

ارزیابی روشهای زمین آمار در برآورد هدایت هیدرولیکی خاک در مناطق شیب آب و پشت آب پایین دشت سیستان

معصومه دلبری^۱، مجید خیاط خلقی^۲ و محمدحسین مهدیان^۳
۱، عضو هیات علمی دانشکده کشاورزی دانشگاه زابل، ۲، عضو هیات علمی دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران
۳، عضو هیات علمی، مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری
تاریخ پذیرش مقاله ۸۲/۷/۹

خلاصه

هدایت هیدرولیکی خاک مهمترین پارامتر فیزیکی است که پروژه های زهکشی را از دیدگاه فنی متاثر می کند. هدف این تحقیق بررسی تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی و انتخاب مناسبترین روش میانبایی برای برآورد هدایت هیدرولیکی می باشد. این تحقیق روی ۶۰۵ داده اندازه گیری شده هدایت هیدرولیکی در دشت سیستان به انجام رسیده است. روشهای میانبایی استفاده شده شامل کریگینگ، میانگین متحرک وزنی و TPSS بوده که تکنیک Cross-Validation با معیار آماری میانگین قدر مطلق خطا (MAE) برای ارزیابی استفاده شده است. با توجه به اندازه گیری هدایت هیدرولیکی در دو حالت اشباع و غیراشباع، داده های مربوط به هر روش به طور جداگانه مورد بررسی قرار گرفته است. در ضمن، با تعدیل داده های هدایت هیدرولیکی غیراشباع، مجموع هدایت هیدرولیکی اشباع و غیراشباع تعدیل شده، به طور جدا در ارزیابیها بکار گرفته شده است. بررسیهای انجام شده نشان می دهد که همبستگی مکانی هدایت هیدرولیکی در این منطقه نسبتاً کم می باشد به طوریکه مدل نیم تغییرنمای تجربی هدایت هیدرولیکی اشباع با یک روند تقریباً کروی تا شعاع تاثیر ۱۵ کیلومتر دارای $\frac{C_0}{Sill}$ برابر ۸۳ درصد می باشد. به همین دلیل روش کریگینگ دقت قابل قبولی را در برآورد هدایت هیدرولیکی ارائه نداد. در مجموع روش TPSS با توان دو، بیشترین دقت (MAE برابر ۱/۳۰۴ متر بر روز) را در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک دارا می باشد. در مورد هدایت هیدرولیکی غیراشباع نیز روش TPSS با توان دو و سه با MAE برابر ۰/۱۶۶ و ۰/۲۴۱ متر بر روز، مناسبترین روش تشخیص داده شد. همچنین روش TPSS با توان دو (MAE برابر ۱/۰۹۴ متر بر روز)، نتایج دقیقتری نسبت به سایر روشها در برآورد هدایت هیدرولیکی تعدیل شده ارائه کرد. با مقایسه نسبت MAE و MBE مناسبترین روش میانبایی به میانگین واقعی داده ها در سه حالت اشباع، غیر اشباع و تعدیل شده مشخص گردید که خطا و انحراف نسبی روش TPSS در برآورد ضریب آبگذری در حالت تعدیل شده نسبت به دو حالت دیگر کمتر می باشد.

واژه های کلیدی: خاک، تغییرپذیری مکانی، دشت سیستان، زمین آمار، کریگینگ، میانگین متحرک وزنی، TPSS، میانبایی، هدایت هیدرولیکی.

مقدمه

متفاوتی را پس از اجرا بهمراه داشته باشد. زهکشی یک منطقه، قبل از هر چیز نیازمند اطلاعاتی از قبیل هدایت هیدرولیکی می باشد. تخمین هدایت هیدرولیکی در تمام مراحل مطالعاتی مورد نیاز می باشد. اغلب تخمین پارامترهای طرحهای آب و

طراحی دقیق یک سیستم زهکشی مناسب، برای برقراری توازن بین آب و نمک خاک از اهمیت زیادی برخوردار است و بالطبع بروز یک اشتباه در طراحی، ممکن است نتایج کاملاً

خاک با استفاده از روشهای ساده برآورد نقطه‌ای و یا با استفاده از روابط همبستگی انجام می‌شود. از طرفی در رسم نقشه‌ها لازم است تعداد نقاط از حدی کمتر نباشد تا بتوان به دقت قابل قبولی دست یافت. در روشهای کلاسیک به دلیل در نظر نگرفتن پراکنش نقاط و فاصله مکانی و یا زمانی آنها، امکان دستیابی به دقت مطلوب، همیشه امکانپذیر نمی‌باشد. برخلاف روشهای کلاسیک، روشهای زمین آمار ضمن در نظر گرفتن ارتباط بین نقاط و موقعیت مکانی آنها، اغلب دقت قابل قبولی را عاید می‌سازند.

امروزه با گسترش و توسعه کامپیوتر، امکان استفاده از مدل‌های پیچیده زمین‌آماري آسان شده است. زمین‌آمار در علوم آب و خاک کاربرد زیادی پیدا کرده است. بخصوص در چند سال اخیر، تحقیقات زیادی در رابطه با تغییرات مکانی مشخصات فیزیکی و شیمیایی خاک از قبیل بافت و عناصر شیمیایی موجود در خاک به عمل آمده است. زانگ و همکاران (۱۹۹۷) در رابطه با کاربرد زمین آمار در علوم خاک تحقیقاتی انجام دادند و زمین آمار را بعنوان یک ابزار مفید و پیشرفته در حل مسائل مربوط به علوم خاک معرفی کردند. لزلت و همکاران (۱۹۸۷) تحقیقاتی در رابطه با بررسی و ارزیابی چند روش میانابایی برای تخمین pH خاک سطحی انجام داده و روش کریگینگ را مناسبترین روش تشخیص دادند. بله‌ومر و همکاران (۲۰۰۰) نیز از روشهای زمین آماري برای بررسی تغییرات مکانی pH آب دریاچه استفاده کردند. شین و همکاران (۱۹۹۷) از روشهای زمین آماري برای تحلیل برخی خصوصیات خاکهای منطقه میانابی غرب تایوان استفاده نمودند. همچنین پزیناکوا و همکاران (۱۹۹۹) روی تغییرات مکانی شوری خاک با استفاده از روشهای زمین آماري مانند کریگینگ تحقیق کردند. چانگ و همکاران (۱۹۹۴) نیز روی تاثیر ضریب آگذری خاک بر تغییرپذیری مکانی کادمیم (Cd) در شالیزارها تحقیق کردند. بر اساس نتایج بدست آمده، از بین خصوصیات بررسی شده، تنها هدایت هیدرولیکی و غلظت Cd تغییرات مکانی از خود نشان دادند. در مورد بررسی تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک، کوششهای زیادی صورت گرفته است (۳، ۵، ۱۲، ۱۵، ۱۷، ۱۸). گالیشان و همکاران (۱۹۹۲) نیز از روش کریگینگ برای برآورد هدایت هیدرولیکی در زهکشی

