

# کاربرد روش‌های مختلف زمین آمار به منظور میان‌یابی مقادیر EC و SAR در آب‌های زیرزمینی با تأکید بر تغییرات نفوذپذیری حوضه

محمد نادریان فر<sup>۱\*</sup>، بیژن قهرمان<sup>۲</sup>، حسین انصاری<sup>۳</sup>، مژده سالاری<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> - نویسنده مسئول، دانشجوی دوره دکتری گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد. Naderian.mohamad@yahoo.com

<sup>۲</sup> - استاد و عضو هیئت علمی گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

<sup>۳</sup> - استادیار و عضو هیئت علمی گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

<sup>۴</sup> - دانشجوی دوره کارشناسی ارشد گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زابل

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۰/۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۰/۲۰

## چکیده

آگاهی از تغییرات مکانی پارامترهای کیفی ابزاری مهم در جهت شناخت استعدادهای منطقه و نحوه مدیریت اراضی است. بنابراین در این پژوهش تغییرات مکانی EC و SAR موجود در آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های زمین آماری مورد بررسی و تحلیل قرار می‌گیرد. بدین منظور از اطلاعات مربوطه به تجزیه و تحلیل ۱۶۹ حلقه چاه آب در دشت نیشابور که دارای اقلیم نیمه‌خشک می‌باشد و براساس آخرین نمونه‌گیری سال ۱۳۸۶ به دست آمده است استفاده شد. روش‌های زمین آماری استفاده شده برای پهنه‌بندی پارامترهای ذکر شده شامل کریجینگ معمولی، لاگ کریجینگ، کوکریجینگ، عکس فاصله (IDW) و منحنی‌پوش (SPLINE) بوده است. برای ارزیابی روش‌ها از تکنیک ارزیابی متقابل با معیارهای MAE، MBE، RMSE و  $R^2$  بین داده‌های واقعی و تخمینی استفاده شده است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که همبستگی مکانی EC و SAR در دشت نیشابور بسیار زیاد است. نتایج نقشه‌های EC و SAR با استفاده از بهترین روش، کوکریجینگ، مدل نمایی و کروی نشان داد که در نواحی شمال شرق دشت که آبخوان تحت تأثیر تغذیه مناسبی قرار دارد، دارای مقادیر EC و SAR کمتر از  $1/5 \text{ dS/m}$  و  $2/5 \text{ mg/lit}$  است و در محدوده نواحی دانه ریز آبخوان (نواحی جنوب و غرب آبخوان) که آبرفت از نظر دانه بندی وضعیت مطلوبی ندارد، EC و SAR در این محدوده‌ها به مقادیر بالاتر از  $1/2 \text{ dS/m}$  و  $18 \text{ mg/lit}$  افزایش پیدا می‌کند. در نهایت کیفیت آب‌های زیرزمینی دشت نیشابور از نظر EC و SAR به لحاظ تأثیری که بر نفوذپذیری خاک دارد مورد بررسی قرار گرفت. همچنین نقشه‌های آنومالی EC و SAR ترسیم شد و نشان داده شد که افزایش شوری با میزان افت آب در پی‌زومترها همبستگی دارد.

**کلید واژه‌ها:** نسبت جذبی سدیم، هدایت الکتریکی، نفوذپذیری نهایی، زمین‌آمار، آنومالی.

## مقدمه

زیادتر است. با افزایش ESP، تمایل خاکدانه‌ها به جذب آب بیشتر شده، پایداری خاکدانه‌ها و نفوذپذیری خاک کاهش می‌یابد (۱۳). شوری علاوه بر افزایش غلظت نمک در آب آبیاری و در نتیجه کاهش رشد گیاه، بر ویژگی‌های فیزیکی خاک نیز اثر می‌گذارد. یونهای دو ظرفیتی مثل کلسیم نسبت به یونهای تک ظرفیتی مثل سدیم با نیروی قوی‌تری به سطوح رس جذب می‌شوند. در نتیجه رس‌های کلسیم‌دار کمتر از رس‌های سدیم‌دار متورم می‌شوند. تورم در نتیجه تمایل ذرات رس به استفاده از آب برای کم کردن غلظت کاتیونهای قابل تبادل در نزدیکی سطوح با بار منفی رس، اتفاق می‌افتد. تورم باعث تفکیک سنگدانه‌ها و حرکت ذرات رس می‌شود که در نهایت منجر به انسداد خلل و فرج می‌شود. کاهش شعاع خلل و فرج منجر به کاهش هدایت هیدرولیکی اشباع و غیراشباع و همچنین کاهش سرعت نفوذ می‌شود. علاوه بر این کاهش شعاع خلل و فرج هنگامی که خاک

مهمترین مشخصه فیزیکی خاک از نظر کشاورزی، نفوذ می‌باشد. نفوذپذیری ضعیف خاک تامین آب خاک را دشوار نموده و با ایجاد سله، تجمع آب در سطح خاک، عدم تهویه و مسائل تغذیه گیاهی می‌تواند مشکلات کشت و کار را دو چندان کند (۱). نفوذپذیری نهایی خاک از خواص خاک بوده و با بکارگیری آب با کیفیت‌های مختلف تغییر می‌کند. آگاهی از تغییرات مکانی پارامترهای کیفی ابزاری مهم در جهت شناخت استعدادهای منطقه و نحوه مدیریت اراضی است. در بین این پارامترها، شوری و سدیمی می‌توانند ابزاری سازنده جهت تصمیم‌گیری در مواقع بحرانی برای مسئولین باشد (۲۱). نسبت جذبی سدیم (SAR) آب آبیاری می‌تواند به عنوان معیاری برای تعیین خطرات ناشی از سدیمی شدن خاک مورد استفاده قرار گیرد. نسبت جذبی سدیم خاک جهت برآورد درصد سدیم قابل تبادل خاک (ESP) به کار می‌رود. هر چه SAR محلول خاک بیشتر باشد، ESP خاک نیز

شده‌اند (۱۲). آزمون‌های زمین آماری برای اندازه‌گیری هدایت الکتریکی جهت ارزیابی خطرات شوری بسیار مورد استفاده قرار گرفته‌اند (۱۱،۱۷، ۱۸،۲۰ و ۲۳). ونگ و همکاران<sup>۴</sup> (۱۹۹۹) از روش‌های زمین آماری برای بررسی تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی در خاکهای شور ساحلی استفاده کردند. در مجموع جمع‌بندی آنها نشان می‌دهد که روش مناسب زمین آماری در برآورد یک متغیر، به نوع متغیر و عوامل منطقه‌ای تأثیرگذار بر آن بستگی دارد و نمی‌توان روش منتخب در یک منطقه را به سایر مناطق تعمیم داد (۲۴).

آگاهی از چگونگی نفوذپذیری خاک برای طراحی و مدیریت بهتر روش‌های آبیاری، مستلزم شناخت نفوذپذیری نهایی خاک می‌باشد. بنابراین در این پژوهش با استفاده از نرم‌افزارهای GIS<sup>+</sup>، ArcView و ArcGIS، تغییرات مکانی هدایت الکتریکی و نسبت جذبی سدیم موجود در آب زیرزمینی که به طور عمده بر نفوذپذیری خاک مؤثرند با استفاده از روش‌های زمین آماری پرداخته می‌شود. شواهدی از تغییر شوری و نسبت جذبی سدیم در منطقه موجود است. تغییرات زمانی پارامترهای EC و SAR آب - زیرزمینی در محدوده دشت در یک دوره ۱۰ ساله بررسی شده است. ابتدا با استفاده از روش‌های زمین آماری، بهترین روش برای بررسی تغییرات مکانی پارامترهای EC و SAR در سال آبی ۸۷-۱۳۸۶ مشخص می‌گردد. با استفاده از روش منتخب، نقشه‌های EC و SAR بدست می‌آید و مورد بررسی و تحلیل قرار می‌گیرد. در ادامه برای بررسی تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای کیفی با استناد به بهترین روش در سال ۱۳۸۶، نقشه‌های EC و SAR برای سال ۷۹-۱۳۷۸ تهیه می‌گردد و با استفاده از روش آنومالی نقشه تغییرات در این دو دوره زمانی متفاوت بدست می‌آید و مورد تحلیل قرار می‌گیرد. در نهایت نقشه نفوذپذیری و نقاطی از دشت که دارای کیفیت بد و در گروه C<sub>4</sub>- S<sub>4</sub> نمودار ویل کاکس هستند برای سال ۱۳۸۶ مشخص می‌شود.

