ارزیابی روش‌های زمین آماری با متغیر کمکی بافت خاک و توابع انتقالی برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک

یاسر حسینی[۱*] و علیرضا حسینی[۲]

۱*- نویسنده مسئول، استادیار دانشگاه محقق اردبیلی- دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی مغان-گروه علوم آبیاری.

۲- کارشناس ارشد سازمان آب و برق خوزستان.

تاریخ دریافت: ۹۴/۴/۲۰ تاریخ پذیرش: ۹۴/۷/۲۸

چکیده

دراین پژوهش، توابع انتقالی و روش‌های زمین آماری برای تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با استفاده بافت خاک مورد مقایسه قرار گرفتند. داده‌ها از ۱۹٦ پروفیل خاک مربوط به مطالعات خاکشناسی و اصلاح اراضی سازمان جهاد کشاورزی استان اردبیل تهیه گردید. نتایج نشان داد که از میان روش‌های مبتنی بر زمین آمار و توابع انتقالی، روش کوکریجینگ معمولی با بهره‌گیری از متغیر کمکی بافت خاک، با ضریب تعیین[۱] ۰/۹۳ و ریشه میانگین مربعات خطا[۲] ۳/۲۱ (سانتی‌متر بر روز) دارای بهترین برازش و برآورد از هدایت هیدرولیکی منطقه می باشد و روش‌های زمین آماری بدون استفاده از متغیر کمکی با دقت کمتری هدایت هیدرولیکی را برآورد نمودند. بهترین واریوگرام برازش داده شده در روش کوکریجینگ معمولی، مدل توانی[۳] با اثر قطعه‌ای صفر و سقف ۱٥٦ محاسبه گردید و استحکام ساختار فضایی منطقه و تأثیر کامل مؤلفه ساختاردار بر مدل واریوگرام منطقه را نشان داد. دقت روش‌های مبتنی بر توابع انتقالی، به ترتیب از مدل فرر- جولیا و همکاران (۲۰۰٤)، رزتا، دین و پاکت (۱۹۹٤)، کاسبای و همکاران (۱۹۸٤)، پاکت و همکاران (۱۹۸٥)، کمپل و شوزاوا (۱۹۹٤)، کاهش یافت. از میان روش‌های توابع انتقالی روش فرر- جولیا و همکاران (۲۰۰٤) با ضریب تعیین ۰/۸۹ و ریشه میانگین مربعات خطا ۲/۱ (میلی‌متر برساعت) از دقت بالاتری برای تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با استفاده بافت خاک برخوردار بود.

کلید واژه ها: زمین آمار, هدایت هیدرولیک اشباع, شبکه آبیاری و زهکشی,توابع انتقالی,کوکریجینگ.

Evaluation of Geostatistical With Soil Texture as Covariate and Pedotransfer Functutions Methods for Estimating Soil Saturated Hydraulic Conductivity

Y. Hoseini[1*] and A. R. Hoseini[2]

1*- Moghan College of Agriculture and Environmental Science - University of Mohaghegh Ardabili - Ardabil Iran.

2- Secretary of Technical Committee Meterology, Hydrology and Water Resources in KWPA.

Received:11 July 2015 Accepted: 29 October 2015

Abstract

In this study, Pedotransver Functions and geostatistical methods are compared for estimating soil saturated hydraulic conductivity by soils texture. Data collected from 196 soil profiles related to soil and land reform Agricultural Organization of Ardebil. Results showed that among the geostatistical and Pedotransver Functions methods,ordinary cokriging with soil texture as Covariate has the best estimation in the region with Coefficient of Determination equal to 0.93 and Root Mean Square Error equal to 3.21(Centimeters per day) and other goestatistical methods without covariate have lower accuracy estimations. The best fitted variogram in ordinary cokriging, was determined as

1 - Coefficient of Determination

2- Root Mean Square Error

3- Exponential

exponential model with zero nugget effect and 156 of sill range that showed the strength of the spatial structure of the region and the full impact of the spatial structure on region variogram. Accuracy of Pedotransver Functions methods respectively decreased from Ferrer-Julià et al (2004), Roseta, Dane and Puckett (1994), Cosby et al (1984), Puckett et al (1985), Campbell and Shiozawa (1994).Among Pedotransver Functions methods Ferrer-Julià (2004) has more accuracy with coefficient of determination equal to 0.89 and Root Mean Square Error equal to 2.1 (Millimeters per hour)for estimating soil saturated hydraulic conductivity by soils texture.

Keywords : Geostatistics, Saturated hydraulic conductivity, Irrigation and drainage networks, Pedotransver Functions, Cokriging.

مقدمه

اندازه‌گیری ویژگی‌های هیدرولیکی خاک مانند هدایت هیدرولیکی اشباع خاک که از مهم‌ترین ویژگی‌های فیزیکی خاک می باشد، در طراحی و امکان پذیر بودن فنی و اقتصادی پروژه‌های زه‌کشی نقش به سزائی دارد. اندازه‌گیری این ویژگی‌ها به دلیل نیاز به صرف هزینه و زمان زیاد و تغییرپذیری مکانی و زمانی فراوان آنها، اغلب با دشواری‌هایی همراه است بنابراین استفاده از روش هایی که بتوانند این ویژگی‌ها را با استفاده از پارامترهای زودیافت خاک مانند بافت، کربن آلی و چگالی ظاهری با دقت مناسب تخمین بزنند، لازم به نظر می‌رسد. یکی از این روش ها، روش‌های مبتنی بر زمین آمار می‌باشد. در روش‌های تخمین کلاسیک برای برآورد مقادیر متغیر تصادفی و بسط و گسترش آن، موقعیت مکانی داده‌ها و جهت آن‌ها در سطح منطقه مد نظر قرار نمی گیرد و ضریب داده ها و جهت تخمین به جهت و مکان آن داده ها وابسته نمی باشد ولی در زمین آمار و تخمین های مربوط به آن، این دو فاکتور مورد توجه قرار می گیرد. از دیگر خصوصیات زمین آمار است که مقدار خطای تخمین را محاسبه نموده و همچنین قادر است مقدار خطای نمونه برداری و آماده سازی داده‌ها را محاسبه کرده و به این ترتیب شاخصی برای برآورد استحکام ساختار فضایی و ارتباط مکانی داده‌ها ارایه دهد.

دلبری و همکاران(۱۳۸۳) به ارزیابی روش های زمین آمار در برآورد هدایت هیدرولیکی خاک در مناطق شیب آب و پشت آب پایین دشت سیستان پرداختند. این تحقیق روی ۶۰۵ داده اندازه‌گیری شده هدایت هیدرولیکی در دشت سیستان انجام شد. روش‌های میان‌یابی استفاده شده در این تحقیق شامل کریجینگ، میانگین متحرک وزنی و صفحات نازک انعطاف‌پذیر[1] (TPSS) بود. صفحات نازک انعطاف‌پذیر توابع پیچیده‌ای شامل قطعاتی از چندجمله‌هایی با درجات مختلف بین هر دو نقطه از مکان‌اند که در محل تقاطع هموار شده‌اند صفحات نازک انعطاف‌پذیر نوعی از روش کریجینگ عمومی است، با این تفاوت که روش کریجینگ برای میان‌یابی، نیاز به محاسبهٔ نیم‌تغییرنما دارد، درصورتی که روش صفحات نازک انعطاف‌پذیر نیاز به برآورد یک پارامتر هموار کننده دارد که بتواند بهترین توازن را بین داده‌های واقعی و تابع صفحات نازک انعطاف‌پذیر هموار شده، برقرار کند. درتحقیق دلبری و همکاران (۱۳۸۳) برای مقایسه روش ها از معیار آماری میانگین قدر مطلق خطا استفاده گردید و هدایت هیدرولیکی در هر دو حالت اشباع و غیر اشباع اندازه‌گیری و داده‌های مربوط به هر دو روش به طور جداگانه مورد بررسی قرار گرفت. بررسی‌ها نشان داد که هدایت هیدرولیکی در منطقه سیستان از همبستگی مکانی بالایی برخوردار نمی‌باشد. در نتیجه روش کریجینگ دقت قابل قبولی در برآورد هدایت هیدرولیکی در منطقه مذکور ارائه نداد. نتایج این تحقیق نشان داد که برای هدایت هیدرولیکی اشباع و هدایت هیدرولیکی غیر اشباع روش صفحات نازک انعطاف‌پذیر با توان‌های دو و سه برآوردهای بهتری ارائه می‌دهد. بیگی هرچگانی و حشمتی (۱۳۹۱) با استفاده از زمین آمار کیفیت آب زیرزمینی شهرکرد را برای استفاده در سامانه‌های آبیاری بررسی کردند. در این تحقیق شاخص‌های هدایت هیدرولیکی (EC)، کل املاح محلول (TDS)، کل جامدات معلق (TSS) و pH آب در ۹۷ حلقه چاه اندازه‌گیری شد. همچنین از روش کریجینگ معمولی برای پهنه بندی متغیرها استفاده شده و نیز برای نشان دادن دقت برآوردها از معیار ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) استفاده شد که در تمام شاخص‌ها کمتر از ۴۰ درصد به‌دست آمد که نشان دهنده دقت بالای تخمین بود. نتایج به‌دست آمده نشان‌دهنده هم‌خوانی همبستگی مشاهدات و نقشه محاسبه شده بود که حاکی از دقت خوب مدل‌های واریوگرام و خمین‌گرکریجینگ معمولی در میان‌یابی و پهنه‌بندی شاخص‌های کیفی آب زیرزمینی شهرکرد بود. نظامی و علیپور[2] (۲۰۱۲) نقشه شوری خاک را با استفاده از روش‌های زمین آماری در دشت قزوین تهیه کردند. به علت اینکه در ارزیابی زمین، شوری خاک عامل محدود کننده برای رشد گیاهان است محققان اقدام به نمونه برداری از عمق ۰ تا ۳۰ سانتی‌متری خاک در دشت قزوین نموده و پارامترهای هدایت الکتریکی (EC)، pH و درصد نمونه‌ها را اندازه‌گیری نمودند. در این تحقیق از روش های متعددی شامل کریجینگ، صفحات نازک

1 - Thin Plate Smoothing Splines

2 - Nezami and Alipour

انعطاف‌پذیر و روش وزن‌دهی معکوس فاصله برای ارزیابی شوری خاک استفاده شد. محققان دریافتند که استفاده از متغیر کمکی مانند ارتفاع و بافت خاک که دارای همبستگی بالایی با متغیر اصلی هستند باعث افزایش دقت روش درون‌یابی می‌شود.

