

## مقایسه‌ی برخی روش‌های میان‌یابی زمین‌آماري و قطعی در برآوردن عمق آب زیرزمینی (مطالعه‌موردی: دشت ایرانشهر – بمپور)

ام‌البنین پودینه<sup>۱</sup>، معصومه دلبری<sup>۲</sup>  
تاریخ دریافت: ۹۳/۴/۲۰ تاریخ پذیرش: ۹۵/۸/۹

### چکیده

در این تحقیق برخی روش‌های میان‌یابی برای تخمین عمق آب زیرزمینی دشت ایرانشهر- بمپور در سه مقطع زمانی ۱۳۸۲، ۱۳۸۶ و ۱۳۹۱ در ماه‌های اردیبهشت و مهر مورد ارزیابی قرار گرفتند. داده‌های عمق آب مربوط به ۴۲ تا ۴۸ حلقه چاه موجود در سطح دشت بودند. روش‌های مورد استفاده شامل کریجینگ معمولی (OK)، کریجینگ عام (UK)، وزن‌دهی عکس فاصله (IDW)، توابع پایه‌شعاعی (RBF) و چند جمله‌ای محلی (LPI) بودند. برای ارزیابی عملکرد روش‌ها، از فن اعتبارسنجی متقابل و معیارهای آماری ضریب تبیین ( $R^2$ )، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)، و میانگین انحراف خطا (MBE) استفاده شد. نتایج تحلیل آماری حاکی از بالا بودن واریانس و ضریب تغییرات عمق آب زیرزمینی و افزایش متوسط عمق آب در طی سال‌های گذشته، بویژه از سال ۱۳۸۲ تا ۱۳۸۶ به دلیل وقوع خشکسالی بوده‌اند. برای تشخیص روند از ترسیم نیم‌تغییرنمای جهت‌دار عمق آب زیرزمینی در هر دوره استفاده شد. روش UK با مدل کردن رویه روند با استفاده از چندجمله‌ای‌های درجه ۱ و ۲ و مقایسه مدل‌های مختلف نیم‌تغییرنما مورد ارزیابی قرار گرفت. بر اساس نتایج ارزیابی متقابل از بین روش‌های زمین‌آماري (OK و UK)، روش OK برای سال‌های ۸۲ و ۹۱ با مدل نیم‌تغییرنمای کروی، و روش UK با مدل نیم‌تغییرنمای J-bessel و درجه‌روند ۲ و ۱ به ترتیب برای اردیبهشت و مهر ۸۶ بالاترین دقت را داشتند. از طرفی، نتایج ارزیابی متقابل، نشان دادند که از بین تمامی روش‌های میان‌یابی به کار گرفته شده، روش قطعی LPI با RMSE برابر با ۶/۹۴، ۵/۸۷ و ۸/۶۵ متر به ترتیب برای اردیبهشت‌ماه سال‌های ۱۳۸۲، ۱۳۸۶، ۱۳۹۱ و ۶/۸۶، ۶/۵۴ و ۸/۶۸ متر به ترتیب برای مهرماه سال‌های ۱۳۸۲، ۱۳۸۶ و ۱۳۹۱ بهترین روش میان‌یابی بوده است. نقشه‌های پهنه‌بندی به دست آمده حاکی از افت سطح آب زیرزمینی، و وقوع بحران آب در سال‌های اخیر در سطح منطقه می‌باشد، بنابراین، به منظور استفاده بهتر از منابع آب و دسترسی به کشاورزی پایدار در منطقه، بایستی راهکارهای مدیریتی از جمله کنترل برداشت، تغییر الگوی زراعی و دگرگونی روش‌های آبیاری در نظر گرفته شوند.

**واژه‌های کلیدی:** تخمین، عمق آب زیرزمینی، روند، کریجینگ معمولی، کریجینگ عام، میان‌یاب قطعی، ArcGIS

<sup>۱</sup> دانش آموخته کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب، دانشکده آب و خاک، دانشگاه زابل  
<sup>۲</sup> دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده آب و خاک، دانشگاه زابل. masoomeh.delbari@uoz.ac.ir

## مقدمه

یکی از مسایل امروزی بشر، بهره‌برداری بهینه از آب‌های زیرزمینی است. به‌خصوص در ایران با توجه به محدود بودن منابع آب سطحی در قسمت اعظم کشور، بخشی از آب مورد نیاز روستاها، صنایع و شهرها از منابع زیرزمینی تأمین می‌گردد. دشت ایرانشهر-بمپور در جنوب-شرقی ایران قرار دارد. در سال‌های اخیر برداشت‌های بی‌رویه در این دشت، به‌خصوص برای مصارف شرب و کشاورزی، موجب افت آب زیرزمینی در منطقه‌ی مزبور شده است.

مدیریت موفق منابع آب زیرزمینی از طریق مدل‌های عددی، نیازمند شناخت الگوی توزیع مکانی بار هیدرولیکی، پارامترهای آبخوان، و دیگر داده‌های ورودی می‌باشد (کومار و رامادوی، ۲۰۰۶). از طرفی، با توجه به بالا بودن هزینه و زمان‌بر بودن تشکیل شبکه‌ی منظم و متراکمی از نقاط اندازه‌گیری پارامترهای ورودی مدل‌ها، معمولاً از روش‌های میان‌یابی برای تخمین متغیر موردنظر در نقاط یک شبکه‌ی منظم با استفاده از تعداد معدودی داده مشاهده‌ای، استفاده می‌گردد. در تخمین مقدار یک خصوصیت در یک نقطه‌ی فاقد آمار، تمامی مقادیر معلوم نقاط مجاور به یک اندازه مؤثر نمی‌باشند؛ از این‌رو، هر یک از نقاط مزبور به تناسب تأثیرشان بر نقطه‌مجهول، حامل وزنی خواهند بود که چگونگی یافتن این اوزان موجب تکوین روش‌های مختلف میان‌یابی شده است (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹). امروزه با توجه به ضعف روش‌های میان‌یابی مبتنی بر آمار کلاسیک در لحاظ کردن ارتباط مکانی بین مقادیر متغیرهای ناحیه‌ای در فرایند تخمین، استفاده از روش‌های میان‌یابی زمین‌آماری مورد توجه بسیاری قرار گرفته است (گوارتس، ۱۹۹۷). در زمین‌آمار مقدار متغیر، فاصله‌ی بین نقاط و چگونگی پراکنش آنها در تعیین وزن نسبت داده شده به هر نقطه معلوم در مجاورت نقطه‌ی فاقد آمار تأثیر می‌گذارد. تحقیقات زیادی در رابطه با استفاده از روش‌های میان‌یابی زمین‌آماری برای پیش-بینی الگوی توزیع مکانی متغیرها در علوم مختلف، از جمله آب صورت گرفته است (هو و همکاران، ۲۰۰۵؛ احمدی و

صدق‌آمیز، ۲۰۰۷؛ دلبری و همکاران، ۲۰۱۳؛ دلبری و جهانی، ۱۳۹۱). روش‌های زمین‌آماری در ترکیب با مدل‌های ریاضی جریان آب زیرزمینی برای پیش‌بینی رویدادهای هیدرولوژیکی (عراقی‌نژاد و بورن، ۲۰۰۵) و ارزیابی صحت پیش‌بینی مدل‌ها (کیتانیدیس، ۱۹۹۶) کارآمد بوده‌اند. دلبری و همکاران (۱۳۸۹) برای تحلیل تغییرات مکانی-زمانی شوری و عمق آب زیرزمینی، و دیک و جراند (۲۰۰۶) و عابدیان و همکاران (۲۰۱۳) برای ارزیابی شبکه چاه‌های مشاهده‌ای، از روش‌های زمین‌آماری استفاده کرده‌اند. به‌منظور ارزیابی شبکه چاه‌های مشاهده‌ای عمق آب زیرزمینی دشت اراک روش‌های کریجینگ معمولی (OK)، کوکریجینگ (COK) و وزن-دهی عکس فاصله (IDW) به‌کار برده شده است (مشعل و همکاران، ۱۳۸۶). نتایج حاکی از دقت بیشتر روش COK و توزیع مناسب شبکه چاه‌های مشاهده‌ای بوده است. حسینعلی‌زاده و یعقوبی (۱۳۸۹) به مطالعه تغییرات مکانی-زمانی و روند داده‌های سطح آب زیرزمینی دشت-های چهارگانه‌ی گناباد پرداختند. آنها از روش کریجینگ عام (UK) برای مدل‌سازی سطح آب زیرزمینی استفاده کردند. کمالی و شمس (۱۳۹۰) به ارائه‌ی شیوه‌ای برای یافتن بهترین روش میان‌یابی سطح آب زیرزمینی دشت لنجان‌ات پرداختند. نتایج آنان حاکی از دقت بیشتر روش‌های COK، OK، و توابع پایه شعاعی (RBF) در مقایسه با روش‌های IDW، UK، چندجمله‌ای جهانی (GPI) و چندجمله‌ای محلی (LPI) بوده است. برای تعیین الگوی توزیع منابع آب زیرزمینی حوضه‌ی آبخیز الشتر استان لرستان از روش‌های SK، OK، COK و IDW استفاده گردیده است (کالیراد و همکاران، ۱۳۹۲). براساس نتایج حاصله روش COK دارای بالاترین دقت در میان سایر روش‌ها بوده است.

سان و همکاران (۲۰۰۹) برای تعیین مناسب‌ترین روش میان‌یابی عمق آب زیرزمینی در شمال غربی چین به مقایسه‌ی روش‌های SK، IDW و RBF پرداختند. براساس نتایج آنها، SK بهترین روش برای تخمین عمق آب زیرزمینی شناخته شد و میزان افت بین سال‌های ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۲ حدود ۹/۱۲ متر گزارش گردید. نتایج تحقیقات

<sup>5</sup> radial basis function

<sup>6</sup> global polynomial interpolation

<sup>7</sup> local polynomial interpolation

<sup>1</sup> ordinary kriging

<sup>2</sup> cokriging

<sup>3</sup> inverse distance weighting

<sup>4</sup> universal kriging

تحقیقات گذشته نشان می‌دهند که هیچ روش مشخصی را نمی‌توان برای تخمین عمق آب زیرزمینی در منطقه‌ای به کار برد، مگر اینکه با تعداد دیگری از روش‌های میان‌یابی مستعد و پرکاربرد مقایسه گردد؛ بنابراین، در این تحقیق، چندین روش میان‌یابی آماری و زمین‌آماری برای برآورد الگوی پراکنش مکانی عمق آب زیرزمینی در دشت ایرانشهر- بمپور استان سیستان و بلوچستان مورد مقایسه قرار خواهد گرفت.

### مواد و روش‌ها

#### معرفی منطقه و محدوده مطالعاتی

حوضه‌ی آبخیز ایرانشهر- بمپور از نظر آبشناسی بخشی از حوضه‌ی جازموریان است که بین طول‌های جغرافیایی ۶۰ درجه و ۲۵ دقیقه تا ۶۱ دقیقه، و عرض‌های ۲۶ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۲۸ درجه‌ی شمالی قرار گرفته است. مساحت منطقه ۹۴۴۰ کیلومتر مربع، و ارتفاع متوسط آن از سطح آزاد دریا ۵۹۱ متر می‌باشد. بر اساس آمار موجود، دمای متوسط سالانه حدود ۲۴ درجه سانتی‌گراد، میانگین رطوبت نسبی سالانه ۲۵ درصد، و متوسط بارندگی سالانه ۱۲۰ میلی‌متر می‌باشد. با توجه به وسعت زیاد حوضه، علاوه بر اینکه ریزش‌های جوی در این حوضه کم است، میزان بارندگی در شمال، مرکز و غرب آن متفاوت می‌باشد. بارندگی بیشتر در زمستان و بهار روی داده، و در تابستان معمولاً تنها در مرداد مقداری بارش می‌بارد. تنها رود دائمی این منطقه، بمپور است که به‌عنوان زهکش سطحی آبخوان دشت به‌شمار می‌رود. میزان مصرف آب زیرزمینی در بخش‌های مختلف شرب، صنعت و کشاورزی به ترتیب برابر با ۱۳/۲، ۵/۵ و ۱۹۴/۳۰۶ میلیون متر مکعب در سال می‌باشد، که نشان می‌دهد سهم مصرف در بخش کشاورزی حدود ۹۱ درصد از میزان کل تخلیه‌ی آب زیرزمینی در این دشت است (گزارش شرکت مدیریت منابع آب ایران، ۱۳۹۱).