## مواد و روش‌ها

### منطقه مورد مطالعه

دشت نیشابور جزئی از حوضه آبریز کال شور نیشابور می‌باشد که در دامنه جنوبی ارتفاعات بینالود و در شمال شرق کویر مرکزی واقع شده است و دارای اقلیم نیمه خشک می‌باشد. این حوضه در طول جغرافیایی ۱۷° ۵۷' تا ۳۰° ۵۹' شرقی و عرض جغرافیایی ۴۰° ۳۵' تا ۳۹° ۳۶' شمالی واقع شده و از شمال به خط‌الراس ارتفاعات بینالود، از شرق به بلندی‌های لیلاجوق ویال پلنگ، از جنوب به تپه ماهوارهای نیزه‌بند، سیاه-کوه و کوه نمک و از غرب به حوضه آبریز دشت سبزوآر محدود شده است (۶). شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. وسعت کل حوضه ۷۳۵۰ کیلومتر مربع است که ۳۱۶۰

خشک است، باعث تراکم پوسته سخت در سطح خاک می‌شود. استفاده از شخم، به همراه سنگ گچ برای خاک سطحی، اسید سولفوریک و یا دی‌اکسیدسولفور برای آب آبیاری، به کاهش SAR و ESP کمک خواهد کرد که در نهایت هدایت هیدرولیکی خاک و سرعت نفوذ بهبود می‌یابد (۷ و ۸).

هاداس و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۸۲) نشان دادند که آب با نسبت جذبی سدیم بالا (SAR) به خاطر پراکندگی ذرات رس و تورم آنها موجب کاهش پایداری خاک و نهایتاً سبب کاهش نفوذپذیری می‌شود. چنین آب‌هایی سبب کاهش نفوذپذیری و افزایش سله سطحی می‌گردند (۱۴، ۱۵ و ۱۹). تدسچی و همکاران<sup>۲</sup> (۱۹۹۷)، به بررسی اثرات شوری بر هدایت هیدرولیکی خاک، نگهداشت آب خاک، چگالی ظاهری و تخلخل پرداختند. این تحقیق بر روی گیاهان بهاره-تابستانه در خاک‌های لوم رسی در شمال ایتالیا با مقادیر شوری متفاوت آب آبیاری انجام شد. نتایج، کاهش قابل توجهی را در هدایت هیدرولیکی خاک، تخلخل و نگهداشت آب خاک نشان داد (۲۲).

امروزه روش‌های زمین‌آماری علیرغم پیچیدگی‌های آنها بدلیل کاربرد نرم‌افزارهای کامپیوتری قوی نظیر GIS<sup>+</sup> و ArcGIS، در شاخه‌های مختلف علوم کاربرد فراوانی دارند. متغیرهای محیطی را با روش‌های گوناگونی پهنه‌بندی می‌کنند که از آن جمله می‌توان روش‌هایی چون کریجینگ، لوگ کریجینگ، کوکریجینگ، منحنی پوش (SPLINE) و عکس فاصله (IDW) را نام برد. منابع گوناگونی به کاربرد این روش‌ها با پارامترهای مختلف متغیرهای محیطی پرداخته‌اند، با این حال هیچ نتیجه‌گیری مدونی برای انتخاب روش مناسب برای متغیرهای محیطی مورد نظر وجود ندارد. رضایی و همکاران (۱۳۸۹) به بررسی تغییرات مکانی برخی شاخص‌های کیفی آب‌های زیرزمینی شامل EC، Na و SAR با استفاده از روش‌های زمین آماری کریجینگ و عکس فاصله با سه توان مختلف (۱، ۲ و ۳) در استان گیلان پرداختند. نتایج آنها نشان داد که در مجموع روش کریجینگ با مدل کروی و روش معکوس فاصله با توان یک دقت بیشتری در میان‌یابی پارامترهای کیفی ذکر شده دارد (۵). مصطفی و یوموتا<sup>۳</sup> (۱۹۹۸) به تحلیل شوری و هدایت هیدرولیکی خاک‌ها با استفاده از روش‌های زمین آماری پرداختند. آنها با مقایسه مقادیر اندازه‌گیری شده این پارامترها و مقادیر برآورد شده آنها با استفاده از روش کریجینگ و تهیه نقشه‌های هم مقدار پارامترهای ذکر شده، به این نتیجه رسیدند که روش کریجینگ، نقشه‌های منطقی‌تری را برای مطالعات پروژه‌های زهکشی فراهم می‌کند (۱۶). تجزیه و تحلیل‌های زمین‌آماری برای تعیین تغییرپذیری متغیرهای آب و خاک در مکان و زمان مفید واقع

1. Hadas, et al.
2. Tedsechi, et al
3. Mostafa and Yomota

4. Wong et al.

### تجزیه و تحلیل های زمین آماری مدل کریجینگ معمولی

یکی از روشهای استفاده شده کریجینگ معمولی است که بهترین تخمینگر خطی ناریب (B.L.U.E) نام گرفته است. روش فوق یک روش تخمین زمین آماری است که با استفاده از مقادیر معلوم و یک نیم تغییرنا، مقادیر مجهول را برآورد می کند. نیم تغییرنا واریانس وابسته به فاصله است که بانماد  $\gamma$  نشان داده می شود. اگر واریانس بین نقاطی به فاصله  $h$  کوچک باشد نشانه وابستگی بیشتر بین نقاط است. نیم تغییرنا با نماد  $\gamma$  نشان داده می شود و به شرح زیر محاسبه می گردد (۲):

$$2\gamma(h) = \frac{1}{N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \quad (1)$$

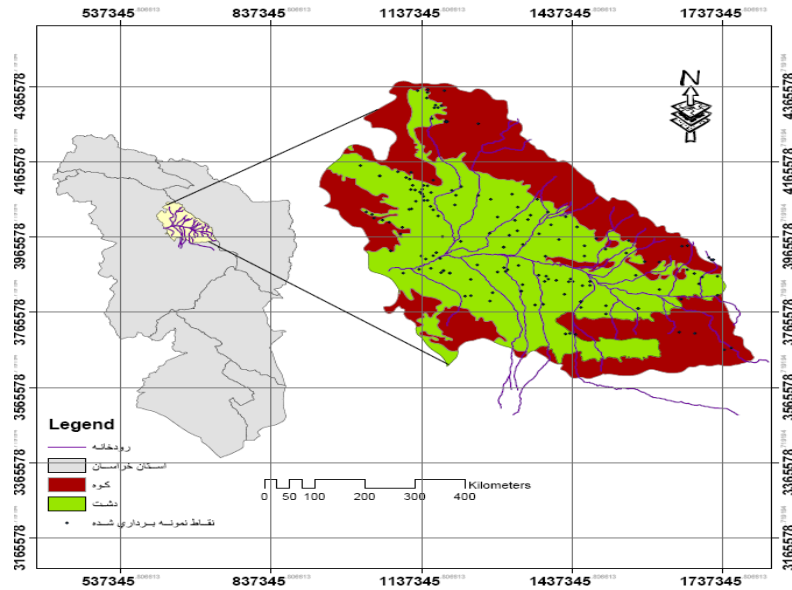
که در آن  $\gamma(h)$ : مقدار نیم تغییرنا در فاصله  $h$ ،  $Z(x_i + h)$ : مقدار مشاهده شده متغیر مورد نظر که به فاصله  $h$  از  $Z(x_i)$  قرار دارد،  $Z(x_i)$ : مقدار مشاهده شده متغیر مورد نظر،  $N(h)$ : تعداد جفت نمونه‌های به کار رفته در محاسبه که در فاصله  $h$  از یکدیگر قرار دارند می باشد. معمولاً هر چه  $h$  افزایش یابد تعداد جفت‌ها کم می شود. با افزایش  $h$ ، مقدار نیم تغییرنا تا فاصله معینی اضافه می شود و پس از آن به حد ثابتی می رسد که حد آستانه نامیده می شود. به فاصله بین نمونه‌ها که از آن به بعد مقادیر متغیر در نقاط مجاور تأثیر چندانی بر یکدیگر ندارند و با افزایش بیشتر فاصله مقدار نیم تغییرنا تفاوت معنی داری نمی کند، دامنه یا شعاع تأثیر گفته می شود. مقدار نیم تغییرنا به ازاء  $h=0$  اثر قطعه‌ای نام دارد (۱۲). معمولاً اثر قطعه‌ای ناشی از خطاهای نمونه برداری، اندازه‌گیری و آنالیز داده‌هاست. فرمول عمومی تخمین مقادیر مجهول در کلیه روشهای میان‌یابی زمین آماری از جمله کریجینگ به شرح زیر است:

$$\hat{Z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (2)$$

که در آن  $\hat{Z}(x_0)$ : مقدار تخمین زده شده متغیر در نقطه  $x_0$ ،  $Z(x_i)$ : مقدار اندازه‌گیری شده متغیر در مکان  $x_i$ ،  $\lambda_i$ : وزن داده شده به مشاهده آم. در مطالعه حاضر از نرم‌افزار  $GS^+$  برای محاسبات به روش کریجینگ استفاده شده است.