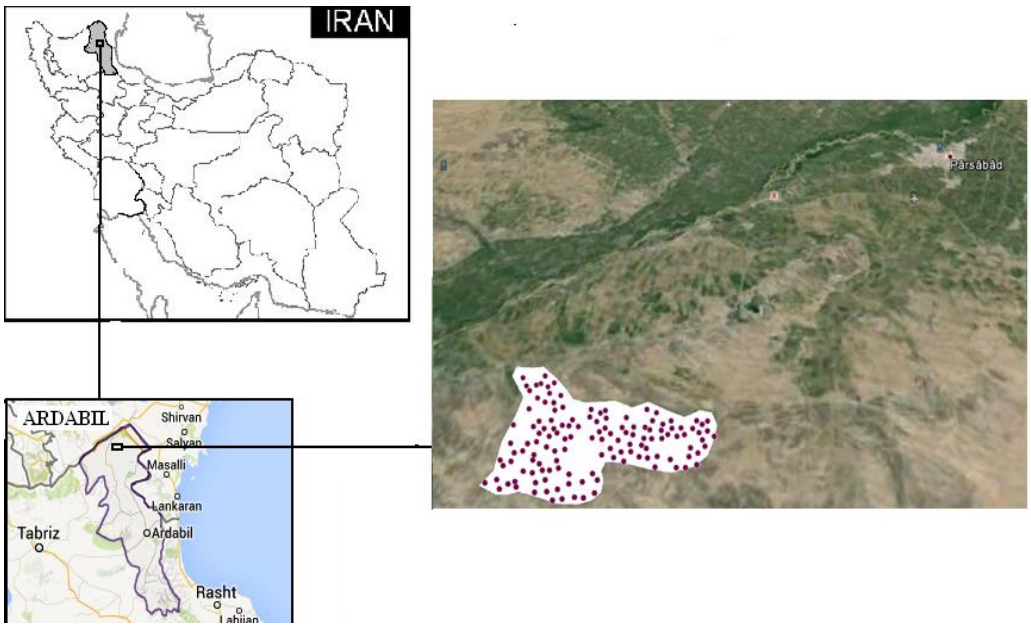
مبارک آبادی و همکاران[1] (۲۰۱۵) تغییرات رطوبتی خاک را در منطقه فراهان با استفاده از روش های زمین آماری برآورد نمودند. کریجینگ معمولی با استفاده از واریوگرام مدل کروی به‌خوبی توانست با ضریب تبیین نزدیک به یک رطوبت موجود در خاک را در کل منطقه برآورد نماید. حسینی (۱۳۸۳) به بهینه سازی تخمین هدایت هیدرولیکی با استفاده از روش کریجینگ پرداخت. در این تحقیق منطقه بندی اراضی کشاورزی در منطقه ویس از نظر هدایت هیدرولیکی با استفاده از روش زمین آمار صورت گرفت و ناحیه های جدا از نظر هدایت هیدرولیکی (کم، متوسط و زیاد) با روش پولیگون بندی تیسن مقایسه گردید. نتایج نشان داد که مساحت مناطق با هدایت هیدرولیکی کم و متوسط در روش کریجینگ نسبت به روش تیسن گسترش داشته و در هدایت هیدرولیکی زیاد نیز مساحت مناطق به روش تیسن بیشتر از روش کریجینگ بود که این امر باعث می شود که با در نظر گرفتن مقدار هدایت هیدرولیکی بیش از مقدار واقعی در این مناطق در روش تیسن، فاصله زهکش های به دست آمده در این مناطق از مقدار واقعی کمتر گردد. مردون و همکاران[2] (۲۰۰۶) با استفاده از توابع انتقالی و شبکه های عصبی مصنوعی هدایت هیدرولیکی اشباع را برآورد نمودند. در این پژوهش ۱۳۰ نمونه از داده ها برای پی ریزی مدل ها و ۶۵ نمونه باقی مانده برای ارزیابی مدل ها مورد استفاده قرار گرفت. نتایج این پژوهش نشان داد مدل های رگرسیونی برآورد بهتری از هدایت هیدرولیکی اشباع نسبت به شبکه های عصبی مصنوعی داشته اند. با این وجود، تفاوت یاد شده در برآورد متغیرهای موردنظر از نظر آماری معنی دار نبوده است. رالز[3] (۲۰۰۴) به منظور برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع ماتریس و منافذ درشت خاک ، مدل فرش سرپینسکی[4] را با معادلهٔ هدایت هیدرولیکی مارشال[5] (۱۹۵۸) ترکیب کرده و به این نتیجه رسیدند که معادلهٔ هدایت هیدرولیکی اشباع تعدیل شده مارشال (۱۹۵۸) برآوردهایی منطقی از هدایت هیدرولیکی اشباع ماتریس و منافذ درشت خاک می دهد. ضریب همبستگی بین مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع منافذ درشت برآورد شده و اندازه‌گیری شده توسط این محققین ۰/۸۹ به‌دست آمد. مانیام و همکاران[6] (۲۰۰۷) توانایی سه تابع انتقالی رگرسیونی کمپل (۱۹۷۴)، وان گنوختن[7] (۱۹۸۰) و واکلین و همکاران[8] (۱۹۸۳) را برای تعیین منحنی مشخصه آبِ خاک و هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک های شنی نیجر آزمودند. ایشان گزارش کردند تابع انتقالی کمپل و شوزاوا (۱۹۹۴) و واکلین و همکاران (۱۹۸۳) هدایت هیدرولیکی را کم برآورد می‌نماید. از آنجا که استفاده از روش‌های زمین آماری در برآوردهای انجام شده در تحقیقات، اکثرا بدون استفاده از متغیر کمکی انجام گردیده و از دقت بالایی برخوردار نمی باشد لذا به کار گیری متغیر کمکی و تأثیر آن بر میزان دقت تخمین انجام شده می‌تواند به استفاده بهتر از روش‌های مبتنی بر زمین آمار کمک نماید. بنابراین با توجه به تعداد محدود پژوهش‌های مشابه انجام شده در داخل و خارج کشور و با توجه به دشواری، وقت‌گیری و هزینه بر بودن روش مستقیم اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع، یکی از اهداف این تحقیق بررسی و ارزیابی روش کوکریجینگ در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک می‌باشد. همچنین استفاده از پارامترهای زودیافت خاک و ابزار توابع انتقالی نیز از روش‌های دیگر تعیین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک می‌باشد که امروزه با توسعه سریع فناوری‌های پردازش رایانه‌ای و ایجاد نرم‌افزارهای مربوطه، برای مسائل مربوط به مدل‌سازی و استخراج توابع انتقالی استفاده می گردد. لذا هدف دیگر این تحقیق مقایسه دقت روش‌های توابع انتقالی در مقایسه با روش‌های مبتنی بر زمین آمار می باشد.

مواد و روش‌ها

محدوده مورد مطالعه به وسعت ۵۱۸۲ هکتار بخشی از اراضی دشت فتحعلی در فاصله تقریباً ۳۵ کیلومتری جنوب غربی شهرستان پارس آباد و ۲۳۰ کیلومتری شمال غربی شهرستان اردبیل قرار دارد. راه دسترسی اراضی از طریق جاده اردبیل- پارس‌آباد می‌باشد. موقعیت جغرافیائی، اراضی ۵۶ َ۳۵ ْ۴۷ تا ۲۱ َ۴۳ ْ۴۷ طول شرقی و ۱۲ َ۲۵ ْ۳۹ تا ۲۸ َ۲۸ ْ۳۹ عرض شمالی قرار داشته و از شمال به روستای فتحعلی‌وشهرک مغان، ازغرب به جاده‌بران‌علیا- سربند، ازشرق به قشلاق قره تپه و ازجنوب به قشلاق حاج امیر افراسیاب محدود می‌شود. ارتفاع اراضی ۱۵۸تا۲۵۴ متر از سطح دریا بوده و منطقه مورد مطالعه با متوسط بارندگی سالانه ۲۸۴/۶ میلی‌متر و دمای متوسط سالانه ۱۴/۷ درجه سانتی‌گراد طبق روش آمبرژه اقلیم نیمه مرطوب معتدل و طبق روش دومارتن اقلیم نیمه خشک دارد. رژیم رطوبتی خاک ها اریدیک ضعیف[9] از زیر شاخه‌های خشک[10] و رژیم حرارتی آن‌ها ترمیک[11] است. شکل (۱) موقعیت شبکه آبیاری فتحعلی مغان را نشان می‌دهد.