زیرزمینی ۳۵۰۰۰ هکتار از اراضی دلتای نیل استفاده کردند. بررسی آنها نشانگر ساختار مکانی خوب هدایت هیدرولیکی در خاکهای آبرفتی آن منطقه است. در سال ۲۰۰۰، مصطفی (۲۰۰۰) از مفهوم زمین آمار در برآورد مقادیر بهینه هدایت هیدرولیکی برای طراحی سیستمهای زهکشی زیرزمینی استفاده کرد. همچنین مصطفی و همکاران (۱۹۹۸) به تحلیل خصوصیات خاک از جمله شوری و هدایت هیدرولیکی با استفاده از روشهای زمین آماري پرداختند. آنها با مقایسه مقادیر اندازه‌گیری و برآورد شده توسط روش کریگینگ و تهیه نقشه‌های هم مقدار پارامترهای ذکر شده، به این نتیجه رسیدند که روش کریگینگ، نقشه‌های دقیق تری را برای مطالعه پروژه‌های زهکشی فراهم می‌کند. با وجود تحقیقات زیاد انجام شده راجع به تغییرپذیری مکانی هدایت هیدرولیکی، در مورد ارزیابی سایر روشهای تخمین زمین آماري مثل میانگین متحرک وزنی و TPSS در برآورد هدایت هیدرولیکی، تحقیقات کمی خصوصا در ایران صورت گرفته است. فقط در منطقه جنوب غرب ایران، حسینی چگینی و همکاران (۱۹۹۳) چندین روش زمین آماري را برای بررسی تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی خاک و تهیه نقشه‌های هم آگذری در منطقه جنوب غربی ایران، ارزیابی کردند. بررسیهای این محققین نشان داد که روش کریگینگ معمولی، بعنوان روش بهینه توصیه می‌گردد.

در این تحقیق، ضمن بررسی همبستگی مکانی هدایت هیدرولیکی، سه روش زمین‌آماري کریگینگ (شامل کریگینگ معمولی و لوگ کریگینگ)، میانگین متحرک وزنی و TPSS، برای برآورد هدایت هیدرولیکی در دشت سیستان، مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفته است.

مواد و روش‌ها

موقعیت منطقه

منطقه مورد مطالعه قسمتی از دشت سیستان می باشد که در نزدیکی مرزهای جنوب شرقی ایران، در نزدیکی شهر زابل و بین ۴۰' ۳۰° تا ۲۰' ۳۱° عرض شمالی و ۱۵' ۶۱° تا ۵۰' ۶۱° طول شرقی قرار گرفته است. منبع تامین آب این دشت، رودخانه هیرمند است که از کوههای هندوکش در افغانستان

استفاده شده در این تحقیق شامل LKRIGE, GEOEAS, WMA, SPLINEA بوده است.

جدول ۱- روشهای میانپایی استفاده شده در این تحقیق.

علامت اختصاری	روش
OK	Ordinary Kriging
LK	Log Kriging
WMA	Weighted Moving Average
WMA -۱	$\alpha = 1$
WMA -۲	$\alpha = 2$
WMA -۳	$\alpha = 3$
WMA -۴	$\alpha = 4$
TPSS	Thin Plate Smoothing splines
TPSS -۲	$\alpha = 2$
TPSS -۳	$\alpha = 3$
TPSS -۴	$\alpha = 4$
TPSS -۵	$\alpha = 5$

کریگینگ

کریگینگ معمولی: یکی از روشهای استفاده شده کریگینگ معمولی است که بهترین تخمینگر خطی نارایب (B.L.U.E) نام گرفته است. روش فوق یک روش تخمین زمین آماری است که با استفاده از مقادیر معلوم و یک نیم‌تغییر نما، مقادیر مجهول را برآورد می‌کند. نیم‌تغییرنما با نماد γ نشان داده می‌شود و به شرح زیر محاسبه می‌گردد:

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

که در آن:

$n(h)$: تعداد جفت نمونه‌ها به ازاء هر فاصله h ,

$Z(x)$: مقدار متغیر در نقطه‌ای به مختصات x و

$Z(x+h)$: مقدار متغیر در نقطه‌ای به مختصات $(x+h)$

می‌باشد.

سرچشمه گرفته است. آب و هوای این منطقه صحاری نیمه خشک با میانگین حداکثر درجه حرارت ۴۰ و میانگین حداقل درجه حرارت ۱ درجه سانتیگراد می‌باشد. متوسط بارندگی سالانه ۵۵ میلی‌متر در سال و متوسط ارتفاع دشت ۴۸۰ متر از سطح دریا می‌باشد. متوسط شیب دشت ۰/۲۵ در هزار است. این تحقیق در مناطق شیب آب پایین و پشت آب پایین با مساحت خالص حدود ۴۷۰۰۰ هکتار به انجام رسیده است. نقشه موقعیت طرح و پراکنش نقاط به ترتیب در شکل‌های ۱ و ۲ ارائه شده است.

