخصات کیفی از روش‌های گرافیکی و نقشه‌های ضروری استفاده گردید. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که عوامل متعددی از جمله شرایط حوضه رسوبگذاری مواد سازنده لایه آبدار، واکنش آب با مواد آبرفتی دشت، تبخیر از آب زیرزمینی، آب برگشتی کشاورزی و تغذیه از رودخانه کرخه، کیفیت آب زیرزمینی دشت را کنترل می‌کنند. همچنین نتایج نشان می‌دهد که عامل اول نسبت به سایر عوامل غالب می‌باشد.

**کلمات کلیدی:** دشت الباجی، شوری آب زیرزمینی، حوضه رسوبگذاری

### مقدمه

شوری منابع آب و خاک، از آشکارترین پدیده‌های تنزل کیفیت آب به ویژه در مناطق خشک و نیمه خشک است. بهره‌برداری آینده از این منابع به ویژه منابع آب زیرزمینی در خاورمیانه و در بسیاری دیگر از مناطق کمیاب آب در جهان، تا حد زیادی به درجه شوری و میزان آن بستگی دارد (Mehta et al., 2000; Gaye 2001; Vengosh, 2005). عوامل متعددی از جمله: عدم تغذیه مناسب، واکنش‌های بین آب و سنگ مانند انحلال سنگ‌های تبخیری و پدیده‌ی تبادل کاتیونی، تبخیر از آب‌های زیرزمینی، اختلاط آنها مانند نفوذ آب شور دریا به آبخوان‌های ساحلی، آب‌های برگشتی کشاورزی می‌توانند شوری آب زیرزمینی را کنترل کنند (رضایی، ۱۳۹۰; Richter and Kreitler, 1993; Vengosh, 2005). هیدروژئوشیمی ابزار مفیدی برای شناسایی چنین فرآیندهایی است که خصوصیات شیمیایی آب‌های زیرزمینی را تعیین می‌نمایند (Smil, 1987; Feng et al., 1999; Feng, 1999). بنابراین، با مطالعه ترکیب شیمیایی منابع آب و با استفاده از روش‌های مختلف می‌توان به دلایل تغییرات کیفی آب و در نتیجه شناخت منشأ املاح موجود در آنها پی‌برد. در رابطه با عوامل مؤثر بر شوری آب زیرزمینی، تا کنون تحقیقات زیادی در داخل (کلانتری و علیجانی، ۱۳۸۷; کلانتری و همکاران، ۱۳۸۶ و محمدی بهزاد، ۱۳۸۹) و خارج (Attia, 1994; Marie and Vengosh, 2001, Guler and Thyne, 2004; Yong-

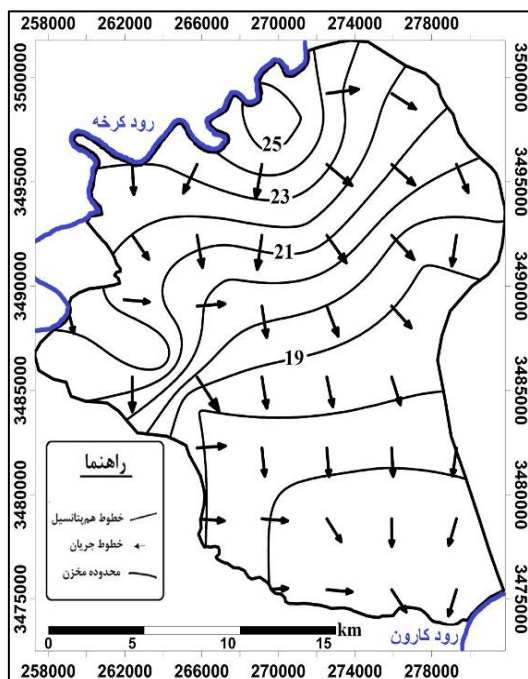
Hong, 2007; De-montety et al., 2008; Al-Ahmadi and El-Fiky, 2009; Khodapanah, 2009; Dinelli et al., 2010; Obiefuna and Orazulike, 2011; Hofmann and Cartwright, 2013; Srinivasamoorthy et al., 2013) صورت گرفته است.

منطقه مورد مطالعه آبخوان آبرفتی دشت الباجی است که آب زیرزمینی آن علیرغم نبود یک منبع مشخص شوری مانند حضور لایه‌های مخرب کیفیت آب، شور می‌باشد و میزان این شوری نیز بسیار زیاد است. بنابراین، هدف از این تحقیق شناسایی عوامل و منابع شوری و همچنین ارزیابی فرایندهای هیدروشیمیایی حاکم بر شوری آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه است.

### ویژگی‌های عمومی و وضعیت هیدروژئولوژی منطقه مورد مطالعه

دشت الباجی در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال‌غرب شهرستان اهواز و بین طول جغرافیایی ۲۶° ۴۸' تا ۴۱° ۴۸' درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۲' ۳۱' تا ۳۷' ۳۱' درجه شمالی قرار دارد. این دشت در نوار بیابانی ساحلی خلیج فارس واقع شده است. متوسط بارندگی سالانه در منطقه ۲۴۴ میلی‌متر و متوسط دمای سالانه ۲۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. بنابراین، با توجه به کمبود نزولات جوی و بالا بودن درجه حرارت و به دنبال آن تبخیر زیاد، شوری خاک افزایش یافته و در نتیجه پوشش گیاهی قابل توجهی در منطقه مشاهده نمی‌شود.

ماسه ریز تا متوسط و لای و رس می‌باشند. وجود این رسوبات دانه‌ریز سبب کاهش نفوذپذیری و افزایش ارتفاع مویستگی و در نتیجه افزایش اثر تبخیر بر آب زیرزمینی می‌گردد. بر روی این مواد آبرفتی، ماسه‌های بادی در اندازه خیلی ریز تا متوسط گسترده شده‌اند که دارای نفوذپذیری سطحی زیادی می‌باشند و به همین دلیل هیچ‌گونه اثری از تشکیل رواناب‌های سطحی دیده نمی‌شود.