در این پژوهش، اطلاعات مورد نیاز شامل داده‌های سطح آزاد آب زیرزمینی در ماه‌های مختلف سال مربوط به تعداد ۴۲ تا ۴۸ چاهک مشاهده‌ای، موقعیت و مختصات آنها و اطلاعات مربوط به دشت از شرکت آب منطقه‌ای استان سیستان و بلوچستان اخذ گردید. شکل ۱ موقعیت

کومار و رامادوی (۲۰۰۶) حاکی از دقت بالاتر روش OK نسبت به IDW در تخمین عمق آب زیرزمینی راجستان، هند، بوده است. براس و هیوویلینک (۲۰۰۶) به بهینه‌سازی شبکه‌ی پایش آب زیرزمینی منطقه‌ای در هلند پرداختند، در این مطالعه بیشترین دقت، یا به‌عبارت دیگر، کمترین واریانس خطای تخمین مربوط به روش UK در مقایسه با روش OK بوده است. مقایسه‌ی روش‌های UK و IDW برای میان‌یابی عمق آب زیرزمینی منطقه‌ای در شمال غربی هند، حاکی از برتری روش UK با مدل کروی و درجه‌ی روند ۲ از بین مدل‌های کروی و گوسی بوده است (کومار، ۲۰۰۷). احمدی و صدق‌آمیز (۲۰۰۷) به بررسی تغییرات مکانی و زمانی عمق آب زیرزمینی دشت شیراز پرداختند، نتایج حاکی از عملکرد مناسب روش OK بوده است. گاندوگدو و گانی (۲۰۰۷) به بررسی تغییرات مکانی ماهانه‌ی سطح آب زیرزمینی ترکیه با کاربرد روش UK با مدل‌های مختلف نیم‌تغییرنا پرداختند. اگیوبی و همکاران (۲۰۱۰) از روش‌های زمین‌آماری UK و COK به‌منظور مدل‌سازی عمق آب زیرزمینی آبخوان اسفاکس تونس استفاده کردند. نتایج حاکی از برتری روش UK با مدل گوسی بوده است. دلبری و همکاران (۲۰۱۳) به بررسی تغییرات مکانی-زمانی عمق آب زیرزمینی آبخوان اقلید فارس با استفاده از روش‌های OK، SK و IDW، طی دوره‌های خشک و مرطوب پرداختند. بر اساس نتایج حاصله، روش OK از خطای کمتری برخوردار بوده و نقشه‌های ترسیم شده حاکی از تغییرات مکانی بیشتر عمق آب زیرزمینی در فصول مرطوب بوده است. زدیک (۲۰۱۴) به میان‌یابی سطح آب زیرزمینی در منطقه‌ی حفاظت شده‌ی نینسهم با کاربرد روش‌های مختلف زمین‌آماری شامل OK، SK، UK، EBK<sup>۱</sup> و روش‌های قطعی IDW، RBF، GPI و LPI پرداخت. نتایج حاکی از دقت روش زمین‌آماری EBK<sup>۱</sup> بوده‌اند. در تحقیقی ساهو و جاه (۲۰۱۴) به بررسی عمق آب زیرزمینی آبخوان اودیشای شرقی به کمک روش OK (با مدل‌های نیم‌تغییرنمای کروی<sup>۲</sup>، دایره-ای<sup>۳</sup>، گوسی<sup>۴</sup>، نمایی<sup>۵</sup> و خطی<sup>۶</sup>) پرداختند. بر اساس نتایج حاصله، مدل نمایی به‌عنوان بهترین مدل ساختار مکانی عمق آب در این منطقه معرفی گردید.

<sup>4</sup> gaussian

<sup>5</sup> exponential

<sup>6</sup> linear

<sup>1-</sup> empirical bayesian kriging

<sup>2</sup> spherical

<sup>3</sup> circular

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(u_i, u_j) + \mu = \gamma(u_i, u_0) & , \quad i=1, \dots, n \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j = 1 \end{cases} \quad (2)$$

که در آن  $\gamma(u_i, u_j)$  مقدار نیم‌تغییرنما بین تمام جفت‌های مقادیر معلوم،  $\mu$  ضریب لاگرانژین برای به حداقل رساندن واریانس کریجینگ، و  $\gamma(u_i, u_0)$  مقدار نیم‌تغییرنما بین موقعیت مورد تخمین ( $u_0$ ) و آمین نقطه نمونه‌برداری شده می‌باشد. با فرض  $N(h)$  جفت نقطه، که به فاصله‌ی  $h$  از یکدیگر قرار گرفته‌اند، نیم‌تغییرنمای تجربی متناظر با آن،  $\gamma^*(h)$ ، از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌گردد (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹):

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(u_i + h) - Z(u_i)]^2 \quad (3)$$

که در آن  $Z(u_i)$  و  $Z(u_i+h)$  به ترتیب مقادیر مشاهده شده‌ی متغیر در نقاط  $u_i$  و  $u_i+h$  می‌باشند. پس از محاسبه‌ی نیم‌تغییرنمای تجربی، بهترین مدل نظری بایستی بر آن برازش شود. یکی از متداول‌ترین مدل‌های نظری نیم‌تغییرنما، که در این مطالعه نیز استفاده شده است، مدل کروی<sup>۵</sup> است که طبق رابطه زیر تعریف می‌گردد (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹):

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C \left[ \frac{3h}{2a} - \frac{1}{2} \left( \frac{h}{a} \right)^3 \right] & h \leq a \\ C_0 + C & h > a \end{cases} \quad (4)$$

که در آن  $a$ ، دامنه‌ی تأثیر یا فاصله‌ای است که در آن  $\gamma(h)$  به حداکثر مقدار خود می‌رسد، به طوری که در ماواری دامنه‌ی تأثیر، نمونه‌ها بر هم اثر ندارند.  $C_0$ ، مقدار نیم‌تغییرنما به ازاء  $h$  مساوی صفر است، که به آن اثر قطعه‌ای<sup>۶</sup> می‌گویند.  $C_0 + C$ ، آستانه‌ی<sup>۷</sup> نیم‌تغییرنما یا مقداری است که در آن  $\gamma(h)$  ثابت شده و دیگر هیچ رابطه‌ی همبستگی بین داده‌ها وجود ندارد. برای مطالعه‌ی سایر مدل‌های تئوری نیم‌تغییرنما خواننده می‌تواند به منابع مختلف از جمله ایساک و سریواستاوا (۱۹۸۹) و گوارتس (۱۹۹۷) مراجعه کند.

کریجینگ معمولی، علاوه بر تخمین، واریانس تخمین را نیز طبق رابطه‌ی زیر برآورد می‌کند (گوارتس، ۱۹۹۷):

چاه‌های مشاهده‌ای دشت ایرانشهر - بمپور را نشان می‌دهد. در این تحقیق از اطلاعات عمق آب زیرزمینی مربوط به اردیبهشت (ماه تر) و مهر (ماه خشک) سال‌های ۱۳۸۲، ۱۳۸۶ و ۱۳۹۱ برای بررسی تغییرات مکانی عمق آب زیرزمینی طی سال‌های گذشته استفاده گردیده است.

### روش‌های میان‌یابی

روش‌های میان‌یابی به‌طور کلی به دو دسته تقسیم می‌شوند. دسته‌ی اول، روش‌های میان‌یابی قطعی<sup>۱</sup> یا معین می‌باشند که مستقل از ارتباط مکانی بین مقادیر یک متغیرند. دسته‌ی دوم، روش‌های میان‌یابی زمین‌آماري<sup>۲</sup> هستند، که در آنها از خودهمبستگی مکانی بین داده‌ها در فرایند تخمین استفاده می‌گردد (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹). روش‌های میان‌یابی به‌کاربرده شده در این تحقیق شامل کریجینگ معمولی و کریجینگ عام (از مقایسه‌ی روش کوکریجینگ به علت همبستگی کم عمق آب زیرزمینی با متغیر کمکی تراز چاه صرف‌نظر شد) و وزن‌دهی عکس فاصله، چندجمله‌ای محلی و توابع پایه‌ی شعاعی می‌باشند. در ذیل خلاصه‌ای از روش‌های ذکر شده بیان می‌گردد:

### کریجینگ معمولی

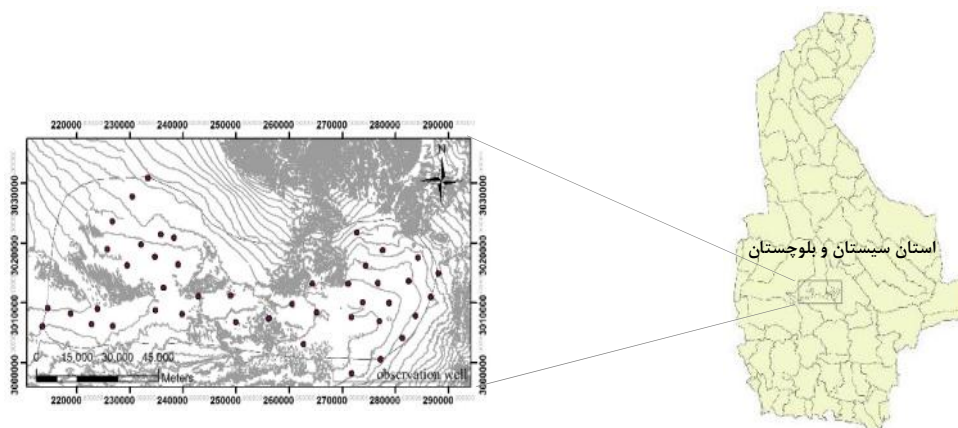
تخمین‌گر کریجینگ معمولی (OK) متداول‌ترین نوع کریجینگ است که مقدار متغیر در نقطه‌ی دلخواه را بر اساس میان‌گیری وزنی خطی مقادیر معلوم در همسایگی آن نقطه برآورد می‌کند. با فرض مختصات مکانی متغیر موردنظر، تخمین‌گر OK به صورت زیر تعریف می‌گردد (گوارتس، ۱۹۹۷):

$$Z^*(u_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(u_i) \quad (1)$$

که در آن  $Z^*(u_0)$ ، مقدار تخمین زده شده‌ی متغیر در نقطه‌ی معلوم  $u_0$ ،  $Z(u_i)$  مقدار مشاهده شده‌ی متغیر در نقطه‌ی مجاور  $u_i$  و  $\lambda_i$  وزن نسبت داده شده به مقدار متغیر در نقطه‌ی  $u_i$  می‌باشد، که با توجه به پارامترهای نیم‌تغییرنما<sup>۳</sup> محاسبه می‌گردد. جمع وزن‌های اختصاص داده شده به مقادیر معلوم ( $\lambda_i$ )، بایستی برابر با واحد گردد. همچنین، محاسبه‌ی اوزان بایستی به نحوی باشد که حداقل واریانس کریجینگ فراهم گردد:

<sup>5</sup> spherical model  
<sup>6</sup> range of influence  
<sup>7</sup> nugget effect  
<sup>8</sup> sill

<sup>1</sup> deterministic interpolation methods  
<sup>2</sup> geostatistical interpolation methods  
<sup>3</sup> semivariogram  
<sup>4</sup> experimental semivariogram



شکل ۱- موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه و چاه‌های مشاهده‌ای دشت ایرانشهر- بمپور در استان سیستان و بلوچستان.