1 - Mobarak Abadi *et al.*
2-Merdun *et al.*
3 - Rawls
4 - Sierpinski carpet
5 - Marshal
6- Manyam *et al.*

7 - van Genuchten
8 - Vauclin *et al.*
9- Weak aridic
10- Aridic
11- Thermic



شکل ۱- موقعیت شبکه آبیاری فتحعلی مغان

مطالعات صحرائی و بررسی‌های آزمایشگاهی

با توجه به واحدهای مختلف خاک و اراضی تفکیک شده بر روی عکس‌های هوایی، نیمرخ هایی به طول دو و عرض یک و عمق یک و نیم متر به فواصل تقریبی ۵۰۰ متر براساس استاندارد ۴۰ نقطه مطالعاتی در هر هزار هکتار (شامل حداقل ۲۰ پروفیل و ۲۰ مته) حفر گردید. نیمرخ‌های خاک با در نظر گرفتن خصوصیات افق‌های سطحی و زیرین، رنگ، بافت، ساختمان، عمق، تمرکز موادی از قبیل آهک، گچ، نمک، پوشش رسی، کیفیت و عمق آب سطح‌الاراضی (در صورت برخورد) و غیره و با در نظر گرفتن کیفیت منابع آب زراعی تشریح و اطلاعات به‌دست آمده در برگه‌های شناسائی صحرائی درج گردید. در این مطالعات جمعاً ۲۰۰ نقطه شامل ۱۰۰ پروفیل و ۹۶ مته حفر وتشریح و از کلیه افق‌ها، نمونه خاک تهیه و برای انجام آزمایش‌ها به آزمایشگاه ارسال گردید. در آزمایشگاه بر روی کلیه نمونه‌های خاک آزمایش‌های اولیه شامل قابلیت هدایت الکتریکی بر روی عصاره گل اشباع (ECe) و واکنش گل اشباع (pH_p) و برروی تعدادی ازنمونه‌ها، کل مواد خنثی شونده (T. N. V) و تجزیه مکانیکی انجام گرفت. حدود خاک‌های مختلف و طبقه‌بندی اراضی با استفاده از اطلاعات کسب شده از تفسیر عکس های هوایی، بر روی نقشه عوارض طبیعی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ مشخص گردید. بر طبق خصوصیات خاک های هر واحد و در نظر گرفتن مشخصات پروفیلی، سری‌های خاک مشخص و آزمایش‌ها شیمیایی کامل نمونه‌های خاک انجام شد. برای اندازه‌گیری پارامترهای فیزیکی، از اعماق مختلف خاک نمونه‌های دست نخورده تهیه و در آزمایشگاه پارامترهای مورد نیاز تعیین گردید خلاصه نتایج آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی نمونه‌ها در جدول(۱) نشان داده شده است.

جدول۱- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی نمونه‌های خاک منطقه

وزن مخصوص (گرم بر سانتی‌متر مکعب)		حد پژمردگی	ظرفیت زراعی	آنیون‌های محلول (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)					کا تیون‌های محلول (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)					شاخص آماری
حقیقی	ظاهری	(درصد)	(درصد)	مجموع	سولفات	کلر	بی‌کربنات	کربنات	مجموع	پتاسیم	سدیم	منیزیم	کلسیم	
۲/۶۴	۱/۵۹	۱۲/۶۳	۲۱/۳۱	۵۲/۱۹	۲۶	۲۳	۳/۱	۰/۰۳	۵۱/۴	۰/۶	۲۹/۲۰	۹/۳۷	۱۲/۲۱	میانگین
۲/۷۰	۱/۷۷	۲۰/۵۴	۳۰/۲۰	۲۲۲/۲	۱۰۹	۱۰۹	۶/۱	۰/۴۰	۲۲۷/۷	۸/۱	۱۶۹	۴۰/۴۰	۳۸/۸۰	بیشینه
۲/۳۹	۱/۳۹	۵/۴۱	۱۲/۹۰	۷/۳۰	۳/۱۰	۰/۹	۱/۱	۰	۶/۸	۰	۱/۴۰	۰/۴	۲	کمینه
۰/۳۴	۰/۰۸	۲/۷۶	۳/۷	۴۴/۴	۲/۴	۲/۳	۱/۰	۰/۰۹	۴۴/۳	۱/۱	۳۱/۹۴	۷/۷۲	۱۰/۹۰	انحراف معیار
۲/۶۱	۱/۶۱	۱۳/۲۷	۲۲/۱۶	۳۳/۸۰	۱۷/۷	۹/۴	۳/۱	۰	۳۱/۸۰	۰/۳	۱۴/۳۰	۶/۴۰	۶/۸۰	میانه

قابلیت نفوذ (سانتی‌متر بر ساعت)		درصد وفرج	خلل	نسبت سدیم	جذب	درصد سدیم تبادلی	ظرفیت کل تبادلی	سدیم قابل تبادل	گچ (میلی‌اکی‌والان بر صد گرم خاک)	درصد کربن الی (درصد)	واکنش گل اشباع	هدایت الکتریکی (دسی‌زیمنس بر متر)	درصد ذرات خاک (درصد)			شاخص آماری
													شن	سیلت	رس	
۳/۱۴		۳۹/۱۹		۸/۹۱		۱۲/۵۹	۱۷/۷	۲/۳۶	۴/۲۷	۰/۳۳	۷/۷۵	۴/۳۳	۳۳/۷۵	۳۶/۰۸	۳۰/۱۷	میانگین
۱۰/۲۴		۷۴/۴۱		۴۴/۸۴		۴۵/۵۹	۳۱/۷	۸/۵۲	۲۳/۸۰	۰/۹۸	۸/۲۵	۱۷/۵	۸۷/۶۰	۵۶/۳۰	۵۳/۳۰	بیشینه
۰/۵۵		۳۲/۷۰		۰/۶۳		۱/۴۵	۷/۲۸	۰/۱۲	۰/۳۹	۰/۰۳	۷/۱۳	۰/۵	۱۱	۱/۴	۵/۶	کمینه
۱/۶۱		۵/۰۸		۹/۲۱		۱۱/۱۱	۵/۷۵	۲/۱۲	۳/۸۲	۰/۲۱	۰/۲۳	۳/۷۸	۱۸/۲۷	۱۰/۲۸	۱۰/۵۳	انحراف معیار
۳/۰۱		۳۸/۵۴		۶/۲۶		۵/۹۵	۱۶/۸	۱/۹	۲/۹۷	۰/۲۸	۷/۷۳	۲/۶۱	۲۹/۸	۳۸/۵	۳۲/۰۵	میانه

تئوری زمین آمار

در روش‌های تخمین کلاسیک از جمله روش تیسن در برآورد مقادیر متغیر تصادفی وبسط و گسترش آن موقعیت مکانی داده ها و جهت آن، در برآورد مقادیر متغیر تصادفی در سطح منطقه مد نظر نبوده و ضریب داده‌ها برای تخمین به جهت و مکان آن داده ها وابسته نمی باشد ولی در زمین آمار این دو فاکتور مورد توجه قرار می گیرد. از دیگر خصوصیات زمین آمار آن است که مقدار خطای تخمین را محاسبه نموده و همچنین قادر است مقدار خطای نمونه برداری و آماده‌سازی داده‌ها را محاسبه کرده و به این ترتیب شاخصی برای برآورد استحکام ساختار فضایی و ارتباط مکانی داده‌ها در اختیار دهد. مهم‌ترین مفاهیم زمین آمار شامل متغیر ناحیه‌ای[1]، نیم تغییر نما[2]، واریانس تخمین[3]و روش تخمین می‌باشد. در واقع متغیر ناحیه‌ای به آن دسته از متغیرهای تصادفی گفته می‌شود که مقدار آن در هر مکان مستقل از مختصات آن نقطه بوده و تفاضل مقدار متغیر تصادفی در دو نقطه مختلف بستگی به فاصله آن دو نقطه دارد. مقدار متغیر ناحیه‌ای$Z(x)$ در هر نقطه را می‌توان به دو مؤلفه جزمی و تصادفی تجزیه کرد بنابراین می‌توان نوشت:

$$Z(x) = m(x) + y(x) \qquad (۱)$$

در رابطه فوق، $Z(x)$: مقدار متغیر ناحیه‌ای در نقطه‌ای با مختصات(x)، $m(x)$: مؤلفه جزمی متغیر ناحیه‌ای و $y(x)$: مؤلفه تصادفی متغیر ناحیه‌ای می‌باشد.

نیم تغییر نما برای تشریح ارتباط مکانی مقدار یک متغیر در نقاط مختلف منطقه مورد مطالعه به‌کار می‌رود و یک ابزار اساسی در زمین آمار است. نیم تغییر نما همبستگی مکانی بین نقاط اندازه‌گیری شده را با توجه به فاصله و جهت آن‌ها نشان می‌دهد. مقدار نیم تغییر نما به شرح زیر محاسبه می‌شود:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} Z(x+h) - Z(x)]^2 \qquad (۲)$$

در رابطه فوق، $n(h)$: تعداد جفت نمونه‌های به‌کار رفته در محاسبات به ازای هر فاصله h است، بنابراین تعداد جفت‌ها تابع h است که معمولا با افزایش h تعداد جفت ها کم می‌شود و $Z(x)$ و $Z(x+h)$ مقدار متغیر در دو نقطه به مختصات (x) و $(x+h)$ است که به فاصله h از هم قرار دارند.

