



تعیین مناسب‌ترین مدل نفوذ به منظور بررسی تغییرپذیری مکانی پارامترهای نفوذ (مطالعه موردی: استان مازندران حوزه آبخیز داراب‌کلا)

۱. ابراهیم امیدوار* نویسنده مسئول، دانشجوی دکتری آبخیزداری، دانشگاه مازندران ebrahim_omidvar@yahoo.com
۲. عطاله کاویان استادیار گروه مهندسی مرتع و آبخیزداری، دانشگاه مازندران، ataollah.kavian@yahoo.com
۳. کریم سلیمانی استاد گروه مهندسی مرتع و آبخیزداری، دانشگاه مازندران، solaimani2001@yahoo.co.uk

چکیده

فرآیند ورود آب از سطح زمین به داخل خاک را نفوذ می‌گویند. طی سال‌های گذشته اهمیت فرآیند نفوذ به عنوان یک فرآیند مهم در چرخه هیدرولوژیک باعث شده که به منظور پیش‌بینی میزان نفوذ، مدل‌های عددی زیادی تو سعه پیدا نمایند. جدی‌ترین مسئله مربوط به مدل‌سازی نفوذ یک حوزه آبخیز این است که تغییرپذیری مکانی خاک، چگونه تفسیر شود. در این پژوهش ابتدا با استفاده از داده‌های میدانی ۲۷ آزمایش نفوذسنجی استوانه مضاعف، فرآیند نفوذ توسط مدل‌های مختلف نفوذ مدل‌سازی شده و مناسب‌ترین مدل از لحاظ برازش با داده‌های مشاهداتی در حوزه آبخیز داراب‌کلا انتخاب گردید. در ادامه با استفاده از تکنیک‌های زمین‌آمار، تغییرپذیری مکانی پارامترهای مناسب‌ترین مدل مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج نشان داد که از بین مدل‌های مختلف، مدل گرین - امپت با مقدار RMSE کمتر به عنوان بهترین مدل انتخاب شد. بنابراین پارامترهای هدایت هیدرولیکی اشباع (KS) و پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبتی خاک (Sw) برای تمامی نقاط مورد آزمایش محاسبه گردید. ارزیابی تغییرپذیری مکانی این پارامترها نشان داد که پارامتر Ks و Sw دارای میزان وابستگی مکانی به ترتیب ۰/۴۹ و ۰/۲۵ بودند. این ارقام بیان‌گر وابستگی مکانی متوسط هر دو پارامتر می‌باشد. همچنین بررسی نقشه‌های میان‌یابی این پارامترها نیز نشان داد که در قسمت‌های بالادست حوزه که کاربری جنگل وجود دارد، هدایت هیدرولیکی اشباع دارای مقادیر بیشتر (۱/۵۷-۲/۶۹ cm/hr) و پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبتی دارای مقادیر کمتری (۱۲/۱۲-۱۷/۳۷ cm) نسبت به سایر نقاط حوزه می‌باشد.

تاریخ دریافت:

تاریخ پذیرش:

واژه‌های کلیدی: نفوذ، مدل گرین-امپت، زمین‌آمار، حوزه آبخیز داراب‌کلا

۱- مقدمه

فرآیند ورود آب از سطح زمین به داخل خاک را نفوذ می‌گویند. نفوذ به عنوان یک فرآیند مهم در چرخه هیدرولوژیکی، می‌تواند به رواناب سطحی اضافه شود و یا آب‌های زیرزمینی را تغذیه نماید (Hsu et al., 2002). هنگامی که میزان بارندگی از میزان نفوذ تجاوز نماید، رواناب سطحی ایجاد می‌گردد. بنابراین حجم و زمان‌بندی رواناب تولید شده به وسیله فرآیند نفوذ کنترل می‌شود که این فرآیند نیز تابعی از خصوصیات هیدرولیکی خاک، شرایط مرزی سطحی و شرایط رطوبت اولیه خاک می‌باشد (Moody et al., 2009). همچنین فرآیند نفوذ وظیفه انتقال مقداری از بارش به سیستم خاک برای دسترسی ریشه گیاه را نیز به عهده دارد. با ملاحظه رابطه بین نفوذ و آب موجود در خاک، در مناطقی - مانند عرصه‌های طبیعی - که بارندگی تنها منبع تأمین آب موجود در خاک می‌باشد، اهمیت درک فرآیندها و الگوهای نفوذ مهم می‌گردد (Wang et al., 2008). میزان نفوذ نشان می‌دهد که چه مقدار از آب وارد منطقه غیراشباع خاک شده و چه مقدار از آن به رواناب تبدیل می‌گردد (Hillel, 1998). کاهش سرعت نفوذ دلیل اصلی ایجاد رواناب و فرسایش خاک می‌باشد (Hemmat et al., 2007). طی سال‌های گذشته اهمیت فرآیند نفوذ باعث شد که به منظور پیش‌بینی میزان نفوذ، مدل‌های عددی زیادی توسعه پیدا نمایند (Machiwal et al., 2006). محدوده این مدل‌ها از مدل‌های تجربی (کوستیاکوف^۱، هورتون^۲، هولتان^۳) تا مدل‌های با مبنای فیزیکی (گرین-امپت^۴، فیلیپ^۵ و ...) می‌باشد.

Philip (1969) و همچنین Swartzendruber و Hillel (1973) مدل‌های مختلف نفوذ را به صورت گسترده مرور نموده و مورد انتقاد قرار دادند. Ravi و Williams (1998) نیز خلاصه‌ای از مدل‌های تجربی مختلف، مدل گرین - امپت و مدل‌های مبتنی بر معادله ریچاردز را ارائه نمودند. در بیشتر مطالعات از چندین مدل نفوذ اجرا شده برای داده‌های صحرائی، تنها تعداد کمی از آن‌ها قابلیت کاربرد موفق را دارند. به منظور ترجیح انتخاب یک مدل نسبت به سایر مدل‌ها، سهولت برآورد پارامترهای مدل یکی از مهم‌ترین معیارها می‌باشد.

جدی‌ترین مسئله مربوط به مدل‌سازی نفوذ یک حوزه آبخیز این است که تغییرپذیری مکانی خاک، چگونه تفسیر شود (Machiwal et al., 2006). مطالعات قبلی (Nielsen et al., 1973; Carvallo et al., 1976; Warrick et al., 1976; Keisling et al., 1977)، نشان داده که تغییرپذیری مکانی در اراضی کشاورزی سبب ایجاد تغییرپذیری زیادی در فرآیند نفوذ می‌گردد. تغییرپذیری مکانی می‌تواند با استفاده از تکنیک‌های مختلفی برآورد گردد که بارزترین آن‌ها روش‌های زمین آمار می‌باشد (حسنی پاک، ۱۳۷۷). در سه دهه اخیر پیشرفت‌های زیادی در تئوری آمار مکانی حاصل شده که منجر به شناخت بهتری از تغییرپذیری خاک شده است (Machiwal et al., 2006). زمین آمار شاخه‌ای از آمار است که در آن مختصات مکانی داده‌های مربوط به جامعه تحت بررسی و به تبع آن ساختار فضایی آن‌ها، مورد مطالعه قرار می‌گیرد. از دیدگاه زمین آمار هر نمونه تا یک حداکثر فاصله‌ای معین با نمونه‌های اطراف خود ارتباط فضایی دارد، این فاصله حداکثر، دامنه تأثیر نامیده می‌شود که دارای اهمیت فراوانی است. امروزه روش‌های زمین آماری علی‌رغم پیچیدگی آن‌ها به دلیل کاربرد نرم‌افزارهای کامپیوتری در شاخه‌های مختلف علوم به خصوص علوم محیطی و منابع طبیعی کاربرد فراوانی دارد (حسنی پاک، ۱۳۷۷).