کیلومتر مربع آن را ارتفاعات (۴۳٪) و ۴۱۹۰ کیلومتر مربع را دشت (۵۷٪) تشکیل می‌دهد. بلندترین نقطه منطقه در ارتفاعات بینالود واقع در شمال شرقی دشت بوده که از سطح دریا ۳۳۰۰ متر ارتفاع دارد. دشت در این محدوده (ارتفاعات بینالود) دارای بافت آبرفتی و تحت تأثیر تغذیه سطحی و زیرزمینی مناسبی قرار دارد اما در نیمه جنوبی و غربی، دشت دارای بافت دانه ریز آبرفتی و وجود سازندهای دانه ریز ماری و سایر رسوبات تیخیری می‌باشد که باعث شده، آبرفت از نظر دانه‌بندی وضعیت مطلوبی نداشته باشد. پایین‌ترین نقطه در محل خروجی دشت (حسین‌آباد جنگل) واقع در قسمت غربی دشت قرار دارد که حدود ۱۰۵۰ متر از سطح دریا بلندتر است (۶). مجموع کل زمین‌های کشاورزی این شهرستان ۲۵۲۱۹۲ هکتار می‌باشد که تقریباً نیمی از دشت را دربرمی‌گیرد و محصولات آن چون غلات، پنبه، باقلا و حبوبات و انواع میوه و صیفی جات در این ناحیه کشت می‌شود. مهمترین منابع آبهای سطحی دشت عموماً فصلی و کم آب می‌باشند. آب و هوای دشت در دامنه‌ها نسبتاً معتدل و در نواحی پست به تدریج بر میزان گرما و خشکی هوا افزوده می‌شود به طوری که میانگین دمای ماهانه در ایستگاه بار (معرف مناطق کوهستانی) ۱۳ درجه سانتی‌گراد و در ایستگاه محمدآباد-فدیشه (معرف مناطق دشتی) ۱۳/۸ درجه سانتی‌گراد است. دشت نیشابور در سال‌های اخیر به علت برداشت زیاد از آب‌های زیرزمینی برای مصارف کشاورزی با مشکل افت شدید سطح آب زیرزمینی مواجه شده است. به طوری که از سال ۱۳۶۵ به بعد وزارت نیرو دشت فوق را به عنوان دشت ممنوعه اعلام نموده است (۳). میزان افت سطح آب زیرزمینی دشت در طول دوره آماری ۸۵-۱۳۷۶، ۷/۹ متر می‌باشد.

در این تحقیق، از آمار و اطلاعات پارامترهای کیفی سازمان آب منطقه‌ای خراسان رضوی که از نمونه‌برداری چاه‌های کشاورزی موجود در حوضه آبریز که به طور تصادفی در ماه‌های مختلف انتخاب شده استفاده گردید که پراکندگی چاههای نمونه برداری در سال ۱۳۸۶ در شکل ۱ مشخص شده است. در این دوره از ۱۶۹ نمونه برداشت شده از چاههای کشاورزی برای تحلیل‌های آماری استفاده شد. همچنین برای بررسی تغییرات زمانی، از آمار کیفی سال آبی ۷۹-۱۳۷۸ نیز استفاده شد که دارای ۱۹۵ نمونه بود.



شکل ۱- موقعیت حوضه آبریز نیشابور

ترتیب برابر با تعداد نقاط نمونه برداری متغیرهای اصلی و فرعی و  $\lambda_{1i}$  و  $\lambda_{2j}$  به ترتیب وزن‌های آماری اختصاص داده شده به متغیرهای اصلی و کمکی می‌باشد.

#### مدل میان‌یابی IDW

روش میان‌یابی IDW یکی از معمولترین روش‌های میان‌یابی نقاط پراکنده در فضا است که اساس آن بر مبنای این فرضیه است که در یک سطح میان‌یابی، اثر یک پارامتر بر نقاط اطراف یکسان نبوده و نقاط نزدیک بیشتر و نقاط دور کمتر تحت تأثیر هستند و هر چه فاصله از مبدأ افزایش یابد اثر پارامتر کمتر می‌شود.

$$Z_{x_0} = \frac{\sum_{i=1}^n Z_{x_i} d_i^{-\alpha}}{\sum_{i=1}^n d_i^{-\alpha}} \quad (4)$$

$Z_{x_0}$ : مقدار تخمینی متغیر  $Z$  در نقطه  $X_0$ ،  $Z_{x_i}$ : مقدار نمونه در نقطه  $X_i$ ،  $d_i$ : فاصله نقطه مورد نظر تا نقطه مورد تخمین،  $\alpha$ : ضریبی که وزن بر اساس فاصله تعیین می‌کند و مقدار آن غالباً معلوم نیست و با سعی و خطا تعیین می‌شود. مقدار  $\alpha$  در این تحقیق ۱، ۲، ۳ و ۴ در نظر گرفته شد.

#### مدل انترپولاسیونی SPLINE

روش SPLINE یا منحنی پوش یک روش میان‌یابی داده‌های مکانی است که یک سطح با حداقل انحناء را بر روی نقاط مورد استفاده برای میان‌یابی برآزش می‌دهد. این سطح مانند یک پوششی است که امکان اتصال کلیه نقاط در فضا

لوگ‌کریجینگ مشابه روش کریجینگ معمولی است با این تفاوت که از لگاریتم داده‌ها به جای خود داده‌ها برای آنالیز نیم-تغییرنا استفاده می‌گردد. اگر داده‌ها، توزیع نرمال نداشته باشند نمی‌توان از کریجینگ خطی استفاده کرد زیرا در این حالت اثر تناسب واریانس با میانگین وجود خواهد داشت. در چنین حالتی، داده‌ها را با بکارگیری یک روش تبدیل مناسب، نرمال کرده و از کریجینگ خطی روی داده‌های تبدیل یافته استفاده می‌شود. روش تبدیل لگاریتمی یکی از روش‌های معمول می‌باشد بخصوص زمانی-که داده‌ها دارای توزیعی با چولگی مثبت هستند. مقادیر تخمین زده شده همراه با واریانس تخمین آنها بایستی با یک تبدیل معکوس به مقادیر واقعی تبدیل گردد.

#### کوکریدجینگ

در این روش می‌توان براساس همبستگی بین متغیرهای اصلی و کمکی به تخمین متغیر اصلی پرداخت. این خصوصیت می‌تواند باعث دقت بیشتر تخمین‌ها و صرفه‌جویی در هزینه‌ها (با نمونه‌برداری کمتر) شود. محل‌هایی که در آنها کمبود نمونه وجود دارد به کمک متغیرهای ثانوی و با استفاده از همبستگی متقابل بین متغیرهای اصلی و ثانوی تخمین زده می‌شود. تخمین‌گر کوکریدجینگ مطابق زیر تعریف می‌شود که با استفاده از نرم‌افزار GS<sup>+</sup> نسخه ۵ محاسبه می‌شود:

$$Z(x_i) = \sum_{i=1}^n \lambda_{1i} Z_1(x_i) + \sum_{j=1}^m \lambda_{2j} Z_2(x_j) \quad (3)$$

که در آن  $Z(x_i)$  مقدار نامعلوم متغیر در نقطه  $X_i$ ،  $Z_1(x_i)$ : متغیر مکانی اصلی،  $Z_2(x_j)$ : متغیر کمکی یا ثانویه،  $m$  و  $n$  به

### نتایج و بحث

آمار توصیفی متغیرهای مورد مطالعه یعنی نسبت جذبی سدیم و هدایت الکتریکی در جدول ۱ خلاصه شده است. با توجه به مقادیر چگالی و کشیدگی، منحنی توزیع فراوانی داده‌های EC و SAR، با استفاده از نرم‌افزار Minitab<sup>۱۴</sup> و روش کلموگروف-اسمیرنوف، آزمون نرمالیته انجام گرفت و مشخص شد که EC و SAR با توجه به مقادیر  $P\text{-Value} < 0.05$  از یک توزیع لوگ نرمال تبعیت می‌کنند. نتایج همبستگی پیرسون بین پارامترهای

کیفی دشت نیشابور (جدول ۲) حاکی از وجود همبستگی معادل ۰/۸۷ بین نسبت جذبی سدیم و هدایت الکتریکی می‌باشد. بنابراین در روش کوکریجینگ از EC برای تخمین SAR استفاده شد. در مورد هدایت الکتریکی نیز با توجه به همبستگی ۰/۹۸۳ از کلر برای تخمین EC استفاده شد. دلیل استفاده از متغیر کمکی برای تخمین EC و SAR، بهره‌گیری از داده‌هایی که در نقاط بیشتری اندازه‌گیری شده باشد نیست، بلکه بدین وسیله ما بتوانیم مقدار خطا را پایین آورده و تخمین مکانی بهتری بوجود بیاوریم. به همین علت از کوکریجینگ و متغیر کمکی با بیشترین همبستگی برای تخمین پارامترهای EC و SAR استفاده شد.