### وزن‌دهی عکس فاصله

در روش وزن‌دهی عکس فاصله (IDW) رابطه اصلی تخمین همانند تخمینگر کریجینگ می‌باشد (رابطه‌ی ۱)، اما وزن‌ها ( $\lambda_i$ ) تنها با توجه به فاصله‌ی هر نقطه معلوم نسبت به نقطه‌ی مجهول، و بدون توجه به نحوه‌ی پراکندگی نقاط حول نقطه‌ی مورد تخمین، تعیین می‌شوند (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹):

$$\lambda_i = \frac{\frac{1}{d_i^\alpha}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^\alpha}} \quad (7)$$

که در آن  $d_i$ ، فاصله‌ی آمین نقطه مشاهده شده تا نقطه‌ی مورد تخمین،  $\alpha$ ، توان وزن‌دهی فاصله و  $n$ ، تعداد نقاط مجاور می‌باشد. توان وزن‌دهی فاصله ( $\alpha$ ) می‌تواند از ۰/۲۵ تا ۱۰۰ متغیر می‌باشد که در این مطالعه توان‌های متداول ۱، ۲، ۳، ۴ مورد استفاده قرار گرفتند.

### توابع پایه‌ی شعاعی

این روش برای میان‌یابی داده‌های نوپزداری که به‌طور نامنظم در یک منطقه پخش شده‌اند، استفاده می‌گردد. روش توابع شعاع محور (RBF) تابعی مانند  $f(x, y)$  را می‌یابد که مشابه یک ورقه‌ی فلزی نازک است که به‌طور همواری خم شده و مقید به گذشتن از تمامی نقاط می‌باشد. توابع RBF انواع مختلفی شامل اسپلاین کاملاً منظم (CRS)، اسپلاین کششی (SWT)، چندربعی (MQ)، عکس چندربعی (IMQ) و اسپلاین صفحه نازک

$$\sigma_{ok}^2(u_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma(u_0, u_i) + \mu \quad (5)$$

واریانس یا انحراف معیار تخمین، معیاری از عدم قطعیت تخمین در نقطه‌ی فاقد آمار را فراهم می‌کند.

### کریجینگ عام

هنگامی که داده‌ها غیرایستا (حاوی روند) باشند، استفاده از تخمینگرهای غیرخطی مانند کریجینگ عام (UK) توصیه می‌شود (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹). عمق آب زیرزمینی معمولاً غیرایستا بوده، و لذا استفاده از روش UK برای پیش‌بینی الگوی تغییرات مکانی آن می‌تواند سودمند باشد. تشخیص روند معمولاً از طریق ترسیم نیم-تغییرنما در جهات مختلف امکان‌پذیر است؛ در صورت وجود روند، نیم‌تغییرنما به آستانه‌ی مشخصی نرسیده، و مقدار آن با افزایش فاصله سهمی‌وار افزایش می‌یابد. در روش UK، ابتدا روند موجود در داده‌ها شناسایی گردیده و از داده‌ها حذف شده و تخمین براساس باقی‌مانده‌ها انجام می‌گیرد. در انتها، روند حذف گردیده با باقی‌مانده‌های برآورد شده جمع می‌شوند (کامه‌ماتو و همکاران، ۲۰۱۱). تخمینگر کریجینگ عام بر اساس معادله‌ی زیر تعریف می‌گردد (جانسون و همکاران، ۲۰۰۱):

$$Z^*(u_0) = m(u_0) + \varepsilon(u_0) \quad (6)$$

که در آن،  $m(u_0)$  میانگین داده‌هاست که تابع مختصات می‌باشد، و  $\varepsilon(u_0)$  جزئی باقی‌مانده است که معمولاً به‌عنوان یک تابع توزیع تصادفی پایا با میانگین صفر و واریانس ثابت، شبیه‌سازی می‌شود (گوارتس، ۱۹۹۷).

<sup>3</sup> multiquadric

<sup>4</sup> inverse multiquadric

<sup>1</sup> completely regularized spline

<sup>2</sup> spline with tension

در این تحقیق از نرم‌افزارهای SPSS، GS+ و ArcGIS به ترتیب برای تحلیل‌های آماری، محاسبه و شبیه‌سازی نیم‌تغییرنما، و میان‌یابی و رسم نقشه‌های هم‌عمق آب زیرزمینی استفاده گردید.

## نتایج و بحث

### نتایج تحلیل آماری

خلاصه‌ی آماری داده‌های عمق آب زیرزمینی در ماه‌های اردیبهشت (ماه تر) و مهر (ماه خشک) سال‌های ۱۳۸۲، ۱۳۸۶ و ۱۳۹۱ در جدول ۲ ارائه شده است. از مقایسه میانگین عمق آب زیرزمینی طی سه سال مورد بررسی، مشاهده می‌گردد که میانگین عمق آب در اردیبهشت از سال ۱۳۸۲ تا ۱۳۸۶ حدود ۵/۸۵ متر افزایش داشته است، این مقدار افت، نظر به اینکه اردیبهشت، ماه تر (دارای بالاترین تراز) بوده است، قابل ملاحظه می‌باشد. با توجه به مطالعات انجام شده این میزان افت به دلیل خشکسالی سال‌های ۱۳۷۷ تا ۱۳۸۶ می‌باشد (نگارش و کریمی، ۱۳۹۰). از طرفی، در همین ماه عمق آب زیرزمینی از سال ۱۳۸۶ (پایان خشکسالی) تا ۱۳۹۱ تنها حدود ۰/۱۱ متر کاهش داشته است. همچنین، عمق آب زیرزمینی در مهر، از سال ۱۳۸۲ تا ۱۳۸۶ حدود ۲/۲۴ متر افزایش داشته و از سال ۱۳۸۶ تا ۱۳۹۱ حدود ۲/۱۹ متر افزایش داشته است. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد میزان افت آب در مهر (ماه خشک) که آبخوان تغذیه نمی‌گردد بیشتر از اردیبهشت است. از طرف دیگر، مقدار واریانس و ضریب تغییرات عمق آب زیرزمینی در هر سه سال آماری نسبتاً زیاد است، که نشان‌دهنده‌ی وسعت دامنه‌ی تغییرات عمق آب زیرزمینی در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد. هرچند که اردیبهشت سال ۱۳۸۶ بیشترین واریانس عمق آب زیرزمینی را به دلیل کاهش نزولات جوی تجربه کرده است.

برای بررسی نرمال بودن توزیع داده‌های عمق آب زیرزمینی، آزمون کلموگروف-اسمیرنوف<sup>۴</sup> در محیط نرم‌افزار SPSS انجام شد. نتایج حاکی از نرمال بودن توزیع داده‌های عمق آب زیرزمینی در سال‌های ۱۳۸۲، ۱۳۸۶ و ۱۳۹۱ بود؛ بنابراین، تبدیلی در مورد داده‌ها صورت نگرفت.

(TPS) دارد. شکل عمومی رابطه‌ی ریاضی روش RBF به صورت زیر می‌باشد (ثقفیان، ۱۳۹۱):

$$f(x, y) = \sum_{j=1}^n a_j E(\|x - x_j, y - y_j\|) + b_0 + b_1 x + b_2 y \quad (8)$$

که در آن،  $\| \cdot \|$  بیانگر طول بردار،  $x$  و  $y$  متغیرهای مکانی،  $(x_j, y_j)$  مختصات مکانی زامین نقطه‌ی مشاهده‌ای، و  $E$  یک RBF می‌باشد.  $a_j, b_0, b_1, b_2$  ضرایبی هستند که باید تعیین شوند تا تابع  $f$  به‌طور صریح مشخص گردد. تفاوت روش‌های مختلف RBF در چگونگی تعریف تابع  $E$  در رابطه‌ی (۸) می‌باشد.

### چند جمله‌ای محلی

در روش چندجمله‌ای محلی (LPI) تعداد زیادی چندجمله‌ای بر داده‌های محدود در یک همسایگی معین برازش داده می‌شوند، به‌طوری‌که حداقل مجذورات متناسب را بین نقاط شناسایی شده در محدوده‌ی بیضوی شکل، به‌عنوان وزن نقطه در نظر می‌گیرد. توابع چندجمله‌ای محلی ممکن است از درجات ۱، ۲ و یا بیشتر باشند. این روش به برآورد خطای استاندارد تخمین نیز می‌پردازد. در جدول ۱، خلاصه‌ای از انواع توابع روش LPI ارائه شده است (جانسون و همکاران، ۲۰۰۱).

### روش و معیارهای ارزیابی

برای ارزیابی دقت روش‌های میان‌یابی و انتخاب بهترین روش تخمین عمق آب زیرزمینی از فن اعتبارسنجی متقابل<sup>۲</sup> (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹) استفاده شده است. معیارهای ارزیابی در این تحقیق شامل جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین انحراف خطا (MBE) می‌باشند:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z^*(u_i) - Z(u_i))^2} \quad (9)$$

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z^*(u_i) - Z(u_i)) \quad (10)$$

در این روابط،  $Z^*(u_i)$  و  $Z(u_i)$  به ترتیب مقدار تخمین زده شده و واقعی متغیر در نقطه  $u_i$  و  $N$  تعداد مشاهدات می‌باشند. همچنین، از ضریب تبیین<sup>۵</sup> ( $R^2$ ) برای ارزیابی عملکرد روش‌های میان‌یابی استفاده گردید. بهترین آنها روشی است که دارای کمترین مقدار RMSE، بیشترین مقدار  $R^2$  و MBE نزدیک صفر باشد (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹).

<sup>4</sup> mean bias error

<sup>5</sup> determination coefficient

<sup>6</sup> Kolmogorov- Smirnov

<sup>1</sup> thin plate spline

<sup>2</sup> cross validation

<sup>3</sup> root mean square error

جدول ۱- خلاصه‌ای از توابع LPI\*.

Exponential	$K(h) = e^{-3\frac{r}{h}}$
Gaussian	$K(h) = e^{-3\left(\frac{r}{h}\right)^2}$
Epanechnikov	$K(h) = 1 - \left(\frac{r}{h}\right)^2, \frac{r}{h} < 1$
Constant	$K(h) = I(s - h < s_i < s + h)$
Quartic	$K(h) = \left(1 - \left(\frac{r}{h}\right)^2\right)^2, \frac{r}{h}$
PolynomialOrder5	$K(h) = 1 - \left(\frac{r}{h}\right)^3 \left(10 - \left(\frac{r}{h}\right) \left(15 - 6\left(\frac{r}{h}\right)\right)\right), \frac{r}{h} < 1$

\* در این توابع  $r$  شعاع تأثیر،  $s_i$  موقعیت نقطه‌ی  $i$  و  $h$  حداکثر فاصله‌ای است که در آن داده‌ها برای پیش بینی استفاده می‌شوند.

جدول ۲- خلاصه آماری داده‌های عمق آب زیرزمینی.

سال	ماه	تعداد داده	متوسط (m)	حداقل (m)	حداکثر (m)	واریانس (m <sup>2</sup> )	انحراف معیار (m)	ضریب تغییرات (%)	چولگی	کشیدگی
۸۲	اردیبهشت	۴۳	۳۶/۱۳	۸/۲۲	۹۷/۸۳	۵۵۱/۴۶۷	۲۳/۴۸۳	۶۴	۰/۹۴	۰/۰۹
	مهر	۴۳	۳۷/۱۲	۸/۳۹	۹۹/۴۲	۵۶۸/۷۹	۲۳/۸۴	۶۴	۰/۸۹	۰/۰۸
۸۶	اردیبهشت	۴۴	۴۱/۹۸	۹/۶۸	۹۸/۹۷	۶۳۰/۵۰	۲۵/۱	۵۹	۰/۶۴	-۰/۶۲
	مهر	۴۸	۳۹/۳۶	۹/۶۹	۹۹/۰۰	۵۶۷/۴۹	۲۳/۸۲	۶۰	۰/۷۷	-۰/۳
۹۱	اردیبهشت	۴۳	۴۱/۸۸	۱۰/۹۳	۹۹/۳۴	۵۷۰/۷۵	۲۳/۸۹	۵۷	۰/۶۷	-۰/۵۲
	مهر	۴۲	۴۱/۵۵	۱۱/۰۶	۹۹/۳۹	۵۷۲/۰۳	۲۳/۹۱	۵۷	۰/۷۳	-۰/۴۴

۱۳۹۱ در شکل ۲ نشان داده شده‌اند. همان‌طوری‌که مشاهده می‌شود، نیم‌تغییرنمای عمق آب زیرزمینی در برخی جهات در فواصل طولانی به حد ثابتی نرسیده است که می‌تواند دلیل بر وجود روند باشد.