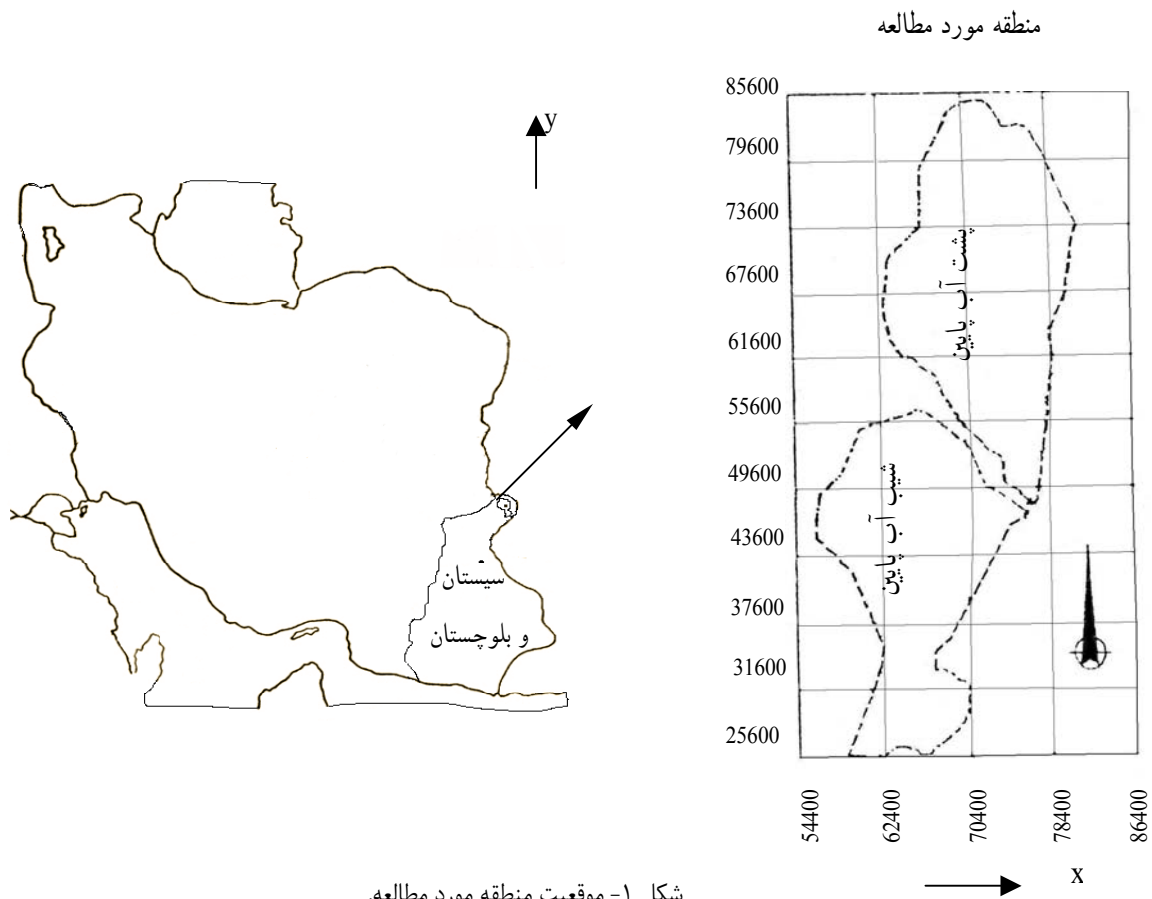
منابع آماری

مطالعات لایه بندی توسط شرکت مهندسين مشاور پارس کنسولت در سال ۱۳۷۰ عمدتاً به منظور آگاهی از وضعیت لایه های مختلف و تعیین بافت خاک منطقه صورت گرفته است. اندازه گیری ضریب آبگذری خاک در زیر سطح ایستایی به روش چاهک^۱ و در بالای سطح ایستایی به روش پمپاژ به داخل چاهک سطحی^۲ انجام شده است (۲). مقادیر هدایت هیدرولیکی در این منطقه از ۰/۰۰۲ تا ۱۳/۳۶ متر بر روز متغیر است. در کل منطقه، مجموعاً در ۶۰۵ نقطه با فواصل ۱۰۰۰ متری، مقادیر ضریب آبگذری اندازه گیری شده است که از این تعداد، در ۵۲۶ نقطه به روش چاهک و در ۷۹ نقطه به روش پمپاژ به داخل چاهک سطحی اندازه گیری انجام شده است.

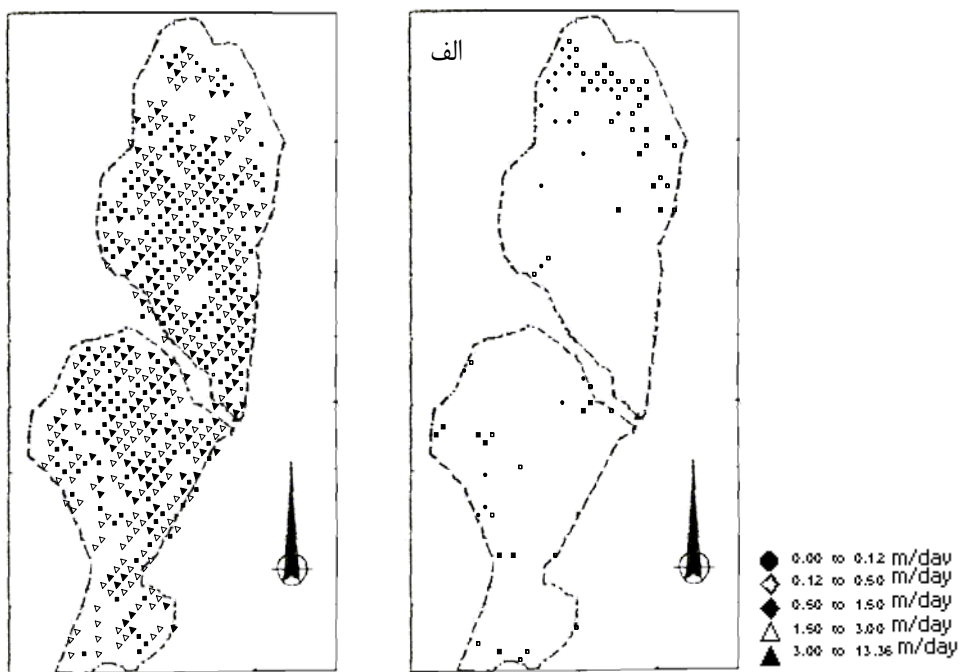
در بررسی بافت خاک منطقه مشخص گردید که خاکهای منطقه مورد مطالعه از رسوبات آبرفتی تشکیل شده است و تمام مساحت اراضی مورد مطالعه شامل دشت آبرفتی در مصب رودخانه سیستان است. بافت خاک منطقه از سبک تا سنگین متغیر است. بطور کلی اراضی کنار رودخانه دارای بافت درشت تر هستند و هر چه به مرکز دشت نزدیکتر شود، بافت خاک ریزتر و رسی و سیلتی می‌باشد (۱).

روشهای میانپایی استفاده شده

با توجه به نتایج حاصل از تحقیقات مختلف و نیز در دسترس بودن نرم‌افزارهای مربوط به هر روش، در این تحقیق از روشهای میانپایی کریگینگ، لوگ کریگینگ، میانگین متحرک وزنی و TPSS (جدول ۱)، استفاده شده است. نرم افزارهای



ب.



شکل ۲- پراکنش نقاط اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی خاک در نواحی شیب آب و پشت آب پایین، الف) حالت غیراشباع، ب) حالت اشباع.

$$\lambda_i = \frac{D_i^{-\alpha}}{\sum_{i=1}^n D_i^{-\alpha}} \quad (3)$$

که در آن:

D_i : فاصله نقطه مشاهده شده i ام تا نقطه تخمین زده شده،

α : توان وزن دهی فاصله و

n : تعداد نقاط همسایگی می باشد.

