

ارزیابی تغییرات مکانی نفوذ آب به خاک و پارامترهای مدل‌های مربوطه با استفاده از زمین‌آمار (مطالعه موردی: دشت منصورآباد)

رویا آزادی‌خواه^{۱*}، محمد صدقی اصل^۱، ابراهیم ادهمی^۱، حمیدرضا اولیایی^۱،
علی داد کرمی^۲ و شاهرخ سعدی پور^۳

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۸/۳۰؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۵/۲۷)

چکیده

مطالعه حاضر با هدف ارزیابی توزیع مکانی نفوذ آب به خاک با استفاده از زمین‌آمار در مقیاس ناحیه‌ای روی ۴۰۰ هکتار از اراضی دشت منصورآباد واقع در شهرستان لارستان از توابع استان فارس انجام گرفت. در این پژوهش در ۷۸ نقطه به صورت شبکه‌ای منظم به فواصل ۱۰۰×۱۰۰ متر نمونه‌برداری و اندازه‌گیری‌ها انجام شد و با استفاده از نرم‌افزارهای GS+ و ArcGIS بهترین مدل واریوگرامی از بین مدل‌های خطی، نمایی، گوسی و کروی با بیشترین R^2 و کمترین خطا تعیین شد. بدین منظور ویژگی‌های نفوذ آب به خاک (cm/min) با استفاده از روش استوانه دوگانه، هدایت الکتریکی (ds/m)، اسیدیته، درصد رطوبت اشباع، درصد اندازه ذرات (شن، سیلت و رس)، مقدار کلسیم، منیزیم و سدیم و توزیع مکانی پارامترهای نفوذ آب به خاک مدل‌های کوستیاکوف و فیلیپ اندازه‌گیری و با استفاده از روش‌های زمین‌آمار درونیابی و پهنه‌بندی شد. نتایج نشان داد، در بین ویژگی‌های مختلف، شدت نفوذ آب به خاک (i) بیشترین ضریب تغییرات (۲/۲۷۴) را داشت و تصمیم‌گیری بر اساس روش‌های میانگین‌گیری معمول خطای فراوانی را همراه خواهد داشت. در بین مدل‌های نفوذ آب به خاک، مدل کوستیاکوف و فیلیپ به ترتیب بهترین مدل تجربی و فیزیکی در منطقه بودند. بهترین مدل نیم‌تغییر نما برای شدت نفوذ نهایی، ضرایب S و A مدل فیلیپ و ضریب a مدل کوستیاکوف گوسی و برای ضریب b مدل کوستیاکوف نمایی بود. ساختار مکانی شدت نفوذ و ضرایب نفوذ a و b مدل کوستیاکوف و ضرایب S و A مدل فیلیپ قوی بود. بهترین میان‌یاب برای شدت نفوذ روش کوکریجینک با فاکتور کمی درصد سیلت، برای ضریب S مدل فیلیپ، روش وزن دادن عکس فاصله (IDW)، برای ضرایب a و b مدل کوستیاکوف، به ترتیب روش کوکریجینک و IDW بود.

واژه‌های کلیدی: پارامترهای خاک، پهنه‌بندی، کوکریجینک، کوکریجینک، وزن دادن عکس فاصله.

۱. گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه یاسوج

۲. مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان فارس، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، شیراز

۳. گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شاهد

*: مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: roya.azadikhah93@gmail.com

مقدمه

نفوذپذیری یک ویژگی کلیدی در کنترل عملکرد گیاهان زراعی، انتقال آب و املاح در نیم‌رخ خاک، طراحی سیستم‌های آبیاری، افزایش راندمان مصرف و کاهش تلفات آب است. شدت نفوذ به علت تغییرات مکانی خواص فیزیکی خاک مؤثر بر آن، می‌تواند از مقادیر خیلی کم تا خیلی زیاد تغییر کند (۱۰). به این علت چندین مدل برای تعیین شدت نفوذ پیشنهاد شده است. از رایج‌ترین این مدل‌ها، می‌توان به مدل تجربی کوستیاکوف (۱۹۳۲) و مدل فیزیکی فیلیپ (۱۹۵۷) اشاره کرد (۱۴ و ۲۰). از سوی دیگر تخمین شدت نفوذ و پارامترهای مدل در مقیاس ناحیه‌ای با صحت قابل قبول و با حداقل اندازه‌گیری صحرائی بسیار مهم است. فولادمند و مظلوم با مقایسه نفوذ آب در خاک در روش‌های تک‌استوانه و استوانه‌های مضاعف به این نتیجه رسیدند مقادیر نفوذ تجمعی آب در خاک و سرعت نفوذ آب در خاک در روش تک‌استوانه بیشتر از روش استوانه‌های مضاعف است. همچنین نتایج نشان داد که روابط به دست آمده برای تخمین نفوذ تجمعی از آزمایش استوانه‌های مضاعف بر مبنای آزمایش تک‌استوانه مناسب هستند (۷).

غلامی و همکاران با بررسی روش‌های تجربی نفوذ آب به خاک به منظور دستیابی به بهترین مدل برای تعیین نفوذ آب در خاک با استفاده از روش استوانه‌های مضاعف که یک روش صحرائی است و با استفاده از پارامترهای مشاهده‌ای زمان، نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ، پارامترهای نفوذ تجمعی برآوردی، سرعت نفوذ برآوردی و متوسط سرعت نفوذ به وسیله مدل‌های فیزیکی فوق محاسبه و مقدار کارایی هر مدل تعیین شد. در نهایت مشخص شد که مدل کوستیاکوف بیشترین کارایی را داشته و به عنوان بهترین مدل برآورد نفوذ تجمعی، سرعت نفوذ و متوسط سرعت نفوذ برآوردی معرفی شد و مدل‌های SCS و فیلیپ بعد از آن بهترین مدل بوده است (۸). یکزیان و همکاران در پژوهشی که با هدف ارزیابی دقت برخی از روش‌های زمین‌آماری در برآورد تغییرات مکانی سرعت نفوذ نهایی با استفاده از روش استوانه‌های مضاعف روی ۷۵ نمونه انجام

دادند از سه روش وزن دادن عکس فاصله با توان یک تا سه، کریجینگ معمولی و کوکریجینگ با متغیر کمکی سیلت و ماده آلی در درون‌یابی سرعت نفوذ نهایی استفاده کردند، نتایج ایشان نشان داد که آماره‌های میانگین مطلق و اریب خطا، تخمین صحیح‌تر هر دو روش کریجینگ و کوکریجینگ، نسبت به روش وزن دادن عکس فاصله در برآورد سرعت نفوذ نهایی را نشان می‌دهد. در ضمن استفاده از متغیر کمکی سیلت در روش کوکریجینگ، توانسته خطای تخمین را ۱۴ درصد نسبت به روش کریجینگ کاهش دهد (۳۲).

تغییرات مکانی شدت نفوذ را می‌توان با روش‌های زمین‌آمار مانند نیم‌تغییرنما کمی کرد. افزون بر آن، در صورت وجود همبستگی بالا بین ویژگی‌های زودیافت خاک و پارامترهای نفوذ، می‌توان از این ویژگی‌ها به عنوان متغیر کمکی به منظور تخمین بهتر پارامترهای نفوذ در مکان‌های فاقد داده بهره برد. ویرا و همکاران با ارزیابی تغییرات مکانی شدت نفوذ، چگونگی استفاده از توابع خود همبستگی در تعیین حداقل تعداد نمونه لازم برای مطالعات شدت نفوذ را نشان دادند (۲۸). عالمی و همکاران با تلفیق روش‌های زمین‌آماری کریجینگ و کوکریجینگ برای ارزیابی خواص آب خاک نشان دادند که استفاده از کوکریجینگ، برای تخمین هدایت هیدرولیکی واریانس تخمین کمتری نسبت به روش کریجینگ داشت (۱). مرآتی و همکاران به منظور پیش‌بینی پراکنش مکانی پارامترهای موجود در آب‌های زیرزمینی در محدوده مورد مطالعه به منظور درون‌یابی از روش‌های کریجینگ و IDW و به منظور انتخاب مدل مناسب از شاخص RSS استفاده کردند، سپس با استفاده از تکنیک ارزشیابی متقابل و روش‌های ارزیابی خطا، نظیر ME و RMSE مناسب‌ترین روش درون‌یابی را انتخاب کردند. نتایج نشان داد که برای پهنه‌بندی پارامترهای مذکور روش کریجینگ معمولی با مدل نمایی بر سایر روش‌ها ارجحیت داشته است (۱۶).