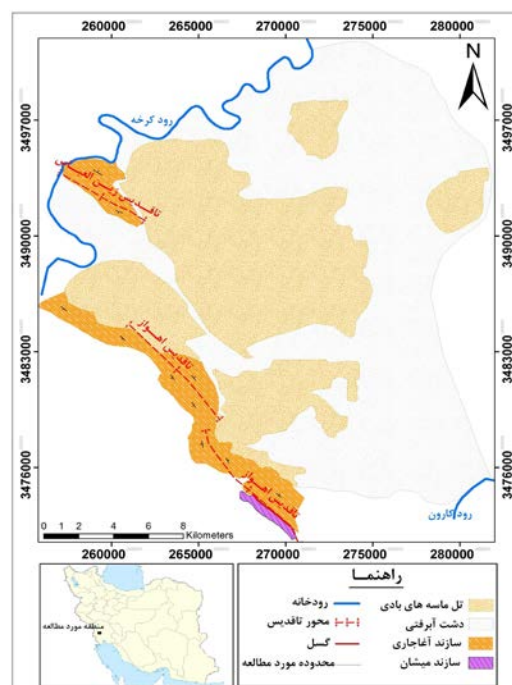


شکل ۲. نقشه سطح آب زیرزمینی دشت الباجی در فروردین ۱۳۹۰

### روش کار

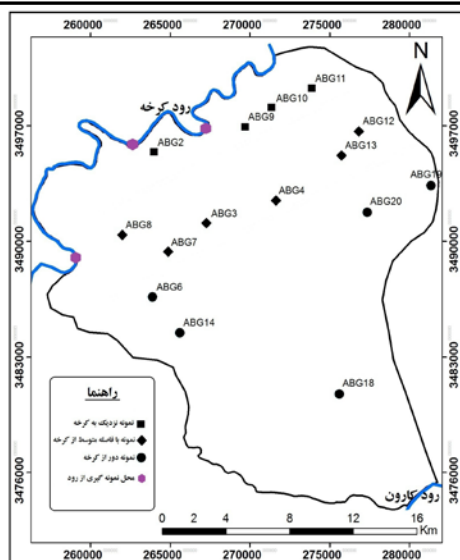
به منظور بررسی کیفیت آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه، از ۱۵ چاهک با عمق ۲۰ تا ۴۵ متر، در دو دوره فروردین و آبان ماه سال ۱۳۹۰ نمونه‌برداری به عمل آمد. همچنین برای مقایسه کیفیت آب رودخانه کرخه و آب زیرزمینی، از آب رودخانه کرخه نیز در سه ایستگاه نمونه‌برداری گردید. نمونه‌ها پس از جمع‌آوری جهت تعیین غلظت عناصر عمده ( $Ca, Mg, Na, K, HCO_3, SO_4, Cl$ ) به آزمایشگاه سازمان آب و برق استان خوزستان ارسال شدند. همزمان با نمونه‌برداری مقدار pH و دمای آب هر نمونه نیز جهت محاسبه نمایه‌های اشباع و تجزیه و تحلیل‌های بعدی، در محل اندازه‌گیری شد. موقعیت نقاط نمونه‌برداری از آب زیرزمینی و رودخانه کرخه در (شکل ۳)، و نتایج آنالیز نمونه‌ها در (جدول ۱) ارائه شده است. با توجه به اینکه غلظت یون‌های اصلی آب‌های سطحی و زیرزمینی منطقه در دو دوره نمونه‌برداری تفاوت ناچیزی نشان می‌دهند، فقط از نتایج سنجش شیمیایی یکی از دوره‌ها (فروردین ماه ۹۰) جهت تجزیه و تحلیل‌ها استفاده شده است. در این راستا نقش منابع شوری و فرایندهای هیدروشیمیایی تأثیر گذار بر کیفیت آب زیرزمینی دشت الباجی با استفاده از نمودارهای پایپر، ترکیبی، نمایه‌های اشباع و تبادل یونی و نقشه‌های هم‌ارزش نمایه اشباع ژپس و هالیت، تبخیر و هدایت الکتریکی مورد بررسی قرار گرفته است. برای تهیه نمودارهای فوق از نرم افزارهای Microsoft Excel 2007، RockWare، PHREEQC 2.8 و AqQa 1.1.1[1.1.5.1] (Inc.1999)، و برای تهیه نقشه‌های یاد شده از نرم افزار ArcGIS 10 استفاده شده است.

از نظر زمین‌شناسی دشت الباجی بخشی از یک حوضه بسته ناودیس است که از شمال به رودخانه کرخه، از جنوب به رودخانه کارون و از غرب به سازند آغاچاری محدود می‌شود (شکل ۱). هر چند که رودخانه کرخه در تغذیه آب زیرزمینی دشت نقش محدودی دارد، ولی رودخانه کارون بالعکس آب زیرزمینی دشت را تخلیه می‌نماید. با توجه به اینکه جنس بستر رودخانه کرخه و کارون در محدوده دشت الباجی مخلوطی از ماسه ریزدانه، سیلت و رس می‌باشد، بنابراین، میزان تبادل هیدرولیکی خیلی زیادی را نباید انتظار داشت. بخش قابل توجهی از تغذیه لایه آبدار عمدتاً ناشی از بارندگی است، ولی علاوه بر بارندگی و تغذیه از رودخانه کرخه، تغذیه از آب برگشتی کشاورزی نیز وجود دارد. جهت جریان عمومی آب زیرزمینی در منطقه از شمال به جنوب است (شکل ۲). همانطور که مشاهده می‌شود، خطوط هم‌پتانسیل در قسمت شمالی و نزدیک به محل تغذیه فشرده‌ترند که نشان‌دهنده شیب هیدرولیکی بیشتر است.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اصلاح شده از شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۶۷)

سازند عمده در منطقه مورد مطالعه، سازند آغاچاری است ولی ارتفاعات قابل توجهی را در منطقه ایجاد نکرده است و متشکل از لایه‌های مارن قرمز، ماسه‌سنگ و میان لایه‌هایی از ژپس می‌باشد. نقش این سازند بر وضعیت هیدروژئولوژی منطقه حائز اهمیت است، چون سنگ کف لایه آبدار دشت الباجی را در عمق ۳۰ تا ۷۰ متر، تشکیل می‌دهد و همچنین بخشی از مواد سازنده لایه آبدار، مواد آبرفتی حاصل از فرسایش بادی-آبی سازند آغاچاری هستند. منشأ دیگر مواد آبرفتی در منطقه مورد مطالعه، رسوبات رودخانه‌ای می‌باشند که در نتیجه طغیان‌ها، تغییر جهت‌ها و شاخه‌های فرعی رودخانه‌های کارون و کرخه در گذر زمان نهشته شده‌اند و بخش وسیعی از رسوبات را در شرق و مرکز دشت شامل می‌شوند. با توجه به بسته بودن حوضه و مهیا بودن شرایط تبخیر، همزمان با رسوبگذاری رسوبات نمکی و ژپسی نیز در لابلای مواد آبرفتی مذکور نهشته شده است. بطور کلی مواد آبرفتی سازنده لایه آبدار، از نظر اندازه اغلب دانه‌ریز و در حد



شکل ۳- نقشه موقعیت ایستگاه‌های نمونه برداری

روند خطی بین یون  $\text{HCO}_3$  با TDI شکل نگرفته است (شکل ۶-۵). به عبارت دیگر هالیت و ژپس محلول یک مانع جنبشی برای یون  $\text{HCO}_3$  به حساب می‌آیند و در شوری‌های زیاد بی‌کربنات رسوب می‌نماید. البته دلیل دیگر در تشکیل روند غیر خطی فوق، عامل تولید کننده یون بی‌کربنات است که در نقاط مختلف دشت توزیع یکسانی ندارد.