TPSS

TPSS، نوعی اسپلاین به مفهوم یک صفحه نازک قابل انعطاف است. در واقع TPSS نوع خاصی از روش کریگینگ عمومی 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 است با درجه روند چندجمله‌ای در کریگینگ عمومی بعلاوه یک (۹). تابع هم واریانس استفاده شده در روش TPSS، بصورت فرمول زیر تعریف می‌شود:

$$C(h) = h^k \log|h| \quad \text{و} \quad C(0) = \xi \quad (4)$$

که در آن:

$$m-1=k$$

m ، درجه مشتق جزئی داده های مشاهده شده و

ξ ، پارامتر پیرایشی می باشد که همان نقش اثر قطعه ای در کریگینگ را بازی می کند.

آنالیز آماری

با توجه به روش محاسبه ضریب آنگذری در هر نقطه از شبکه (چاهک یا پمپاژ به داخل چاهک)، نقاطی که با روش یکسان اندازه گیری شده اند، در دسته های جداگانه قرار داده شد و سپس آنالیز آماری داده‌ها مطابق جدول ۲ انجام شده است. همچنین برای بررسی نحوه توزیع داده ها از نرم افزار SPSS کمک گرفته شد و داده هایی که از توزیع نرمال تبعیت نمی کردند، با روش تبدیل لگاریتمی نرمال شدند.

تعدیل هدایت هیدرولیکی در روش پمپاژ به داخل چاهک

به منظور بالا بردن دقت و همبستگی مکانی هدایت هیدرولیکی، داده های هدایت هیدرولیکی نقاطی که به روش پمپاژ به داخل چاهک اندازه گیری شده بودند با فرمول تجربی زیر به مقادیر معادلی در روش چاهک تبدیل شده و با مقادیر واقعی روش چاهک، یکجا مورد تحلیل قرار گرفتند.

با افزایش h ، مقدار نیم تغییر نما تا فاصله معینی اضافه می‌شود و پس از آن به حد ثابتی می رسد که حد آستانه^۱ نامیده می‌شود. به فاصله بین نمونه ها که از آن به بعد مقادیر متغیر در نقاط مجاور تاثیر چندانی بر یکدیگر ندارند و با افزایش بیشتر فاصله مقدار نیم تغییر نما تفاوت معنی داری نمی کند، دامنه یا شعاع تاثیر^۲ گفته می شود. به مقدار نیم تغییر نما به ازاء $h=0$ ، اثر قطعه ای^۳ گفته می شود (۱۰). معمولاً اثر قطعه ای ناشی از خطاهای نمونه برداری، اندازه گیری و آنالیز داده هاست. فرمول عمومی تخمین مقادیر مجهول در کلیه روشهای میانجیابی زمین آماری از جمله کریگینگ به شرح زیر است:

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

که در آن:

$Z^*(x)$: مقدار تخمین زده شده متغیر Z در نقطه ای به مختصات x ،

$Z(x_i)$: مقدار مشاهده شده متغیر Z در نقطه ای به مختصات x_i ،

λ_i : وزن یا اهمیت نسبت داده شده به متغیر Z در نقطه x_i و

n : تعداد مشاهدات می باشد.

لوگ کریگینگ: مشابه روش کریگینگ معمولی است با این تفاوت که از لگاریتم داده‌ها به جای خود داده ها برای آنالیز نیم تغییر نما استفاده می گردد.

میانگین متحرک وزنی

در روش میانگین متحرک وزنی نیز همچون روش کریگینگ، مقدار یک متغیر در نقطه ای که نمونه برداری انجام نشده باشد، از روی نقاط مجاورش با استفاده از فرمول (۲) تخمین زده می‌شود. در این روش، وزنها با توجه به فاصله هر نقطه معلوم نسبت به نقطه مجهول و بدون توجه به موقعیت و نحوه پراکندگی نقاط حول نقطه تخمین، تعیین می شوند. بدین ترتیب که به نقاط نزدیکتر، وزن بیشتری اختصاص داده می‌شود و نقاط دارای فاصله یکسان، وزن یکسانی دریافت می‌کنند. در واقع نقاط با فاصله کمتر، اثر بیشتری در تخمین می‌گذارند. مقدار وزن در روش WMA از رابطه زیر محاسبه می شود:

1. Sill
2. Range of Influence
3. Nugget Effect

جدول ۲- آنالیز آماری هدایت هیدرولیکی (m/day) به دو روش اندازه گیری شده.

پارامتر	حداقل	میانگین	حداکثر	ضریب تغییرات (/.)	واریانس (متر/روز)	چولگی	کشیدگی
K_{AH}	۰/۱۳۰	۲/۵۴۹	۱۳/۳۶۰	۷۳/۱۰	۳/۴۷۸	۱/۷۶۱	۷/۵۰۵
K_{SWPT}	۰/۰۰۲	۰/۳۸۲	۲/۴۳۰	۱۱۷/۰	۰/۱۹۸	۲/۴۶۳	۱۰/۷۶۸

K_{AH} : هدایت هیدرولیکی اندازه گیری شده به روش چاهک K_{SWPT} : هدایت هیدرولیکی اندازه گیری شده به روش پمپاژ به داخل چاهک

که در آنها:

$Z^*(x_i)$: مقدار برآورد شده در نقطه x_i .

$Z(x_i)$: مقدار مشاهده شده در نقطه x_i و

n : تعداد نقاط می باشد.

معمولا هرچه مقدار این دو عبارت کمتر باشد، دقت روش بیشتر است. از نظرتئوری هرگاه این دو معیار برابر صفر شوند، نمایانگر این است که دقت روش صد درصد بوده و مقدار تخمین زده شده یک کمیت دقیقا برابر مقدار واقعی آن می باشد.

نتایج و بحث

با توجه به مقادیر چگالی و کشیدگی ارائه شده در جدول ۲ و منحنی توزیع فراوانی داده‌های هدایت هیدرولیکی خاک، مشخص شد که هدایت هیدرولیکی تقریبا از یک توزیع لوگ نرمال تبعیت می کند. بعنوان مثال لگاریتم داده های هدایت هیدرولیکی در حالت اشباع در سطح معنی دار ۵ درصد دارای توزیع نرمال می باشد. لوگ نرمال بودن توزیع هدایت هیدرولیکی در مطالعاتی دیگر نظیر راجرز (۱۹۹۱)، حسینی چگینی و همکاران (۱۹۹۳) و مصطفی (۲۰۰۰) نیز حاصل شده است. در شکل ۳، منحنی توزیع فراوانی هدایت هیدرولیکی خاک در حالت اشباع نشان داده شده است.