ولی‌زاده کامران و همکاران با هدف تعیین مناسب‌ترین روش درون‌یابی به منظور تحلیل مکانی تغییرات هدایت

مواد و روش‌ها

دشت منصورآباد با مساحت ۵۱/۹ کیلومتر مربع از توابع شهرستان لارستان واقع در جنوب غربی استان فارس و در محدوده جغرافیایی ۲۸ درجه و ۱۳ دقیقه و ۲۰ ثانیه تا ۲۸ درجه و ۱۵ دقیقه و ۲۰ ثانیه عرض شمالی و ۵۴ درجه و ۱ دقیقه و ۲۰ ثانیه تا ۵۴ درجه و ۲ دقیقه و ۴۰ ثانیه طول شرقی قرار دارد. در این پژوهش برای اندازه‌گیری میزان نفوذ آب به خاک در منطقه مورد مطالعه به وسعت ۴۰۰ هکتار، داده‌های نفوذ با استفاده از روش استوانه‌های دوگانه در ۷۸ نقطه اندازه‌گیری شد. با نصب استوانه دوگانه در خاک، برای کمک به حرکت عمودی آب در خاک و جلوگیری از حرکات جانبی آن، فضای بین دو استوانه را آب ریخته و سپس با گذاشتن پلاستیک به درون استوانه داخلی و ریختن آب به درون آن و همچنین آماده کردن خط‌کش و کرنومتر، آزمایش صورت گرفت. با برداشتن پلاستیک و قرار دادن خط‌کش و شروع زمان آزمایش، قرائت‌ها شروع شد و در فواصل مشخص زمانی از همدیگر قرائت آب نفوذ یافته درون استوانه داخلی انجام شد. قرائت‌ها در فواصل زمانی ۰/۵، ۱، ۲، ۳، ۵، ۱۰، ۱۵، ۳۰، ۴۵، ۶۰ و ۹۰ دقیقه انجام و تا ثابت شدن سرعت نفوذ در بین دو قرائت متوالی ادامه یافت. برای اندازه‌گیری ویژگی‌های خاک و لایه‌بندی آنها در منطقه مورد مطالعه، ابتدا نقشه ۱:۱۶۰۰۰ اراضی دشت مورد نظر با درج در محیط ArcGIS رقومی سازی و به فواصل ۱۰۰×۱۰۰ متر شبکه‌بندی و موقعیت نقاط روی نقشه مشخص شد.

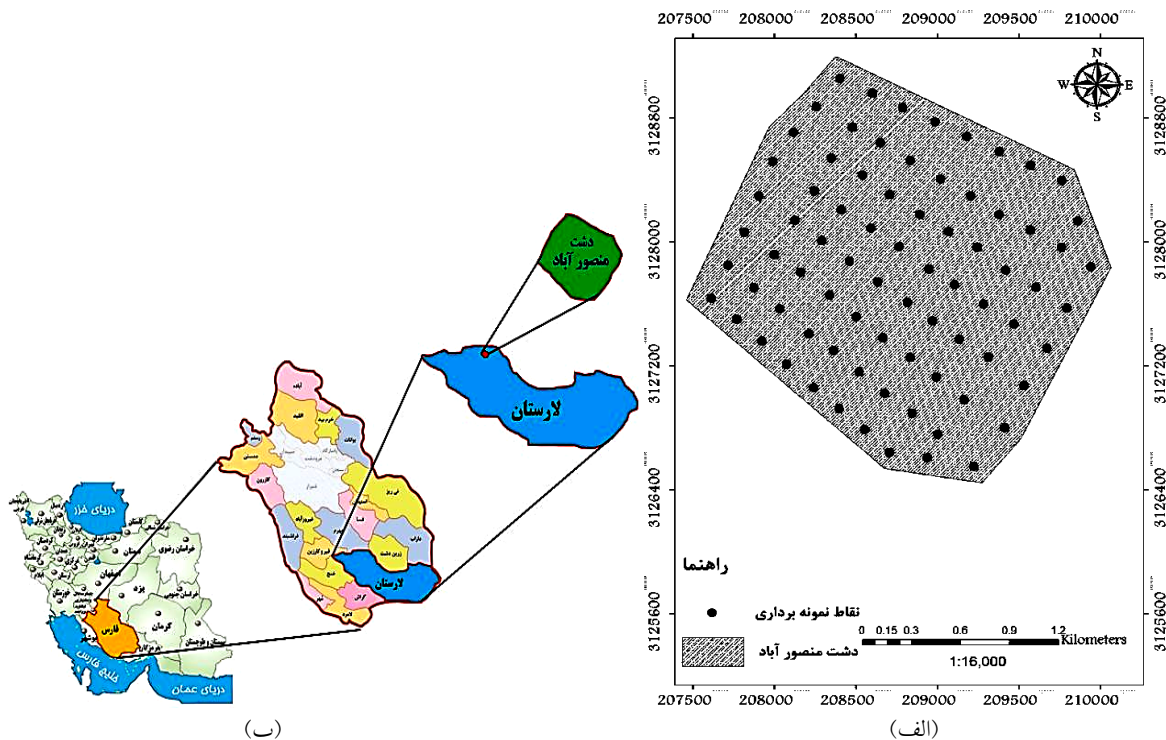
موقعیت نمونه‌های خاک در محل هر گره از شبکه نمونه برداری با سیستم موقعیت‌یاب جهانی (GPS) تعیین و در مجموع ۷۸ نمونه خاک تهیه و به آزمایشگاه انتقال یافت. در شکل (۱) موقعیت جغرافیایی دشت منصورآباد و نقاط نمونه برداری شده نشان داده شده است.

برای برآورد نفوذ آب به خاک، مدل‌های نفوذ کوستیاکوف، فیلیپ، گرین-امپت و هورتون با استفاده از آماره‌های میانگین اریب خطاها (MBE)، میانگین مطلق خطا (MAE)، میانگین

الکتریکی (EC) و نسبت جذبی سدیم (SAR) آب‌های زیرزمینی دشت شیرامین واقع در استان آذربایجان شرقی روش‌های زمین‌آماري مانند کریجینگ ساده (SK)، کریجینگ معمولی (OK)، کریجینگ گسسته و کوکریجینگ را مورد استفاده قرار دادند. برای بررسی همبستگی مکانی داده‌ها، واریوگرام‌های تجربی هر یک از متغیرها و واریوگرام متقابل آنها را محاسبه و ترسیم کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داده که روش کریجینگ ساده به دلیل ضریب همبستگی بالاتر و RMSE پایین‌تر نسبت به سایر روش‌ها برای تهیه نقشه تغییرات EC و SAR در منطقه مناسب‌ترین روش گزارش شده است (۲۶).

واکلین و همکاران گزارش کردند که تلفیق اندازه‌گیری‌های صحرائی نفوذسنج فشاری گلف با زمین‌آمار، روشی کارآمد برای تعیین تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع در یک خاک لومی است (۲۷). مالانت و همکاران با استفاده از تغییرنمای دو جانبه، ارتباط تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع با منافذ بزرگ را نشان دادند (۱۵).

سپاسخواه و همکاران با تحلیل زمین‌آماري به این نتیجه رسیدند که به شرط وجود ساختار مکانی، کریجینگ از توانایی کافی برای پیش‌بینی ضریب جذبی مدل فیلیپ برخوردار است (۲۳). اراشین در مقایسه کریجینگ ساده و کوکریجینگ برای تخمین شدت نفوذ در مناطقی با داده‌های محدود نشان داد که روش کوکریجینگ بر کریجینگ ساده برتری داشته و در این بین جرم ویژه ظاهری خاک زیرین، مهم‌ترین متغیر کمکی برای پیش‌بینی شدت نفوذ بوده است (۶). اویان و کای از روش‌های زمین‌آماري به‌عنوان یک ابزار مناسب تصمیم‌گیری در فرایندهای هیدرولوژی، کمی‌سازی تغییرات مکانی و پهنه‌بندی غلظت نیترات در آب زیرزمینی استفاده کردند (۲۵). این پژوهش با هدف: (۱) کمی‌سازی تغییرات مکانی نفوذ آب به خاک، (۲) ارزیابی همبستگی مکانی پارامترهای نفوذ و خواص فیزیکی و شیمیایی خاک و (۳) مقایسه روش‌های زمین‌آماري، وزن دادن عکس فاصله، کریجینگ و کوکریجینگ در درون‌یابی مکانی پارامترهای مدل‌های نفوذ انجام شد.



شکل ۱. شمایی از دشت منصورآباد و نقاط نمونه برداری شده و (ب) موقعیت جغرافیایی دشت منصورآباد

صفر باشد. مقادیر مثبت یا منفی نشان دهنده بیش برآوردی و یا کم برآوردی نسبت به مقدار واقعی است. آماره های MAE، MSE و RMSE معیاری از صحت برآورد هستند. هر روشی که از کوچک ترین مقدار این آماره ها برخوردار باشد از توانایی بیشتری در صحت برآوردها برخوردار است (۳۱).