نتایج ارزیابی و رده‌بندی روش‌های مختلف تخمین موجود در جدول ۴ نشان می‌دهد که در مورد برآورد هدایت الکتریکی و نسبت جذبی سدیم در بین روش‌های کریجینگ، لوگ کریجینگ، کوکریجینگ، IDW و SPLINE، روش کوکریجینگ براساس مجموع معیارهای ارزیابی متقابل به عنوان مناسب‌ترین روش برای EC و SAR در کل منطقه انتخاب می‌شود. پس از روش کوکریجینگ روش IDW با توان ۲ و ۳ به ترتیب برای EC و SAR به عنوان بهترین روش انتخاب شدند. از میان روش‌های بررسی شده، روش Spline دارای بدترین نتایج بود. با توجه به نتایج بدست آمده مشخصات نیم تغییرنمای برازش داده شده بر EC و SAR به همراه مشخصات آن‌ها در دو دوره آماری برای روش کوکریجینگ در شکل (۲) ارائه شده است.

جهت بررسی وجود یا عدم وجود همبستگی مکانی متغیرهای مورد مطالعه پس از برازش چند مدل واریوگرام و بررسی ظاهری آنها مدل مناسب با توجه به نسبت  $C_0 / (C_0 + C)$  که باید کمتر از ۰/۵ باشد انتخاب می‌شود. نسبت  $C_0 / (C_0 + C)$  معرف آن است که چه مقدار از کل تغییرپذیری را اثر قطعه‌ای توجیه می‌کند (۴). اما در این تحقیق پس از برازش چندین مدل نیم تغییرنما به داده‌های EC و SAR، بهترین مدل برازش داده شده با توجه به نتایج ارزیابی و رتبه‌بندی روش‌های مختلف تخمین موجود در جدول ۴ برای هر روش در جداول ۳-الف، ۳-ب آورده شده است. نتایج موجود در جدول ۳-الف نشان می‌دهد خطای مدل نیم تغییرنمای داده‌های اندازه‌گیری شده هدایت الکتریکی در دوره آماری ۸۷-۱۳۸۶ با اثر قطعه‌ای ۰/۷۴ و دامنه تأثیر ۲۳ کیلومتر برابر ۷/۷۹ درصد و خطای مدل نیم تغییرنما با لحاظ لگاریتم داده

را با حداقل انحراف همپا می‌کند. لذا یک تابع ریاضی را به گونه‌ای برازش می‌دهد که از نقاط کنترل بگذرد. TPSS نوعی اسپلاین به مفهوم یک صفحه نازک قابل انعطاف است. در واقع TPSS نوع خاصی از روش کریجینگ است. روش TPSS نیاز به برآورد یک پارامتر پیرایشی دارد که بتواند بهترین توازن را بین داده‌های واقعی و تابع اسپلاین برازش داده شده، برقرار کند. درجه مشتق در TPSS برابر با درجه روند چندجمله‌ای در کریجینگ عمومی، TPSS بعلاوه یک است (۱۰). برای انجام این امر، نرم افزار ArcView مورد استفاده قرار گرفت.

### روش و معیارهای ارزیابی

در این تحقیق از روش اعتبار سنجی متقابل برای ارزیابی روش‌ها استفاده شده است. این روش بر این اساس است که هر بار یک نقطه مشاهده‌ای حذف شده و برای آن از روی نقاط مجاور، مقداری برآورد می‌گردد. سپس مقدار واقعی به محل قبلی برگردانده شده و برای تمامی نقاط شبکه، این عمل تکرار می‌شود. ارزیابی روش‌های میان‌یابی بکاررفته در این تحقیق با استفاده از معیارهای ارزیابی مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE)، میانگین انحراف خطا (MBE)، میانگین قدر مطلق خطا (MAE) و  $R^2$  بین نقاط تخمینی و واقعی انجام می‌شود.

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n \{Z^*(x_i) - Z(x_i)\}}{n} \quad (۵)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \{Z^*(x_i) - Z(x_i)\}^2} \quad (۶)$$

$$R^2 = 1 - \frac{ESS}{TSS} \quad (۷)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |Z^*(x_i) - Z(x_i)|}{n} \quad (۸)$$

که در آنها  $Z^*(x_i)$ : مقدار تخمینی متغیر مورد نظر در نقطه  $(x_i)$ ،  $Z(x_i)$ : مقدار واقعی متغیر مورد نظر در نقطه  $(x_i)$ ، ESS و TSS به ترتیب مجموع مربع خطاهای تبیین نشده و کل خطاهای خط رگرسیون برازش داده شده می‌باشد.

هر چه مقادیر مجذور میانگین مربعات خطا و میانگین انحراف خطا کمتر باشد، دقت روش بیشتر است. MAE معرف انحراف معیار است که هر چه مقدار آن به صفر نزدیکتر باشد انحراف روش کمتر خواهد بود. برای یافتن مدل برتر به هر روش بر اساس معیارهای ذکر شده رتبه داده شد و روشی که در آن مجموع رتبه‌ها کمتر بود به عنوان روش برتر انتخاب گردید.

با اثر قطعه‌ای ۶/۹ و دامنه تأثیر ۱۸ کیلومتر برابر ۱۲ درصد و خطای مدل نیم تغییرنما با لحاظ لگاریتم داده‌ها با اثر قطعه‌ای ۰/۰۲۳ و دامنه تأثیر ۲۹ کیلومتر برابر ۱/۵۵ درصد می‌باشد که این

ها با اثر قطعه‌ای ۰/۰۰۸ و دامنه تأثیر ۱۶ کیلومتر برابر ۰/۷۴ درصد می‌باشد که نشان دهنده وجود همبستگی مکانی هدایت الکتریکی در هر دو حالت در دوره آماری ۸۷-۱۳۸۶ است. خطای مدل نیم تغییرنمای داده‌های اندازه‌گیری شده نسبت جذبی سدیم

**جدول ۱- ضرائب همبستگی پیرسون بین پارامترهای کیفی نمونه‌برداری شده از چاههای کشاورزی در دشت نیشابور (سال ۸۷-۱۳۸۶)**

	EC	SAR	T.H	Na%	K	Na <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Ca <sup>++</sup>	SO <sub>4</sub>	Cl	HCO <sub>3</sub>	CO <sub>3</sub>	pH
EC	۱	۰/۸۷	۰/۹۰۱	۰/۴۵۸	۰/۹۱۳	۰/۹۷۵	۰/۸۴۲	۰/۸۵۱	۰/۸۹۳	۰/۹۸۳	-۰/۳۵۹	-۰/۰۷۹	-۰/۰۹۲
SAR	۰/۸۷	۱	۰/۴۲۶	۰/۷۹۳	۰/۵۷۲	۰/۸۰	۰/۴۳	۰/۳۷۸	۰/۶۷۵	۰/۷۳۵	-۰/۳۰۴	۰/۱۰۶	-۰/۰۸۸

**جدول ۲- خلاصه آماری داده‌های مربوط به EC و SAR در دشت نیشابور در سال ۸۷-۱۳۸۶ (n=۱۶۹)**

متغیر	میانگین	انحراف معیار	چولگی	حداقل	حداکثر	کشیدگی	واریانس	ضریب تغییرات
EC تبدیل نیافته	۳/۰۸	۲/۹ dS/m	۱/۹۵	۰/۲۳ dS/m	۱۴/۱۸ dS/m	۱/۵۳	۸/۸	۰/۹۴
EC تبدیل یافته	۰/۶۹	۰/۹۵ dS/m	-۰/۹	-۱/۴۷ dS/m	۲/۶۵ dS/m	۰/۰۹	۰/۹۱	۱/۴۶
SAR تبدیل نیافته	۸/۵۹	۶/۹ mg/lit	۰/۸۶	۰/۰۹ mg/lit	۳۳/۸ mg/lit	۰/۹۹	۴۸/۲	۰/۸
SAR تبدیل یافته	۱/۶۵	۱/۲ mg/lit	۰/۶۹	-۲/۴۱ mg/lit	۳/۵ mg/lit	-۱/۰۴	۱/۴۵	۰/۷۳