### تبخیر از سطح آب زیرزمینی

به علت شرایط بیابانی دشت الباجی و عمق کم سطح ایستابی در این دشت، در بسیاری از نقاط تبخیر از سطح آب زیرزمینی رخ می‌دهد و در نتیجه شوری آن زیاد است. بررسی نقشه هم‌عمق آب زیرزمینی نشان می‌دهد که در محدوده قابل ملاحظه‌ای از دشت عمق برخورد به سطح آب زیرزمینی کمتر از ۴ متر می‌باشد (شکل ۹). این پهنه‌ها سطوحی با قابلیت زیاد تبخیر را در منطقه مورد مطالعه مشخص می‌نمایند. به علت تبخیر شدید در منطقه شوره‌زارهایی از لایه‌های ژپسی و هالیتی با ضخامت‌های چند میلی‌متر تا چند سانتیمتر در سطح زمین به وجود است. این پدیده، اثر مهمی بر شوری آب‌های سطحی و در نتیجه آب نفوذی به آبخوان از طریق بارندگی و مانداب‌های سطحی اعمال می‌نماید. مانداب‌های سطحی در واقع پهنه‌های تبخیری و سیخاگونه‌ای هستند که در منطقه مورد مطالعه بصورت پراکنده به چشم می‌خورند و با آب زیرزمینی در ارتباط می‌باشند (شکل ۱۰). این فرو رفتگی‌های بسته که معمولاً در زمستان پوشیده از آب شور می‌باشند باعث در معرض تبخیر قرار گرفتن آب زیرزمینی شده و تغلیظ و تمرکز هر چه بیشتر نمک‌ها را در لایه آبدار دشت الباجی سبب می‌شوند. بررسی نمودار Gibbs (1970) یا TDS در مقابل نسبت کاتیونی  $\text{Na}^+(\text{Na}^++\text{Ca}^{2+})$  نیز نشان می‌دهد که تبخیر نقش مهمی در شوری آب زیرزمینی دشت الباجی داشته است (شکل ۱۱). درحالی‌که با نزدیکتر شدن به رودخانه کرخه به دلیل اختلاط آب آن با آب زیرزمینی، نقش تبخیر در شوری آب زیرزمینی کم رنگتر می‌شود.

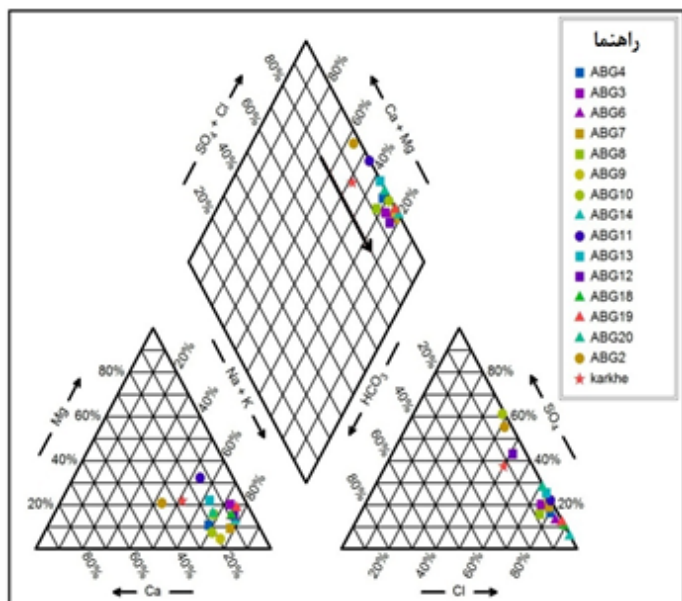
بنابراین، با توجه به مطالب فوق، به دلیل وفور مقدار هالیت محلول و نیز تبخیر فراوان، سکناس سولفات در منطقه بارز نبوده و بطور کلی در بخش‌های وسیعی از دشت آخرین سکناس تکاملی آنیونی چیبوتارو مشاهده می‌شود (شکل ۵). یعنی آب زیرزمینی با عبور سریع از مرحله آنیون سولفات به آب غنی از کلرید تکامل یافته است.

### بحث

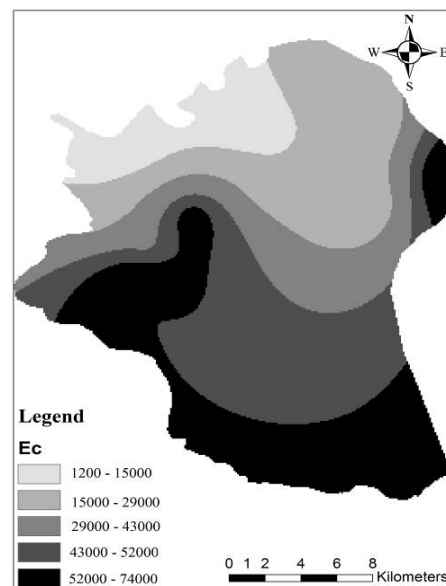
هدایت الکتریکی ( $EC$ ) آب زیرزمینی دشت الباجی بسیار زیاد است و میزان آن در قسمت‌های مختلف دشت از حدود ۲۰۰۰ تا بیش از ۷۵۰۰۰ میکرو موس برسانتیمتر متغیر است (شکل ۴). عوامل و فرایندهای هیدروشیمیایی گوناگونی در این مسئله دخالت دارند که مهمترین آنها مورد بحث قرار گرفته است.