در مدل کوستیاکوف (۱۹۳۲) به منظور محاسبه نفوذ تجمعی از رابطه زیر استفاده شد (۱۴):

$$I(t) = at^b \quad (۵)$$

که در آن $I(t)$ نفوذ تجمعی (L) و t زمان (T) است. a و b پارامترهای مدل کوستیاکوف هستند. با مشتق گرفتن از معادله (۱)، می توان شدت نفوذ را محاسبه کرد:

$$i(t) = abt^{b-1} \quad (۶)$$

مدل فیلیپ دارای پایه نظری بوده و نفوذ تجمعی و شدت نفوذ در آن به ترتیب با معادلات (۳ و ۴) قابل بیان است (۲۰):

$$I(t) = St^{\frac{1}{2}} + At \quad (۷)$$

مربعات خطاها (MSE) و ریشه میانگین مربعات خطاها (RMSE) با یکدیگر مقایسه شد و نتیجه این شد که در کاربری کشاورزی دقت مدل های هورتون و کوستیاکوف در برآورد سرعت نفوذ و نفوذ تجمعی بالا است. به همین دلیل بهترین مدل نفوذ آب به خاک انتخاب و مورد استفاده قرار گرفت.

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z^*_{(x_i)} - Z_{(x_i)}) \quad (۱)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Z^*_{(x_i)} - Z_{(x_i)}| \quad (۲)$$

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Z^*_{(x_i)} - Z_{(x_i)}]^2 \quad (۳)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z^*_{(x_i)} - Z_{(x_i)})^2} \quad (۴)$$

در این روابط: $Z^*(x_i)$ مقدار برآورد شده متغیر، $Z(x_i)$ مقدار اندازه گیری شده متغیر و n تعداد نمونه هاست. آماره MBE میزان اریبی را نشان می دهد و در شرایط ایده آل باید مساوی

رتبه‌های به‌دست آمده، مناسب‌ترین مدل برای تخمین بهترین معادله نفوذ انتخاب شد. شیوه رتبه‌بندی این مدل‌ها بدین صورت است که در هر روش، مدلی که کمترین میزان معیار خطای RMSE و MBE (بدون در نظر گرفتن علامت منفی) را دارد، پایین‌ترین رتبه یعنی رتبه یک و به مدل‌ها یا ترکیبات ورودی دیگر در هریک از دسته‌های ورودی برحسب میزان معیار خطاهای مذکور، رتبه‌های دو الی آخر تعلق می‌گیرد. همچنین

مدل‌هایی که میزان معیار خطای آنها یکسان باشند، رتبه یکسان تعلق می‌گیرد. درنهایت پس از انتخاب مدل‌ها و مقایسه بین آنها، روش برتر در برآورد معادله نفوذ در منطقه مورد مطالعه انتخاب می‌شود (۱۳).

نتایج و بحث

توصیف‌های آماری داده‌ها شامل میانگین، واریانس، مقادیر بیشینه و کمینه، کشیدگی، چولگی و درصد ضریب تغییرات انجام شد که جدول (۱) خلاصه آماری نتایج مربوط به پارامترهای مورد بررسی را نشان می‌دهد. در جدول (۲) دقت مدل‌های مختلف نفوذ آب نشان داده شده است.

مقایسه ضریب تغییرات (معیار پراکندگی) این پارامترها نشان می‌دهد که پارامتر نفوذ آب (i) بیشترین میزان تغییرات (۲/۲۷۴) و پارامتر pH دارای کمترین میزان تغییرات (۰/۰۲۷) هستند. مقادیر ضریب تغییرات دیگر پارامترهای مورد بررسی نشان می‌دهد که داده‌های این پارامترها از یکنواختی مناسبی برخوردار است اما این در حالی است که پارامتر نفوذ آب به خاک (i) از پراکندگی بیشتری نسبت به دیگر پارامترها برخوردار هستند. دو آماره کشیدگی و چولگی نشان می‌دهند که پارامتر نفوذ آب توزیع نرمال ندارد که می‌باید از طریق روش‌های نرمال‌سازی این داده‌ها را نرمال کرد. اما داده‌های دیگر پارامترهای مورد مطالعه به توزیع نرمال نزدیک است ولی برای اطمینان از نرمال بودن داده‌ها نیاز به تست نرمال‌تبه برای داده‌ها است. پارامتر نفوذ آب بیشترین انحراف مقادیر آماره‌های

$$i(t) = \frac{-1}{\gamma} St^{\frac{-1}{\gamma}} + A \quad (8)$$

که در آنها A عامل انتقال یا نفوذپذیری نهایی (LT^{-1}) که به خواص خاک، رطوبت اولیه و رطوبت اشباع بستگی دارد و پارامتر S نیز ضریب توانایی جذب آب توسط خاک (LT^{-2}) است.

در مدل گرین-امپت (۱۹۱۱) برای محاسبه شدت نفوذ از رابطه زیر استفاده می‌شود (۹):

$$i(t) = K_0 + K_o \frac{(h+H)(\theta_s - \theta_i)}{I(t)} \quad (9)$$

K_0 : هدایت هیدرولیکی بخشی از خاکرخ در بالای جبهه نفوذ، θ_s و θ_i و به ترتیب رطوبت حجمی نزدیک به اشباع و رطوبت حجمی اولیه خاک است. مدل و پارامترهای فوق را می‌توان در قالب سه ضریب S و Ψ و k معرفی کرد. با توجه به معلوم بودن t و $I(t)$ گرفته شده از آزمایشات تجربی می‌توان ضرایب این مدل را برای دشت منصورآباد محاسبه کرد.

آماره‌های توصیفی کمینه، بیشینه، میانگین، میانه، چولگی، کشیدگی، انحراف معیار، ضریب تغییرات و ضریب همبستگی خطی (r) بین متغیرها با استفاده از نرم‌افزار SPSS تعیین شد. برای تخمین متغیرها در نواحی نمونه‌برداری نشده و پهنه‌بندی ویژگی‌ها از میان‌یاب کریجینگ و وزن دادن عکس فاصله (IDW) استفاده شد.

برای اعتبارسنجی روش‌های درونیابی و صحت برآوردها از روش اعتبارسنجی جک‌نایف استفاده شد. برای بیان خطای مطلق و ارزیابی برآوردها و انتخاب روش مناسب درونیابی از آماره‌های میانگین اریب خطاها (MBE)، میانگین مطلق خطا (MAE)، میانگین مربعات خطاها (MSE) و ریشه میانگین مربعات خطاها (RMSE) استفاده شد.

درنهایت برای انتخاب مناسب‌ترین مدل نفوذ، بر اساس معیارهای خطای ذکر شده، از روش رتبه‌بندی استفاده می‌شود. بدین معنی که به هر یک از مدل‌ها بر اساس معیارهای ذکر شده، رتبه‌ای داده می‌شود و در پایان پس از مقایسه مجموع

کشیدگی (۴۶/۲۸) و چولگی (۶/۲۹) را از توزیع نرمال و

جدول ۱. خلاصه آماری خصوصیات مورد مطالعه

ضریب تغییرات (%)	چولگی	کشیدگی	کمینه	بیشینه	واریانس	میانگین	تعداد نمونه	واحد	پارامتر
۲/۲۳	۶/۲۹	۴۶/۲۸	۰/۰۱۱	۰/۹۴	۰/۰۱	۰/۰۵۱	۷۸	cm/min	نفوذ آب به خاک
۱/۰۸	۱/۱۸	۰/۲۶	۳/۱۰	۱۳۰/۱۰	۱۴۴۸/۱۶	۳۵	۷۸	dS/m	هدایت الکتریکی خاک
۰/۲۴	-۰/۴۶	-۰/۶۵	۲۴/۰۰	۶۷/۰۰	۱۳۷/۵۷	۴۸/۲۱	۷۸	%	درصد رطوبت اشباع (SP)
۰/۰۲	-۰/۱۰	-۰/۹۴	۷/۰۰	۷/۷۹	۰/۰۴	۷/۳۷	۷۸	-	pH
۰/۲۵	-۰/۷۷	-۰/۱۵	۱۳/۰۰	۴۶/۰۰	۷۰/۲۹	۳۳/۱۲	۷۸	%	درصد رس
۰/۱۴	-۱/۴۳	۱/۲۷	۲۶/۰۰	۵۱/۰۰	۳۵/۳۸	۴۲/۲۵	۷۸	%	درصد سیلت
۰/۵۶	۱/۲۸	۰/۸۳	۴/۰۰	۶۰/۰۰	۱۹۴/۶۹	۲۴/۶۶	۷۸	%	درصد شن
۰/۹۰	۰/۹۳	-۰/۵۳	۸/۰۰	۱۴۰/۰۰	۱۷۹۷/۷۱	۴۶/۷۶	۷۸	mg/kg	کلسیم (Ca ²⁺)
۰/۸۹	۱/۰۶	-۰/۲۵	۴/۹۴	۸۱/۴۸	۵۴۸/۱۸	۲۶/۰۴	۷۸	mg/kg	منیزیم (Mg ²⁺)
۰/۹۰	۱/۰۵	-۰/۲۷	۰/۰۰	۳/۵۴	۱/۰۴	۱/۱۲	۷۸	mg/kg	سدیم (Na ⁺)

جدول ۲. مقایسه دقت مدل‌های نفوذ آب به خاک کوستیاکوف، فیلیپ، گرین-امپت و هورتون

مدل	R ²	MSE	MAE	MBE	MSDR	RMSE
کوستیاکوف	۰/۹۷	۱۶۷/۳۲	۴/۷۹	۴/۷۹	۰/۲۲	۱۲/۹۳
فیلیپ	۰/۹۴	۲۴۱/۰۲	۶/۱۷	۶/۱۲	۰/۳۲	۱۵/۵۲
هورتون	۰/۹۵	۲۲۹/۹۹	۵/۴۶	۵/۳۵	۰/۳۱	۱۵/۱۶
گرین-امپت	۰/۹۳	۲۵۶/۳۹	۶/۱۹	۶/۱۴	۰/۳۴	۱۶/۰۱

مدل‌های کوستیاکوف، کوستیاکوف-لویس و فیلیپ، مدل کوستیاکوف-لویس بهتر از بقیه گزارش شده است (۱۸).