**جدول ۳ الف- مشخصات بهترین مدل برازش داده شده بر مقادیر نیم تغییرنمای تجریمی EC و SAR (دوره آماری ۸۷-۱۳۸۶)**

نیم تغییرنمای تجریمی	روش	بهترین مدل	C <sub>0</sub>	A <sub>0</sub> (km)	C + C <sub>0</sub>	C <sub>0</sub> /sill (%)
کرپجینگ معمول	کرپی	۰/۷۴(dS/m)	۲۳	۹/۵(dS/m)	۷/۷۹	
EC(dS/m)	لوگ کرپجینگ	نمایی	۰/۰۰۸(dS/m)	۱۶	۱/۰۸(dS/m)	۰/۷۴
کو کرپجینگ	نمایی	۰/۱(dS/m)	۸/۲	۷۳/۸(dS/m)	۰/۱۳۵	
کرپجینگ معمول	نمایی	۶/۹(mg/lit)	۱۸	۵۷/۴۸(mg/lit)	۱۲	
SAR(mg/lit)	لوگ کرپجینگ	نمایی	۰/۰۳۲(mg/lit)	۲۹	۲/۰۶۳(mg/lit)	۱/۵۵
کو کرپجینگ	کرپی	۰/۰۱(mg/lit)	۲۶/۱	۱۵/۲۷(mg/lit)	۰/۰۶۵	

**جدول ۳ ب- مشخصات بهترین مدل برازش داده شده بر مقادیر نیم تغییرنمای تجریمی EC و SAR در دوره آماری ۷۹-۱۳۷۸ (n=۱۹۵)**

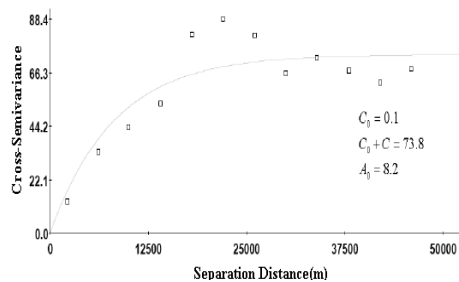
نیم تغییرنمای تجریمی	روش	بهترین مدل	C <sub>0</sub>	A <sub>0</sub> (km)	C + C <sub>0</sub>	C <sub>0</sub> /sill (%)
کرپجینگ معمول	کرپی	۰/۰۱	۲۵	۹/۴۱	۰/۱۰۶	
EC(dS/m)	لوگ کرپجینگ	کرپی	۰/۰۰۱	۲۷/۵	۱/۱۸۲	۰/۰۸
کو کرپجینگ	نمایی	۰/۱	۲۲/۶	۶۹/۷۸	۰/۱۴۳	
کرپجینگ معمول	کرپی	۰/۱	۲۵/۱	۶۷/۳۷	۰/۱۴۸	
SAR(mg/lit)	لوگ کرپجینگ	کرپی	۰/۰۱۱	۲۶	۲/۱۷۶	۰/۰۴۶
کو کرپجینگ	کرپی	۰/۰۱	۲۶/۳	۱۷/۰۵	۰/۰۵۸	

شده بطرف نواحی مرکزی دشت، کیفیت آبخوان بتدریج کاهش پیدا نموده و هدایت الکتریکی آن به حدود  $9\text{ dS/m}$  افزایش پیدا می‌کند. در محدوده نواحی دانه ریز آبخوان (نواحی جنوب و غرب آبخوان) که ابرفت از نظر دانه بندی وضعیت مطلوبی ندارد، کیفیت نیز شدیداً تحت تاثیر قرار گرفته و تنزل پیدا می‌نماید. هدایت الکتریکی در این محدوده‌ها به مقادیر بیش‌تر از  $12\text{ dS/m}$  افزایش پیدا می‌کند. اما نقشه‌های پهنه‌بندی شده هدایت الکتریکی در سال آبی ۷۹-۱۳۷۸ (شکل ۳-پ) حاکی از آن است که حداقل و حداکثر مقدار هدایت الکتریکی محدوده آبخوان به ترتیب  $0.22\text{ dS/m}$  و  $11.99\text{ dS/m}$  بدست آمده است. در نواحی شرقی دشت آبخوان دارای بهترین کیفیت آب زیرزمینی می‌باشد. آب زیرزمینی در این محدوده دارای مقادیر کمتر از  $1\text{ dS/m}$  می‌باشد. از محدوده ذکر شده به طرف نواحی مرکزی کیفیت بتدریج کاهش یافته و هدایت الکتریکی به حدود  $7\text{ dS/m}$  افزایش می‌یابد و در قسمت خروجی دشت به مقادیر بیشتر از  $10\text{ dS/m}$  افزایش پیدا می‌کند. در نتیجه شوری آب به طور متوسط  $10/2$  درصد از سال ۱۳۷۸ تا ۱۳۸۶ افزایش یافته است.

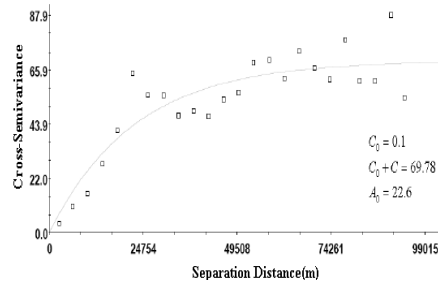
نتایج حاکی از وجود همبستگی مکانی در حالت وجود و عدم وجود لگاریتم داده‌های نسبت جذبی سدیم در دوره آماری ۸۷-۱۳۸۶ است. نتایج موجود در جدول ۳-ب حاکی از وجود همبستگی مکانی بالایی برای EC و SAR در حالت وجود و عدم وجود لگاریتم داده‌ها در دوره آماری ۷۹-۱۳۷۸ است.

#### نقشه‌های پهنه‌بندی پارامترهای کیفی آب زیرزمینی

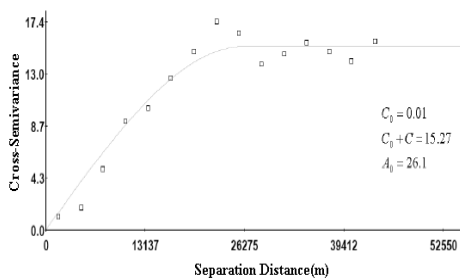
در مطالعه حاضر برای تهیه نقشه EC و SAR در سال ۸۷-۱۳۸۶ و ۷۹-۱۳۷۸ از روش کوکریجینگ و بهترین مدل که به ترتیب مدل نمایی و کروی می‌باشد استفاده شده است که نتایج آن در شکل ۳ ارائه شده است. در شکل ۳-الف نقشه پهنه‌بندی شده هدایت الکتریکی در سال ۱۳۸۷-۱۳۸۶ آورده شده است. حداقل و حداکثر مقدار هدایت الکتریکی محدوده آبخوان بترتیب  $0.23\text{ dS/m}$  و  $14.18\text{ dS/m}$  بدست آمده است. همان‌طور که از شکل پیداست، در نواحی شمال شرق دشت که آبخوان تحت تاثیر تغذیه زیرزمینی و سطحی مناسبی قرار دارد و دانه‌بندی آن نیز مناسبتر (دانه درشت‌تر) می‌باشد آبخوان دارای بهترین کیفیت آب زیرزمینی می‌باشد. آب زیرزمینی در این محدوده‌ها دارای مقدار هدایت الکتریکی کمتر از  $1/5\text{ dS/m}$  می‌باشد. از محدوده ذکر



(ب)



(گ)



(ت)



(پ)

شکل ۲- نیم تغییر نماهای نظری برازش داده شده بر: الف-SAR، کوکریجینگ، مدل کروی، ۱۳۸۶.

ب-EC، کوکریجینگ، مدل نمایی، ۱۳۸۶. پ-SAR، کوکریجینگ، مدل کروی، ۱۳۷۸.

ت-EC، کوکریجینگ، مدل نمایی، ۱۳۷۸.