### واکنش آب و مواد سازنده لایه آبدار

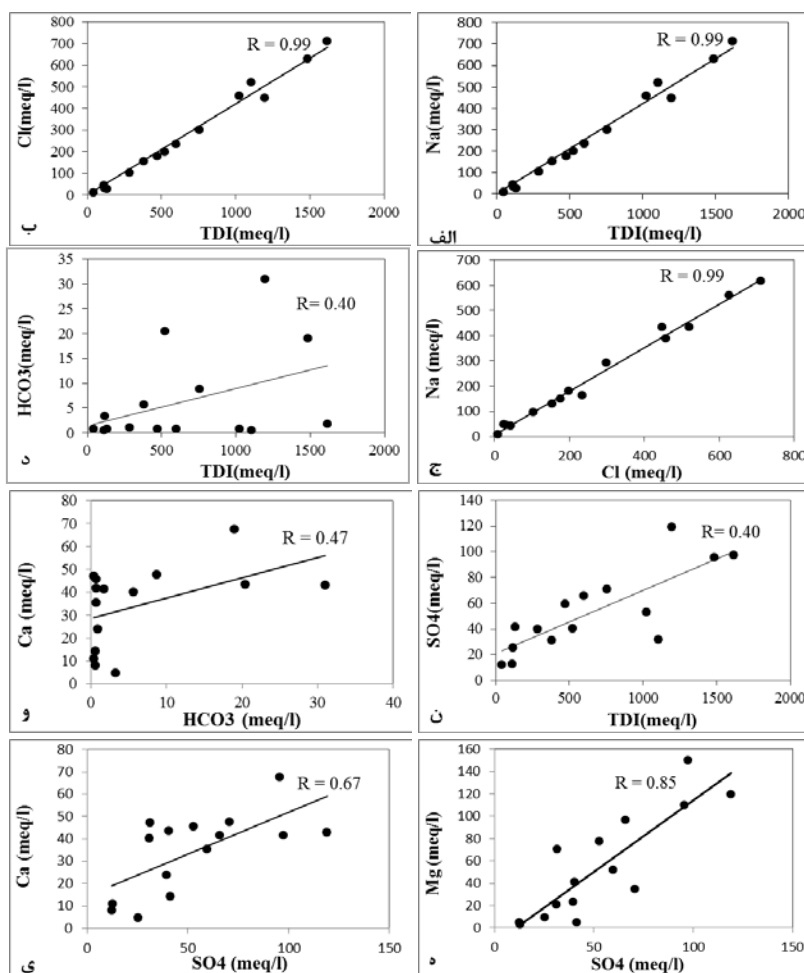
تمایل نمونه‌ها به رأس کلر در مثلث سمت راست نمودار پایپر (شکل ۵)، نشان می‌دهد که سکناس سولفات در منطقه بارز نبوده و به طور کلی در بخش‌های وسیعی از دشت آخرین سکناس تکاملی آنیونی مشاهده می‌شود. این بدان معنی است که در سیستم آب زیرزمینی منطقه قبل از اینکه یون سولفات آنیون اصلی گردد، آب زیرزمینی شور و غنی از کلرید گردیده است. این امر در اثر تماس آب‌های ورودی به آبخوان با آب‌های شور کلروره موجود رخ می‌دهد. بر اساس نتایج حاصل از نمودارهای ترکیبی، الگوی خطی بین یون‌های  $\text{Na}$  و  $\text{Cl}$  در مقابل TDI (شکل ۶-الف و ب) و در برابر یکدیگر (شکل ۶-ج) مشاهده می‌شود که هالیت نقش مهمی در تولید یون  $\text{Na}$  دارد. نقشه پهنه‌بندی نمایه اشباع هالیت به خوبی افزایش این یون را در جهت جریان آشکار می‌سازد (شکل ۷). الگوی خطی نسبتاً ضعیفی بین یون  $\text{SO}_4$  با TDI (شکل ۶-ن) و یون  $\text{Ca}$  با یکدیگر (شکل ۶-ی) وجود دارد، که نشان دهنده انحلال ژپس در لایه آبدار است. همبستگی قویتر بین یون  $\text{SO}_4$  و  $\text{Mg}$  (شکل ۶-ه) بیان می‌کند که علت همبستگی ضعیف  $\text{SO}_4$  و  $\text{Ca}$  می‌تواند ناشی از وجود سولفات منیزیم در آبخوان باشد. همچنین نمایه اشباع کلسیت در اکثر نقاط آبخوان دارای مقادیر مثبت است که نشان می‌دهد یون  $\text{Ca}$  احتمالاً به صورت کلسیت رسوبگذاری نموده است (جدول ۱). طبق بررسی نمودارهای تبادل یونی، این احتمال نیز وجود دارد که در برخی نقاط مقداری از یون  $\text{Ca}$  در اثر تعویض با یون  $\text{Na}$  از محیط خارج شده باشد. مقدار نمایه اشباع ژپس نیز بطور کلی در جهت جریان افزایش می‌یابد (شکل ۸). چون نمایه‌های اشباع ژپس و هالیت در همه نقاط دشت دارای مقادیر منفی است، بنابراین، شرایط انحلال آنها در تمام نقاط و حتی در منطقه تخلیه فراهم می‌باشد. به دلیل محلول بودن دو کانی یاد شده، الگوی مشخصی بین یون‌های  $\text{HCO}_3$  و  $\text{Ca}$  با یکدیگر (شکل ۶-و) مشاهده نمی‌شود و از همین رو،



شکل ۵. نمودار پایپر نمونه‌های آب سطحی و زیرزمینی دشت الباجی



شکل ۴. نقشه هم مقدار EC آب زیرزمینی دشت الباجی



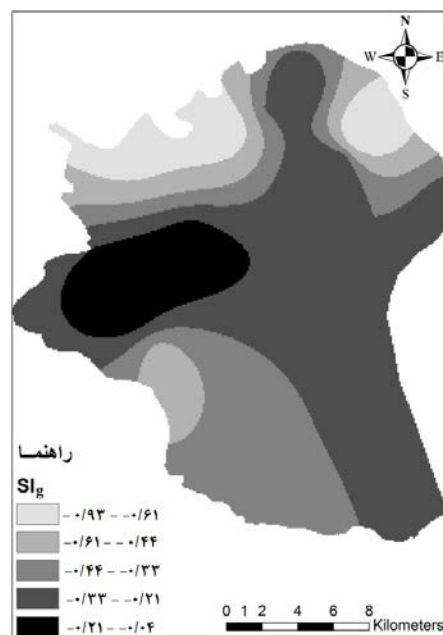
شکل ۶. نمودارهای ترکیبی نمونه‌های آب زیرزمینی دشت الباجی