با ترسیم نیم‌تغییرنمای تجربی و بررسی الگوی توزیع مکانی ویژگی‌ها جهت‌دار بودن و ناهمسان‌گردی آن بررسی شد. سپس بهترین مدل تئوری بر نیم‌تغییرنماها با در نظر گرفتن حداقل مربعات خطا و با داشتن R² بالاتر و مجموع مربعات باقی‌مانده‌های (RSS) کمتر انتخاب شد و پارامترهای مدل همسانگرد برای همه ویژگی‌ها تعیین شد که نتایج آن در جدول (۳) نشان داده شده است.

نسبت واریانس قطعه‌ای به آستانه $(\frac{C_0}{C_0+C})$ شاخصی از قدرت ساختار متغیرهای مکانی است اگر این نسبت کمتر از

خصوصیات درصد رس با مقدار کشیدگی (۰/۱۵۹-) و pH با مقدار ضریب چولگی (۰/۱۰۶-) کمترین انحراف را از توزیع نرمال در بین پارامترهای مورد بررسی از خود نشان دادند. برای نمایش گرافیکی توزیع داده‌ها هیستوگرام‌های فراوانی این خصوصیات نیز ترسیم شد که به دلیل محدودیت صفحات مقاله از ارائه آن خودداری شده است.

مدل کوستیاکوف در برآورد سرعت و نفوذ تجمعی در مقایسه با دیگر مدل‌ها از خطای کمتری برخوردار است، این مدل در مقایسه با مدل‌های فیلیپ، گرین-امپت و هورتون از روند پایدار و دقت بالاتری برخوردار است (جدول ۲). لذا در این پژوهش از مدل کوستیاکوف برای تخمین میزان نفوذ آب خاک استفاده شد. در بررسی نی و همکاران در چین از بین

۰/۲۵ باشد، متغیر از ساختار مکانی قوی و اگر نسبت بین ۰/۲۵ تا ۰/۷۵ قرار گیرد ساختار مکانی آن متوسط و اگر این نسبت

جدول ۳. آنالیز نیم‌تغییرنما برای پارامترهای مورد مطالعه

ویژگی	مدل انتخابی	اثر قطعه‌ای (Co)	مقدار آستانه (Sill)	دامنه تأثیر (A)	نسبت همبستگی مکانی (Co/Co+C)	ضریب تبیین	RSS
نفوذ آب	گوسی	۰/۰۰۰۳۸	۰/۰۰۰۲۴	۵۳۶	۰/۱۵	۰/۹۶	$6/187 \times 10^{-8}$
EC	گوسی	۰/۲۴	۱/۹۴	۵۷۴	۰/۱۲	۰/۹۹	۰/۰۱
%Sand	کروی	۰/۰۳۰	۰/۵۸	۳۱۱۰	۰/۰۵	۱/۰۰	$2/007 \times 10^{-5}$
%Silt	کروی	۱/۱۰	۵۳/۲۰	۲۳۴۶	۰/۰۲	۰/۹۹	۴/۰۶
%Clay	گوسی	۹/۷۰	۱۰۰/۴۰	۱۰۱۴	۰/۰۹	۰/۹۹	۱۲/۲
%SP	کروی	۱/۰۰	۲۰۱/۱	۲۲۸۲	۰/۰۰۰۴	۰/۹۹	۲۰۴
pH	گوسی	$2/97 \times 10^{-4}$	$7/05 \times 10^{-4}$	۵۸۰	۰/۴۲	۰/۹۵	$4/124 \times 10^{-9}$
Ca ²⁺	گوسی	۰/۲۷	۱/۱۵	۶۳۵	۰/۲۳	۰/۹۹	$1/083 \times 10^{-3}$
Mg ²⁺	گوسی	۰/۲۸	۰/۹۶	۵۱۸	۰/۲۹	۰/۹۹	$4/294 \times 10^{-4}$
Na ⁺	گوسی	۰/۰۰۰۱	۰/۰۵	۳۳۰	۰/۰۰۱	۰/۹۹	$5/644 \times 10^{-6}$
ضریب A	گوسی	۰/۱۴	۱/۸۵	۵۱۱	۰/۰۷	۰/۹۹	$4/225 \times 10^{-3}$
ضریب S	گوسی	۰/۰۰۱	۰/۴۸	۳۰۹	۰/۰۰۲	۰/۹۸	$1/548 \times 10^{-3}$
ضریب a	گوسی	۰/۰۲	۰/۵۳	۳۲۳	۰/۰۵	۰/۹۹	$7/082 \times 10^{-4}$
ضریب b	نمایی	۰/۰۰۱	۰/۰۰۶	۱۸۲	۰/۲۱	۰/۸۹	$2/036 \times 10^{-7}$

سیلت و درصد رطوبت اشباع خاک و مدل نمایی برای پارامتر ضریب نفوذ b با داشتن بالاترین مقدار R² و کمترین مقدار RSS بهترین برازش را بر تغییرنمای تجربی نشان داد. در حالی که در پژوهش ونگ و همکاران برای بیان ناهمگونی برخی ویژگی‌های خاک، مدل کروی برازش مناسبی داشته است (۳۰). از سوی دیگر با توجه به اینکه ضریب تبیین (R²) بهترین مدل‌های برازش داده شده بر نیم‌تغییرنمای تجربی برای همه پارامترها بالاتر از ۰/۵ هستند لذا می‌توان گفت که از همبستگی مکانی قوی برخوردار هستند، از این مدل‌ها برای میان‌یابی در روش کریجینگ و وزن دادن عکس فاصله استفاده شد. برای ارزیابی بهترین روش درون‌یابی برای پهنه‌بندی پارامترهای مورد مطالعه، میزان دقت و خطای (RMSE, MSDR, MBE, MAE, MSE) هر یک از روش‌های درون‌یابی در جدول‌های ۴، ۵، ۶ و ۷ نشان داده شده است.

بیش از ۰/۷۵ باشد، ساختار مکانی آن ضعیف خواهد بود (۴). اگر ضریب تبیین بهترین مدل برازش داده شده بر نیم‌تغییرنما کمتر از ۰/۵ باشد، همبستگی مکانی ضعیف تعریف می‌شود (۵). همان‌طور که در جدول (۴) دیده می‌شود پارامترهای نفوذ آب به خاک، درصد ذرات خاک (درصد شن، سیلت و رس)، درصد رطوبت اشباع، کلسیم، سدیم و ضرایب نفوذ a و b با داشتن نسبت واریانس قطعه‌ای به آستانه به ترتیب ۰/۰۷۹، ۰/۰۵۹، ۰/۰۲۰، ۰/۰۹۶، ۰/۰۰۰۴، ۰/۲۳۵، ۰/۰۰۱۶، ۰/۰۵۲، ۰/۲۱۶ و دارای ساختار مکانی قوی و خصوصیات منیزیم و pH خاک با داشتن نسبت واریانس قطعه‌ای به آستانه به ترتیب ۰/۴۹۹ و ۰/۴۲۱ از ساختار مکانی متوسط برخوردار هستند. برازش مدل تنوری بر تغییرنمای تجربی نشان داد که مدل گوسی برای ویژگی‌های: نفوذ آب به خاک، درصد رس، کلسیم، سدیم، pH و ضریب نفوذ a و مدل کروی برای پارامترهای درصد شن، درصد

میزان نسبت واریانس ساختاردار به کل را متأثر از میزان ضریب تغییرات آن ویژگی می‌دانند به طوری که با افزایش

جدول ۴. دقت تخمین گر کریجینگ معمولی مورد بررسی در تخمین مقادیر ویژگی‌های مورد بررسی