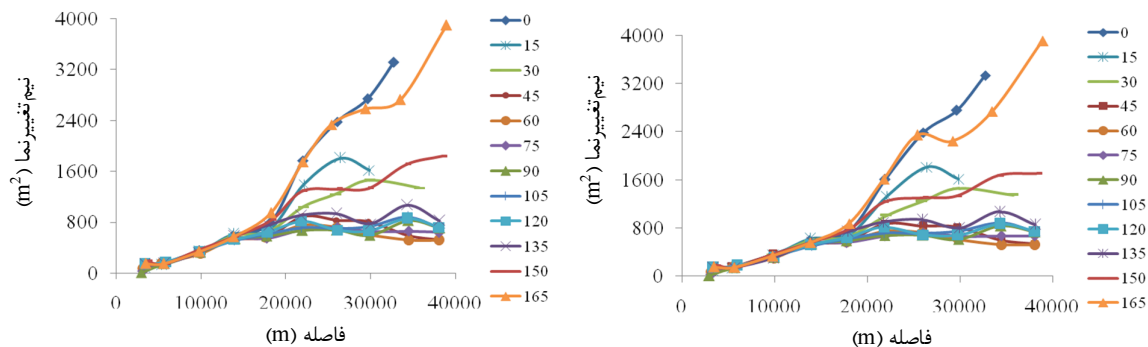
از طرفی در هر دو ماه خشک و تر رفتار نیم‌تغییرنما مشابه است. مطابق شکل ۲ در مهر و اردیبهشت ۱۳۹۱ بیشترین و کمترین روند به ترتیب در دو جهت عمود بر هم (شمال-جنوب) و (شرق-غرب) مشاهده می‌گردد. مقدار بالای نیم‌تغییرنما در جهت ۰ درجه نشان می‌دهد که تغییرات سطح آب زیرزمینی در این سو بیشتر است؛ به عبارت دیگر، جهت آب زیرزمینی غالباً در امتداد شمال-جنوب است. نیم‌تغییرنمای جهت‌دار عمق آب زیرزمینی برای ماه‌های خشک و تر ۱۳۸۲ و ۱۳۸۶ نیز محاسبه شد و نتایج به نسبت مشابهی حاصل گردیدند. البته، میزان روند در اردیبهشت سال ۱۳۸۶ نسبت به سایر

از طرف دیگر، بررسی شاخص آماری چولگی توزیع فراوانی داده‌ها (جدول ۲) نیز این نتایج را تأیید می‌کند (همه دارای چولگی کمتر از یک می‌باشد).

### تحلیل همبستگی مکانی عمق آب زیرزمینی

فرایند میان‌بایی زمین آماری نیازمند تخمین و شبیه‌سازی نیم‌تغییرنما می‌باشد. به‌منظور بررسی وجود یا عدم وجود فرضیه پایایی مرتبه‌ی دوم<sup>۱</sup> (وجود یا عدم وجود روند) عمق آب زیرزمینی در محدوده‌ی مورد مطالعه، نیم‌تغییرنمای جهت‌دار عمق آب در چندین جهت مختلف، شروع از جهت ۰ درجه (شمال-جنوب) با فواصل ۱۵ درجه و انحراف زاویه‌ی ۴۵ درجه (دلیل انتخاب ۴۵ درجه انحراف زاویه، کم بودن تعداد چاهک‌های مشاهده‌ای در برخی جهات و نبود تعداد کافی جفت داده برای رسم نیم‌تغییرنما بود) ترسیم گردد. نتایج برای اردیبهشت‌ماه و مهرماه سال

<sup>1</sup> second-order stationarity



شکل ۲- نیم‌تغییرنمای تجربی جهت‌دار عمق آب زیرزمینی برای اردیبهشت ۱۳۹۱ (سمت راست) و مهر ۱۳۹۱ (سمت چپ).

کروی، دایره‌ای، کروی چهاروجهی<sup>۴</sup> و کروی پنج‌وجهی<sup>۵</sup> مشاهده نشد. در تحقیق کومار (۲۰۰۷)، روش UK با درجه روندی ۱ و ۲، و مدل‌های کروی و گوسی نیم‌تغییرنما مورد بررسی قرار گرفتند. کمترین میزان اریب و خطای به‌دست آمده از ارزیابی متقابل مربوط به مدل کروی و درجه روند ۲ بوده است. در تحقیق کامهاتمو و همکاران (۲۰۱۱)، بهترین مدل روند و ساختار مکانی برای رسم خطوط هم-سطح آب زیرزمینی، چندجمله‌ای درجه‌ی ۱ با مدل کروی نیم‌تغییرنما بود. در تحقیق حسینعلی‌زاده و یعقوبی (۱۳۸۹) بهترین ساختار نیم‌تغییرنمای سطح آب زیرزمینی، مدل نمایی برای بهار، تابستان و پاییز، و مدل کروی برای زمستان با تابع روند درجه‌ی ۲ گزارش شد. مدل ساختار مکانی عمق آب زیرزمینی در تحقیق دلبری و همکاران (۱۳۸۹) به‌طور عمده کروی بود.

از طرف دیگر، با توجه به اینکه تا فاصله‌ی حدود ۱۸۰۰۰ متری روندی بین داده‌ها مشهود نیست (شکل ۲)، لذا هنوز هم می‌توان روش OK را که از همسایگی محلی در تعیین وزن‌های کریجینگ استفاده می‌کند، به‌کار برد (گوارتس، ۱۹۹۷). برای اجرای روش کریجینگ معمولی در هر دوره از مدل نیم‌تغییرنمای همسانگرد (همه‌جهته)<sup>۶</sup> عمق آب زیرزمینی به‌علت مشابه بودن نیم‌تغییرنمای جهت‌دار تا فواصل حدود ۲۰۰۰۰ متری (شکل ۲) استفاده شد. در شکل ۳، نیم‌تغییرنمای تجربی همه‌جهته، و بهترین مدل برازش شده عمق آب زیرزمینی در اردیبهشت و مهر ۱۳۹۱ نشان داده شده است. مشخصات بهترین مدل نیم-تغییرنما برای سایر دوره‌ها، که از طریق ارزیابی متقابل

دوره‌ها مشهودتر بود، که احتمالاً به‌دلیل مصادف شدن اواخر دوره‌ی خشکسالی با این سال است، به‌طوری‌که خشکسالی موجب ایجاد روند بیشتری در آب زیرزمینی در این ماه نسبت به سایر دوره‌ها شده است. نتایج تحقیق حسینعلی‌زاده و یعقوبی (۱۳۸۹) نشان دادند که توزیع مکانی داده‌های سطح آب زیرزمینی دشت‌های چهارگانه گناباد در تمامی فصول سال دارای روند و ناهمسانگردی بودند.

با توجه به مطالب گفته شده، به‌نظر می‌رسد که روش UK بتواند تخمین مناسبی را از عمق آب زیرزمینی در نقاط فاقد آمار فراهم کند. در این تحقیق روش UK با مقایسه‌ی چندجمله‌ای‌های درجه‌ی ۱ و ۲ برای شبیه‌سازی روند، و مدل‌های نیم‌تغییرنمای کروی، دایره‌ای، نمایی، گوسی، درجه‌ی ۲ گویا<sup>۱</sup>، اثر سوراخ<sup>۲</sup>، J-bessel، K-bessel و پایدار آجرا گردیدند. براساس نتایج ارزیابی متقابل ارائه شده در جداول ۳ تا ۵، مدل‌های اثر سوراخ و دایره‌ای با درجه روند یک به‌ترتیب برای اردیبهشت و مهر ۸۲، مدل J-bessel با درجه‌ی روند ۲ و ۱ به‌ترتیب برای اردیبهشت و مهر ۸۶ و مدل نمایی با درجه‌ی روند ۱ برای اردیبهشت و مهر ۹۲ به‌عنوان مناسب‌ترین مدل‌ها تعیین گردیدند. گاندوگدو و گانی (۲۰۰۷) از روش UK برای تهیه‌ی نقشه-های هم‌سطح آب زیرزمینی در منطقه‌ای از ترکیه استفاده کردند. بر اساس نتایج ارزیابی متقابل، مدل درجه‌ی ۲ گویا به‌عنوان بهترین مدل نیم‌تغییرنما انتخاب شد، هرچند براساس نتایج آزمون حداقل اختلافات معنی‌دار (LSD)، تفاوت محسوسی بین مدل درجه‌ی ۲ گویا و مدل‌های

<sup>4</sup> tetraspherical  
<sup>5</sup> pentaspherical  
<sup>6</sup> omnidirectional

<sup>1</sup> rational quadratic  
<sup>2</sup> hole effect  
<sup>3</sup> Stable



جدول ۳- نتایج ارزیابی متقابل تخمین عمق آب زیرزمینی با کاربرد روش UK (سال ۱۳۸۲).

مهرماه ۸۲			اردیبهشت ماه ۸۲			درجه تابع روند	مدل نیم‌تغییرنما
R <sup>2</sup>	MBE (m)	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	MBE (m)	RMSE (m)		
۰/۸۵	۰/۴۶	۹/۰۷	۰/۸۵	۰/۴۰	۸/۸۴	First	Circular
۰/۷۱	۰/۴۱	۱۴/۷۴	۰/۷۳	۰/۹۱	۱۳/۹۹	Second	
۰/۸۵	۰/۴۵	۹/۱۱	۰/۸۵	۰/۵۲	۹	First	Spherical
۰/۷۰	۰/۴۲	۱۴/۷۹	۰/۸۶	-۰/۴۸	۸/۵۴	Second	
۰/۸۳	۰/۲۸	۹/۶۱	۰/۸۳	۰/۳۹	۹/۶۱	First	Exponential
۰/۷۰	۰/۶۰	۱۴/۹۸	۰/۷۱	۰/۸۶	۱۴/۵۵	Second	
۰/۸۵	۰/۰۱	۹/۳۱	۰/۸۶	۰/۰۷	۸/۷۳	First	Gaussian
۰/۷۳	۰/۴۶	۱۴/۳۲	۰/۷۴	۰/۶۲	۱۳/۷۶	Second	
۰/۸۴	۰/۲۲	۹/۶۰	۰/۸۴	۰/۳۴	۹/۴۷	First	Rational Quadratic
۰/۶۷	۰/۲۷	۱۵/۸۹	۰/۶۷	۰/۴۱	۱۵/۴۶	Second	
۰/۸۶	۰/۲۷	۸/۸۴	۰/۸۶	۰/۱۴	۸/۵۲	First	Hole Effect
۰/۷۱	۰/۴۵	۱۴/۷۰	۰/۷۲	۰/۷۷	۱۴/۲۵	Second	
۰/۸۵	۰/۱۲	۹/۱۷	۰/۸۶	۰/۰۸	۸/۸۳	First	K-Bessel
۰/۷۱	۰/۱۹	۱۴/۸۱	۰/۷۴	۰/۷۵	۱۳/۸۰	Second	
۰/۸۵	۰/۲۳	۹/۲۴	۰/۸۶	۰/۲۹	۸/۸۴	First	J-Bessel
۰/۷۲	۰/۲۶	۱۴/۵۷	۰/۷۲	۰/۵۶	۱۴/۱۰	Second	
۰/۸۵	۰/۱۴	۹/۱۳	۰/۸۶	۰/۰۸	۸/۸۵	First	Stable
۰/۷۱	۰/۱۷	۱۴/۸۵	۰/۷۳	۰/۷۴	۱۳/۸۴	Second	

جدول ۴- نتایج ارزیابی متقابل تخمین عمق آب زیرزمینی با کاربرد روش UK (سال ۱۳۸۶).