جدول ۱. نتایج سنجش شیمیایی نمونه‌های آب زیرزمینی دشت الباجی

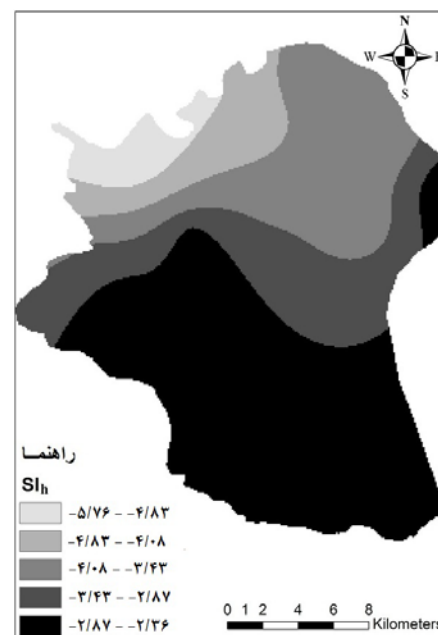
Sample	EC ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )	pH	T ( $^{\circ}\text{C}$ )	meq/l						SIc	SIg	SIh	
				Ca	Mg	Na	K	HCO <sub>3</sub>	Cl				SO <sub>4</sub>
ABG02	۲۲۶۰	۸/۹	۲۹/۸	۸/۱	۴/۶۶	۹/۶۶	۰/۱۸	۰/۶۸	۹/۳۶	۱۲/۳۴	۰/۹۴	-۰/۸	-۵/۷۸
ABG04	۶۰۹۰۰	۸/۶	۲۹/۸	۴۳	۱۱۹/۵	۴۳۴	۲/۵	۳۱	۴۴۷/۵	۱۱۹	۲/۳۹	-۰/۱۱	-۲/۶۹
ABG03	۲۰۹۳۸	۸/۹	۲۹/۸	۴۰/۱۳	۲۰/۳۸	۱۳۰/۲۵	۰/۸۸	۵/۶۳	۱۵۳/۷۵	۳۱/۰۶	۲/۱	-۰/۲۹	-۳/۵۹
ABG06	۷۵۱۰۰	۶/۷	۳۰	۶۷/۵	۱۱۰	۵۶۱	۵	۱۹	۶۲۷/۵	۹۵/۵	۰/۷۱	-۰/۰۴	-۲/۴۴
ABG07	۳۸۸۰۰	۷/۱	۳۰/۸	۴۷/۵	۳۴/۵	۲۹۴	۳/۵	۸/۷۵	۲۹۸/۷۵	۷۰/۶	۰/۷۳	-۰/۰۸	-۳
ABG08	۲۶۷۰۰	۸/۸	۳۰/۳	۴۳/۵	۴۱	۱۷۹/۷۵	۰/۷۵	۲۴/۵	۱۹۸/۷۵	۴۰/۴۵	۲/۵۶	-۰/۲۹	-۳/۳۶
ABG09	۵۸۶۰	۹/۵	۲۸	۱۰/۸۲	۲/۵۶	۴۳/۱۵	۰/۶	۰/۴۵	۴۳/۷	۱۲/۷۲	۱/۰۴	-۰/۸۱	-۴/۵۱
ABG10	۶۶۶۰	۹/۴	۲۶/۹	۱۴/۳۴	۴/۹۵	۴۸/۳	۰/۳۵	۰/۶۶	۲۵/۷	۴۱/۳۲	۱/۱۶	-۰/۳۴	-۴/۷۱
ABG11	۲۹۴۸۰	۹	۲۷	۴۱/۶	۹۶/۲۹	۱۶۲/۶	۰/۳۴	۰/۷	۲۳۴	۶۵/۸۴	۱/۰۲	-۰/۱۶	-۳/۳۴
ABG12	۵۹۳۰	۸/۸	۲۷	۴/۶۵	۹/۰۵	۴۵/۶۵	۰/۱۵	۳/۳۵	۳۰/۴۹	۲۵/۴۱	۱/۱۸	-۰/۹۵	-۴/۶۵
ABG13	۲۲۶۸۰	۷/۴	۲۵/۸	۳۵/۴	۵۱/۹۲	۱۵۰	۰/۳۱	۰/۷۷	۱۷۷	۵۹/۵۹	-۰/۱۵	-۰/۱۶	-۳/۴۷
ABG14	۵۱۵۰۰	۶/۷	۳۰	۴۷	۷۰/۱۲	۴۳۴	۱	۰/۴۲	۵۳۰	۳۱/۴۱	-۱/۰۱	-۰/۵۳	-۲/۶۱
ABG18	۵۰۱۰۰	۶/۸	۳۸/۸	۴۵/۵۲	۷۷/۴۴	۳۸۸	۱	۰/۷۶	۴۵۸	۵۲/۹۱	-۰/۶۹	-۰/۳۱	-۲/۷۱
ABG19	۷۴۰۰	۹/۶	۲۸/۴	۴۱/۴۸	۱۵۰/۱۲	۶۱۶	۲	۱/۸	۷۱۰	۹۷/۵۱	۱/۲۸	-۰/۲۵	-۲/۳۵
ABG20	۱۴۳۰۰	۹/۱	۲۸	۲۳/۷۲	۲۳/۰۲	۹۶/۶	۰/۲۹	۰/۹۸	۱۰۲/۷۵	۳۹/۶۲	۱/۲۶	-۰/۳۳	-۳/۸۶
Karkheh	۱۷۵۷	۷/۹	۲۴	۴/۸	۳/۹۱	۹/۳۱	۰/۰۵	۲/۲	۸/۹۶	۶/۶	۰/۳۶	-۱/۱۹	-۵/۷۹
Karun	۳۵۷۰	۷/۳	۲۴/۵	۸/۴	۶/۳	۲۳/۸	۰/۱۲	۳/۵۴	۲۴/۵	۱۰/۷۸	—	—	—



شکل ۹. نقشه سطوح تبخیر از آب زیرزمینی دشت الباجی



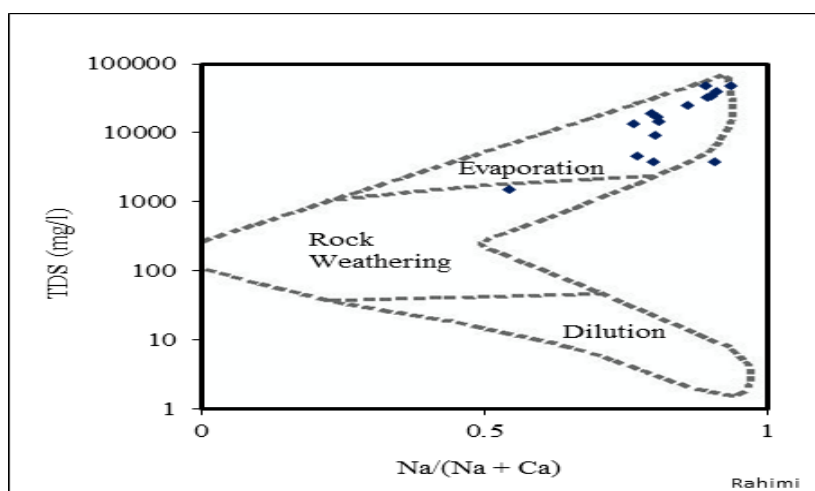
شکل ۸. نقشه هم ارزش نمایه اشباع ژئوس



شکل ۷. نقشه هم ارزش نمایه اشباع هالیت



شکل ۱۰. نمایی از یکی از سبخاهای منطقه مورد مطالعه



شکل ۱۱. نمودار گیبس نمونه‌های آب زیرزمینی دشت الباجی

هدایت الکتریکی، نمایه‌های اشباع ژپیس و هالیت و یون‌های محلول آب زیرزمینی دشت الباجی افزایش می‌یابد. اما در نمونه‌هایی که در مجاورت رودخانه قرار دارند، غلظت نمک  $\text{NaCl}$  کاهش نشان می‌دهد و رخساره  $\text{Na-SO}_4$  غالب می‌باشد (شکل ۵). این مسئله به دلیل اختلاط آب زیرزمینی و آب رودخانه کرخه می‌باشد که باعث رقیق‌شدگی و کاهش میزان شوری در قسمت‌های شمالی دشت گردیده است، ولی در اکثر نمونه‌های دور از محل تغذیه ویژگی‌های آب شور مشاهده می‌شود. در پایین دست آبخوان عمق آب زیرزمینی کم بوده (شکل ۹) و عامل تبخیر به همراه ورود جریان‌های شورابه از بالا دست عوامل شوری در پایین دست می‌باشند. بررسی نمودارهای تبادل یونی نمونه‌های آب زیرزمینی دشت نشان می‌دهد که تغذیه لایه آبدار الباجی از رودخانه کرخه سبب شده است تا نوع تبادلات یونی در قسمت شمالی منطقه با قسمت‌های مرکزی و جنوبی آن متفاوت باشد، بطوریکه به جز نمونه‌های نزدیک به رودخانه که دارای تبادل یونی عادی می‌باشند، بقیه نمونه‌ها دارای تبادل یونی معکوس هستند (شکل ۱۵، الف، ب و ج). نوع این تبادلات یونی با دو شاخص اساسی تبادل به نام شاخص‌های کلر-آلکالی تأیید می‌شود که به صورت زیر تعریف شده‌اند.

$$\text{CAI1} = \frac{\text{Cl} - (\text{Na} + \text{K})}{\text{Cl}}$$

$$\text{CAI2} = \frac{\text{Cl} - (\text{Na} + \text{K})}{\text{SO}_4 + \text{HCO}_3 + \text{CO}_3 + \text{NO}_3}$$

در این روابط غلظت‌ها بر حسب  $\text{cmol/Kg}^{-1}$  است.