RMSE	MSDR	MBE	MAE	MSE	پارامتر	تخمین گر
۰/۰۳۴۶	۱/۶۲×۱۰-۶	-۰/۰۰۱	۰/۰۱۵	۰/۰۰۱۲	شدت نفوذ	کریجینگ معمولی
۰/۶۱۰۵	۰/۰۰۰۵	-۰/۰۰۰۶۵	۰/۳۹۴۵	۰/۳۷۲۸	نفوذ تجمعی	
۲۵/۳۸۹	۰/۸۶۹	۱/۰۹۸	۱۵/۶۲۵	۶۴۴/۶۲۶	EC	
۵/۴۰۱	۰/۰۳۹	۰/۳۲۹	۴/۱۴۹	۲۹/۱۷۹	%Sand	
۷۴/۳۴۲	۷/۴۵۴	-۲/۵۷۲	۱۷/۴۲۹	۵۵۲۶/۷	%Silt	
۳/۳۱۱	۰/۰۱۴	-۰/۰۷۶	۲/۵۲	۱۰/۹۶۳	%Clay	
۴/۸۵	۰/۰۳۱۷	-۰/۰۰۹۸	۳/۸۵۴	۲۳/۵۲۲	%SP	
۰/۱۵۶۰	۳/۲۸۵×۱۰-۵	۷/۵×۱۰-۵	۰/۱۲۰	۰/۰۲۴۳	pH	
۳۲/۱۸۹	۱/۳۹۷	-۰/۳۹۹	۲۳/۶۸۶	۱۰۳۶/۱	Ca ²⁺	
۳۴/۱۰۱	۱/۵۶۸	۳/۵۸۱	۱۴/۸۳۸	۱۱۶۲/۹	Mg ²⁺	
۰/۷۰۶۱	۰/۰۰۰۶	۰/۰۵۵	۰/۵۱۱	۰/۴۹۸	Na ⁺	
۰/۶۱۰۵	۰/۰۰۰۵	-۰/۰۰۰۶	۰/۳۹۴	۰/۳۷۲	ضریب S	
۰/۴۵۶۷	۰/۰۰۰۲	-۰/۰۰۰۳	۰/۲۵۴	۰/۲۰۸	ضریب a	
۴/۷۹۳	۰/۰۳۰	-۰/۱۶۶	۳/۵۹۱	۲۲/۹۷۷	ضریب b	

رطوبت حجمی رخ می‌دهد (۱۲). دامنه تأثیر همچنین می‌تواند تحت تأثیر افق مورد مطالعه خاک نیز باشد. بررسی تغییرات مکانی مقادیر رس، سیلت و شن در خاک‌های معدنی لهستان در سه افق ژنتیکی A، B و C نشان داده که شعاع تأثیر برای رس و شن همراه با افزایش عمق کاهش پیدا کرده است. در حالی که برای مقدار سیلت این شعاع در افق B حداکثر بوده است (۲).

به طوری که در این عمق، دامنه تأثیر از زمستان به تابستان افزایش داشته است. این نتایج نشان می‌دهد که این پارامتر علاوه بر نوع ویژگی، سیستم کشت و مدیریت منطقه و افق خاک می‌تواند متأثر از زمان مطالعه نیز باشد. بنابراین مقادیر دامنه تأثیر به دست آمده در این مطالعه برای خصوصیات فیزیکی خاک می‌تواند تحت تأثیر عوامل یاد شده تغییر کند اما آنچه که در بیشتر مطالعات نشان داده شده، این است که این پارامتر برای خصوصیات چون جرم ویژه ظاهری و نقاط رطوبتی، کمتر از تغییرات درصد ذرات خاک است.

درصد ضریب تغییرات این نسبت کاهش می‌یابد (۳). نتایج حاصل در این پژوهش، تا حدودی این نظر را تأیید می‌کند اما در مورد همه پارامترها صادق نیست. دامنه تأثیر (A)، که نشان‌دهنده دامنه‌ای است که ساختار تغییرات متغیر در آن شناخته شده است، برای ویژگی درصد شن (۳۱۰ متر) بیشترین و برای پارامتر ضریب نفوذ b (۱۸۲ متر) کمترین مقدار را دارا هستند.

این مقدار به طور نسبی برای برخی پارامترهای فیزیکی بیشتر از دیگری می‌تواند باشد. به عنوان مثال اقبال و همکاران، تغییرات مکانی ویژگی‌های فیزیکی خاک‌های الویال شامل، جرم ویژه ظاهری مقادیر رس، سیلت و شن، هدایت هیدرولیکی اشباع و مقدار رطوبت حجمی در هفت نقطه و برای سه عمق را بررسی کردند. آنالیزهای زمین آماری نشان داده که تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع و جرم ویژه ظاهری در فاصله کمتری نسبت به درصد شن، رس و مقدار

برای بررسی ناهمسانگردی نیز از تغییرنماهای جهت‌دار مختلف استفاده شد، بررسی این تغییرنماها نشان داد که

جدول ۵. دقت تخمین گر IDW (وزن دادن عکس فاصله) در تخمین مقادیر ویژگی‌های مورد بررسی

RMSE	MSDR	MBE	MAE	MSE	پارامتر	تخمین گر
۰/۰۴۳۱	$۲/۵۱ \times ۱۰^{-۶}$	-۰/۰۱۱	۰/۰۱۷	۰/۰۰۱۸	نفوذ آب	وزن دادن عکس فاصله
۰/۵۹۵۰	۰/۰۰۰۴	-۰/۱۲۱۱	۰/۳۲۳۲	۰/۳۵۴۰	نفوذ تجمعی	
۳۲/۶۷۸	۱/۴۴	-۱۲/۱۸۷	۱۹/۳۸۸	۱۰۶۷/۹۱	EC	
۷/۰۵۱	۰/۰۶۷	-۲/۳۳۴	۵/۴۷۶	۴۹/۷۲۹	%Sand	
۳/۳۶۳	۰/۰۱۵	۰/۲۱۹	۲/۵۷۸	۱۱/۳۱	%Silt	
۴/۰۴۱	۰/۰۲۲	۰/۶۰۵	۳/۲۸۷	۱۶/۳۳۷	%Clay	
۶/۳۳۴	۰/۰۵۴۱	۰/۶۷۳	۵/۲۱۵	۴۰/۱۲۱	%SP	
۰/۱۵۳۱	$۳/۱۶۴ \times ۱۰^{-۵}$	۰/۰۰۳	۰/۱۲۶	۰/۰۲۳۴	pH	
۳۰/۷۱۷	۱/۲۷۲	۰/۴۲۶	۲۴/۴۳	۹۴۳/۵۳	Ca ^{۲+}	
۲۰/۶۷۸	۰/۵۷۶	-۶/۹۶۶	۱۳/۲۷۲	۴۲۷/۶۱	Mg ^{۲+}	
۰/۹۱۹۹	۰/۰۰۱۱	-۰/۱۹۴	۰/۶۷۴	۰/۸۴۶	Na ⁺	
۰/۵۹۵۰	۰/۰۰۰۴	-۰/۱۲۱	۰/۳۲۳	۰/۳۵۴	ضریب S	
۰/۶۲۴۵	۰/۰۰۰۵	-۰/۱۳۲	۰/۳۴۴	۰/۳۹۰	ضریب a	
۰/۰۷۴۹	$۷/۵۷ \times ۱۰^{-۶}$	۰/۰۰۲	۰/۰۵۹	۰/۰۰۵	ضریب b	

جدول ۶. دقت تخمین گر کوکریجینگ در تخمین نفوذ آب به خاک (i)

RMSE	MSDR	MBE	MAE	MSE	پارامتر کمکی	پارامتر اصلی	تخمین گر
۰/۰۴۳۱	$۲/۵۱ \times ۱۰^{-۶}$	-۰/۰۱۱	۰/۰۱۷	۰/۰۰۱۸	%Sand	نفوذ آب به خاک	کوکریجینگ
۰/۰۳۴۴	$۱/۶ \times ۱۰^{-۶}$	-۰/۰۰۰۶	۰/۰۱۵۲	۰/۰۰۱۱	%Silt		
۰/۱۰۸۲	$۱/۵۸ \times ۱۰^{-۵}$	-۰/۰۱۱۱	۰/۰۲۷۱	۰/۰۱۱	%Clay		
۰/۰۳۴۹	$۱/۶۵ \times ۱۰^{-۶}$	-۰/۰۰۰۸	۰/۰۱۵۱	۰/۰۰۱۲	%SP		
۰/۰۳۴۷	$۱/۵۸ \times ۱۰^{-۶}$	-۰/۰۰۰۲	۰/۰۱۴۲	۰/۰۰۱۱۷	pH		
۸/۳۹۹۹	۰/۰۹۵۱	-۰/۶۱۸۶	۳/۴۶۶	۷۰/۵۵۹	ضریب A		
۰/۱۰۸۳	$۱/۵۸ \times ۱۰^{-۵}$	-۰/۰۰۰۹	۰/۰۲۷۶	۰/۰۱۱	ضریب S		
۰/۱۰۸۳	$۱/۵۸ \times ۱۰^{-۵}$	-۰/۰۰۰۹	۰/۰۲۷۶	۰/۰۱۱۷	ضریب a		
۰/۱۰۸۲	$۱/۵۸ \times ۱۰^{-۵}$	-۰/۰۱۱۱	۰/۰۲۷۱	۰/۰۱۱۷	ضریب b		