برای بررسی وجود یا عدم وجود وابستگی مکانی ضریب‌آبگذری خاک (چه در حالت اشباع و چه در حالت غیراشباع) در منطقه جنوب شرق ایران، پس از برآزش چندین مدل نیم‌تغییرنما به داده‌های ضریب‌آبگذری، مدل کروی به عنوان مناسبترین مدل در کل بررسیها برگزیده شد.

فرمول ریاضی این مدل به صورت زیر است:

$$\begin{cases} \gamma(h) = C_0 + C \left(\frac{3}{2} \left(\frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right) & h < a \\ \gamma(h) = C_0 + C & h > a \end{cases} \quad (۸)$$

$$K'_{AH} = \frac{\bar{X}_{K_{AH}}}{\bar{X}_{K_{SWPT}}} \times K_{SWPT} \quad (۵)$$

که در آن:

K'_{AH} : میزان هدایت هیدرولیکی تبدیل شده از روش

پمپاژ به داخل چاهک به روش چاهک،

K_{SWPT} : میزان هدایت هیدرولیکی در روش پمپاژ به

داخل چاهک

$\bar{X}_{K_{AH}}$: میانگین هدایت هیدرولیکی در روش چاهک و

$\bar{X}_{K_{SWPT}}$: میانگین هدایت هیدرولیکی در روش پمپاژ به

داخل چاهک می باشد.

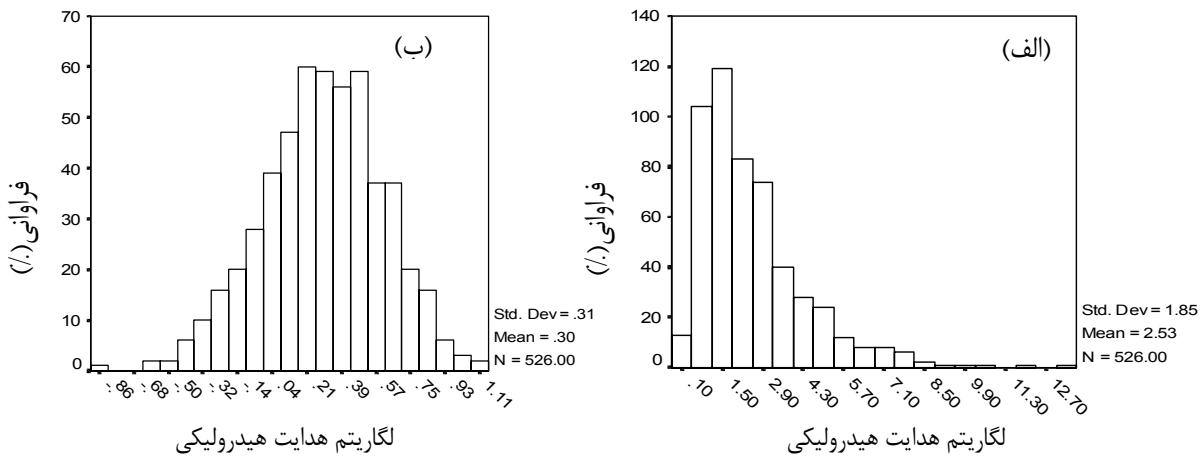
روش و معیارهای ارزیابی

در این تحقیق از روش Cross-Validation 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 می گردد. سپس مقدار واقعی به محل قبلی برگردانده شده و برای تمامی نقاط شبکه، این عمل تکرار می شود. در نهایت با توجه به مقادیر مشاهده شده و برآورد شده، دقت هر روش با توجه به معیارهای آماری مختلف محاسبه می گردد. در این تحقیق از دو معیار MAE و MBE برای سنجش روشها استفاده شده است. MAE معرف دقت و MBE معرف انحراف هر روش می باشد که از روابط زیر محاسبه می گردد:

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |Z^*(x_i) - Z(x_i)|}{n} \quad (۶)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (Z^*(x_i) - Z(x_i))}{n} \quad (۷)$$

1. Mean Absolute Error
2. Mean Bias Error



شکل ۳- منحنی توزیع فرآوانی هدایت هیدرولیکی خاک (الف) بدون لگاریتم داده‌ها (ب) با لگاریتم داده‌ها.

شده بر مقادیر نیم تغییرنمای هدایت هیدرولیکی در این حالت و حالات دیگر در جدول ۳ ارائه شده است.

همانطوریکه قبلاً گفته شد، در روش WMA، فاصله بین نقاط معلوم و نقطه مجهول، اساس وزن دهی به نقاط معلوم را تشکیل می‌دهد. توان فاصله نیز در دقت تخمین اثر می‌گذارد. علاوه برتوان، تعداد نقاط مورد استفاده در برآورد نیز روی دقت تخمین تاثیر دارند. در این تحقیق از تعداد ۶، ۹، ۱۲، ۱۵، ۱۸، ۲۱، ۲۴، ۲۷ و ۳۰ نقطه همسایگی برای مقایسه دقت برآورد هدایت هیدرولیکی استفاده گردید. در شکل ۵ اثر تعداد نقاط همسایگی بر میزان خطای برآورد روش WMA نشان داده شده است. با توجه به این نمودار، تعداد ۲۱ نقطه، مناسبترین نقاط همسایگی در حالت اشباع می باشد. بطریق مشابه برای حالات غیر اشباع و تعدیل شده نیز، به ترتیب ۱۵ و ۲۱ نقطه، بعنوان مناسبترین نقاط همسایگی انتخاب شدند.

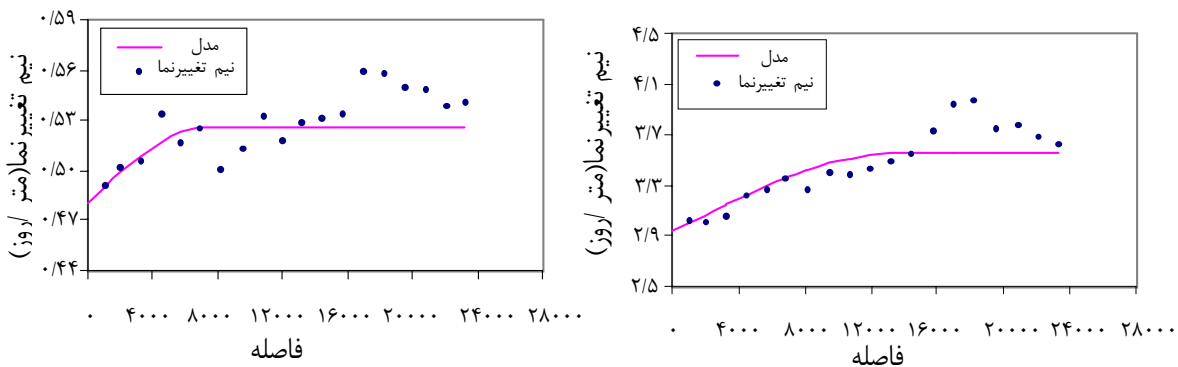
که در آن :

$$C_0 + C : \text{حد آستانه،}$$

$$C_0 : \text{اثر قطعه ای و}$$

a : دامنه تاثیر می باشد.