## آب برگشتی کشاورزی

به دلیل وسعت کم بخش‌های زیر کشت در منطقه مورد مطالعه اثرگذاری این عامل تنها به این بخش‌ها محدود است و تأثیر آن به روشنی بر روی نقشه هم ارزش نمایه اشباع ژپیس (شکل ۷) و هالیت (شکل ۸) به صورت پهنه‌هایی با غلظت بالای ژپیس و هالیت مشخص می‌باشد. پهنه‌های یاد شده، در قسمت‌های غربی دشت و در محلی واقع شده‌اند که زمین‌های کشاورزی وجود دارد. آب‌های برگشتی کشاورزی در این قسمت از دشت، با نفوذ و انحلال رسوبات ژپیدی و هالیتی ناشی از تبخیر سبب فروشویی نمک‌های مذبور و افزوده شدن یون‌های کلرید، سولفات، سدیم و کلسیم به آب زیرزمینی دشت شده و از طرفی نرخ تبخیر و تعرق بالاتر در بخش‌های زیر کشت سبب غنی‌شدگی بیشتر یون‌های محلول در این قسمت‌ها گردیده است.

## تأثیر تغذیه و اختلاط آب رودخانه کرخه

بررسی نقشه‌های هم مقدار  $\text{EC}$  (شکل ۴)، نمودار انطباق عناصر آب زیرزمینی با آب رودخانه کرخه (شکل ۱۲)، نمودار مجموع یون‌های محلول در آب زیرزمینی نسبت به فاصله از رودخانه (شکل ۱۳)، سری مکانی نمونه‌ها (شکل ۱۴)، و نقشه‌های هم ارزش نمایه‌های اشباع ژپیس و هالیت (شکل‌های ۷ و ۸) نشان می‌دهند که با افزایش فاصله محل نمونه‌برداری از رودخانه کرخه، بطور کلی مقدار

با تشکیل اسکلت لایه آبدار این دشت و تبخیر پس از تشکیل لایه آبدار باشد که تأثیر مهمی بر روی شوری آب زیرزمینی دشت گذاشته است. بدین ترتیب حتی در رسوبات ماسه‌ای، وقتی رسوبگذاری مواد سازنده لایه آبدار در محیط‌های بسته با نرخ تبخیر بالا و تغذیه کم صورت گیرد، نمی‌توان انتظار آب زیرزمینی با کیفیت مناسبی را داشت.

### نتیجه‌گیری

هر چند که فرآیندهای متعددی شوری آب زیرزمینی لایه آبدار دشت الباجی را کنترل می‌نماید ولی عامل عمده، شرایط محیط رسوبگذاری در یک حوضه بسته همراه با تبخیر زیاد می‌باشد که سبب افزایش غلظت یون کلرید و سدیم همزمان با تشکیل لایه آبدار گردیده است. تبخیر از سطح آب زیرزمینی و فروشویی نمک‌های تبخیری نیز نقش مهمی در این مسئله داشته است. از دیگر فرآیندهای تأثیرگذار بر کیفیت آب زیرزمینی دشت الباجی اختلاط آب زیرزمینی با آب رودخانه کرخه می‌باشد. بررسی نقشه‌ها و نمودارهای هیدروشیمیایی نشان می‌دهد که اختلاط یاد شده تأثیر مثبتی بر کیفیت آب زیرزمینی گذاشته و باعث تعدیل شوری آب زیرزمینی در قسمت‌های شمالی دشت گردیده است، ولی به علت ریزدانه بودن و در نتیجه پایین بودن هدایت هیدرولیکی رسوبات بین رودخانه و لایه آبدار، میزان تغذیه قابل توجه نمی‌باشد. عامل دیگری که نسبت به دیگر عوامل تأثیر محدودتری بر شوری آب زیرزمینی دارد، آب برگشتی کشاورزی است. اثر این عامل بر روی نقشه‌های پهنه‌بندی نمایه اشباع ژیبس و هدایت در قسمت‌های غربی دشت مشخص می‌باشد. بدین ترتیب، بیشتر عوامل شوری آب زیرزمینی دشت الباجی که در این تحقیق مطرح گردیده است، ناشی از عوامل طبیعی بوده و راه‌های بهبود وضعیت کیفی آن بسیار مشکل می‌باشد. از این رو، در حال حاضر استفاده از منبع آب زیرزمینی، حداقل برای مصارف شرب امکان پذیر نیست، اما با استفاده از برنامه‌های مدیریتی می‌توان از منابع آب سطحی و آب زیرزمینی بصورت توأم برای بخش کشاورزی تا حدودی استفاده نمود.

### تشکر و قدردانی

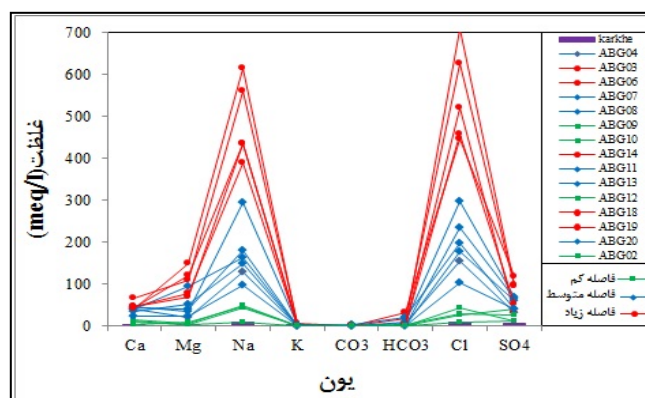
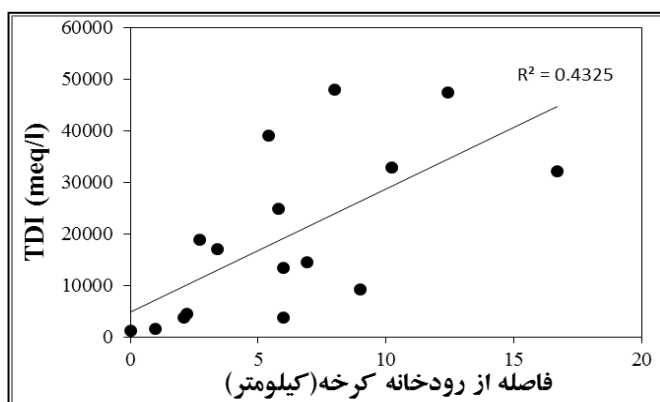
از مسئولین محترم دانشکده علوم زمین و معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه شهید چمران اهواز به خاطر همکاری در اجرای این پروژه، تشکر و قدردانی می‌گردد. همچنین از مدیریت محترم مطالعات پایه منابع آب سازمان آب و برق خوزستان و دیگر متولیان آن جهت تأمین مالی این پروژه سپاسگزاری می‌شود.