جدول ۷. دقت تخمین گر کوکریجینگ در تخمین پارامتر ضریب a

RMSE	MSDR	MBE	MAE	MSE	پارامتر کمکی	پارامتر اصلی	تخمین گر
۰/۴۷۶۲	۰/۰۰۰۳	-۰/۰۳۷۳	۰/۲۶۳۳	۰/۲۲۶۷	%Sand	ضریب a	کوکریجینگ
۰/۴۶۶۵	۰/۰۰۱۵	-۰/۰۳۶۵	۰/۲۶۳۳	۰/۲۳۶۶	%Silt		
۰/۴۵۹۳	۰/۰۰۰۲	-۰/۰۲۵۵	۰/۲۴۹۶	۰/۲۱۱۰	%Clay		
۰/۴۵۸۵	۰/۰۰۰۴	-۰/۰۰۱۸	۰/۰۱۴۰	۰/۲۲۱۱	EC		
۰/۴۷۶۰	۰/۰۰۰۳	۰/۰۳۷۷	۰/۲۶۳۷	۰/۲۲۶۶	%SP		
۰/۴۵۹۹	۰/۰۰۰۳	-۰/۰۲۳۵	۰/۲۴۹۸	۰/۲۱۲۰	pH		

ناهمسانگردی مشهودی برای این ویژگی‌ها وجود ندارد، لذا از تغییر نماهای همه جانبه در محاسبات درونیابی استفاده شد. بررسی وجود روند در تغییرنماها نیز نشان می‌دهد که از آنجا که مدل‌های برازش داده شده بر تغییرنمای تجربی هر یک از ویژگی‌ها مدل‌های سقف‌دار هستند و همچنین در تغییرنمای تجربی این ویژگی‌ها تناوب وجود ندارد بنابراین روند خاصی بر الگوی توزیع مکانی ویژگی‌ها وجود نداشت و لذا نیازی به استفاده از روش‌های درونیابی برای شرایط روند نیست.

پس از ترسیم نیم‌تغییرنما بر ویژگی‌های مورد بررسی، درونیابی مکانی برای هر یک از آنها با استفاده از روش‌های کریجینگ معمولی، وزن دادن عکس فاصله و کوکریجینگ انجام شد. با توجه به مدل‌های برازش داده شده بر تغییرنمای تجربی، بررسی همسانگردی و روند در نیم‌تغییرنمای ویژگی‌های مورد بررسی و همچنین ارتباط بین ویژگی‌ها، سه روش کریجینگ معمولی، روش وزن دادن عکس فاصله و روش کوکریجینگ برای درونیابی مقادیر خصوصیات مورد ارزیابی قرار گرفت، سپس از بهترین روش درونیابی (دقت بالاتر و خطای کمتر) برای پهنه‌بندی پارامترهای مورد مطالعه استفاده شد.

طی پژوهشی شوکلا و همکاران با اندازه‌گیری نفوذ به روش استوانه‌های دوگانه در منطقه اوهایو، واقع در کشور آمریکا، عملکرد ۱۰ مدل نفوذ آب به خاک شامل مدل‌های تخمینی تجربی و فیزیکی را در کاربری‌های مختلف اراضی بررسی کردند. نتایج نشان داد که در مقایسه با سایر مدل‌های مورد بررسی، مدل هورتون دارای بهترین عملکرد در بیان کمی فرایند نفوذ است. همچنین، نوع کاربری اراضی اثر معنی‌داری بر مقادیر پارامترهای مدل‌های مورد بررسی داشته است (۲۷). ولتر و گولارد سه روش میان‌یابی نزدیک‌ترین فاصله، کریجینگ معمولی و کوکریجینگ را برای برآورد منحنی رطوبتی خاک ارزیابی کردند. بر اساس نتایج به‌دست آمده، کریجینگ و کوکریجینگ نتایجی بهتر از روش نزدیک‌ترین فاصله داشتند (۲۹). آتست تغییرات جرم ویژه ظاهری خاک و رطوبت

ظرفیت مزرعه‌ای را در خاک‌های فرالوسول در کوبا بررسی کردند. در مطالعه مزبور درونیابی از طریق اطلاعات نقشه‌های خاک، روش زمین‌آماری کریجینگ و ترکیب این دو روش با یکدیگر صورت گرفته و به این نتیجه رسیدند که تفاوت مقادیر تخمینی نسبت به مقدار واقعی در روش استفاده از کریجینگ برای تخمین مقادیر هر دو این پارامترها بسیار کمتر از حالتی است که درونیابی بر مبنای اطلاعات حاصل از نقشه‌های خاک صورت می‌گیرد. همچنین نتایج بیانگر این بوده که تفاوت چندانی بین دقت روش ترکیبی و کریجینگ نسبت به استفاده از هر کدام از این دو روش به‌تنهایی وجود ندارد (۲۴).

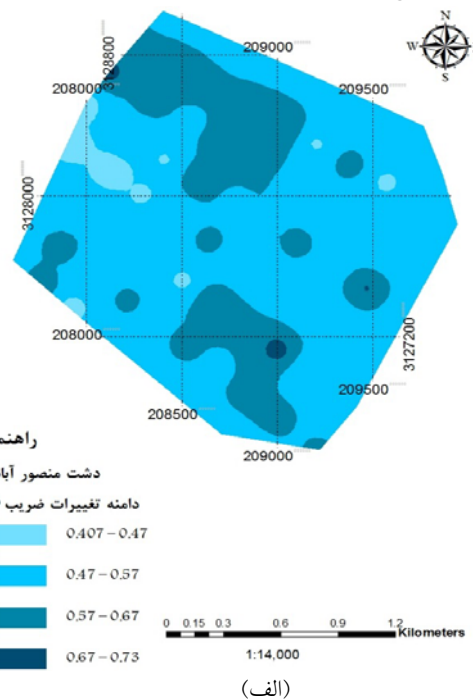
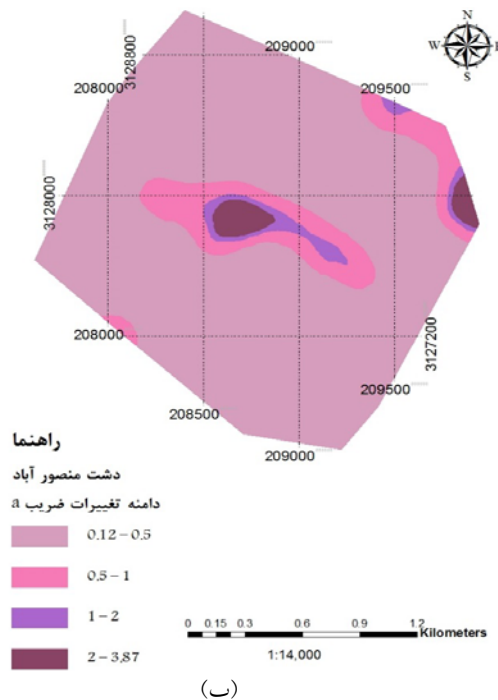
قسمت اعظم منطقه مورد مطالعه دارای ضریب a بین ۰/۱۲ تا ۰/۵ است و در قسمت‌های شمال شرقی و جنوب غربی این منطقه، ضریب b دارای مقادیر بیشتری است (شکل ۲). تغییر مکانی ویژگی‌های خاک و پوشش گیاهی، رفتار موجودات گیاهی و جانوری را تغییر داده و نفوذ آب به خاک را متغیر کرده است (۱۷).

در ارزیابی تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با استفاده از آمار مکانی، نشان داده شده که روش کریجینگ از دقت قابل قبول و بالاتری نسبت به دیگر روش‌های زمین‌آماری مورد بررسی برخوردار بوده است (۲۲). با توجه به کلاس‌بندی میزان آب‌گذری خاک که در سه بازه ضعیف ($\geq 0/075$ (m/day))، متوسط ($0/025-0/075$ (m/day)) و زیاد ($\leq 0/025$ (m/day)) قرار می‌گیرد (۱۱).

با توجه به نقشه‌های توزیع مکانی که در شکل‌های (۲ و ۳) نشان داده شده است و نقشه‌های پهنه‌بندی دیگر پارامترهای فیزیکی و شیمیایی که در قبل اشاره شد می‌توان نتیجه گرفت که بیشتر وسعت دشت مورد مطالعه دارای خاک‌هایی با شدت نفوذ متوسط است و بیشترین شدت نفوذ در خاک‌های قسمت جنوب شرقی این منطقه وجود دارد. به‌طورکلی خاک‌های منطقه مورد نظر از شدت نفوذ متوسطی برخوردار است که می‌توان این موضوع را تمام جوانب بخش کشاورزی اعم از مدیریت تولید، نوع کشت،

کشاورزی سنتی به سمت کشاورزی دقیق به‌کار گرفت.