جدول ۴- مقایسه روشهای مختلف تخمین در برآورد EC و SAR بر اساس معیارهای مختلف در دوره آماری ۸۷-۱۳۸۶

SPLI NE	IDW				کو کربجینگ			لاگ کربجینگ			کربجینگ			پارامتر مورد نظر	
	$\alpha=4$	$\alpha=3$	$\alpha=2$	$\alpha=1$	کروی	گوسی	نمایی	کروی	گوسی	نمایی	کروی	گوسی	نمایی		
۰/۲۰۷	۰/۰۸۱	۰/۰۴۸	۰/۰۱۱	۰/۰۲	۰/۰۰۹	۰/۰۱۲	۰/۰۲۱	۰/۲۶۰	۰/۳۵۴	۰/۲۴۱	۰/۰۴۷	۰/۰۴۴	۰/۰۶	MBE	EC
								-	-	-					
۲/۸۹۶	۱/۸۰۵	۱/۷۲۵	۱/۷۰۲	۱/۸۷۷	۰/۶۵۹	۱/۳۷۲	۰/۵۲۵	۱/۸۱۵	۱/۹۲۸	۱/۷۹۵	۱/۷۶۶	۱/۷۸	۱/۷۵	RMSE	
۱/۷۰۸	۱/۰۶۷	۱/۰۴۶	۱/۰۵۵	۱/۱۹۷	۰/۴۱۹	۰/۹۰۱	۰/۳۲۵	۱/۰۷۵	۱/۱۵۹	۱/۰۷	۱/۰۹۹	۱/۱۲	۱/۱۰۳	MAE	
۰/۴۱۳	۰/۶۴۴	۰/۶۴۴	۰/۶۷	۰/۶۰۷	۰/۹۵۳	۰/۷۸۶	۰/۹۶۹	۰/۶۳۲	۰/۵۹۱	۰/۶۴	۰/۶۴۶	۰/۶۳۹	۰/۶۴۹	$R^2$	
۱۴	۸	۵	۴	۱۱	۲	۳	۱	۱۲	۱۳	۱۰	۶	۹	۷	رتبه بر اساس مجموع معیارها	
۰/۶۱۸	۰/۳۰۹	۰/۳۳۲	۰/۴۱۳	۰/۵۶۸	۰/۱۹۳	۰/۱۲۹	۰/۲	-۰/۷۵۹	-۱/۱۲	-۰/۴۷۶	۰/۱۸۶	۰/۱۰۷	۰/۲۴۴	MBE	SAR
۱۰/۶۸	۳/۶۹۳	۳/۴۹۵	۳/۴۵۵	۳/۸۶۹	۲/۷۷۸	۳/۷۰۹	۲/۷۹	۳/۹۲۸	۴/۸۱۸	۳/۶۳۸	۳/۷۴	۴/۱۹	۳/۶۴	RMSE	
۵/۲۴۵	۲/۳۷۹	۲/۲۹۵	۲/۳۳۵	۲/۷۰۸	۱/۸۶۴	۲/۵۰۹	۱/۸۹۲	۲/۴۶۲	۲/۸۸	۲/۳۳۳	۲/۴۵	۲/۷۹	۲/۳۹	MAE	
۰/۲۱۷	۰/۷۲۶	۰/۷۵۱	۰/۷۵۷	۰/۷۱	۰/۸۴۲	۰/۷۱۷	۰/۸۴۱	۰/۶۹۶	۰/۵۴۸	۰/۷۳۱	۰/۷۱۱	۰/۶۳۹	۰/۷۲۸	$R^2$	
۱۴	۷	۳	۴	۱۱	۱	۸	۲	۱۲	۱۳	۵	۹	۱۰	۶	رتبه بر اساس مجموع معیارها	

جدول ۵- راهنمای تفسیر کیفیت آب برای آبیاری از نظر تاثیر آن بر نفوذپذیری

ECw(dS/m)			SAR(mg/lit)
بد	متوسط	خوب	
۰/۲<	۰/۲-۰/۷	۰/۷>	۰-۳
۰/۳<	۰/۳-۱/۲	۱/۲>	۳-۶
۰/۵<	۰/۵-۱/۹	۱/۹>	۶-۱۲
۱/۳<	۱/۳-۲/۹	۲/۹>	۱۲-۲۰
۲/۹<	۲/۹-۵	۵>	۲۰-۴۰

آمد که مقادیر آنومالی منفی نشان‌دهنده بهبود کیفیت و مقادیر مثبت آنومالی نشان‌دهنده کاهش کیفیت در دشت می‌باشد. بدین صورت که:

$$SAR_{Anomaly} = \frac{SAR_{1386} - SAR_{1378}}{SAR_{1378}} \times 100 \quad (9)$$

$$EC_{Anomaly} = \frac{EC_{1386} - EC_{1378}}{EC_{1378}} \times 100 \quad (10)$$

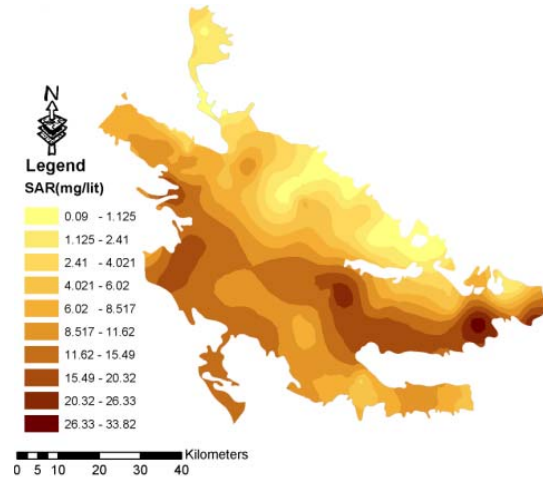
گرچه تغییرات شوری در جاهای دشت یکسان نمی‌باشد، اما نقشه هم مقدار SAR در سال ۸۷-۱۳۸۶ و ۷۹-۱۳۷۸ (شکل ۳-ب و ت) نشان می‌دهد که حداقل و حداکثر میزان SAR در محدوده آبخوان به ترتیب ۰/۰۹، ۰/۰۶، ۳۳/۸۲، ۲۹/۶۶ میلی گرم در لیتر می‌باشد و همچنین تغییرات مکانی SAR در دشت رفتاری مشابه EC در هر دو دوره ذکر شده دارد و به طور متوسط ۵/۵۱ درصد افزایش داشته است.

برای نشان دادن چگونگی تغییرات زمانی پارامترهای کیفی آب، از مقادیر اندازه‌گیری شده EC و SAR در دو بازه زمانی متفاوت ۱۳۷۸ و ۱۳۸۶ استفاده شد و پس از اینکه با بهترین مدل پهنه‌بندی شد، با استفاده از روش آنومالی درصد تغییرات بدست

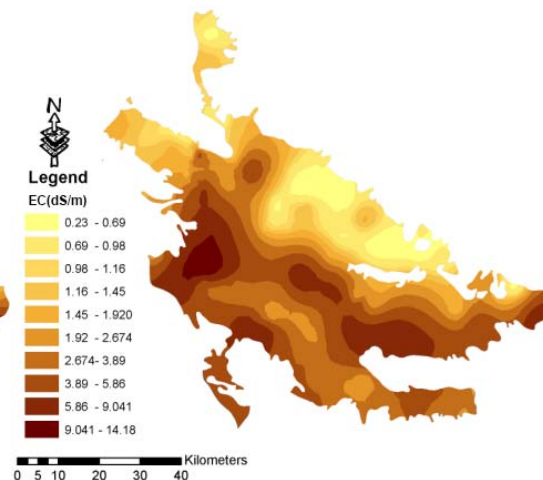


زیرزمینی اشاره کرد. همانطور که در شکل ۴-ب نشان داده شده است پیژومترهای رستوران بینالود با ۷/۲۳ متر، باقریه با ۹/۶۵ متر و راه سلطان آباد نمک با ۱۱/۱۵ متر افت در طول دوره ۱۳۷۸ تا ۱۳۸۶ از افت چشمگیری برخوردار می‌باشند که بر روی پارامترهای کیفی تأثیر زیادی داشته است اما پیژومتر تنقی آباد واقع در قسمت شمالی دشت که تحت تغذیه مناسب قرار دارد از کاهش افت ۰/۲- متری برخوردار می‌باشد که باعث بهبود کیفیت آب در بخش های شمالی دشت گردیده است. برداشت آب زیرزمینی برای مصارف کشاورزی باعث می‌شود که بخشی از آب به صورت تبخیر-تعرق خارج شود و نمک آن در خاک باقی بماند. آبشویی باعث جمع‌آوری نمک از منطقه توسعه ریشه شده و باعث افزایش املاح در سطح آب زیرزمینی شده، همچنین استفاده از کودهای شیمیایی نیز از دیگر عوامل افزایش شوری در نقاط مذکور