مهرماه ۸۶			اردیبهشت ماه ۸۶			درجه‌ی تابع روند	مدل نیم‌تغییرنما
R <sup>2</sup>	MBE (m)	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	MBE (m)	RMSE (m)		
۰/۸۶	-۰/۱۳	۸/۵۹	۰/۹۰	-۰/۰۴	۷/۷۰	First	Circular
۰/۸۵	۰/۴۴	۹/۱۵	۰/۹۱	۰/۳۳	۷/۵۹	Second	
۰/۸۶	-۰/۱۸	۸/۷۰	۰/۹۰	-۰/۰۹	۷/۷۶	First	Spherical
۰/۸۵	۰/۴۴	۹/۱۵	۰/۹۲	۰/۶۳	۷/۲۱	Second	
۰/۸۶	-۰/۰۶	۸/۷۲	۰/۸۹	۰/۲۷	۷/۹۳	First	Exponential
۰/۸۵	۰/۴۳	۹/۱۷	۰/۹۲	۰/۶۳	۷/۲۱	Second	
۰/۸۲	-۰/۸۳	۱۰/۰۵	۰/۹۱	-۰/۷۰	۷/۲۷	First	Gaussian
۰/۸۵	۰/۴۶	۹/۱۷	۰/۹۱	۰/۷۷	۷/۳۲	Second	
۰/۸۵	-۰/۵۲	۹/۱۵	۰/۹۰	-۰/۳۴	۷/۹۲	First	Rational Quadratic
۰/۸۵	۰/۰۸	۹/۴۱	۰/۹۰	۰/۶۷	۷/۸۹	Second	
۰/۸۷	-۰/۵۲	۸/۴۹	۰/۹۱	-۰/۲۲	۷/۱۲	First	Hole Effect
۰/۸۶	۰/۳۰	۹/۱۱	۰/۹۲	۰/۶۱	۷/۱۵	Second	
۰/۸۲	-۰/۷۶	۱۰/۳۰	۰/۹۱	-۱/۰۸	۷/۲۱	First	K-Bessel
۰/۸۵	-۰/۰۶	۹/۳۱	۰/۸۷	۰/۷۵	۹/۳۲	Second	
۰/۸۷	-۰/۴۴	۸/۴۶	۰/۹۱	-۰/۶۲	۷/۳۰	First	J-Bessel
۰/۸۵	۰/۳۸	۹/۱۱	۰/۹۲	۰/۶۴	۷/۱۱	Second	
۰/۸۲	-۰/۸۳	۱۰/۰۵	۰/۹۱	-۰/۷۰	۷/۲۷	First	Stable
۰/۸۵	۰/۰۴	۹/۴۳	۰/۹۰	۰/۷۳	۸/۰۸	Second	

جدول ۵- نتایج ارزیابی متقابل تخمین عمق آب زیرزمینی با کاربرد روش UK (سال ۱۳۹۱).

مهرماه ۹۲			اردیبهشت ماه ۹۲			درجه‌ی تابع روند	مدل نیم‌تغییرنا
R <sup>2</sup>	MBE (m)	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	MBE (m)	RMSE (m)		
۰/۸۱	-۰/۴۶	۱۰/۱۹	۰/۸۱	-۰/۳۹	۱۰/۲۰	First	Circular
۰/۶۳	۰/۱۱	۱۶/۳۵	۰/۶۵	-۰/۰۲	۱۶/۱۷	Second	
۰/۸۱	-۰/۳۸	۱۰/۳۸	۰/۸۱	-۰/۳۳	۱۰/۳۱	First	Spherical
۰/۶۳	۰/۱۱	۱۶/۳۵	۰/۶۵	-۰/۰۲	۱۶/۱۷	Second	
۰/۸۲	۰/۲۶	۱۰/۰۱	۰/۸۲	۰/۲۷	۹/۹۱	First	Exponential
۰/۶۳	۰/۱۱	۱۶/۴۸	۰/۶۴	-۰/۰۰۸	۱۶/۳۳	Second	
۰/۷۸	-۰/۶۰	۱۱/۱۸	۰/۷۹	-۰/۶۳	۱۰/۹۵	First	Gaussian
۰/۶۲	۰/۱۶	۱۶/۵۳	۰/۶۴	۰/۰۳	۱۶/۳۷	Second	
۰/۸۰	-۰/۳۴	۱۰/۴۷	۰/۸۱	-۰/۱۷	۱۰/۴۴	First	Rational Quadratic
۰/۶۲	-۰/۰۳	۱۶/۸۵	۰/۶۲	-۰/۲۵	۱۶/۹۸	Second	
۰/۷۸	-۰/۷۵	۱۱/۱۵	۰/۷۹	-۰/۶۵	۱۱/۰۹	First	Hole Effect
۰/۶۲	۰/۰۲	۱۶/۸۱	۰/۶۳	-۰/۱۵	۱۶/۷۸	Second	
۰/۷۸	-۰/۵۷	۱۱/۱۴	۰/۷۹	-۰/۴۹	۱۰/۹۶	First	K-Bessel
۰/۶۴	۰/۰۱	۱۶/۰۹	۰/۶۶	-۰/۱۹	۱۶/۰۴	Second	
۰/۷۹	-۰/۷۲	۱۱/۰۱	۰/۷۹	-۰/۶۴	۱۰/۹۲	First	J-Bessel
۰/۶۲	۰/۱۰	۱۶/۶۰	۰/۶۴	-۰/۰۴	۱۶/۴۸	Second	
۰/۷۸	-۰/۶۰	۱۱/۱۸	۰/۷۹	-۰/۶۳	۱۰/۹۵	First	Stable
۰/۶۲	-۰/۰۳	۱۶/۸۰	۰/۶۳	-۰/۲۶	۱۶/۹۴	Second	

### مقایسه‌ی روش‌های میان‌یابی

مقایسه روش‌های زمین‌آماري OK و UK (جداول ۳ تا ۵ و ۷ تا ۹) نشان می‌دهد که روش UK فقط برای ماه‌های مهر و اردیبهشت ۸۶ از دقت بالاتری نسبت به روش OK برای برآورد عمق آب زیرزمینی برخوردار بوده است. دلیل آن ممکن است مصادف شدن اواخر دوره‌ی خشکسالی با سال ۸۶ باشد، به طوری که خشکسالی موجب ایجاد روند بیشتری در آب زیرزمینی در این دوره نسبت به سایر دوره‌ها شده است، لذا مدل‌هایی که برای حذف روند توسط روش UK به کار گرفته شده‌اند، موجب بهبود نتایج تخمین توسط این روش نسبت به روش OK گردیده‌اند.

از طرفی مقایسه، تمامی روش‌های میان‌یابی، اعم از قطعی و زمین‌آماري (جداول ۳ تا ۵ و ۷ تا ۹) نشان می‌دهد که روش LPI در همه سال‌ها دارای کمترین RMSE، بیشترین R<sup>2</sup> و MBE نزدیک به صفر بوده است؛ در نتیجه، بهترین برآورد عمق آب زیرزمینی را در بین روش‌های

تعیین گردید، در جدول ۶ ارائه شده‌اند. با توجه به شکل ۲ و جدول ۶، بهترین مدل منعکس‌کننده‌ی ساختار مکانی عمق آب زیرزمینی در ماه‌های خشک و تر هر سه سال، مدل کروی بوده است. همچنین، با توجه به کم بودن مقدار اثر قطعه‌ای، بالا بودن تناسب ساختار مکانی<sup>۱</sup>  $\left(\frac{C}{C+C_0}\right)$  و دامنه‌ی تأثیر بزرگ، همبستگی مکانی عمق آب زیرزمینی در سطح منطقه بالا می‌باشد. نتایج تحلیل زمین‌آماري نشان دادند که دامنه‌ی تأثیر عمق آب زیرزمینی در سال ۱۳۸۲ (حدود ۳۵۰۰ متر) نسبت به سال ۱۳۹۱ (حدود ۲۹۰۰ متر) بیشتر بوده، که نشان می‌دهد خودهمبستگی مکانی عمق آب در سال ۱۳۸۲ تا شعاع بیشتری وجود داشته است. شعاع همبستگی مکانی عمق آب زیرزمینی در تحقیق دلبری و همکاران (۱۳۸۹) حدود ۲۴ تا ۲۷ کیلومتر، و در تحقیق حسینی‌زاده و یعقوبی (۱۳۸۹) حدود ۱۵ تا ۲۸ کیلومتر گزارش شده است.

<sup>1</sup> proportion of spatial structure

جدول ۶- پارامترهای مربوط به نیم‌تغییر نمای همه جهته تجربی عمق آب زیرزمینی (متر).

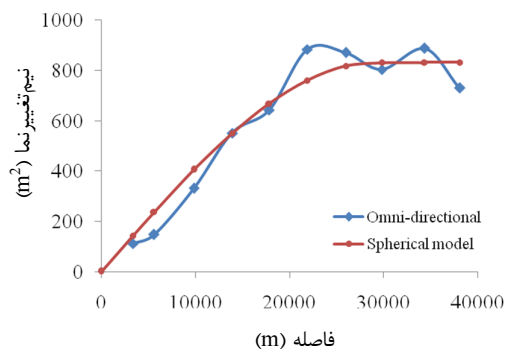
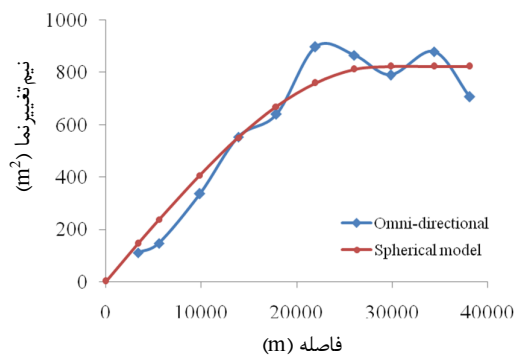
سال	ماه	مدل ساختار مکانی	اثر قطعه‌ای (C <sub>0</sub> ) (m <sup>2</sup> )	آستانه (C+C <sub>0</sub> ) (m <sup>2</sup> )	$\frac{C}{C+C_0}$	شعاع تأثیر (m)	ضریب همبستگی (r <sup>2</sup> )
۱۳۸۲	اردیبهشت	کروی	۱	۸۴۵/۷	۰/۹۹۹	۳۶۰۰۰	۰/۹۷
	مهر	کروی	۱	۹۱۱	۰/۹۹۹	۳۶۹۰۰	۰/۹۶
۱۳۸۶	اردیبهشت	کروی	۱	۹۷۶	۰/۹۹۹	۳۱۴۰۰	۰/۹۵
	مهر	کروی	۱	۸۱۵/۳	۰/۹۹۹	۲۸۷۰۰	۰/۹۲
۱۳۹۱	اردیبهشت	کروی	۱	۸۳۱/۶	۰/۹۹۹	۲۹۲۰۰	۰/۹۶
	مهر	کروی	۱	۸۲۲/۲	۰/۹۹۹	۲۸۷۰۰	۰/۹۵

جدول ۷- نتایج ارزیابی متقابل تخمین عمق آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های OK، RBF و LPI (سال ۱۳۸۲).