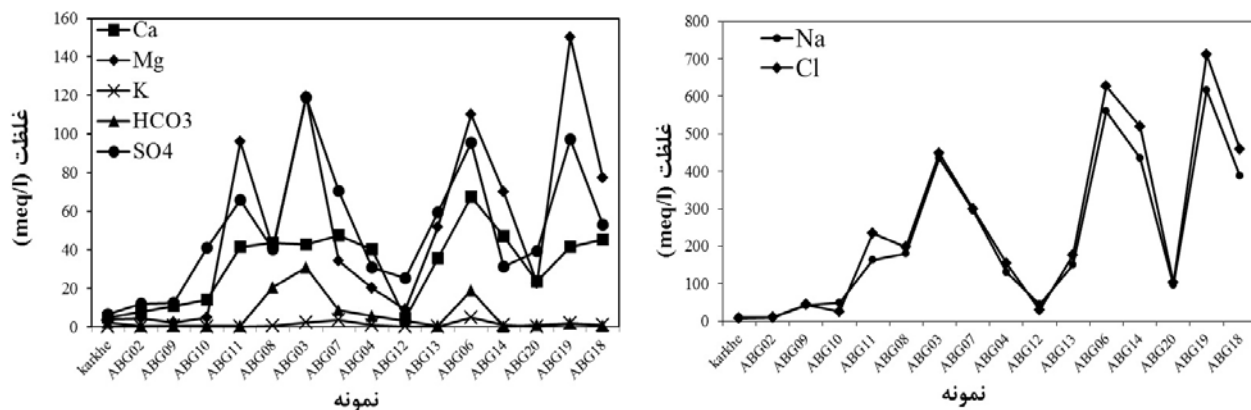
مقادیر مثبت هر دو شاخص نشانه تبادل یونی معکوس و مقادیر منفی آن‌ها نشانه تبادل یونی عادی است. مقادیر بدست آمده از این شاخص‌ها تأیید می‌نماید که نمونه‌های نزدیک به رودخانه کرخه (ABG2 و ABG9 و ABG10) در اثر ورود و اختلاط آب رودخانه تبادل یونی عادی و بقیه نمونه‌ها تبادل یونی معکوس را نشان می‌دهند (شکل ۱۵، د).

اثر این اختلاط بر روی نمودار پاپیر نیز به خوبی قابل مشاهده است. روند اختلاط بر روی این نمودار با یک فلش مشخص شده که نمایانگر جهت‌گیری نمونه‌ها بر روی یک خط مستقیم می‌باشد و دو نقطه مربوط به دو عضو انتهایی (آب رودخانه و آب زیرزمینی) را به هم متصل می‌کنند (شکل ۵). جهت فلش مذکور از نمونه‌های حاصل از اختلاط آب رودخانه با آب زیرزمینی به سمت نمونه‌های آب زیرزمینی با شوری زیاد است. هر چند که رودخانه کرخه لایه آبدار دشت الباجی را تغذیه می‌نماید، ولی به علت ریزدانه بودن رسوبات بین رودخانه و لایه آبدار، هدایت هیدرولیکی این بخش کم است و تعدیل شوری آب زیرزمینی در فاصله محدودی از رودخانه صورت می‌گیرد. بنابراین، این میزان تغذیه توانایی بهبود کیفیت چشمگیر لایه آبدار را ندارد.

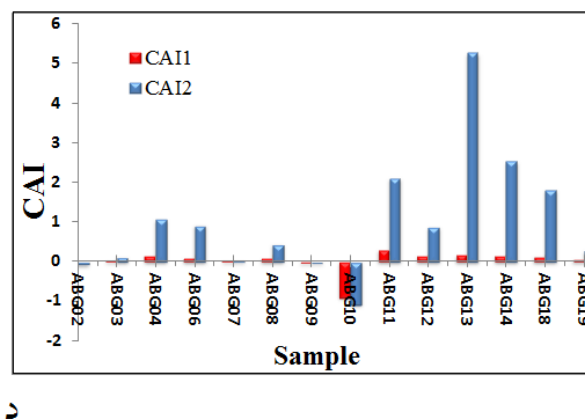
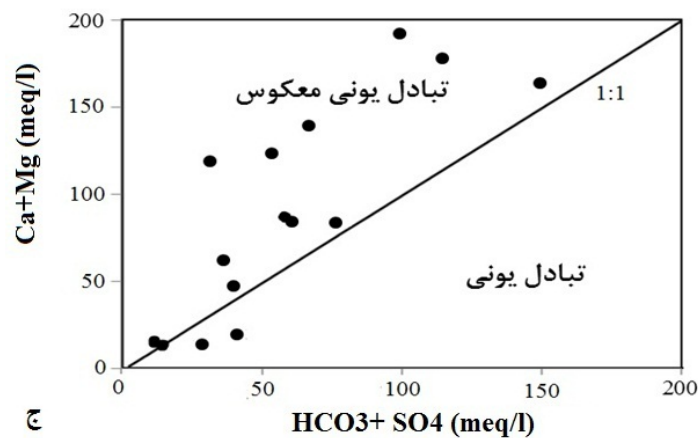
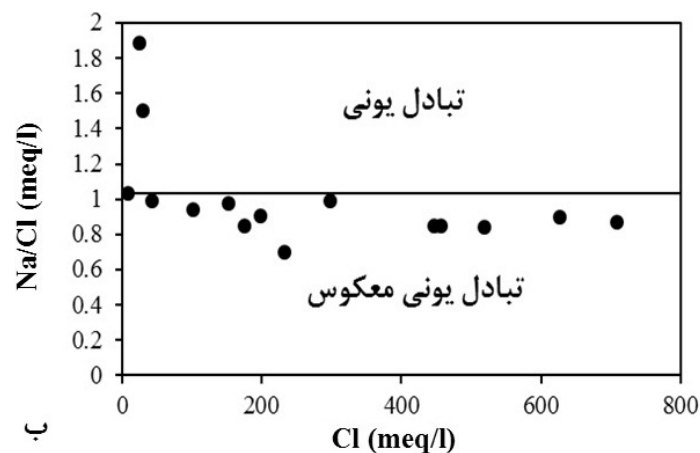
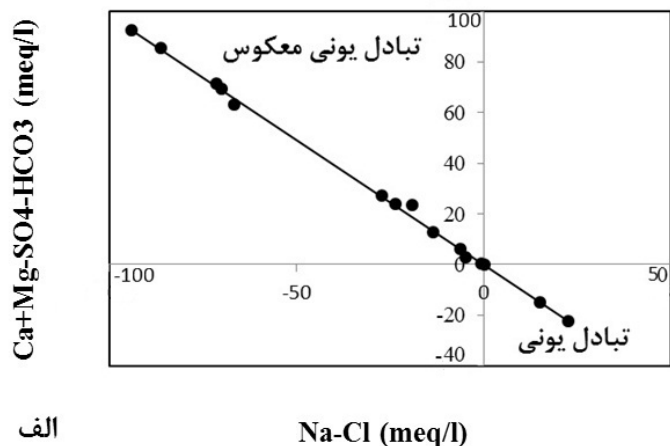
### شرایط حوضه رسوبگذاری مواد سازنده لایه آبدار