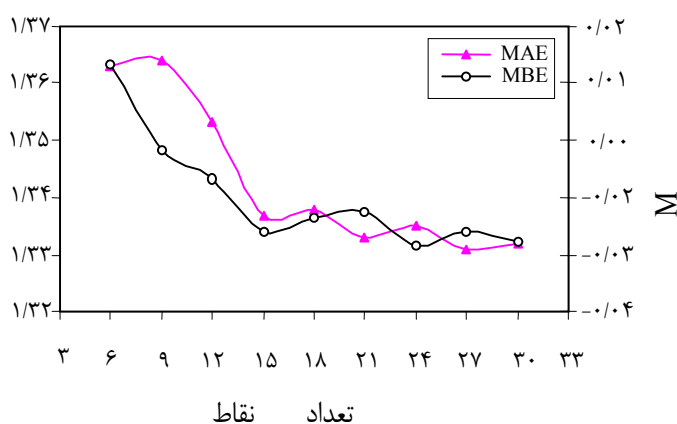
در شکل ۴، مدل نیم تغییرنمای تجربی هدایت هیدرولیکی اشباع در دو حالت بدون لگاریتم و با لگاریتم داده‌ها نشان داده شده است. همانطوریکه این شکل نشان می‌دهد، خطای مدل نیم تغییرنمای داده‌های اندازه گیری شده هدایت هیدرولیکی با اثر قطعه‌ای ۲/۹۳ و دامنه تأثیر ۱۵ کیلومتر برابر ۸۳ درصد و خطای مدل نیم تغییرنما با لحاظ لگاریتم داده‌ها با اثر قطعه‌ای ۰/۴۸ و دامنه تأثیر ۷ کیلومتر برابر ۹۱ درصد می‌باشد که این نتایج، همبستگی مکانی بالایی را برای هدایت هیدرولیکی اشباع در هر دو حالت نشان نمی‌دهد. مشخصات مدل‌های برازش داده



شکل ۴- مدل و نیم تغییرنمای تجربی هدایت هیدرولیکی اشباع در کل منطقه (الف) بدون لگاریتم (ب) با لگاریتم.

جدول ۳- مشخصات مدل کروی برازش داده شده بر مقادیر نیم تغییرنمای تجربی هدایت هیدرولیکی خاک.

حالت اندازه گیری	روش	C ₀ (متر / روز)	R (کیلومتر)	C (متر/ روز)	C ₀ /Sill (%)
اشباع	OK	۲/۹۳	۱۵	۰/۶۰	۸۳
	LK	۰/۴۸	۷	۰/۰۵	۹۱
غیراشباع	OK	۰/۰۵	۱۵	۰/۰۰۵	۹۱
	LK	۰/۹۰	۱۰	۰/۲۸	۷۶
تعدیل شده	OK	۳/۴۲	۱۰	۸/۳۷	۲۹
	LK	۰/۵۷	۳	۱/۲۷	۳۱



شکل ۵- تاثیر تعداد نقاط همسایگی بر MAE و MBE روش WMA در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع.

جدول ۴- مقایسه روشهای مختلف تخمین در بر آورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک.

رتبه براساس MAE	AVG*	MBE	MAE	روش
۵	۲/۵۰۸	-۰/۰۲۷	۱/۳۴۴	OK
۲	۲/۰۱۷	-۰/۵۱۷	۱/۳۰۵	LK
۳	۲/۵۱۵	-۰/۰۲۰	۱/۳۳۳	WMA-۱
۴	۲/۵۲۴	-۰/۰۱۱	۱/۳۴۲	WMA-۲
۶	۲/۵۳۱	-۰/۰۰۳	۱/۳۶۷	WMA-۳
۸	۲/۵۳۴	۰/۰۰۰	۱/۳۹۹	WMA-۴
۱	۲/۷۰۴	۰/۱۷۰	۱/۳۰۴	TPSS-۲
۷	۲/۶۷۸	۰/۱۵۳	۱/۳۹۸	TPSS-۳
۹	۲/۷۰۱	۰/۱۶۶	۱/۴۰۶	TPSS-۴
۱۰	۲/۷۰۱	۰/۱۶۶	۱/۴۰۶	TPSS-۵

* میانگین مقادیر ضریب آگذری برآورد شده در هر ناحیه.

در مورد برآورد ضریب آگذری اشباع، روش لوگ کریگینگ و TPSS با درجه ۲ تقریباً با MAE های یکسان، بیشترین دقت را داشتند ولی انحراف روش TPSS با درجه ۲ کمتر بوده است. بنابراین روش TPSS با اندکی برتری نسبت به لوگ کریگینگ به عنوان مناسبترین روش در کل منطقه انتخاب می شود. نتایج رده بندی روشهای مختلف در جدول ۴ ارائه شده است. در حالت غیراشباع نیز، روش TPSS با توان ۲، دقیقترین روش برآورد ضریب آگذری شناخته شد. نتایج ارزیابی و رده بندی روشهای مختلف تخمین در این حالت در جدول ۵ ارائه شده است.

نتایج ارزیابی چهار روش مختلف میانبایی کریگینگ معمولی، لوگ کریگینگ، WMA و TPSS در برآورد ضریب آگذری تعدیل شده (مجموع ضریب آگذری اشباع و تعدیل شده) نیز حاکی از آن بود که روش TPSS با توان دو (MAE برابر ۱/۰۹۴ متر در روز و MBE برابر -۰/۰۳۲) تخمین دقیقتری نسبت به سایر روشها فراهم می کند (جدول ۶).