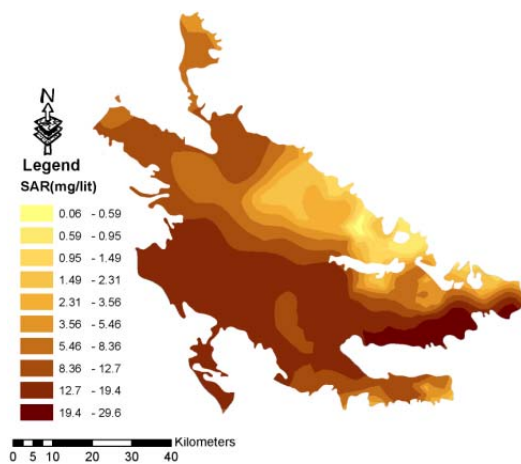
میزان درصد تغییرات EC دشت بسیار زیاد است (شکل ۴-ب) به طوری که این تغییرات بین ۸۶/۲- درصد تا ۴۸۰ درصد در دشت می‌باشد. بیشترین تغییرات برای EC در نقاط جنوبی، شرق و به طرف مرکز دشت و بخش هایی از شمال غربی دشت و به طرف خروجی حوضه می‌باشد. تغییرات در این محدوده‌ها بین ۷/۱ درصد تا ۴۸۰ درصد می‌باشد. کمترین میزان تغییرات در دشت در بخش‌های شمالی و جنوب غربی دشت است که این تغییرات بین ۸۸/۲- درصد تا ۳۰/۶- درصد می‌باشد. مقادیر منفی نشان می‌دهد که در طول مدت زمانی بررسی شده کیفیت شوری در این نقاط بهبود یافته است. همچنین تغییرات برای SAR نیز در دشت بسیار زیاد است (شکل ۴-الف) به طوری که این تغییرات بین ۹۶/۲- درصد تا ۹۹۰ درصد می‌باشد و مشابه EC در همان نقاط مذکور از پراکنش کمتر ولی شدت بیشتری برخوردار است. از عوامل مربوط به افزایش شوری و نسبت جذب سدیم، می‌توان به افت سطح آب



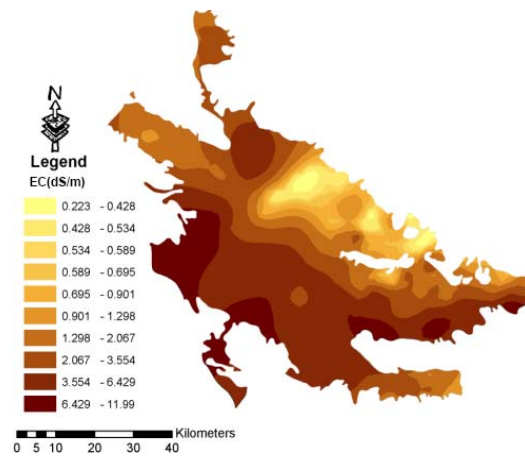
(ب)



(الف)

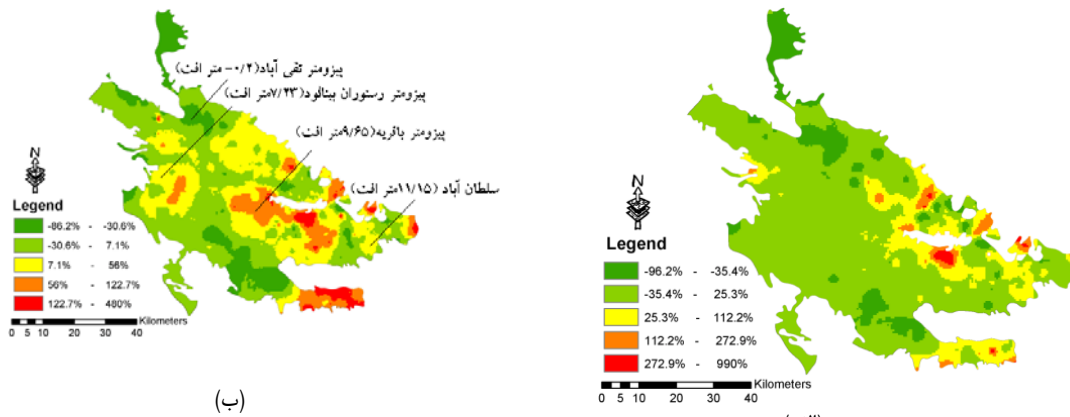


(ت)

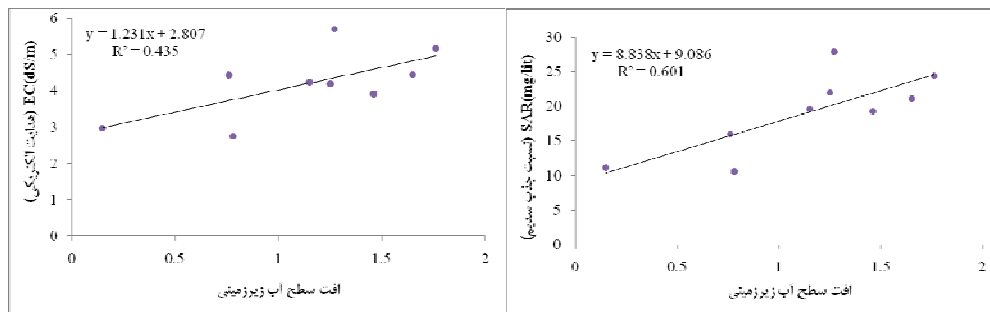


(پ)

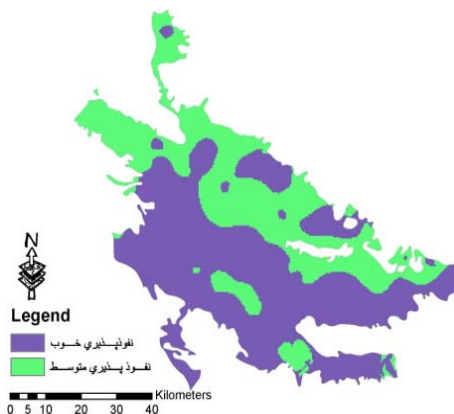
شکل ۳- الف- نقشه پهنه بندی شده EC به روش کوکریجینگ و مدل نمای (۱۳۸۶)، ب- نقشه پهنه بندی شده SAR به روش کوکریجینگ و مدل کروی (۱۳۸۶)، پ- نقشه پهنه بندی شده EC به روش کوکریجینگ و مدل نمای (۱۳۷۸)، ت- نقشه پهنه بندی شده SAR به روش کوکریجینگ و مدل کروی (۱۳۷۸) در دشت نیشابور.



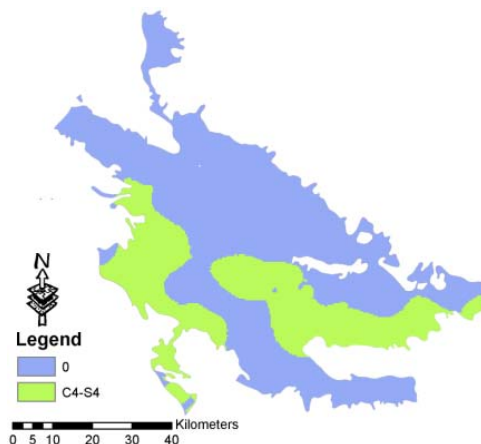
شکل ۴- نقشه‌های آنومالی مقادیر SAR (الف) و EC (ب) در طول دو دوره متفاوت ۱۳۷۸ و ۱۳۸۶



شکل ۵- رابطه بین تغییرات افت سطح آب زیرزمینی و پارامترهای کیفی (EC, SAR) در پیزومتر راه سلطان آباد نمک در طول دوره ۷۶-۸۵. هر نقطه مربوط به اندازه‌گیری در هر سال می‌باشد.



شکل ۶- نقشه پهنه‌بندی شده نفوذپذیری نهایی آب در خاک در سال آبی ۸۷-۱۳۸۶ در دشت نیشابور



شکل ۷- نقشه طبقه‌بندی کیفیت آب زیرزمینی دشت نیشابور (گروه C<sub>4</sub>-S<sub>4</sub>) در سال آبی ۱۳۸۶-۸۷ (علامت صفر به مفهوم تفاوت داشتن کیفیت آب با گروه C<sub>4</sub>-S<sub>4</sub> است).

(شکل ۷). همانطور که از شکل پیداست بخش‌های مرکزی و به طرف جنوب شرقی و خروجی (غرب) دشت به لحاظ کیفی شرایط بحرانی را دارا می‌باشند.