با توجه به بحث‌های فوق، هدایت محلول نقش مهمی بر شوری آب زیرزمینی لایه آبدار دشت الباجی دارد. اما با این حال هیچ منشأ سازندی برای تولید کانی هدایت در منطقه مورد مطالعه وجود ندارد. شواهد نشان می‌دهد منشأ این نمک، غیرسازندی است. یکی از فرضیاتی که در این رابطه مطرح می‌باشد، شرایط رسوبگذاری در محیط رسوبی است که اسکلت لایه آبدار را تشکیل داده است. آنجا که حوضه رسوبگذاری مواد سازنده لایه آبدار در یک محیط بسته ناودیسسی و سیخایی واقع شده است، شرایط برای رسوبگذاری کانی‌های تبخیری مانند هدایت و حتی نمک‌های دیگری از جمله ژیبس، وجود داشته است. احتمالاً مسئله رسوبگذاری کانی‌های مذکور در داخل حوضه، پس از قطع جریانات ورودی و ته نشین شدن مواد آواری محلول و غیر محلول صورت می‌گرفته است. همانطور که در بالا اشاره گردید، در حال حاضر اثرات محیط سیخایی در منطقه مورد مطالعه به شکل مانداب‌هایی قابل رویت است (شکل ۱۰). شرایط رسوبگذاری در چنین محیط بسته‌ای همراه با فرایند تبخیر می‌باشد که منجر به تغلیظ نمک در رسوبات سازنده لایه آبدار، همزمان با رسوبگذاری می‌گردد. بنابراین، منشأ نمک‌های اولیه و غیر سازندی در لایه آبدار دشت الباجی می‌تواند نمک‌های حاصل از تبخیر همزمان





شکل ۱۴. سری مکانی عناصر عمده نمونه‌های آب زیرزمینی دشت الباجی (نمونه‌ها نسبت به فاصله از رودخانه کرخه مرتب شده‌اند)



شکل ۱۵. نمودارهای ترکیبی تبادلات یونی آب زیرزمینی دشت الباجی



## منابع

- رضایی. م.، ۱۳۹۰، مطالعه عوامل کنترل کننده شوری در آبخوان آبرفتی دشت مند، استان بوشهر، مجله محیط‌شناسی، سال سی و هفتم، شماره ۵۸، ص ۱۱۶-۱۰۵.
- شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۶۷، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اهواز، شماره ۲۰۵۰۸.
- کلاتری. ن.، رحیمی. م.ح.، چرچی. ع.، ۱۳۸۶، استفاده از دیاگرام‌های ترکیبی، تحلیل عاملی و نمایه‌های اشباع در ارزیابی کیفی آب زیرزمینی دشت‌های زویرچری و خِران، مجله زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه تربیت معلم، شماره ۱، ص ۳۳۹-۳۵۶.
- کلاتری. ن.، سجادی. ز.، کشاورزی. م.، احمدنژاد، ز.، بوسلیک، ز.، ۱۳۸۹، بررسی فرایندهای ژئوشیمیایی مؤثر بر کیفیت آب زیرزمینی دشت عسلویه با استفاده از مدل سازی ژئوشیمیایی، چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، مشهد.
- کلاتری، ن.، علیجانی، ف.، ۱۳۸۷، بررسی کیفیت منابع آب زیرزمینی دشت عباس استان خوزستان، مجله علوم دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۹(۲): ۸۴-۹۹.
- محمدی بهزاد. ح.، رحمانی. غ.ر.، کلاتری. ن.، چیت سازان. م.، روحی. ح.، ۱۳۸۹، بررسی فرایندهای اثر گذار بر کیفیت آب زیرزمینی دشت گتوند عقیلی، نخستین کنفرانس ملی پژوهش‌های کاربردی منابع آب ایران، وزارت نیرو، کرمانشاه.
- Al-Ahmadi. M.E., El-Fiky. A.A., 2009, Hydrogeochemical evaluation of shallow alluvial aquifer of Wadi Marwani, Western Saudi Arabia, King Saud University Journal, No: 21, p: 179-190.
- Attia. F.A., 1994, Groundwater Quality in the Nile Aquifer System, Book of the Groundwater Quality in Developing Countries, Harriet and Nash, U.K., p: 123-129.
- De-montety. V., Radakovitch. O., Vallet-Coulomb. C., Blavoux. B., Hermitte. D., Valles. V., 2008, Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer, Applied Geochemistry, No: 23, p: 2337-2349.
- Dinelli. E., Lima. A., De-Vivo. B., Albanese. S., Ciccchella. D., Valera. P., 2010, Hydrogeochemical analysis on Italian bottled mineral waters, Geochemical Exploration Journal, No: 107, p: 317-335.
- Feng. Q., 1999, Sustainable utilization of water resources in Gansu Province, Chinese Journal of Arid Land Research, No: 11, p: 293-299.
- Feng. Q., Cheng. G. D. and Mikami. M., 1999, Water resources in China: Problems and countermeasures, Ambzo, No: 28, p: 202-203.
- Gaye. C.B., 2001, Isotope techniques for monitoring groundwater salinization, Hydrogeology Journal, No: 9, p: 217-218.
- Guler. C., Thyne. G.T., 2004, Hydrologic and geologic factors controlling surface and groundwater chemistry in Indian Wells-Owens valley area, Hydrology Journal, No: 285, p: 177-198.
- Hofmann. H and Cartwright. I, 2013; Using hydrogeochemistry to understand inter-aquifer mixing in the on-shore part of the Gippsland Basin, southeast Australia, Applied Geochemistry 33 (2013) 84-103.
- Khodapanah. L., Sulaiman. W.N.A., Khodapanah. N., 2009, Groundwater Quality Assessment for Different Purposes in Eshtehard District, Tehran, Iran, European Journal of Scientific Research, Vol:36, No: 4, p: 543-553.
- Marie. A., Vengosh. A., 2001, Sources of salinity in groundwater from Jericho area, Jordan Vally, Groundwater, Vol: 39 No: 2, p: 240-248.
- Mehta. S., Fryar. A.E., Banner. J.L., 2000, Controls on the regional-scale salinization of the Ogallala aquifer, Southern High Plains, Texas, USA, Appl Geochem No: 15, p: 849-864.
- Obiefuna. G.I., Orazulike. D.M., 2011, The hydrochemical characteristics and evolution groundwater in Semiarid Yola area, Environmental and Earth Science Journal, Vol: 3, No: 4, p: 400-416.
- Richter. B.C., Kreitler. C.W., 1993, Geochemical techniques for identifying sources of ground-water salinization, C. K.Smoley, 258 p.
- Smil. V., 1987, Land degradation in China: An ancient problem getting worse, In Blaikie. P. and Brookfield. H. (eds.) Land Degradation and Society, Methuen, London. 284 p.
- Srinivasamoorthy. K., Gopinath. M., Chidambaram. S., Vasanthavigar. M., Sarmad. V.S., 2013, Hydrochemical characterization and quality appraisal of groundwater from Pungar sub basin, Tamilnadu, India, Journal of King Saud University – Science (2014) 26, 37-52.
- Vengosh. A., 2005, Salinization and Saline Environmental, chapter 9.09: in Environmental Geochemistry, Edited by Lollar. B.S., 1st Edition, Elsevier Science, 648 p.
- Yong-Hong. S., Qi. F., Gao-Fang. Z., Jian-Hua. S., Yan-Wu. Z., 2007, Identification and evolution of groundwater chemistry in the Ejin sub-basin of the Hiehe River, Soil Science Society of China, Vol: 17 No: 3, p: 331-342.