واریانس تخمین که با نماد $\sigma^2 E$ نشان داده می‌شود، نشانگر واریانس خطای بین مقدار حقیقی و مقدار تخمینی یک متغیر است. توانایی محاسبه واریانس تخمین، یکی از مهم ترین نقطه قوت های زمین آمار است. با داشتن میانگین و واریانس خطای تخمین می‌توان حدود اطمینان یک تخمین را محاسبه کرد.

روش های مختلفی برای تخمین وجود دارد که در یک تقسیم‌بندی کلی می‌توان آنها را به روش های زمین آماری و روش‌های کلاسیک تقسیم کرد. کریجینگ یک روش تخمین زمین آماری است که با استفاده از مقادیر معلوم و یک تغییر نما، مقادیر مجهول را برآورد می‌کند. این روش بر منطق میانگین متحرک وزن‌دار استوار می‌باشد و می‌توان گفت که بهترین تخمینگر خطی نااریب است. داده‌های ورودی در روش کریجینگ معمولاً به طور نامنظم نمونه‌گیری شده‌اند. کریجینگ علاوه بر تخمین مقادیر مجهول، خطای مرتبط با آن تخمین را نیز حساب می‌کند. بنابراین می‌توان برای هر مقدار برآورد شده دامنه اطمینان آن تخمین را محاسبه کرد. فرمول کلی تخمین کریجینگ بصورت زیر است:

$$Z^*(X) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_1 Z(x) \qquad (۳)$$

در رابطه فوق، $Z(x_1)$: مقدار مشاهده شده Z در نقطه ، λ_1 : وزن یا اهمیت نسبت داده شده به مقدار Z درنقطه و $Z^*(x)$: مقدار تخمین زده شده Z در نقطه x می‌باشد.

توابع انتقالی رگرسیونی

توابع انتقالی توابعی هستند که ویژگی‌های زودیافت خاک (پارامترهایی که اندازه‌گیری آن‌ها آسان، سریع و کم هزینه می‌باشند و معمولاً در مطالعات اولیه خاکشناسی رایج هستند) را به ویژگی‌های دیریافت خاک مانند منحنی رطوبتی، هدایت آبی اشباع و غیر اشباع تبدیل می‌کنند. این توابع به دو گروه توابع انتقالی کلاسی و پیوسته تقسیم می شوند. توابع انتقالی کلاسی توابعی هستند که میانگینی از ویژگی‌های هیدرولیکی خاک را برای هر کلاس بافت خاک بیان می‌کنند. توابع انتقالی پیوسته از تعدادی معادله‌های رگرسیونی سادهٔ خطی و یا غیرخطی تشکیل می‌شوند که امکان برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی خاک را در سراسر مثلث بافت خاک به طور پیوسته فراهم می‌آورند. در این تحقیق برای برآورد میزان هدایت هیدرولیکی اشباع

1-Regionalized varible
2-Semivariogram
3-Estmation variance

خاک با استفاده از بافت خاک از توابع انتقالی پاکت و همکاران[1] (۱۹۸۵)، دین و پاکت[2] (۱۹۹۴)، کمپل و شوزاوا[3] (۱۹۹۴)، فرر-جولیا و همکاران[4] (۲۰۰۴)، کاسبای و همکاران[5] (۱۹۸۴) وهمچنین نرم افزار رزتا استفاده گردید. در روابط ۴ تا ۸ هر یک از توابع انتقالی مورد استفاده، بیان شده است.

$$K_s(m/s)= 7.055556*10^{-6.(10[-0.6+0.0126(sand)-0.0064(Clay)])} \quad (۴)$$

کاسبای و همکاران (۱۹۸۴)

$$K_s(mm/h) = 156.96\times\exp(-0.1975Clay) \quad (۵)$$

فرر- جولیا و همکاران (۲۰۰۴)

$$K_s(mm/h) = 54\times\exp(-0.07\ Sand-0.167\ Clay) \quad (۶)$$

کمپل و شوزاوا (۱۹۹۴)

$$K_s\ (mm/h) = 303.84\times\exp(-0.144\ Clay) \quad (۷)$$

دین و پاکت (۱۹۹۴)

$$Ks\ (mm/h) = 156.96\times\exp(-0.1975Clay) \quad (۸)$$

پاکت و همکاران (۱۹۸۵)

تخمین های صورت گرفته توسط نرم افزار رزتا بر مبنای شبکه عصبی مصنوعی بوده و به منظور برآورد پارامترهای مدل منحنی مشخصه آب خاک ون گنوختن و هدایت هیدرولیکی اشباع و غیراشباع ون گنوختن- معلم ارایه شده است در این پژوهش از نرم افزار رزتا به منظور برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع استفاده شد. ورودی های استفاده شده برای رزتا در این پژوهش درصد شن، سیلت، رس بود.

ارزیابی عملکرد مدل

معیارهای مختلفی برای ارزیابی مدل‌های پیش‌بینی وجود دارد که به‌طور عمده بر اساس اختلاف بین خروجی‌های پیش‌بینی شده و خروجی‌های مطلوب و واقعی استوارند. برای ارزیابی عملکرد مدل از پارامترهای مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE)، درصد خطای نسبی (ε)، میانگین خطای مطلق (MAE) و ضریب تبیین (R^2) استفاده شد:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(Q_i - P_i)^2} \quad (۹)$$

$$\varepsilon = \frac{100\%}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|\frac{Q_i - P_i}{Q_i}\right| \quad (۱۰)$$

$$MAE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}|Q_i - P_i| \quad (۱۱)$$

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^{N}(P_i-\overline{P})(Q_i-\overline{Q})\right]^2}{\sum_{i=1}^{N}(P_i-\overline{P})^2\sum_{i=1}^{N}(Q_i-\overline{Q})^2} \quad (۱۲)$$

در روابط فوق، N: تعداد نمونه، P_i: مقادیر پیش‌بینی شده توسط مدل، Q_i: مقادیر واقعی، $\overline{P}$: میانگین مقادیر پیش‌بینی شده توسط مدل، $\overline{Q}$: میانگین مقادیر واقعی می‌باشد (جاکوویدز[6]، ۱۹۹۷).

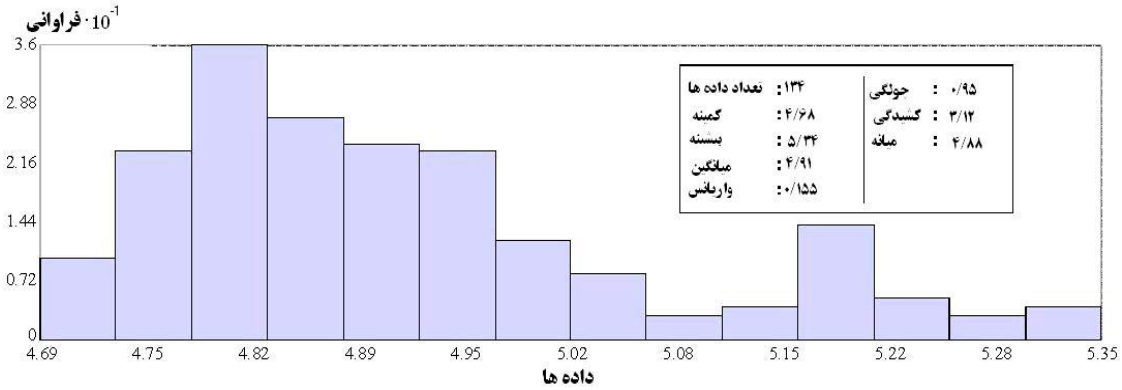
نتایج و بحث

الف- پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع با استفاده از زمین آمار

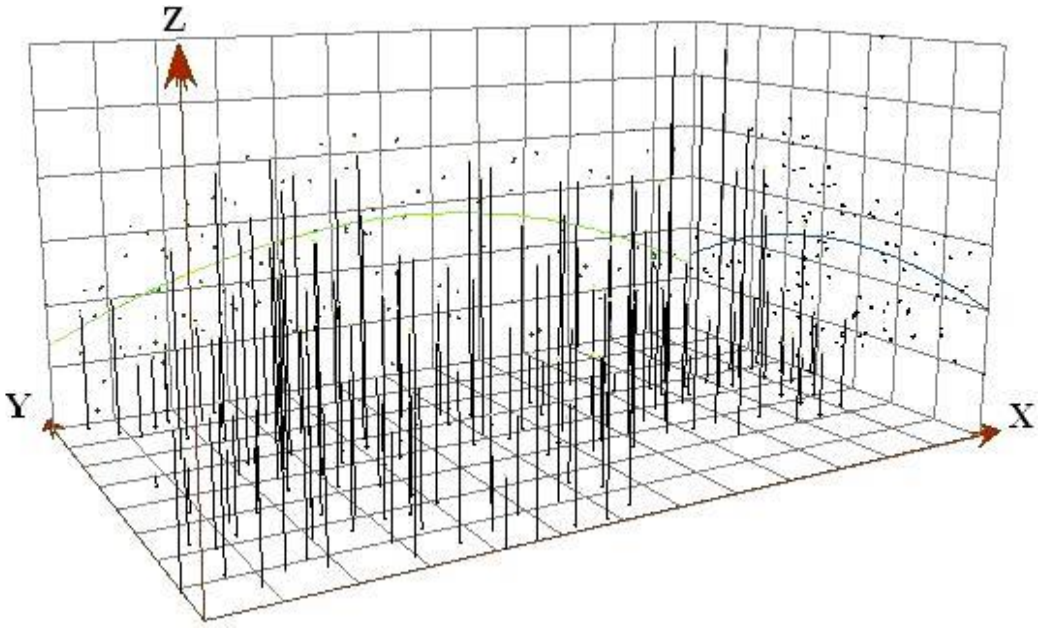
در ابتدا از آنجا که روش درون‌یابی کریجینگ برای داده‌هایی که توزیع آن‌ها به توزیع نرمال نزدیک می‌باشد دارای برآورد بهتری است و نوع درون‌یابی آن خطی می‌گردد، لذا برای بررسی توزیع داده‌های هدایت هیدرولیکی محدودهٔ طرح، توزیع داده های هدایت هیدرولیکی منطقه بررسی گردید. از آنجا که توزیع نرمال دارای چولگی صفر و کشیدگی سه می‌باشد، داده‌های هدایت هیدرولیکی منطقه به‌دلیل داشتن چولگی ۱/۴۵ و کشیدگی ۲/۰۲ از توزیع نرمال برخودار نبود لذا برای استفاده از روش کریجنیگ، داده‌ها توسط روش‌های تبدیل توزیع غیر نرمال به نرمال به داده‌هایی با توزیع نرمال تبدیل گردید. شکل (۲) نشان دهنده مقادیر هدایت هیدرولیکی تبدیل شده می باشد. سپس با ورود مختصات نقاط به نرم افزار GIS وجود یا عدم وجود روند در داده‌ها بررسی شد. پس از بررسی داده ها همان‌طور که در شکل (۳) نشان داده شده است داده ها در جهات X و Y دارای روند می‌باشند، لذا در تخمین به روش کریجینگ می‌بایست این موضوع را مد نظر قرار داده و روند را از داده ها حذف نمود(شکل۳).