روش	توان	اردیبهشت ۸۲			مهر ۸۲			R <sup>2</sup>
		RMSE (m)	MBE (m)	R <sup>2</sup>	RMSE (m)	MBE (m)	R <sup>2</sup>	
Ordinary Kriging	-	۸/۴۹	-۰/۵۰	۰/۸۶	۸/۵۹	-۰/۵۲	۰/۸۶	
Completely Regularized Spline	-	۹/۰۴	-۰/۵۰	۰/۸۶	۹/۲۱	-۰/۵۹	۰/۸۴	
Spline with Tension	-	۸/۱۵	-۰/۱۸	۰/۸۷	۸/۵۰	-۰/۲۵	۰/۸۷	
Multiquadric	-	۸/۴۶	-۰/۲۳	۰/۸۶	۸/۷۰	-۰/۲۸	۰/۸۶	
Inverse Multiquadric	-	۸/۹۶	-۰/۵۰	۰/۸۵	۹/۲۱	-۰/۶۳	۰/۸۴	
Thin Plate Spline	-	۸/۳۵	-۰/۱۳	۰/۸۷	۸/۶۷	-۰/۱۵	۰/۸۶	
IDW	۱	۱۳/۹۱	-۲/۲	۰/۷۲	۱۳/۹۱	-۲/۲	۰/۷۲	
	۲	۱۱/۲	-۱/۴۲	۰/۸۱	۱۱/۲	-۱/۴۲	۰/۸۱	
	۳	۹/۹۵	-۰/۸۸	۰/۸۳	۹/۹۵	-۰/۸۸	۰/۸۳	
	۴	۹/۵۵	-۰/۵۶	۰/۸۳	۹/۵۵	-۰/۵۶	۰/۸۳	
Exponential	۱	۸/۷۲	۱/۶۴	۰/۸۶	۹/۰۲	۱/۵۰	۰/۸۶	
	۲	۷/۵۲	۰/۵۲	۰/۸۹	۷/۷۱	۰/۵۰	۰/۸۹	
	۳	۷	-۰/۷۵	۰/۹۱	۷/۲۹	-۰/۷۵	۰/۹۰	
Polynomialorder5	۱	۸/۰۶	۲/۱۴	۰/۸۸	۸/۰۶	۱/۹۴	۰/۸۸	
	۲	۷/۰۷	-۰/۰۶	۰/۹۰	۷/۵۵	۰/۳۰	۰/۸۹	
	۳	۷/۰۵	-۰/۹۲	۰/۹۱	۷/۳۲	-۰/۷۷	۰/۹۰	
Gaussian	۱	۸/۲۵	۱/۹۵	۰/۸۸	۸/۳۶	۱/۸۷	۰/۸۸	
	۲	۷/۴۱	۰/۴۳	۰/۹۰	۷/۶۸	-۰/۴۶	۰/۸۹	
	۳	۶/۹۴	-۰/۸۷	۰/۹۱	۶/۸۶	-۰/۴۲	۰/۹۱	
LPI	۱	۱۹/۲۷	۴/۴۵	۰/۶۰	۷/۹۸	۱/۹۰	۰/۸۹	
	۲	۷/۰۶	-۰/۳۸	۰/۹۰	۷/۹۸	۱/۹۰	۰/۸۹	
	۳	۷/۱۰	-۰/۹۳	۰/۹۰	۷/۰۳	-۰/۴۸	۰/۹۱	
Quatic	۱	۱۰/۳۰	۲/۱۵	۰/۸۱	۱۶/۵۱	۲/۷۱	۰/۵۲	
	۲	۷/۱۰	-۰/۰۴	۰/۹۱	۸/۰۴	۱/۹۰	۰/۸۹	
	۳	۷/۰۶	-۰/۹۱	۰/۹۰	۶/۹۹	-۰/۵۲	۰/۹۱	
Constant	۱	۸/۲۵	۰/۵۶	۰/۸۱	۸/۰۴	۱/۹۰	۰/۸۹	
	۲	۷/۴۱	-۰/۵۳	۰/۸۹	۸/۴۰	-۰/۴۷	۰/۸۷	
	۳	۷/۲۰	-۰/۹۵	۰/۹۰	۷/۱۲	-۰/۴۶	۰/۹۱	

جدول ۸- نتایج ارزیابی متقابل تخمین عمق آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های OK, RBF و LPI (سال ۱۳۸۶).

مهر ۸۶			اردیبهشت ۸۶			توان	روش
R <sup>2</sup>	MBE (m)	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	MBE (m)	RMSE (m)		
۰/۸۷	-۰/۸۱	۸/۵۸	۰/۹۱	-۰/۸۱	۷/۵۷	-	Ordinary Kriging
۰/۸۶	-۰/۹۶	۸/۶۲	۰/۹۰	-۰/۸۷	۷/۸۳	-	Completely Regularized Spline
۰/۸۷	-۰/۸۵	۸/۴۶	۰/۹۱	-۰/۷۵	۷/۱۱	-	Spline with Tension
۰/۸۷	-۰/۷۳	۸/۴۱	۰/۹۱	-۰/۷۸	۷/۳۹	-	Multiquadric
۰/۸۶	-۱/۰۱	۸/۷۳	۰/۹۰	-۰/۸۷	۷/۷۰	-	Inverse Multiquadric
۰/۸۵	-۰/۶۵	۹/۰۱	۰/۹۰	-۰/۷۰	۷/۶۱	-	Thin Plate Spline
۰/۷۶	-۲/۰۷	۱۴/۳۸	۰/۷۶	-۱/۳۹	۱۴/۹۳	۱	IDW
۰/۸۲	-۱/۸۸	۱۱/۶۱	۰/۸۳	-۱/۳۹	۱۱/۸۹	۲	
۰/۸۴	-۱/۵۷	۹/۹۵	۰/۸۵	-۱/۳۶	۱۰/۲۵	۳	
۰/۸۵	-۱/۳۳	۹/۲۸	۰/۸۶	-۱/۳۷	۹/۶۱	۴	
۰/۸۵	۱/۳۱	۹/۰۶	۰/۸۸	۱/۸۲	۸/۶۱	۱	Exponential
۰/۸۹	-۰/۱۰	۷/۶۴	۰/۹۰	-۰/۲۵	۷/۹۷	۲	
۰/۸۹	-۰/۶۸	۷/۹۶	۰/۹۴	-۰/۵۶	۶/۲۱	۳	
۰/۸۶	۲/۵۹	۸/۸۹	۰/۹۲	۳/۳۰	۷/۷۲	۱	Polynomialorder5
۰/۹۰	-۰/۱۰	۷/۴۶	۰/۹۲	۰/۰۷	۶/۷۶	۲	
۰/۹۱	-۰/۵۸	۶/۸۵	۰/۹۴	-۰/۵۷	۶/۰۹	۳	
۰/۸۶	۱/۷۳	۹/۰۴	۰/۸۹	۲/۳۷	۸/۴۶	۱	Gaussian
۰/۸۹	-۰/۱۱	۷/۵۹	۰/۹۱	-۰/۰۸	۷/۲۹	۲	
۰/۹۱	-۰/۲۰	۶/۹۴	۰/۹۴	-۰/۵۶	۶/۲۰	۳	
۰/۸۷	۲/۷۲	۸/۷۴	۰/۸۹	۳/۳۲	۸/۸۱	۱	LPI
۰/۹۰	-۰/۰۸	۷/۱۹	۰/۹۳	۰/۰۵	۶/۵۸	۲	
۰/۹۲	-۰/۶۲	۶/۶۸	۰/۹۴	-۰/۵۸	۶	۳	
۰/۸۷	۲/۶۶	۸/۸۷	۰/۸۸	۲/۹۲	۸/۸۲	۱	Epanechnikov
۰/۹۰	-۰/۱۰	۷/۴۲	۰/۹۲	۰/۰۸	۶/۶۹	۲	
۰/۹۱	-۰/۵۹	۶/۸۰	۰/۹۴	-۰/۵۷	۶/۰۶	۳	
۰/۶۱	۴/۳۹	۱۵/۴۱	۰/۶۲	۴/۵۳	۱۵/۹۷	۱	Quatic
۰/۸۷	-۰/۰۶	۸/۲۹	۰/۸۹	-۰/۲۷	۸/۱۴	۲	
۰/۹۲	-۰/۶۶	۶/۵۴	۰/۹۴	-۰/۶۴	۵/۸۷	۳	
							Constant



شکل ۳- نیم تغییرنمای تجربی همه جهته و مدل کروی برازش شده برای اردیبهشت ۱۳۹۱ (سمت راست) و مهر ۱۳۹۱ (سمت چپ).

جدول ۹- نتایج ارزیابی متقابل تخمین عمق آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های OK، RBF و LPI (سال ۱۳۹۱).

مهر ۹۱			اردیبهشت ۹۱			توان	روش
R <sup>2</sup>	MBE (m)	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	MBE (m)	RMSE (m)		
۰/۸۲	-۰/۹۸	۹/۹۱	۰/۸۲	-۰/۹۱	۹/۸۴	-	Ordinary Kriging
۰/۸۳	-۰/۹۹	۹/۸۱	۰/۸۳	-۰/۹۳	۹/۷۴	-	Completely Regularized Spline
۰/۸۲	-۰/۹۹	۹/۸۶	۰/۸۳	-۰/۹۲	۹/۸۰	-	Spline with Tension
۰/۸۲	-۰/۸۶	۹/۷۹	۰/۸۳	-۰/۸۲	۹/۷۳	-	Multiquadric
۰/۸۲	-۱/۰۵	۱۰	۰/۸۲	-۰/۹۷	۹/۹۲	-	Inverse Multiquadric
۰/۸۰	-۱/۰۸	۱۰/۸۶	۰/۸۰	-۰/۹۶	۱۰/۸۳	-	Thin Plate Spline
۰/۷۵	-۱/۲۴	۱۵/۲۵	۰/۷۴	-۱/۱۳	۱۵/۱۵	۱	IDW
۰/۸۱	-۱/۱۲	۱۲/۱۷	۰/۸۱	-۱/۰۹	۱۲/۲	۲	
۰/۸۳	-۰/۹۲	۱۰/۳۹	۰/۸۳	-۰/۹۴	۱۰/۴۵	۳	
۰/۸۳	-۰/۷۶	۹/۷۷	۰/۸۳	-۰/۱۸	۹/۷۶	۴	
۰/۷۸	۱/۶۷	۱۱/۰۶	۰/۷۸	۱/۶۱	۱۰/۹۹	۱	Exponential
۰/۸۵	-۰/۳۸	۹/۰۱	۰/۸۵	-۰/۲۸	۸/۹۱	۲	
۰/۸۵	-۱/۳۴	۹/۴۱	۰/۸۵	-۱/۱۹	۹/۴۰	۳	
۰/۸۰	۲/۲۶	۱۰/۶۵	۰/۸۱	۲/۲۳	۱۰/۵۶	۱	Polynomialorder5
۰/۸۶	-۰/۳۶	۸/۸۷	۰/۸۶	-۰/۳۰	۸/۷۶	۲	
۰/۸۶	-۱/۳۷	۹/۰۶	۰/۸۶	-۱/۲۴	۸/۹۰	۳	
۰/۷۹	۱/۶۳	۱۱	۰/۷۹	۱/۶۴	۱۰/۹۶	۱	Gaussian
۰/۸۶	-۰/۳۶	۸/۸۹	۰/۸۶	-۰/۲۸	۸/۷۸	۲	
۰/۸۵	-۱/۳۶	۹/۲۲	۰/۸۶	-۱/۲۲	۹/۰۱	۳	
۰/۸۱	۲/۱۳	۱۰/۴۳	۰/۸۱	۲/۰۹	۱۰/۳۳	۱	Epanechnikov
۰/۸۶	-۰/۳۲	۸/۸۸	۰/۸۶	-۰/۲۶	۸/۷۵	۲	
۰/۸۶	-۱/۳۷	۸/۸۵	۰/۸۶	-۱/۲۴	۸/۸۲	۳	
۰/۸۱	۲/۵۸	۱۰/۵۷	۰/۸۱	۲/۵۳	۱۰/۴۷	۱	Quatic
۰/۸۶	-۰/۳۷	۸/۸۹	۰/۸۶	-۰/۳	۸/۷۷	۲	
۰/۸۶	-۱/۳۶	۸/۹۹	۰/۸۶	-۱/۲۳	۸/۹۶	۳	
۰/۶۰	۴/۲۲	۱۵/۵۲	۰/۶۰	۴/۰۹	۱۵/۵۰	۱	Constant
۰/۸۴	-۰/۱۰	۹/۲۸	۰/۸۵	-۰/۱۰	۹/۱۴	۲	
۰/۸۷	-۱/۳۸	۸/۶۸	۰/۸۷	-۱/۲۵	۸/۶۵	۳	

به تراکم نقاط اندازه‌گیری نیز بستگی دارد، به طوری که ممکن است حتی در شبکه‌های با تراکم بالا، مهارت پیش‌بینی روش کریجینگ بیشتر از روش‌های ساده‌تر (مانند IDW) نباشد. از طرف دیگر، روش چندجمله‌ای محلی قادر به بازتولید تغییرات کوتاه دامنه علاوه بر روند بلند دامنه می‌باشد (اکیما، ۱۹۷۰)؛ بنابراین به نظر می‌رسد که همین ویژگی باعث تخمین مناسب عمق آب زیرزمینی در محدوده‌ی مورد مطالعه با کاربرد این روش شده است. این در حالی است که در تحقیق کمالی و شمس (۱۳۹۰) روش‌های COK، OK و RBF در مقایسه با روش‌های IDW، UK، GPI و LPI از دقت بالاتری در تخمین سطح