نوع سیستم آبیاری، نوع محصول و... در نظر داشت و در حرکت از



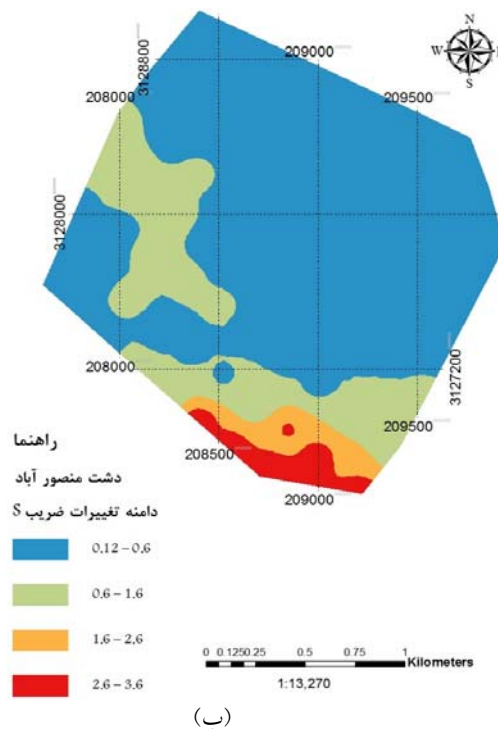
شکل ۲. الف) توزیع مکانی ضریب a کوستیاکوف با استفاده از روش کریجینگ و ب) توزیع مکانی ضریب b کوستیاکوف با استفاده از روش وزن دادن عکس فاصله

برآورد مستقیم برخی از پارامترهای خاک مانند سرعت نفوذ خاک، زمان بر و پر هزینه است. به همین دلیل می‌توان با استفاده از روش‌های زمین‌آماری، با صرفه‌جویی در وقت و هزینه، تخمین مناسبی از پارامتر مورد نظر در منطقه انجام داد. پژوهش حاضر در منطقه مورد نظر نشان می‌دهد که سرعت نفوذ آب در خاک، دارای وابستگی مکانی بالایی است. تغییر نماهای تجربی دارای دامنه تأثیر مشخصی بوده که نشان‌دهنده وجود ساختار مکانی هستند که به معنای عدم وجود روند در منطقه هستند. بهترین مدل برازش داده شده، مدل گوسی و نمایی و بهترین میان‌یاب برای شدت نفوذ روش کوکریجینگ است. از آنجا که توزیع اندازه ذرات تعیین‌کننده ویژگی‌های ساختمانی خاک و به تبع آن سرعت نفوذ آب به خاک است، بنابراین استفاده از متغیر ثانویه سیلت که بخش غالبی از کلاس بافتی خاک را نسبت به ذرات رس و شن تشکیل داده می‌تواند در بهبود

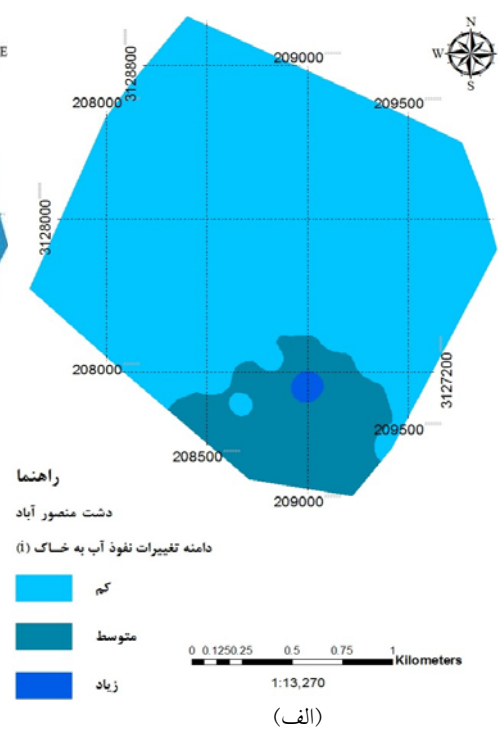
بررسی این نقشه‌ها نشان می‌دهد که خطای تخمین در پهنه‌هایی که تراکم نمونه‌برداری بیشتر است کاهش می‌یابد. همچنین مقادیر کمی این خطا به ما کمک می‌کند تا سطح اعتماد به داده‌ها تعیین شود و در صورت لزوم برای افزایش دقت در نمونه‌برداری تراکم تعداد نمونه‌ها در پهنه‌هایی که از دقت مورد نظر برخوردار نیستند، افزایش داده شود. این نقشه‌ها می‌تواند به منظور مدیریت دقیق‌تر و تفسیر فرایندها مورد استفاده قرار گیرند. به‌عنوان مثال رودریگز، تغییرات مکانی پارامترهای فرسایش‌پذیری خاک را بررسی کرد. نقشه‌های حاصل از درون‌یابی فاکتور فرسایش‌پذیری با روش کریجینگ معمولی و نقشه پیش‌بینی خطای تخمین، سهولت بیشتری در تفسیر فرسایش‌پذیری منطقه را نشان می‌دهد (۲۱).

نتیجه‌گیری

پارامترهای نفوذ آب به خاک در مقیاس‌های مختلف مکانی



تخمین تغییرات سرعت نفوذ نهایی مؤثر باشد. تخمین



شکل ۳. الف) توزیع مکانی شدت نفوذ آب به خاک (i) با استفاده از روش کریجینگ و ب) توزیع مکانی ضریب S مدل فیلیپ (ضریب جذب) با استفاده از روش وزن دادن عکس فاصله

اساس روش‌های میانگین‌گیری معمول خطای فراوانی را به همراه خواهد داشت. از طرفی به علت تغییرات شدید و دامنه کوتاه بودن تغییرات سرعت نفوذ، استفاده از روش‌های چند متغیره توجیه می‌شود. همانند دیگر روش‌های تجزیه و تحلیل آماری، زمین‌آمار نیز دارای نقاط قوت زیاد کاربردی و در عین حال دارای نقاط ضعف چندی است. اگرچه روش‌های زمین‌آمار مستقل از مقیاس بوده و بسط آنها به نواحی بزرگ‌تر باعث باطل شدن فرضیات آن نمی‌شود، لیکن باید به این نکته توجه داشت که تغییرات مورد نظر را بایستی با توجه به مقیاس مطالعاتی تفسیر کرد و بسته به مقیاس مطالعاتی آنها را به ابعاد منطقه‌ای و یا موضعی مرتبط کرد، در عین حال تجارب نشان داده که با بسط ناحیه مطالعاتی، پتانسیل سودمندی و کاربردی این روش‌ها کاهش می‌یابد.

برای کاربردهای مختلف زیست‌محیطی و مدیریت بهینه آب ضروری است. با توجه به نقشه‌های به‌دست آمده مقدار رس خاک از نیمه شرقی به سوی نیمه غربی افزایش نشان می‌دهد، با افزایش مقدار رس توانایی خاک در نگهداری آب افزایش می‌یابد. نتایج نشان داد که پارامترهای مدل‌های کوستیاکوف و فیلیپ در ناحیه مطالعه شده دارای همبستگی مکانی هستند. استفاده از روش کوکریجینگ برای درون‌یابی و پهنه‌بندی مشخصه‌های نفوذ با حداقل اندازه‌گیری و صحت مطلوب می‌تواند بسیار مؤثر باشد. مشکلات موجود در تخمین خصوصیات مهم خاک، در راستای انجام مدیریت بهینه، به‌خصوص در مورد پارامترهای پرهزینه و زمان‌بر، ما را ناگزیر به استفاده از روش‌های نوین می‌کند. همان‌طور که نتایج این پژوهش نشان داد، خصوصیت سرعت نفوذ نهایی دارای تغییرپذیری بسیار بالا در این محدوده بوده و تصمیم‌گیری بر