### نتیجه‌گیری

جمع بندی نتایج بدست آمده از تجزیه نیم تغییرنا و ارزیابی روشها در این تحقیق نشان داد نیم‌تغییرنمای هدایت الکتریکی از مدل کروی و نسبت جذبی سدیم از مدل نمایی تبعیت می‌کند. نتایج حاصل از تحلیل نیم تغییرنمای هدایت الکتریکی و نسبت جذبی سدیم، همبستگی مکانی خوبی را در کل منطقه نشان می‌دهد که علت آن را می‌توان ناشی از خصوصیات اقلیمی و هیدرولوژیکی منطقه دانست. همچنین از مقایسه روشهای مختلف برآورد هدایت الکتریکی و نسبت جذبی سدیم، مشخص گردید که روش کوکریچینک مناسبترین روش میانبایی در دشت نیشابور می‌باشد. نتایج حاصل از پهنه‌بندی نفوذپذیری در کل منطقه نشان می‌دهد که دشت نیشابور با توجه به ارقام متفاوت EC و SAR و با توجه به حدود جدول ۵ از نفوذپذیری متوسط و خوب تشکیل شده است. همچنین نتایج بررسی تغییرات زمانی پارامترهای کیفی نشان داد که افت سطح آب زیرزمینی دشت از عمده عوامل کاهش کیفیت آب زیرزمینی در دشت نیشابور می‌باشد.

می‌باشد. شکل ۵ رابطه بین افت سطح آب زیرزمینی و تغییرات EC و SAR در پیزومتر راه سلطان آباد نمک و در طول دوره زمانی ۱۳۷۶ تا ۱۳۸۵ را نشان می‌دهد. خط رگرسیون برازش داده شده نشان می‌دهد که با افزایش افت سطح آب زیرزمینی، مقادیر EC و SAR افزایش یافته است. بنابراین افت سطح آب زیرزمینی یکی از عوامل مهم در کاهش کیفیت پارامترهای کیفی در دشت نیشابور می‌باشد. همچنین تغییر چاه‌های نمونه برداری در زمان و وزن دادن به نقاطی که با کمبود نمونه‌گیری مواجه هستیم، یکی دیگر از عواملی که منجر به خطای تخمین در دشت شده است. با استفاده از مقادیر EC و SAR مندرج در جدول ۵ میزان تأثیر کیفیت آب آبیاری بر روی نفوذپذیری در سال ۱۳۸۶ مشخص گردید. نقشه‌های پهنه‌بندی مندرج در شکل ۶ نشان می‌دهد که کل دشت از نفوذپذیری متوسط و خوب برخوردار است و نقاطی که دارای نفوذپذیری بد باشد یافت نشد. همچنین بخش‌های جنوب شرقی و به طرف شمال دشت از نفوذپذیری متوسطی برخوردار است و سایر نقاط دشت دارای نفوذپذیری خوب می‌باشند. لازم به ذکر است که عوامل مختلفی از قبیل بافت خاک، وزن مخصوص، فشردگی و ... بر مقدار نفوذ مؤثر است و نمی‌توان مقدار نفوذ را تنها به عامل کیفیت آب نسبت داد. لذا شکل ۶ با ثابت گرفتن عوامل ذکر شده و تنها با در نظر گرفتن عامل کیفیت آب روی نفوذپذیری ترسیم شده است. در ادامه نقاطی از دشت که از لحاظ کیفیت آب زیرزمینی شرایط نامطلوبی را دارا می‌باشند و در گروه C<sub>4</sub>-S<sub>4</sub> قرار دارد و از لحاظ کیفیت آب دارای شوری و سدیمی شدن خیلی زیاد هستند مشخص شد

### منابع

۱. امداد، م. فرداد، ح. و ح. سیادت. ۱۳۸۲. تأثیر کیفیت های مختلف آب آبیاری (شوری و سدیمی) بر نفوذپذیری نهایی خاک در آبیاری چوپچه ای. مجله علوم خاک و آب جلد ۱۷، شماره ۲. صفحه ۲۳۸-۲۳۲.
۲. حسنی پاک، ع. ۱۳۷۷. زمین آمار. دانشگاه تهران. صفحه ۱۲۵.

۳. حسینی، آ.، فرج زاده، م. و س. ولایتی. ۱۳۸۴. تحلیل بحران آب درنیشابور با رویکرد برنامه ریزی محیطی. کمیته تحقیقات شرکت سهامی آب منطقه ای خراسان.
۴. عماری، پ. ۱۳۷۷. مطالعات اجمالی خاکشناسی و طبقه‌بندی اراضی منطقه بوکان (استان آذربایجان غربی). سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی مؤسسه آب و خاک. نشریه شماره ۱۰۲۷. صفحه ۷۶.
۵. رضایی، م.، دواتگر، ن.، تاجداری، خ. و ب. ابولپور. ۱۳۸۹. بررسی تغییرات مکانی برخی شاخص‌های کیفی آبهای زیرزمینی استان گیلان با استفاده از زمین آمار. مجله آب و خاک. ۲۴(۵): ۹۳۲-۹۴۱.
۶. ولایتی، س. و س. توسلی. ۱۳۷۰. منابع و مسائل آب خراسان. موسسه چاپ و انتشارات آستان قدس رضوی، مشهد.
7. Bernstein, L. 1975. Effects of salinity and sodicity on plant growth. *Annu. Rev. Phytopathol.* 13:295-312.
8. Bresler, E. B.L. McNeal, and D.L. Carter. 1982. *Saline and Sodic Soils*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
9. Hadas, A. and H. Frenkel. 1982. Infiltration as affected by long-term use of sodic-saline water for irrigation. *Soil Science Society of American Journal*. 96(2):524-530
10. Hosseini, E. J. Gallichand, and J. Caren. 1993. Comparison of several interpolators for smoothing hydraulic conductivity data in south west Iran. *Transactions of the ASAE*. 36(6):1687-1693.
11. Hosseini, E. Gallichand, J. and D. Marcotte. 1994. Theoretical and experimental performance of spatial interpolation methods for soil salinity analysis. *Transactions of the ASAE*, 37: 1799-1807.
12. Isaaks, E.H. and R.M. Srivastava. 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press. New York. P.561.
13. Kemper, W. and B. Ruffing. 1982. Furrow intake rates and water management. *Transactions of the ASAE*. 24(1):65-80.
14. Mailhol, J. and P. Morgan. 1999. A furrow irrigation model to improve irrigation practices in the Gharb vally of Morocco. *Agricultural Water Management*. 42(1):65-80.
15. Mamedov, A. and G. Levy. 2001. Clay dispersivity and aggregate stability effects on seal formation and erosion in effluent-irrigated soils. *Soil Science*. 166(9):631-639
16. Moustafa, M. M. and A. Yomota. 1998. Spatial modeling of soil properties for subsurface drainage projects. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. SASCE, 124(4): 218-228.
17. Odeh I. O. A. Todd A. J. Triantafilis, J. and A. B. McBratney. 1998. Status and trends of soil salinity at different scales: the case for the irrigated cotton growing region of eastern Australia. *Nutrient Cycling in Groecosystems*. 50: 99-107.
18. Samra J. S. Singh V. P. and K. M. S. Sharma. 1988. Analysis of spatial variability in sodic soils. 2: Point and block-kriging. *Soil Science*. 145: 250-256.
19. Shainberg, I. and J. D. Letey. 1984. Response of soil to sodic and saline conditions. *Hilgardia*. 52(2): 1-57
20. Sylla, M. Stein, A. Van Breemen, N. and L. O. Fresco. 1995. Spatial variability of soil salinity at different scales in the Mangrove rice agro-ecosystem. *West Africa Agriculture, Ecosystems and Environment*. 54: 1-15.

21. Tahboub, A. Abbassi, B. Taany, R. and G. Saffarini. 2007. Spatial variability of topsoil salinity in the lower reaches of Zerka River. Center Jordan Valley.
22. Tedeschi, A. W. Hamminga, L. Postiglione, and M. Menenti. 1997. Sustainable irrigation scheduling: Effects of saline water on soil physical properties. FAO Water Reports No 8:195-404. FAO, Rome.
23. Utset, A. Ruiz, M. E. Herrera, J. and D. P. De Leon. 1998. A geostatistical method for soil salinity sample site spacing. Geoderma. 86: 143–151.
24. Wang, J. H. Y. W. Wu and Q. L. Fu. 1999. Study on spatial variability in conductivity of the coastal saline soils. Journal of Zhejiang Agricultural University. 25(2): 139-142.