مختلف به‌کار رفته در این تحقیق داشته است. با توجه به جداول ۷ تا ۹، از بین توابع مختلف LPI، تابع Gaussian با توان سه در سال ۱۳۸۲ دارای کمترین خطا، و برای دو سال دیگر تابع Constant با توان سه دارای کمترین میزان خطا بوده‌اند. در تحقیق حاضر، با وجود اینکه همبستگی مکانی عمق آب در همه‌ی دوره‌ها تقریباً بالا بوده و انتظار می‌رفت که روش‌های زمین‌آماري دقت بالاتری را داشته باشند، این نتیجه در کل حاصل نشد. از دلایل احتمالی می‌تواند کم بودن تراکم نقاط، و در نتیجه کم بودن تعداد جفت نقاط لازم برای رسم نیم‌تغییرنما باشد. دیرکس و همکاران (۱۹۹۸) نشان دادند که دقت روش‌های میان‌یابی

آب زیرزمینی برخوردار بودند. در تحقیق سان و همکاران (۲۰۰۹)، روش SK از دقت بیشتری برای برآورد عمق آب نسبت به روش‌های IDW و RBF برخوردار بود. همچنین، مقایسه‌ی روش OK با IDW (کومار و رامادوی، ۲۰۰۶)، UK و IDW (کومار ۲۰۰۷) و OK، IDW و COK (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹)، حاکی از عملکرد بهتر روش کریجینگ بوده است. دلبری و همکاران (۲۰۱۳) نیز گزارش کرده‌اند که از میان روش‌های OK، SK و IDW برای برآورد عمق آب زیرزمینی در منطقه اقلید فارس، روش OK از خطای کمتری برخوردار بوده است. این نتایج از نقطه‌نظر برتری روش‌های زمین‌آماري به روش IDW در میان‌یابی سطح آب زیرزمینی با نتایج این تحقیق مطابقت دارند.

### پهنه‌بندی عمق آب زیرزمینی

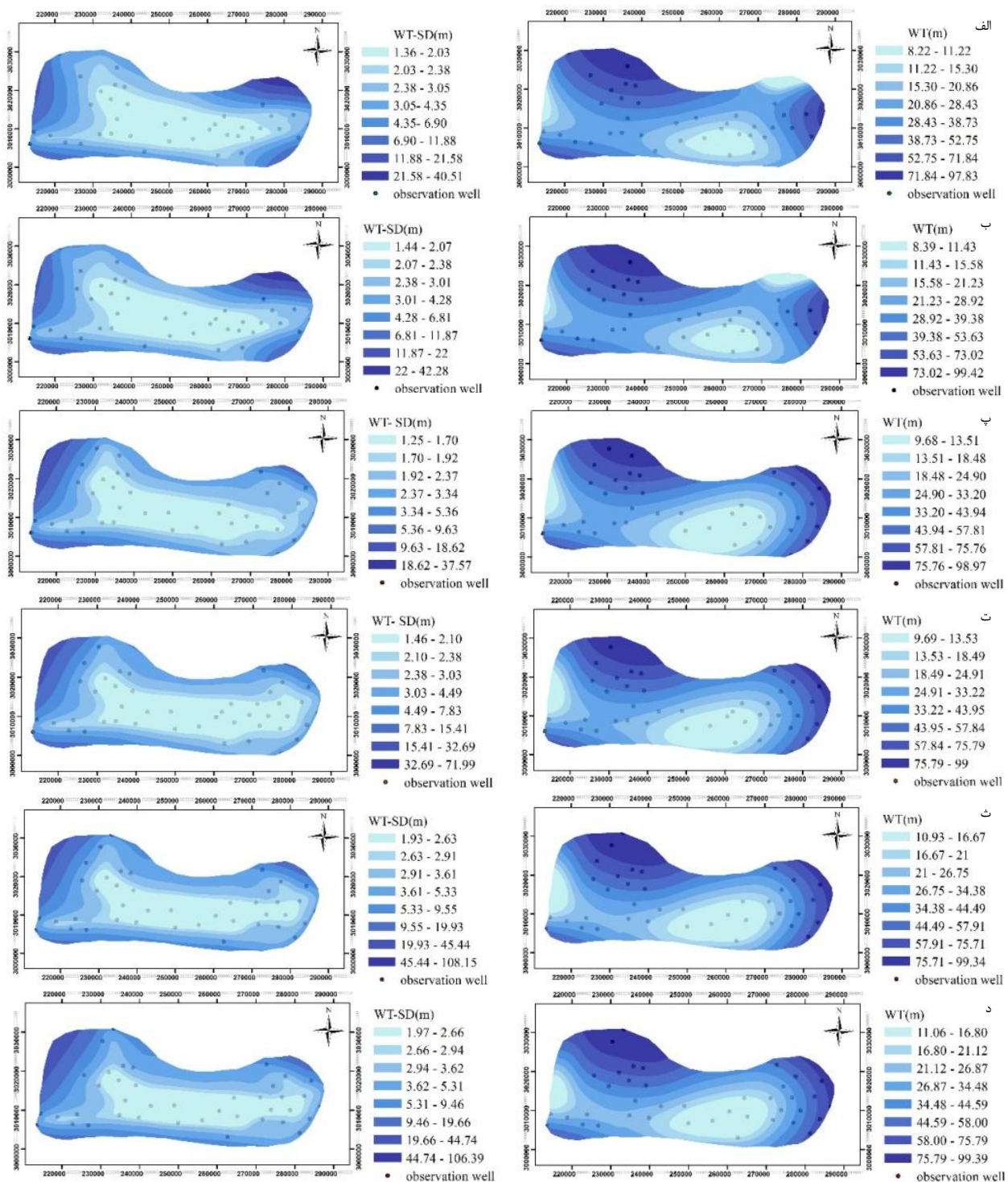
پس از شبیه‌سازی نیم‌تغییرنمای عمق آب زیرزمینی، و تعیین بهترین روش تخمین، به میان‌یابی و پهنه‌بندی آن در محیط ArcGIS پرداخته شد. نقشه‌های تخمین و خطای تخمین عمق آب زیرزمینی تولید شده با کاربرد روش LPI به‌عنوان بهترین روش میان‌یابی در همه‌ی دوره‌ها در شکل ۴ ارائه شده است. همچنین، به‌منظور مقایسه‌ی نقشه‌های حاصل از این روش با روش‌های زمین‌آماري، نقشه‌های تخمین و خطای تخمین مربوط به بهترین روش زمین‌آماري (OK یا UK) نیز برای هر دوره ارائه شده‌اند (شکل ۵).

با توجه به نقشه‌های تخمین عمق آب زیرزمینی و نقشه‌ی توپوگرافی ارائه شده در شکل ۱، عمق آب زیرزمینی در نواحی مرکز، شمال شرق و غرب محدوده مطالعاتی نسبت به حواشی کمتر بوده است. از طرف دیگر، از مقایسه‌ی نقشه‌های سه سال مختلف مشاهده می‌گردد که در طی آنها، عمق آب زیرزمینی در نواحی مرکزی، شمال شرقی و غرب منطقه که در آن مناطق، کشاورزی رونق بیشتری داشته است، دچار افت بیشتری شده است. این افت به‌خصوص در فاصله‌ی زمانی سالهای ۱۳۸۲ تا ۱۳۸۶ که پدیده‌ی خشکسالی اتفاق افتاده است، مشهودتر است. همچنین، با مقایسه‌ی نقشه‌های خطای تخمین ارائه شده برای هر دوره مشاهده می‌شود که روش LPI بیشترین میزان عدم قطعیت تخمین را در حواشی محدوده‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهد، در صورتی که روش‌های زمین‌آماري بیشترین میزان عدم قطعیت تخمین را علاوه بر حواشی

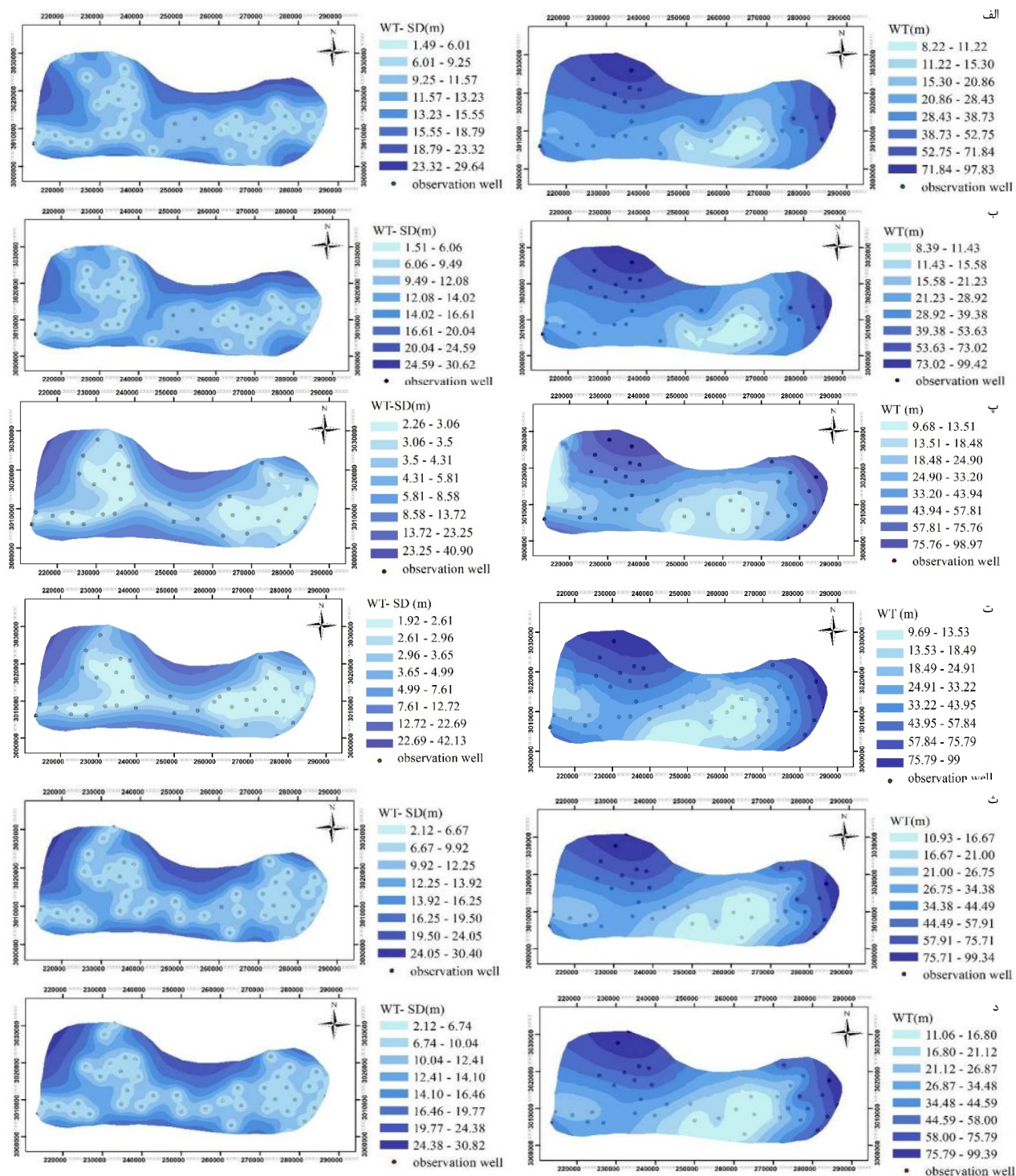
منطقه، در فواصل دورتر چاه‌های مشاهده‌ای نیز عرضه می‌نماید. به‌طوری‌که مقدار خطای تخمین عمق آب زیرزمینی در محل نقاط اندازه‌گیری شده و فواصل نزدیک به آنها کمتر، و در فواصل دورتر از چاه‌ها و نقاط فاقد آمار (حواشی محدوده‌ی مطالعاتی) بیشتر می‌باشد. بر اساس نقشه‌های خطای تخمین، میان‌یابی دقیق‌تر عمق آب زیرزمینی مستلزم ایجاد چاه‌های مشاهده‌ای بیشتری در نواحی با عدم قطعیت زیادتر است.