1- Puckett *et al.*
2 - Dane and Puckett
3 - Campbell and Shiozawa
4 - Ferrer-Julià *et al.*
5 - Cosby *et al.*

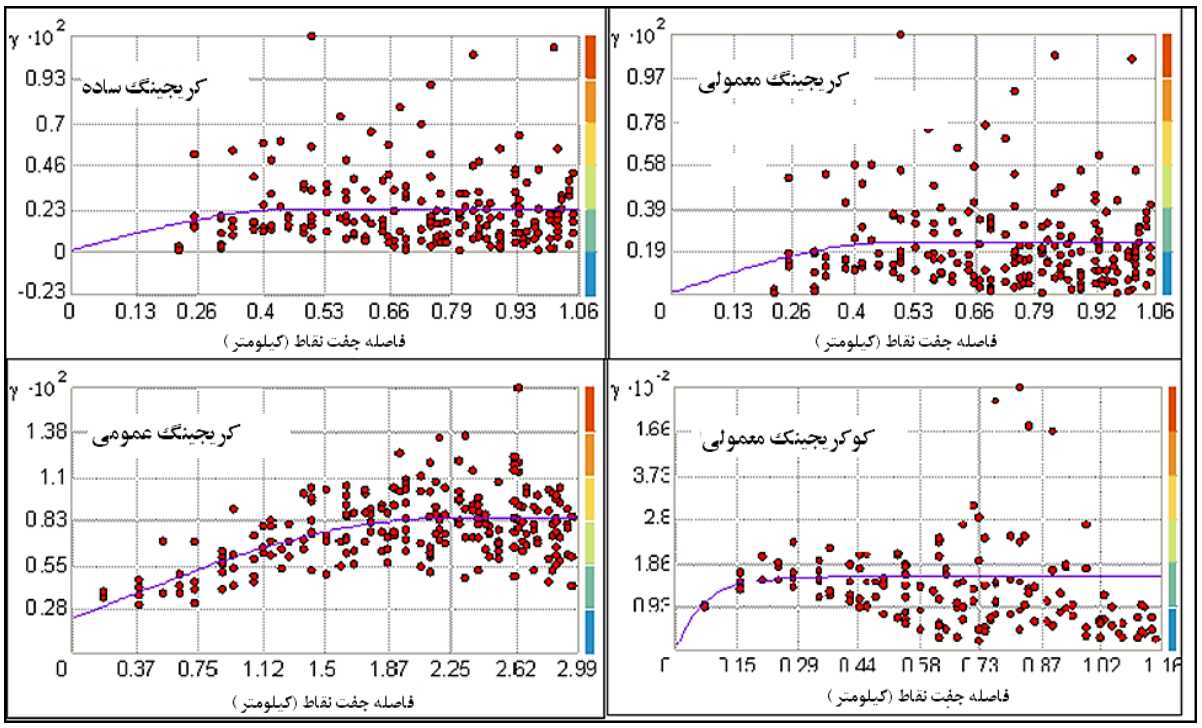
6 - Jacovides



شکل۲- نمودار فراوانی هدایت هیدرولیکی تبدیل شده



شکل ۳- وجود روند در راستای محورهای x,y



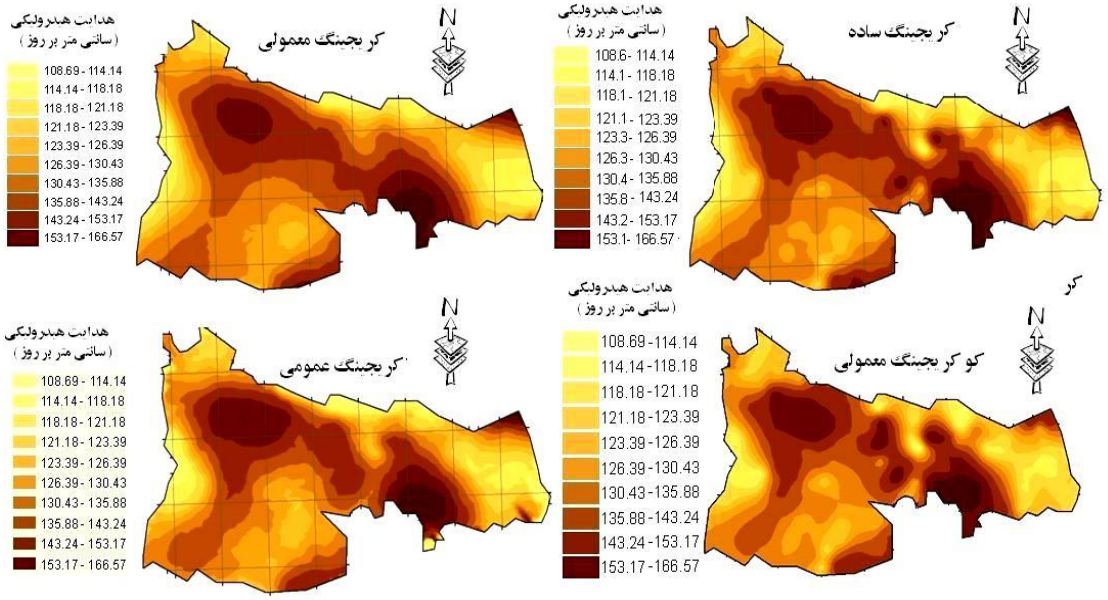
شکل ٤- واریوگرام‌های به‌دست آمده در روش‌های مختلف

با رسم واریوگرام جهتی با فرض غیر همسان بودن منطقه در جهت های ۰ و ۴۵ و ۹۰ و همچنین ۱۳۵ درجه، دیده شد که این واریوگرام ها در جهات مختلف همگن و از یک نوع بوده و میزان دامنهٔ تأثیر و سقف آنها یکسان می‌باشد و همگنی از ساختار فضائی مدل توانی پیروی می‌کند، در این واریوگرام، میزان اثر قطعه‌ای[1] (۰/۰۰۲) و سقف واریوگرام[2] (۰/۰۰۶) می‌باشد با توجه به این اعداد از آنجا که نسبت اثر قطعه ای به سقف واریوگرام کوچکتر از ۰/۵ می باشد، می‌توان نتیجه گرفت که نقش مؤلفهٔ ساختاردار واریوگرام بیش از نقش مؤلفهٔ بی‌ساختار آن است و این نشان دهندهٔ استحکام ساختار فضایی منطقه می‌باشد (سانترا و همکاران[3]، ۲۰۰۸). تحلیل داده ها به روش‌های مختلف کریجینگ ساده[4]، کوکریجینگ معمولی[5] وکریجینگ عمومی[6] صورت گرفت و با توجه به نتایج به‌دست آمده از روش کریجینگ عمومی دیده شد که نتایج این روش از خطای کمتری برخوردار می باشد لذا از این روش برای تخمین هدایت هیدرولیکی در سطح منطقه استفاده گردید. شکل (۴) واریوگرام‌های به‌دست آمده را نشان می‌دهد و همچنین شکل(۵) نشان دهنده پراکنش تخمین کریجینگ در سطح منطقه مورد نظر می باشد. برای ارزیابی میزان اریب بودن یا نبودن تخمین های به‌دست آمده از روش اعتبار سنجی متقابل[7] استفاده‌شد. همان‌طور که درشکل (۶) دیده می‌شود مقدار تخمین زده شده به روش کریجینگ عمومی در نقاطی که مقادیر آن‌ها اندازه‌گیری شده بود نسبت به روش‌های دیگر کریجینگ، به مقادیر واقعی نزدیک‌تر می‌باشد و این امر باعث شده است که خط برازش شده بین مقادیر واقعی و تخمین زده شده نسبت به روش های دیگر کریجینگ، به شیب ۴۵ درجه نزدیک‌تر باشد. با توجه به آن‌که تخمین زده شده به روش کریجینگ عمومی به‌خوبی نتوانسته است مقادیر پیش‌بینی و مشاهداتی را در نقاط اندازه‌گیری شده به هم نزدیک کند، در مرحله بعد از پارامترهای فیزیکی خاک از جمله درصد شن و رس وسیلت خاک، برای کمک به تخمین مورد نظر استفاده شد، برای این کار از روش کوکریجینگ استفاده گردید. بهترین واریوگرام برازش داده شده در این روش واریوگرام مدل توانی[8] با اثر قطعه‌ای صفر و سقف ۱۵۶ می‌باشد که نشان دهنده استحکام ساختار فضایی منطقه و تأثیر کامل مؤلفه ساختار دار بر مدل واریوگرام منطقه است. همچنین واریوگرام توانی به‌دست آمده ارتباط مکانی داده ها را تا دامنه ۱۹۹۸ متر نشان می‌دهد. که از این مقدار می‌توان در کاهش شبکه نمونه برداری برای برآورد هدایت