منابع مورد استفاده

1. Alemi, M. H., M. R. Shahriari and D. R. Nielson. 1988. Kriging and co-kriging of soil water properties. *Soil Technology* 1: 117-132.
2. Bernard, U. L. and U. Boguslaw. 2002. Spatial variability of soil particle size distribution in Poland. *In: Proceeding of the 17th wcss (USOWICZ ET LUKASZ & USOWICZ)*, 14-21, August 2002 Thailand.
3. Burgess, T. M. and R. Webster. 1980: Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties semi-variogram and punctual kriging. *Journal of Soil Science* 31: 315-331.
4. Cambardella, C. A., T. B. Moorman, J. M. Novak, T. B. Parkin, D. L. Karlen, R. F. Turco and A. E. Konopka. 1994. Fieldscale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Science Society of America* 58: 1501-1511.
5. Duffera, M., J. G. White and R. W. Weisz. 2007. Spatial variability of southeastern U.S. coastal plain soil physical properties: Implications for site-specific management. *Geoderma* 137: 327-339.
6. Ersahin, S. 2003. Comparing ordinary kriging and cokriging to estimate infiltration rate. *Soil Science Society of America* 67: 1848-1855.
7. Fouladmand, H. M. and H. Mazloun. 2010. Comparison of water infiltration in soil using single cylindrical and double cylindrical methods, *Journal of Rainwater Surface Systems* 1(2): 32-23.
8. Gholami, A.; M. Parehkar and N. Darbandi. 2016. Investigation of experimental methods of water infiltration in soil to achieve the best model in surface irrigation (an opportunity for sustainable agriculture). *In: Proceeding of the Second National Conference on Agriculture and Sustainable Development (Opportunities and Challenges)*, Shiraz, Islamic Azad University, Shiraz Branch, 1-9.
9. Green, W. H. and G. A. Ampt. 1911. Studies of soil physics: I. Flow of air and water through soils. *Agricultural Science* 4(1): 1-24.
10. Gupta, R. K., R. P. Rudra, W. T. Dickinson and D. E. Elrick. 1994. Modelling spatial pattern of three infiltration parameter. *Canadian Agricultural Engineering* 36: 9-13.
11. Heidarizadeh, M. 1989. Investigation of Leakage losses from irrigation canals. Master's thesis, Department of Irrigation and Rehabilitation Engineering, Faculty of Agriculture, University of Tehran.
12. Horton, R. E. 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of American Proceeding* 5: 399-417.
13. Karami, A.; Basirat, S. (2015). Evaluation of Spatial Variations of Some Surface Soil Characteristics in Arsanjan Plain. *Journal of Soil Research* 1(29): 59-69.
14. Kostiaikov, A. N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for the purposes of amelioration. *In: Proceeding of the Transactions of 6th Congress of Inter-National Society of Soil Science*. Moscow. Russian. PP: 17-21.
15. Mallants, D., B. P. Mohanty, A. Vervoort and J. Feyan. 1997. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. *Soil Technology* 10: 115-131.
16. Merati, A., A. Taheri Tizro and N. Parsafar. 2017. Qualitative zoning of groundwater resources using geostatistical and GIS methods (A case Study of Soleiman Shah watershed). *Journal of Soil and Water Science* 1(2): 237-248.
17. Neff, J. C., R. L. Reynolds, J. Belnap and P. Lamothe. 2005. Multi-decadal impacts of grazing on soil physical and biogeochemical properties in southeastern Utah. *Ecological Applications* 15: 87-95.
18. Nie, W., X. Ma and L. Fei. 2017. Evaluation of infiltration models and variability of soil infiltration properties at multiple scales. *Irrigation and Drainage* DOI: 10.1002/ird.2126.
19. Parchami Araghi, F., S. M. Mirlotfi, Sh. Ghorbani Dashtaki and M. H. Mahdian. 2010. Evaluation of some soil infiltration models in some soil texture classes and land uses. *Iranian Journal of Irrigation and Drainage* 2(4): 193-205.
20. Philip, J. R. 1957. The theory of infiltration-3: moisture profiles and relation to experiment. *Soil Science* 84(2): 163-178.
21. Rodriguez, R. P., M. J. Marques and R. Bienes. 2007. Spatial variability of the soil erodibility parameters and their relation with the soil map at subgroup level. *Science of the Total Environment* 378: 166-173.
22. Saadipour, Ch. 2015. Evaluation of spatial changes of soil hydraulic conductivity using spatial statistics (Case study: Laghar Plain). MSc. Thesis, Shahed University of Tehran.
23. Sepaskhah, A. R., S. H. Ahmadi and A. R. Nikbakht Shahbazi. 2005. Geostatistical analysis of sorptivity for a soil under tilled and no-tilled conditions. *Soil and Tillage Research* 83: 237-245.
24. Utset, A., T. Lopez and M. D'iaz. 2000. A comparison of soil maps, kriging and a combined method for spatially predicting bulk density and field capacity of ferralsols in the Havana-Matanzas Plain. *Geoderma* 96: 199-213.
25. Uyan, M. and T. Cay. 2010. Geostatistical methods for mapping groundwater nitrate concentrations. *In: Proceeding of the 3rd International Conference on Cartography and GIS*, Nessebar, Bulgaria. PP. 1-7.
26. Valizadeh Kamran, KH., Sh. Roustaei, T. Rahimpour and M. Nokhostin Rouhi. 2016. Determining the Most

- Appropriate Geostatistical Method for Groundwater Mapping (Case Study: Shiramin Plain, East Azerbaijan), *Journal of Hydro Geomorphology* 2(6), 17-32.
27. Vauclin, M., S. R. Vieira, G. Vachaud and D. R. Nielsen. 1983. The use of co-kriging with limited field observations. *Soil Science Society of America* 47: 175-184.
 28. Van Kuilemberg, J., J. De Gruijter, B. Marsman and J. Bouma. 1982. Accuracy of spatial interpolation between point data on soil moisture supply capacity, compared with estimates from mapping units. *Geoderma* 27: 311-325.
 29. Vieira, S. R., D. R. Nielsen and J. W. Bigger. 1981. Spatial variability of field-measured infiltration rate. *Soil Science Society of America* 45: 1040-1048.
 30. Voltz, M. and R. Webster. 1990. A comparison of kriging, cubic splines and classification for predicting soil properties from sample information. *Soil Science* 41: 473- 490.
 31. Voltz, M. and M. Goulard. 1994. Spatial interpolation of soil moisture retention curves, *Geoderma* 62: 109-123.
 32. Wang, L., G. S. Okin, K. K. Caylor and S. A. Macko. 2009. Spatial heterogeneity and sources of soil carbon in southern African savannas. *Geoderma* 149: 402-408.
 33. Yazdani, M., S. Chavoshi, K. Shirani and M. Khodagholi. 2006. Investigation of Drought Status Below Zayandehrood Watershed, *In: Proceeding of the First Regional Conference on Optimal Water Resources Management of Karayand Zayandehrood Basins, Shahrekord University.* 1704-1711.
 34. Yekzaban, A.; Shabanpour, M.; Davatgar, N.; Pirmoradian, N. (2015). Evaluating the Accuracy of Some Geostatistical Methods in Estimating Spatial Changes in Final Penetration Speed, *Journal of Soil and Water Conservation Research* 22(3): 221-229.

Evaluation of Spatial Variations of Soil Infiltration and its Models Parameters Using Geostatistics (A case study: Mansour Abad Plain)

R. Azadikhah^{1*}, M. Sedghiasl¹, E. Adhami¹, H. R. Owliaie¹,
A. Karami² and Sh. Saadipour³

(Received: February 4-2017 ; Accepted: September 10-2018)

Abstract

The aim of this study was to evaluate the spatial distribution of soil infiltration using geostatistics methods in a regional scale on 400 hectares of Mansour Abad Plain, in Larestan region, Fars Province. Sampling and parameters measurement were done for 78 points in a regular grid with a distance of 100*100 meters; for these variables, the best variogram model between linear, exponential, Gaussian and spherical models with the highest R² and the lowest error was determined using GS+ and ArcGIS software. In this study, soil infiltration (cm/min) using the double ring method and some other soil properties including soil electrical conductivity (dS/m), pH, saturation percentage (%SP), particle size percentage (sand, silt and clay), and calcium (meq/lit), magnesium (meq/lit), sodium (meq/lit) were measured and determined. The spatial distribution of Kostiakov and Philip models parameters and their zoning were determined using the geostatistic method. The results showed that, among different soil properties, the final infiltration rate had a high degree of variability in the study area, and the decision was based on the usual averaging methods, which could have a lot of error. Among applied infiltration models, Kostiakov model and Philip model were the best empirical and physical infiltration models, respectively, in the studied area. The best semivariogram model for the steady state infiltration rate was Philip model, with the coefficients of S and A, and a coefficient of Kostiakov model was gaussian; for the b coefficient, Kostiakov model was exponential. Spatial structure of the final infiltration rate, a and b coefficients of Kostiakov model, and S and A coefficients of the Philip model, was strong. The best interpolation method for the final infiltration rate was cokriging with the cofactor of silt percentage, for the S coefficient of Philip model was inverse distance weighting (IDW); for a and b coefficients of Kostiakov model, kriging and IDW were suitable, respectively.

Keywords: Cokriging, Inverse Distance Weighting, Kriging, Soil properties, Zoning

1. Department of Soil Science, Faculty of Agriculture, Yasouj University, Yasouj, Iran.
2. Fars Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, AREEO, Shiraz, Iran.
3. Department of Soil Science, Faculty of Agriculture, Shahed University, Tehran, Iran.
*: Corresponding Author, Email: roya.azadikhah93@gmail.com