### نتیجه‌گیری کلی

در این تحقیق، تغییرات مکانی عمق آب زیرزمینی دشت ایرانشهر - بمپور در سال‌های ۱۳۸۲، ۱۳۸۶ و ۱۳۹۱ مورد مطالعه قرار گرفتند. تحلیل نیم‌تغییرنمای جهت‌دار عمق آب زیرزمینی نشان‌دهنده‌ی روند بلند دامنه‌ی عمق آب زیرزمینی به‌ویژه در جهت ۰ درجه بود. از طرفی، تحلیل نیم‌تغییرنمای همه‌جهته کوچک‌مقیاس عمق آب زیرزمینی حاکی از همبستگی مکانی بالای عمق آب با ساختار کروی بوده است. شعاع تأثیر نیم‌تغییرنما در سال ۱۳۸۲ حدود ۳۵۰۰ متر، و در سال ۱۳۹۱ با اندکی کاهش حدود ۲۹۰۰ متر بود. نتایج حاصل از ارزیابی متقابل روش‌های زمین‌آماري (OK و UK) حاکی از برتری روش UK با مدل J-bessel با درجه‌ی روند ۲ و ۱، به‌ترتیب برای اردیبهشت و مهر ۱۳۸۶، که حاوی روند محسوس‌تری بود، و روش OK با مدل ساختار مکانی کروی برای سایر دوره‌ها (با روند کمتر) بوده‌اند. براساس نتایج حاصل از ارزیابی متقابل، به‌طور کلی از میان روش‌های میان‌یابی به‌کار گرفته شده، روش LPI دارای کمترین میزان خطا بوده، و بهترین برآورد عمق آب زیرزمینی را در همه‌ی سال‌های مورد بررسی به‌همراه داشته است. همچنین، نتایج نشان دادند که روش متداول IDW بیشترین خطای میان‌یابی را داشته، و بنابراین، روش مناسبی برای تخمین عمق آب زیرزمینی نیست. همچنین، با توجه به نقشه‌های میان‌یابی عمق آب زیرزمینی و نقشه‌ی توپوگرافی منطقه، در مجموع عمق آب زیرزمینی در نواحی مرکزی و شرقی (سطح دشت) و مناطقی از غرب نسبت به حواشی (مناطق کوهستانی) کمتر بوده است. از طرف دیگر، از مقایسه‌ی نقشه‌های سال ۱۳۸۲ با سال ۱۳۹۱ مشاهده می‌شود که در نواحی مرکزی و شرقی با توجه به رونق کشاورزی و برداشت آب زیرزمینی برای



شکل ۴- نقشه‌های سمت راست و چپ به ترتیب نقشه‌ی تخمین و خطای تخمین عمق آب زیرزمینی با کاربرد روش LPI برای (الف) اردیبهشت ۸۲ (ب) مهر ۸۲ (پ) اردیبهشت ۸۶ (ت) مهر ۸۶ (ث) اردیبهشت ۹۱ و (د) مهر ۹۱ می‌باشند.



شکل ۵- نقشه‌های سمت راست و چپ به ترتیب نقشه‌ی تخمین و خطای تخمین عمق آب زیرزمینی با کاربرد روش OK برای (الف) اردیبهشت ۸۲ (ب) مهر ۸۲ (ث) اردیبهشت ۹۱ و (د) مهر ۹۱ و با کاربرد روش UK برای (پ) اردیبهشت ۸۶ (ت) مهر ۸۶ می‌باشند.



- (۶) کمالی، م. و ف.، شمس. ۱۳۹۰. ارائه شیوه‌ای برای یافتن بهترین روش میان‌یابی سطح آب زیرزمینی (مطالعه موردی). مجموعه مقالات سی‌امین گردهمایی علوم زمین. ۷-۱.
- (۷) گزارش شرکت مدیریت منابع آب ایران، دفتر پژوهش‌های کاربردی، وزارت نیرو، ۱۳۹۱. سیستان و بلوچستان.
- (۸) مشعل، م.، ا.، درویشی و ح.ا.، قلیچ ثابت. ۱۳۸۶. ارزیابی شبکه چاه‌های مشاهده‌ای عمق آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های زمین‌آماری در دشت اراک. سومین کنفرانس سراسری آبخیزداری و مدیریت منابع آب و خاک کرمان. ۲: ۸۸۴-۸۸۸.
- (۹) نگارش، ح. و م.، کریمی. ۱۳۹۰. تحلیل خشکسالی اخیر منطقه ایران‌شهر به روش SPI. محیط شناسی. ۳۷: ۳۱-۵۸.
- 10) Akima, H. 1970. A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. J. of Assoc. for Comput. Mach. 17: 589-602.
- 11) Abedian, H., K. Mohammadi, and R., Rafiee. 2013. Optimizing monitoring network of water table by geostatistical methods. J. of Geol. and Min. Res. 5: 223-231.
- 12) Agoubi, B., A. Kharroubi, S. Bouri, and H. Abida. 2010. Contribution of geostatistical modelling to mapping groundwater level and aquifer geometry, case study of Sfax's deep aquifer, Tunisia. Middle-East J Sci Res, 6: 305-316.
- 13) Ahmadi, S.H., and A. Sedghamiz. 2007. Geostatistical analysis of spatial and temporal variations of groundwater level. Environ. Mon. Assess. 129: 277-294
- 14) Araghinejad, S., and D.H. Burn. 2005. Probabilistic forecasting of hydrological events using geostatistical analysis. Hydrol. Sci. J. 50: 837- 856.
- 15) Brus, D.J. and G. Heuvelink. 2007. Optimization of sample patterns for universal kriging of environmental variables. Geoderma. 138: 86-95.
- 16) Delbari, M., M. Bahraini Motlagh, and M. Amiri. 2013. Spatio-temporal variability of groundwater depth in the Eghlid aquifer in southern Iran. Earth Sci. Res. J. 17: 105-114.
- 17) Dick, J.B. and B.M.H. Gerard. 2006. Optimization of sample patterns for universal kriging of environmental variables. Geoderma. 138: 86-95.
- 18) Dirks, K.N., J.E. Hay, C.D. Stow, and D. Harris. 1998. High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island, Part II: Interpolation of rainfall data. J. of Hydrol. 208: 187-193.
- 19) Goovaerts, P. 1997. Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press, New York.

مصارف شرب، میزان افت آب‌زیرزمینی نسبت به حواشی بیشتر بوده است. از دلایل افت آب زیرزمینی دشت ایران‌شهر- بمپور می‌توان به کاهش بارندگی، و در پی آن خشکسالی، عوامل انسانی (رشد جمعیت) و بهره‌برداری‌های مداوم از آبخوان را اشاره کرد. بنابراین، پیشنهاد می‌گردد که به‌منظور کاهش افت آب‌زیرزمینی دشت، و با توجه به اینکه بخش اعظم این آب صرف کشاورزی می‌گردد، راه‌کارهایی از جمله کنترل برداشت، دگرگونی الگوی زراعی، تغییر روش‌های آبیاری، بررسی و امکان‌سنجی استفاده از پساب به‌منظور استفاده در کشاورزی و تغذیه‌ی مصنوعی با هدف تقویت آبخوان، و مهمتر از همه، اجرای برنامه‌های آموزشی- ترویجی به‌خاطر اطلاع‌رسانی عمومی و ترغیب مردم به صرفه‌جویی در مصرف آب مورد بررسی قرار گیرد.

از طرفی، نقشه‌های خطای تخمین تولید شده با کاربرد روش LPI و روش‌های زمین‌آماری نشان دادند که میزان عدم قطعیت تخمین عمق آب زیرزمینی در نزدیکی چاه‌ها کمتر، و در فواصل بین چاه‌ها و نقاط فاقد آمار (حواشی محدوده‌ی مطالعاتی) بیشتر می‌باشد؛ بنابراین، میان‌یابی دقیق‌تر عمق آب زیرزمینی در این منطقه مستلزم ایجاد نقاط برداشت اضافی در این قسمت از دشت (به‌عنوان مثال مناطق مرکزی) می‌باشد.

## منابع

- (۱) ثقفیان، ب. ۱۳۹۱. راهنمای روش‌های توزیع مکانی عوامل اقلیمی با استفاده از داده‌های نقطه‌ای (نشریه شماره ۵۸۵). معاونت نظارت راهبردی وزارت نیرو.
- (۲) حسینعلی‌زاده، م. و ع. یعقوبی. ۱۳۸۹. بررسی تغییرات زمانی و مکانی سطح سفره‌ی آب زیرزمینی گناباد با استفاده از زمین‌آمار. مجله علمی- پژوهشی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران. ۴: ۶۳-۶۷.
- (۳) دلبری، م.، پ. افراسیاب و س.ر. میرعمادی. ۱۳۸۹. تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی- زمانی شوری و عمق آب زیرزمینی استان مازندران. نشریه آبیاری و زهکشی ایران. ۴: ۳۷۴-۳۵۹.
- (۴) دلبری، م. و س.، جهانی. ۱۳۹۱. ارزیابی اثر استفاده از مدل رقومی ارتفاع (DEM) در تخمین بارش ماهانه و سالانه در استان گلستان. مجله آبیاری و زهکشی ایران. ۲: ۱۱۸-۱۳۲.
- (۵) کالیراد، ز.، آ.، ملکیان و ب.، معتمدوزیری. ۱۳۹۲. تعیین الگوی توزیع منابع آب زیرزمینی (مطالعه موردی: حوزه آبخیز الشتر، استان لرستان). پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز. ۴: ۵۷-۶۹.

- 20) Gundogdu, K.S., and I. Guney. 2007. Spatial analyses of groundwater levels using universal kriging. *J. of Earth Syst. Sci.* 116: 49-55.
- 21) Hu, K., Y. Huang, H. Li, B. Li, D. Chen, and R.E. White. 2005. Spatial variability of shallow groundwater level, electrical conductivity and nitrate concentration, and risk assessment of nitrate contamination in North China Plain. *Environ. Int.* 31: 896-903
- 22) Isaaks, E.H., and R.M. Srivastava. 1989. *An introduction to applied geostatistics.* Oxford University Press. New York.
- 23) Johnston, K., J.M. Ver Hoef, K. Krivoruchko, and N. Lucas. 2001. *Using ArcGIS geostatistical analyst.* Esri Redlands. USA.
- 24) Kambhammettu, B.V.N.P., P. Allena, and J.P. King. 2011. Application and evaluation of universal kriging for optimal contouring of groundwater levels. *J. Earth Syst. Sci.*, 120: 413-422.
- 25) Kitanidis, P.K. 1996. On the geostatistical approach to the inverse problem. *Adv. Water Res.* 19: 333-342.
- 26) Kumar, V. 2007. Optimal contour mapping of groundwater levels using universal kriging- A Case Study *Hydrological Sciences Journal.* 52: 1038-1050.
- 27) Kumar, V., and H. Remadevi. 2006. Kriging of groundwater levels- A case study. *J. of Spat. Hydrol.* 6: 81-94.
- 28) Sahoo, S. and M.K. Jha. 2014. Analysis of spatial variation of groundwater depths using geostatistical modeling. *Int. J. of Appl. Eng. Res.* 9: 317-322.
- 29) Sun, Y., Sh. Kang, F. Li and L. Zhang. 2009. Comparison of interpolation methods for depth to groundwater and its temporal and spatial variations in the Minqin Oasis of northwest China. *Environ. Model. Soft.* 24: 1163-1170.
- 30) Zedek, R.A.A. 2014. Geostatistical analysis of the Gorran water protection area in Nynäshamn Municipality. Master's thesis in physical geography and quaternary geology at the Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University.