منطقه می باشند. این عوامل در مجموع باعث شده اند که هیچگونه تکامل پروفیلی در خاکهای این نواحی دیده نشود (۱). در این زمینه راجرز و همکاران (۱۹۹۱) با تحقیق روی تغییر پذیری هدایت‌هیدرولیکی در یک مقیاس مزرعه ای کوچک به این نتیجه رسیدند که همبستگی مکانی بین داده‌های اندازه‌گیری شده ضریب‌آبگذری تنها در برخی قسمتهای منطقه مورد مطالعه وجود دارد و در بیشتر بخشها وابستگی مکانی وجود نداشته و یا بسیار ضعیف می‌باشد. همچنین حسینی چگینی و همکاران (۱۹۹۳) با مطالعه تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی خاکهای جنوب غرب ایران به این نتیجه رسیدند که در این منطقه ضریب آبگذری خاک دارای همبستگی مکانی متوسطی با نسبت اثر قطعه ای به آستانه بالای ۶۰ درصد می‌باشد. این در حالی است که عالمی و همکاران (۱۹۸۰) با بررسی تغییرات مکانی ضریب آبگذری، وجود وابستگی مکانی را در این زمینه گزارش دادند. در مجموع مقایسه نتایج حاصله در این مطالعه با نتایج بدست آمده توسط سایر محققین حاکی از آن است که ضریب آبگذری خاک با توجه به طبیعت متغیری که دارد بجز در خاکهای همگن و تکامل یافته، همبستگی مکانی بالایی را نشان نمی‌دهد. در منطقه دشت سیستان، بادهای موسمی، سبب فرسایش شدید خاکهای منطقه و جابجائی لایه‌های سطحی طی سالیان متوالی شده است. از طرفی بعلت عدم وجود مدیریت صحیح روی رودخانه هیرمند، طغیانهای ناگهانی آب نیز باعث فرسایش آبی شدید خاک و ته نشین شدن رسوبات در برخی مناطق دشت سیستان گردیده است. مجموع عوامل ذکر شده، باعث ناهمگنی زیاد بافت خاک و عدم تشکیل ساختمان یکنواخت در خاکهای سطحی و تحت‌الارضی شده است. بنابراین بنظر می رسد که از دلایل مهم عدم وجود همبستگی مکانی خوب ضریب آبگذری در دشت سیستان، جوان و ناهمگن بودن خاکهای نقاط مختلف شبکه اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی باشد.

جدول ۵- مقایسه روشهای مختلف تخمین در برآورد هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک.

رتبه براساس روش	AVG	MBE	MAE	رتبه براساس MAE
OK	۰/۲۸۲	۰/۰۱۲	۰/۳۹۴	۵
LK	۰/۲۶۲	-۰/۱۲۹	۰/۲۵۳	۳
WMA-۱	۰/۲۸۲	۰/۰۱۲	۰/۳۹۴	۶
WMA-۲	۰/۲۸۰	۰/۰۲۸	۰/۴۱۰	۴
WMA-۳	۰/۲۹۵	۰/۰۳۴	۰/۴۱۵	۷
WMA-۴	۰/۳۰۵	۰/۰۳۵	۰/۴۱۷	۹
TPSS-۲	۰/۱۶۶	۰/۰۷۲	۰/۴۵۴	۱
TPSS-۳	۰/۲۴۱	۰/۰۹۵	۰/۴۷۷	۲
TPSS-۴	۰/۳۰۰	۰/۱۳۳	۰/۵۶۷	۸
TPSS-۵	۰/۳۸۷	۰/۱۸۵	۰/۵۶۷	۱۰

مقایسه نتایج در شرایط اشباع، غیر اشباع و تعدیل شده

با مقایسه نسبت MAE و MBE مناسبترین روش میانبایی به میانگین واقعی داده‌ها در سه حالت اشباع، غیر اشباع و تعدیل شده مشخص گردید که خطا و انحراف نسبی روش TPSS در برآورد ضریب آبگذری در حالت تعدیل شده نسبت به دو حالت دیگر کمتر می‌باشد که علت آنرا می توان افزایش تعداد نقاط هدایت هیدرولیکی در این حالت دانست. نتایج این ارزیابی در جدول ۷ ارائه شده است.

نتیجه گیری

جمع بندی نتایج بدست آمده از تجزیه نیم تغییرنا و ارزیابی روشها در این تحقیق نشان داد نیم تغییر نمای ضریب آبگذری خاک عموماً از مدل کروی تبعیت می کند. بطور کلی نتایج حاصل از آنالیز نیم تغییرنمای ضریب‌آبگذری، همبستگی مکانی خوبی را برای ضریب‌آبگذری در منطقه جنوب شرق کشور نشان نداد که علت آن را می‌توان ناشی از عواملی همچون بادهای ۱۲۰ روزه سیستان و سیلابهای متوالی رودخانه هیرمند دانست که ایندو از جمله خصوصیات مهم اقلیمی و هیدرولوژیکی

جدول ۶- مقایسه روشهای مختلف تخمین در برآورد هدایت هیدرولیکی تعدیل شده.

روش	OK	LK	WMA۱	WMA۲	WMA۳	WMA۴	TPSS۲	TPSS۳	TPSS۴	TPSS۵
MAE	۱/۴۵۲	۱/۳۸۶	۱/۴۴۰	۱/۴۴۷	۱/۴۶۸	۱/۴۹۳	۱/۰۹۴	۱/۲۱۵	۱/۲۷۲	۱/۳۱۰
MBE	-۰/۰۱۲	-۰/۵۷۶	۰/۰۰۵	۰/۰۱۲	۰/۰۱۹	۰/۰۲۲	-۰/۰۳۲	-۰/۰۱۷	-۰/۰۰۳	۰/۰۰۹
AVG	۲/۵۲۵	۱/۹۶۱	۱/۵۴۲	۲/۵۴۹	۱/۵۵۶	۲/۵۵۹	۲/۵۰۵	۲/۵۲۰	۲/۵۳۴	۲/۵۴۶
رتبه	۱۰	۵	۶	۷	۸	۹	۱	۲	۳	۴

جدول ۷- مقایسه دقت و انحراف نسبی روش TPSS در برآورد هدایت هیدرولیکی.

حالت اندازه‌گیری	میانگین واقعی (متر در روز)	نسبت MAE به میانگین (%)	نسبت MBE به میانگین (%)
اشباع	۲/۵۴۹	۵۱/۲	۶/۷
غیر اشباع	۰/۳۸۲	۶۳/۱	۲۴/۹
تعدیل شده	۲/۵۳۷	۴۳/۱	۱/۳

همچنین از مقایسه روشهای مختلف برآورد هدایت هیدرولیکی در این تحقیق، مشخص گردید که روش TPSS،

مناسبتین روش میانمایی ضریب‌آبگذری اشباع، غیر اشباع و تعدیل شده در دشت سیستان می‌باشد. در خاتمه توصیه می‌شود روشهای زمین آمار در خاکهای مناطق دیگر کشور مورد مطالعه و بررسی قرارگیرد تا امکان مقایسه و ارزیابی بیشتر آنها فراهم گردد همچنین با توجه به اینکه هدایت هیدرولیکی خاک تحت تاثیر عوامل زیادی از جمله درصد شن (ماکروپورها) و شوری خاک می باشد، توصیه می‌شود در صورت امکان، از این اطلاعات بعنوان متغیر کمکی در تخمین ضریب‌آبگذری خاک استفاده گردد.