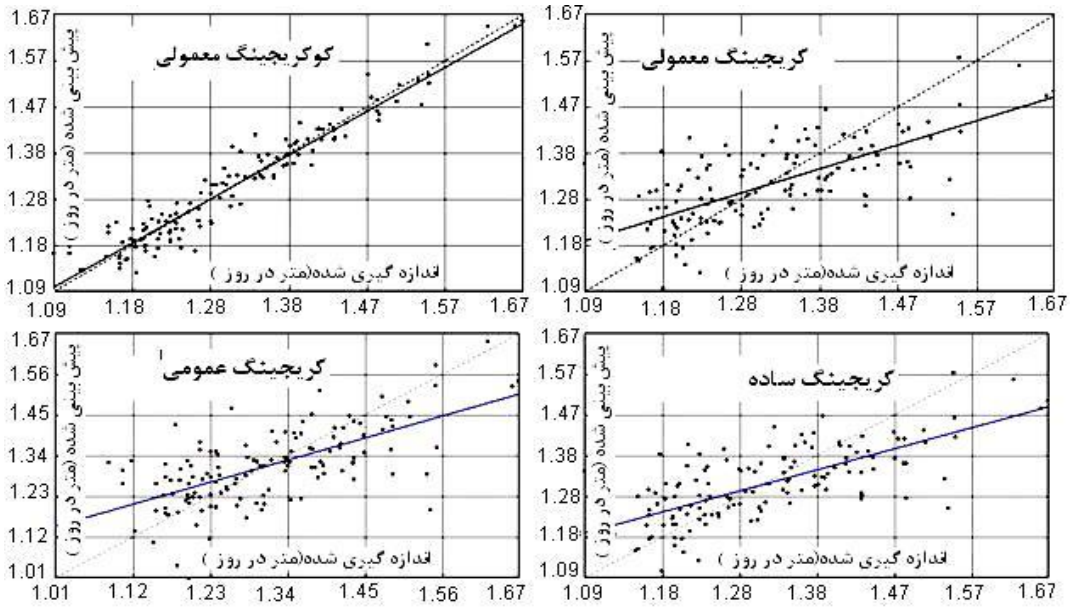
1- Nugget
2-Sill
3-Santra *et al.*
4- Simple kriging
5-Ordinari cokriging
6- Universal kriging

7-Cross validation
8-Exponential

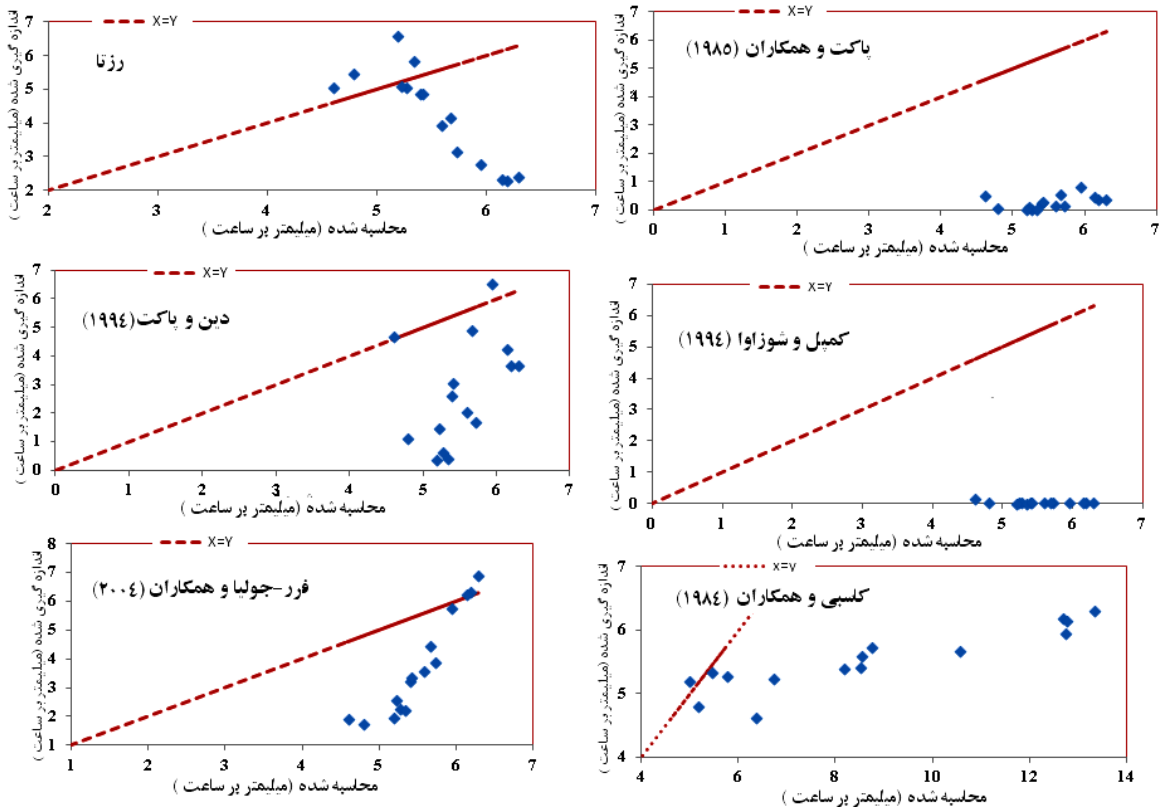
هیدرولیکی اشباع در سطح منطقه استفاده نمود در نتیجه با استفاده از اندازه گیری تعداد محدودی هدایت هیدرولیکی و بافت خاک در سطح منطقه و استفاده از ابزار کوکریجینگ، می‌توان هدایت هیدرولیکی را در کل منطقه با دقت خوبی برآورد نمود (مردون وهمکاران، ۲۰۰۶). شکل (۴) واریوگرام به‌دست آمده به روش کوکریجینگ را نشان می‌دهد درشکل (۵) پراکنش تخمین در منطقه به روش کوکریجینگ معمولی نشان داده شده است. همان‌طور که درشکل (۶) دیده می‌شود مقدار تخمین زده شده به روش کوکریجینگ معمولی به مقادیر اندازه‌گیری شده بسیار نزدیک می‌باشد و این امر سبب شده است که خط برازش داده شده بین مقادیر واقعی و تخمینی به زاویه ۴۵ درجه نزدیک گردد.



شکل۵- پراکنش تخمین روش‌های مختلف کریجینگ در سطح منطقه مورد مطالعه



شکل ٦-روش اعتبار سنجی متقابل برای ارزیابی روش‌های کریجینگ وکوکریجینگ معمولی



شکل ۷- مقادیر اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی شده هدایت هیدرولیکی اشباع با استفاده از توابع انتقالی

ب- پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع با استفاده از توابع انتقالی

با بررسی آماری داده‌های فیزیکی خاک، مشخص شد که تغییرات میزان شن خاک بین ۴/۳ تا ۵۷/۳ با میانگین ۲۴/۹ درصد متغیر می باشد. میزان سیلت خاک بین ۱۴/۷ تا ۵۶/۳ با میانگین ۳۸/۹ درصد می باشد. همچنین میزان رس خاک بین ۷/۸ تا ۸۱ درصد با میانگین ۳۶/۲ درصد متغیر می باشد. دامنه زیاد تغییرات در شاخص‌های فیزیکی خاک می‌تواند به دلیل محدوده وسیع منطقه مورد مطالعه باشد. دامنه تغییرات هدایت هیدرولیکی ۱۰۸/۷ تا ۱۶۶/۶ سانتی‌متر بر روز بامیانگین ۱۳۱/۲ سانتی‌متر بر روز می باشد. در شکل (۷) مقادیر اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی شده هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با استفاده از توابع انتقالی نشان داده شده است. محققین بسیاری روش مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) ومیانگین خطای مطلق (MAE) را برای ارزیابی دقت مدل‌های پیشبینی کننده ارائه داده اند(فینل و همکاران[1]، ۲۰۰۱؛ گکسکلو ، ۲۰۰۲؛ کاراکس و توتمز ، ۲۰۰۶) .در جدول (۲) شاخص های کمی ارزیابی برای مدل‌های مبتنی بر زمین آمار براساس پارامترهای مجذور میانگین مربعات خطا، درصد خطای نسبی، میانگین خطای مطلق و ضریب تبیین، نشان داده شده است. همچنین در جدول(۲) شاخص‌های عملکردی بیان شده برای مدل‌های مبتنی بر توابع انتقالی ارائه شده است. همان‌طور که در جدول (۲) مشخص است از میان روش های مبتنی بر زمین آمار روش کوکریجینگ معمولی که از متغیر کمکی بافت خاک در برآوردها استفاده نموده است، با مقدار ضریب تبیین برابر ۰/۹۳ و مقدار مجذور میانگین مربعات خطا برابر ۳/۲۱ دارای بهترین برازش و برآورد از متغیر تصادفی می‌باشد و سایر روش‌هایی که بدون استفاده از متغیر کمکی تخمین هدایت هیدرولیکی را انجام داده اند تقریباً از دقت یکسان و کمی در برآورد متغیر تصادفی برخوردار بوده اند.

1- Finol *et al.*

جدول ۲- شاخص‌های عملکردی برای مدل‌های مبتنی بر زمین آمار

مدل زمین آماری	مجذور میانگین مربعات خطا (سانتی‌متربر روز)	میانگین خطای مطلق (سانتی‌متر بر روز)	درصد خطای نسبی(درصد)	ضریب تبیین
کوکریجینگ معمولی	۳/۲۱	۹/۴۳	۰/۲۳	۰/۹۳
کریجینگ ساده	۸/۷۷	۲/۳۱	۴۵/۶	۰/۵۱
کریجینگ معمولی	۸/۷۹	۲/۱	۴۳/۷	۰/۵۲
کریجینگ عمومی	۹/۵۴	۱/۳	۳۲/۳	۰/۵۴

جدول۳- شاخص‌های عملکردی برای مدل‌های مبتنی بر توابع انتقالی

تابع انتقالی	مجذور میانگین مربعات خطا (میلی‌متر بر ساعت)	میانگین خطای مطلق (میلی‌متر بر ساعت)	درصد خطای نسبی (درصد)	ضریب تبیین
کاسبی و همکاران(۱۹۸۴)	۴/۰۵	۵۵/۴	۱/۶۱	۰/۸
فرر- جولیا و همکاران(۲۰۰۴)	۲/۱	۳۵/۸	۱/۲۷	۰/۸۹
کمپل و شوزاوا(۱۹۹۴)	۵/۵	۹۹/۳	۲/۳۴	۰/۲۱
دین و پاکت(۱۹۹۴)	۳/۲	۵۲/۶	۱/۶	۰/۱۸
پاکت و همکاران(۱۹۸۵)	۵/۲	۹۵/۱	۲/۲۸	۰/۱۶
رزتا	۲/۱	۲۸/۲	۱/۱۵	۰/۷۲

همان‌طور که در جدول (۲) مشخص است از میان روش های مبتنی بر زمین آمار روش کوکریجینگ معمولی که از متغیر کمکی بافت خاک در برآوردها استفاده نموده است، با مقدار ضریب تبیین برابر ۰/۹۳ و مقدار مجذور میانگین مربعات خطا برابر ۳/۲۱ دارای بهترین برازش و برآورد از متغیر تصادفی می‌باشد و سایر روش‌هایی که بدون استفاده از متغیر کمکی تخمین هدایت هیدرولیکی را انجام داده اند تقریباً از دقت یکسان و کمی در برآورد متغیر تصادفی برخوردار بوده اند. این دقت برآورد از مطالعات انجام شده توسط اقیار و همکاران[1] (۲۰۰۷) که مقدار مجذور میانگین مربعات خطا برابر ۰/۴ و ضریب تبیین را برابر ۰/۶برآورد نموده اند بسیار بیشتر می باشد. همچنین در مطالعات مردون و همکاران (۲۰۰۶) مقدار ضریب تبیین برابر ۰/۹۵ و مقدار مجذور میانگین مربعات خطا برابر ۰/۴۴ برآورد گردیده است. همان‌طور که در ارزیابی روش مذکور نشان داده شده است با استفاده از پارامترهای زودیافت خاک نظیر درصد شن و رس و سیلت، میزان برآورد انجام شده در سطح منطقه با دقت بسیار بالایی انجام می‌گردد لذا زاویه خط برازش داده شده به زاویه ۴۵ درجه نزدیک شده است. در تحقیقی که توسط کالپانا و کمبل[2] (۲۰۱۱) انجام شد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به روش‌های زمین آماری برآورد و با روش میانگین متحرک وزنی مقایسه گردید. نتایج نشان داد که روش کریجینگ از دقت بیشتری نسبت به سایر روش ها برخوردار بود. در تحقیق ایشان نوع کریجینگ انتخابی کریجینگ معمولی بود که نسبت به کریجینگ عمومی و ساده از دقت بیشتری برخوردار شد لیکن شیب خط یک به یک برابر ۰/۷۵ به‌دست آمد که کمتر از مقدار به‌دست آمده در روش کوکریجینگ در این تحقیق (۰/۹۵) می باشد که ممکن است بدلیل عدم استفاده از متغیر کمکی توسط این محققین در تعیین هدایت هیدرولیکی خاک باشد. دائم پناه و همکاران(۱۳۹۰) به تهیه نقشه شوری و سدیمی خاک های سطحی شهرستان مه ولات استان خراسان رضوی با استفاده از روش‌های دورسنجی و زمین آماری پرداختند. در این پژوهش برای نمونه برداری خاک از روش شبکه ای منظم با فاصله های ۱۰۰۰ متری استفاده شد. نتایج این پژوهش نشان داد نقشه های تهیه شده به روش زمین آمار نسبت به نقشه‌های تهیه شده با روش دورسنجی از دقت کمتری برخوردار می‌باشند و دلیل این امر نیز به علت وجود املاح در سطح خاک‌های شور این خاک ها بود که به راحتی از سایر خاک‌ها به دلیل داشتن بازتاب بالا برروی تصاویر ماهواره‌ای قابل تشخیص بود. حسینی و همکاران[3] (۱۹۹۳) با مطالعه تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی خاک‌های جنوب غرب ایران به این نتیجه رسیدند که در منطقه ضریب آبگذری خاک دارای همبستگی مکانی متوسطی با نسبت اثر قطعه‌ای به آستانه بالای ۶۰ درصد می‌باشد این در حالی

1- Agyare *et al.*
2 - Kalpana and Kamble
3 - Hosseini *et al.*

است که متقیان و محمدی[1] (۲۰۱۱) با بررسی تغییرات مکانی ضریب آبگذری، وجود وابستگی مکانی را در این زمینه گزارش داده اند. در این تحقیق بدون در نظر گرفتن متغیر کمکی بافت خاک، ضریب آبگذری از استحکام فضایی کمی بر خوردار می باشد ولی پس از استفاده از متغیر کمکی بافت خاک، واریوگرام متغیر ناحیه ای از استحکام مناسبی برخوردار می گردد. همان‌طور که در شکل (۷) مشخص است در مدل رزتا میزان هدایت هیدرولیکی برآورد شده کمتر از مقادیر اندازه گیری شده می باشد.که با تحقیق سالازار و همکاران[2] (۲۰۰۸) هم‌خوانی دارد ایشان جریان زهکشی را با استفاده از هدایت هیدرولیکی اشباع برآورد شده با توابع انتقالی رزتا (با ماهیت شبکه عصبی مصنوعی) ارزیابی کرده و نتیجه گرفتند، قدر مطلق درصد خطای نرمال شده، برای شبیه‌سازی جریان خروجی از زهکش ها، هدایت هیدرولیکی برآورد شده توسط رزتا ۱۵ درصد هدایت هیدرولیکی اندازه گیری شده در آزمایشگاه می‌باشد. با توجه به جدول (۳) و بررسی پراکندگی نقاط در اطراف خط یک به یک و محک های آماری انجام شده می توان مشاهده کرد که دقت برآورد توابع انتقالی به ترتیب از مدل فرر- جولیا و همکاران (۲۰۰۴) ، رزتا، دین و پاکت (۱۹۹۴)، کاسبای و همکاران (۱۹۸۴)، پاکت و همکاران (۱۹۸۵) وکمپل و شوزاوا (۱۹۹۴)کاهش می یابد. از میان روش های توابع انتقالی روش فرر-جولیا و همکاران (۲۰۰۴) از دقت بیشتری برخوردار می باشد با توجه به اینکه در این مدل مبنای محاسبه میزان درصد شن موجود درخاک قرارداده شده است، همان‌طورکه در شکل(۷) نشان داده شده است، در شرایطی که خاک دارای مقادیر بیشتری از نسبت شن باشد، برآوردهای این روش به مقادیر واقعی نزدیک‌تر می‌گردد. در نقطه مقابل مدل‌های پاکت و همکاران (۱۹۸۵) و دین و پاکت (۱۹۹۴)که درصد میزان رس را ملاک برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع قرار داده اند، میزان هدایت هیدرولیکی اشباع را در خاک‌های با بافت درشت‌تر کمتر برآورد می‌نمایند. البته تابع دین و پاکت (۱۹۹۴) به دلیل لحاظ کردن ضریب بیشتر در معادله خود نسبت به تابع پاکت و همکاران (۱۹۸۵) کمی نتایج را به مقادیر اندازه‌گیری شده نزدیک‌تر ساخته است. مدل رزتا نیز توانست برآورد خوبی از مقادیر هدایت آبی اشباع داشته باشدکه علت آن بانک اطلاعاتی کامل موجود در این نرم افزار می باشد. از آنجا که بانک اطلاعاتی مورد استفاده در این نرم افزار بیشتر دارای بافت متوسط می باشد، لذا همان‌طور که در شکل (۷) نشان داده شده است، این مدل میزان هدایت آبی اشباع خاک هایی که در محدوده کلی- لوم قرار می‌گیرند را بهتر برآورد می‌نماید. از میان روابطی که درصد شن و رس را هم‌زمان لحاظ می‌نمایند، مدل وکمپل و شوزاوا (۱۹۹۴) و کاسبای و همکاران (۱۹۸۴) مورد مطالعه قرار گرفتند. نتایج نشان داد که برخلاف مدل کمپل و شوزاوا (۱۹۹۴) که میزان هدایت آبی را بسیار کمتر از مقادیر واقعی برآورد می‌نماید، روش کاسبای و همکاران (۱۹۸۴) دارای برآوردی بیشتر از مقدار واقعی می‌باشد و با بررسی نتایج حاصل از این روش مشخص می‌گردد که نسبت مقادیر برآورد شده به این روش به مقادیر واقعی از رابطه $Y=0.1365X+0.36$ با ضریب تبیین ۰/۹۷ پیروی می‌نماید که در این رابطه X مقدار اندازه‌گیری شده هدایت آبی اشباع به روش کاسبای و همکاران (۱۹۸۴) و Yمقدار ضریب اصلاحی مربوطه برای تبدیل آن به مقدار اندازه گیری شده می‌باشد.