REFERENCES

مراجع مورد استفاده

۱. وزارت نیرو. ۱۳۶۸. طرح آبیاری و زهکشی منطقه شیب آب و پشت آب زابل استان سیستان و بلوچستان. گزارش مطالعات شوری و قلیائیت خاکهای منطقه شیب آب و پشت آب. جلد اول.
۲. وزارت نیرو. ۱۳۷۱. طرح آبیاری و زهکشی منطقه شیب آب و پشت آب پائین در سیستان. گزارش نهایی عملیات صحرائی کلیه بلوکهای شیب آب و پشت آب پائین (جلد اول تا هشتم). پارس کنسولت.
3. Alemi, M.H., A.S. Azari, & D.R. Nielsen. 1980. Kriging and univariate modeling of a spatial correlated data. *Soil Technology*.1: 133-147.
4. Bellehumeur, C., D. Marcotte, & P. Legendre. 2000. Estimation of regionalized phenomena by geostatistical methods: lake acidity on the Canadian Shield. *Environmental Geology*. 39(3-4): 211-220.
5. Bresler, E., G. Dagan, R. J. Wagenet, & A. Laufer. 1984. Statistical analysis of salinity and texture effect on spatial variability of soil hydraulic conductivity. *Soil Sci.Soc.Am.J.* 84: 16-25.
6. Chang W. L., L. C. Chang, Y. P. Hsu, & W. L. Chang. 1994. The effect of hydraulic conductivity on the spatial variability of cadmium in paddy soils. *Environmental Geochemistry and Health. Special issae*. 29-38.
7. Chien, Y.J., D. Y. Lee, H. Y. Guo. & K. H. Houg. 1997. Geostatistical analysis of soil properties of mid-west Taiwan soils. *Soil Sci*.162: 291-298.
8. Gallichand, J. & D. Marcotte, 1992. Mapping Clay Content for Subsurface drainage in the Nile Delta. *Geoderma*, 58:165-179.
9. Hosseini, E., J. Gallichand, & J. Caren. 1993. Comparison of several interpolators for smoothing hydraulic conductivity data in south west Iran. *Transactions of the ASAE*. 36(6): 1687-1693.
10. Isaaks, E.H. & R.M. Srivastava. 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press. NewYork. P.561.
11. Laslett, G.M., Mcbrathey, P.J. Pahl, & M.F. Hutchinson. 1987. Comparison of several spatial prediction methods for soil pH. *Soil Science*. 38: 325-341.
12. Mohanty, B.P., R.S. Kanwar, & R. Horton. 1991. A robust-resistant approach to interpret spatial behavior of saturated hydraulic conductivity of a glacial till soil under no-tillage system. *Water Resour. Res.* 27(11): 2979-2992.
13. Moustafa, M.M. 2000. A geostatistical approach to optimize the determination of saturated hydraulic conductivity for large-scale subsurface drainage design in Egypt. *Agric. Water Manage.*42: 291-312.
14. Moustafa, M.M. & A. Yomota. 1998. Spatial modeling of soil properties for subsurface drainage projects. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 124(4): 218-228.
15. Mulla, D.J. 1988. Estimating spatial patterns in water content, matric suction, and hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52(6): 1547-1553.

16. Pozdnyakova, L., R.D. Zhang, P.C. Robert, R.H. Rust, & W.E. Larson. 1999. Estimating spatial variability of soil salinity using geostatistical methods. Proceedings of Fourth International Conference on Precision Agriculture, St. Paul, Minnesota, USA. Part A and B, 79-89.
17. Rogers, J.S., H.M. Selim, C.E. Carter, & J.L. Fous. 1991. Variability of auger hole hydraulic conductivity values for a commerce silt loam. Transaction of the ASAE. 34(3): 876-881.
18. Romano, N. 1993. Use of an inverse method and geostatistics to estimate soil hydraulic conductivity for spatial variability analysis. Geoderma, 60: 169-186.
19. Zhang, R., P.J. Shouse, S. R. Yates, & A. Kravchenko. 1997. Application of geostatistics in soil science. Trends in soil science .2: 95-104.

Evaluating Geostatistics Methods in Estimating Hydraulic Conductivity in Shib-Ab and Posht- Ab, Sistan Plain, Iran

M. DELBARI¹, M. KHAIAT KHOLGHI², M. H. MAHDIAN³

1, Scientific Member, Faculty of Agriculture, University of Zabol,

2, Scientific Member, Faculty of Agriculture, University of Tehran,

3, Staff Member, Soil Conservation and Watershed Management

Accepted October, 1, 2003

SUMMARY

Soil hydraulic conductivity is the most important parameter affecting the economic and technical feasibility of subsurface drainage projects. The main aim of this research is to select an effective method for smoothing hydraulic conductivity data using several interpolation techniques. The data set consisted of 605 auger hole hydraulic conductivity measurements on a regular 1000-meter square grid from a 47000 ha areas in south east of Iran. The ordinary kriging, weighted moving average and Thin Plate Smoothing Splines (TPSS) have been used in this research, the precision of each method being evaluated by cross-validation technique. Due to availability of two measurement methods (in saturated and unsaturated soils), the related data to each method is studied differently. Also, the adjusted, unsaturated and saturated hydraulic conductivity have been evaluated separately. The results show that the spatial correlation of hydraulic conductivity in this area is low. For example, on regular 1000 m grid, the semi-variogram of saturated hydraulic conductivity was characterized by an impact range of influence equal to 15 km and a nugget effect corresponding to 83% of the sill. Therefore, the kriging method for evaluation of hydraulic conductivity is not recommended. The TPSS method with a power of two had the highest precision (MAE equal to 1.304 m/day) for estimation of soil saturated hydraulic conductivity in this area. The most suitable method for estimation of unsaturated hydraulic conductivity was the TPSS with a power of two or three with MAE equal to 0.166 and 0.241 m/day, respectively. For evaluating the adjusted hydraulic conductivity, the TPSS with a power of two (MAE equal to 1.094 m/day) reveals the best results. The precision of estimated hydraulic conductivity in saturated and unsaturated areas and also adjusted values have been compared with the average amounts. The results show that the evaluation of adjusted hydraulic conductivity method leads to the highest precision.

Key words : Geostatistics, Hydraulic conductivity, Interpolation, Kriging, Sistan plain, Soil, TPSS, Weighted moving average.