نتیجه‌گیری

همان‌طور که نتایج نشان می‌دهد وابستگی روش زمین آماری برای برآورد دقیق پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به خصوصیات بافت مشهود می‌باشد و به‌کارگیری روش کریجینگ بدون استفاده از متغیر کمکی در برآورد هدایت هیدرولیکی نتایج دقیقی را در بر نخواهد داشت که این موضوع با نتایج تحقیقات باساران و همکاران[3] (۲۰۱۱) مطابقت می‌نماید. نتایج این تحقیق نشان داد که بدون در نظر گرفتن متغیر کمکی، ارتباط فضایی بین مقادیر هدایت هیدرولیکی کم بوده و واریوگرام به‌دست آمده از استحکام بسیار کمتری نسبت به حالتی که از متغیر کمکی استفاده می‌شود، برخوردار است به‌طوریکه در حالت دوم میزان اثر قطعه‌ای متغیر ناحیه‌ای به صفر کاهش می‌یابد. لذا می‌توان نتیجه گرفت که استفاده از متغیرهای کمکی که به طور مستقیم بر متغیر اصلی اثر گذار می‌باشند، می‌تواند ساختار فضایی متغیر ناحیه‌ای را بادقت بیشتری در سطح منطقه مشخص نماید. از مزیت‌های دیگر روش زمین آمار با متغیر کمکی نسبت به روش‌های دیگر تخمین از جمله توابع انتقالی، می‌توان به برآورد هدایت هیدرولیکی در کلیه نقاط منطقه اشاره کرد. در واقع با استفاده از این روش، نقشه هدایت هیدرولیکی در سطح منطقه تهیه می‌گردد که به طور مستقیم می‌تواند در طرح‌های آبیاری و زهکشی با اطمینان بالا مورد استفاده قرار گیرد. همان‌طور که از نتایج مشخص است بیشتر مدل‌های مبتنی بر توابع انتقالی، میزان هدایت آبی اشباع را کمتر از مقدار واقعی برآورد نموده‌اند و این می‌تواند به دلیل در نظر نگرفتن ساختمان خاک در برآوردهای روش‌های مذکور باشد. نتایج این تحقیق با نتایج واگنر و همکاران[4] (۲۰۰۱) مطابقت می‌نماید در تحقیق ایشان نیز تابع وکمپل و شوزاوا (۱۹۹۴)، فرر-جولیا و همکاران (۲۰۰۴)، و رزتا، مقدار هدایت آبی را کمتر از مقادیر واقعی برآورد نمودند.

1 - Motaghian and Mohammadi
2- Salazar *et al.*
3- Basaran *et al.*
4 - Wagner *et al.*

منابع

۱- بیگی هرچگانی، ح. و س. حشمتی .۱۳۹۱. پهنه‌بندی شاخص‌های کیفی آب زیرزمینی شهرکرد به منظور استفاده در طراحی سامانه آبیاری. مجله پژوهش آب در کشاورزی، ۲۴:۶۱-۵۱.

۲- حسینی، ی. ۱۳۸۳. بهینه سازی پارامترهای زهکشی با استفاده از روش‌های زمین آماری (کریجینگ) و تأثیر آن بر فاصله زهکش‌ها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران.

۳- دائم پناه، ر.، حق نیا، غ.، علیزاده، ا. و ع. کریمی کارویه.۱۳۹۰. تهیه نقشه شوری و سدیمی خاک سطحی با روشهای دورسنجی و زمین آماری در جنوب شهرستان مه ولات، نشریه آب و خاک ،۲۵(۳):۵۰۸-۴۹۸.

۴- دلبری، م.، خیاط خلقی، م. و م. ح. مهدیان. ۱۳۸۳. ارزیابی روش‌های زمین آمار در برآورد هدایت هیدرولیکی خاک در مناطق شیب آب و پشت آب پایین دشت سیستان. مجله علوم کشاورزی ایران، ۵(۳۵): ۱۲-۱.

5- Agyare, W. A., Park, S. J. and P. L. G. Vlek. 2007. Artificial neural network estimation of saturated hydraulic conductivity. Vadose Zone Journal, 6(2) :423–431.

6- Basaran, M., Erpul, G., Ozcan, A. U., Saygin D. S., Kibar, M., Bayramin, I. and F. E. Yilman. 2011. Spatial information of soil hydraulic conductivity and performance of cokriging over kriging in a semi-arid basin scale. Environmental Earth Science, 63:827–838

7- Campbell, C.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Science, 117:311-314.

8- Campbell, G.S., Shiozawa, S. 1994. Prediction of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data. In: van Genuchten, M.Th., et al. (Eds.) pp. 317-328, Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, University of California, Riverside, CA,

9- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B. and T. R. Ginn. 1984. A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resources Research, 20 (6): 682-690.

10- Dane, J. H. and W. Puckett. 1994. Field soil hydraulic properties based on physical and mineralogical information. p. 389-403. In: M .Th. van Genuchten et al. (eds) Proceedings of the International workshop on indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Univ. of California, Riverside, CA.

11- Ferrer-Julià, M., Estrela Monreal, T., Sánchez del Corral Jiménez, A. and E. García Meléndez. 2004. Constructing a saturated hydraulic conductivity map of Spain using pedotransfer functions and spatial prediction. Geoderma, 123: 275-277.

12- Finol, J., Guo, Y. K. and X. D. Jing. 2001. A rule based fuzzy model for the prediction of petrophysical rock parameters, Journal of Petroleum Science and Engineering, 29 : 97–113.

13- Gokceoglu, C. 2002. A fuzzy triangular chart to predict the uniaxial compressive strength of the Ankara agglomerates from their petrographic composition. Engineering Geology, 66: 39–51.

14- Hosseini, E., Gallichand, J. 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.

15- Jacovides, C. P. 1997. Reply to comment on statistical procedures for the evaluation of evapotranspiration models. Agricultural Water Management, 3: 95-97.

16- Kalpana, H. and P. A. Kamble. 2011. Geostatistical analyst for deciding optimal interpolation strategies for delineating compact zones. International Journal of Geosciences, 2: 585-596.

17- Karakus, M. and B.Tutmez. 2006. Fuzzy and multiple regression modelling for evaluation of intact rock strength based on point load, Schmidt hammer and sonic velocity. Rock Mechanics and Rock Engineering, 39 (1) :45–57.

18- Marshal, T. J. 1958. A relationship between permeability and size distribution of pores.Soil Science, 9: 1-8.

19- Manyam, C., Morgan, C. L., Heilman, J. L., Fatondji, D., Gerard, B. and W.A. Payne. 2007. Modeling hydraulic properties of sandy soils of Niger using pedotransfer functions. Geoderma, 141: 407 – 415.

20- Merdun, H., Ozer, C., Meral, R. and M. Apan. 2006. Comparison of Artificial Neural Network and regression pedotransfer functions for prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. Soil and Tillage Research, 90: 108-116.

21- Mobarak Abadi, K., Jafarinia, R. and J. Varvani. 2015. Analyzing kriging and cokriging Methods by using ArcGIS Software in Preparing SP map of Farahan plain soil. Biological Forum – An International Journal, 7(1): 836-846.

22- Motaghian, H.R. and J. Mohammadi. 2011. Spatial estimation of saturated hydraulic conductivity from terrain attributes using regression, kriging, and artificial neural networks. Pedosphere, 21(2): 170- 177.

23- Nezami, M. T. and Z. T. Alipour. 2012. Preparing of the soil salinity map using geastatistics method in Qazvin plaine. Journal of Soil Science and Environmental Management, 3 (2) : 36-41.

24- Puckett, W. E., Dane, J. H. and B. F. Hajek. 1985. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. Soil Science Society of America Journal, 49: 831-836.

25- Rawls, W. J. 2004. Pedotransfer functions for the United States. Developments in Soil Science, 30: 437-447.

26- Santra, P., Chopra, U. K. and D. Chakraborty. 2008. Spatial variability of soil properties and its application in pre dicting surface map of hydraulic parameters in an agricultural farm. current science, 95(7): 937-945.

27- Salazar, O., Wesstrom, I. and A. Joel. 2008. Evaluation of drainmod using saturated hydraulic conductivity estimated by a pedotransfer function model. Journal of Agricultural Water Management, 95: 1135 – 1143.

28- van Genuchten, M.T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44: 892-898.

29- Vauclin, M., Vieira, S. R., Vachaud, G. and D. R. Nielsen.1983. The use of cokriging with limited field observations. Soil Science Society of America Journal, 47: 175–184.

30- Wagner, B., Tarnawski, V. R., Hennings, V., Müller, U., Wessolek, G. and R. Plagge. 2001. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. Geoderma, 102: 275-297.