مطالعات تجربی زیادی نشان داده است که خواص هیدرولیکی خاک حتی در واحدهای مشابه خاک نیز به طور قابل ملاحظه‌ای تغییر می‌نماید (Nielsen et al., 1973; Comenga & Vitale, 1973)، به خصوص هدایت هیدرولیکی خاک که ممکن است دارای ضریب تغییرات بالاتر از ۱۰۰٪ باشد. (Machiwal et al., 2006) طی پژوهشی در حوزه آبخیز خاراگپور ۶ هند، پس از بررسی کارایی مدل‌های مختلف نفوذ، تغییرپذیری مکانی پارامترهای مدل مناسب را با استفاده از داده‌های مربوط به تعداد ۲۴ آزمایش نفوذسنجی کمی نمودند. نتایج تحقیق آن‌ها نشان داد که از بین مدل‌های نفوذ گرین-امپت، دوجمله‌ای فیلیپ، کوستیاکوف-لوئیس و کوستیاکوف، مدل نفوذ دوجمله‌ای فیلیپ بهترین برازش را با داده‌های مشاهداتی داشته است. سایر نتایج آن‌ها نیز حاکی از این بود که پارامترهای

۱- Kostiaikov

۲- Horton

۳- Holtan

۴- Green-Ampt

۵- Philip

۶- Kharagpur

مدل مذکور دارای تغییرات وسیعی در سطح حوزه مورد مطالعه بوده و نتیجه نهایی اینکه منطقه مورد مطالعه آن‌ها دارای تغییرپذیری مکانی بالایی بوده است.

در ایران نیز مطالعاتی روی مدل‌های مختلف نفوذ و تغییرات مکانی پارامترهای نفوذ انجام پذیرفته است. از جمله: نشاط و پاره‌کار (۱۳۸۶) پس از بررسی روش‌های مختلف تعیین سرعت عمودی نفوذ در ۸۲ منطقه از کشور، برای زمان‌های شبیه‌سازی طولانی‌تر مدل‌های فیلیپ و SCS و برای تمامی شرایط به صورت کلی مدل کوستیاکف را به عنوان مناسب‌ترین مدل معرفی نمودند. این نتایج در مورد مدل کوستیاکوف با یافته‌های سپهوند و همکاران (۱۳۸۹) در منطقه‌ای از استان ایلام که در مقادیر مختلف رطوبت خاک تخمین بهتری نسبت به سایر مدل‌ها داشته، مطابقت دارد. همچنین نتیجه نهایی در هر دو پژوهش تو صیه مدل کوستیاکف و فیلیپ برای تخمین نفوذپذیری می‌باشد.

قربانی دشتکی و همکاران (۱۳۸۹) تأثیر تغییر کاربری بر تغییرات مکانی پارامترهای مدل نفوذ فیلیپ را در منطقه تنگ نثارین استان چهارمحال و بختیاری بررسی نمودند. نتایج آن‌ها نشان داد که در مراتع تخریب نشده پارامترهای مدل نفوذ فیلیپ دارای ساختار مکانی قوی بوده به گونه‌ای که تنها ۱۰ درصد از تغییرات پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع و ۳۵ درصد تغییرات پارامتر ضریب جذب خاک تصادفی می‌باشد. همچنین مدل مناسب تغییرنا در مورد هر دو پارامتر مدل کروی بوده و هر دو پارامتر در کاربری‌های مختلف دارای ناهمسانگردی می‌باشند.

محمدی کنگرانی و همکاران (۱۳۹۰) ارتباط بین تغییر کاربری اراضی و میزان نفوذپذیری خاک را در حوزه آبخیز جنگلی نکارود بررسی نمود. نتایج آن‌ها نشان داد که بیشترین دامنه نفوذ متعلق به کاربری جنگل و کمترین آن متعلق به کاربری کشاورزی بوده و همچنین مدل نفوذ هورتون برای محاسبه میزان نفوذ، مناسب می‌باشد.

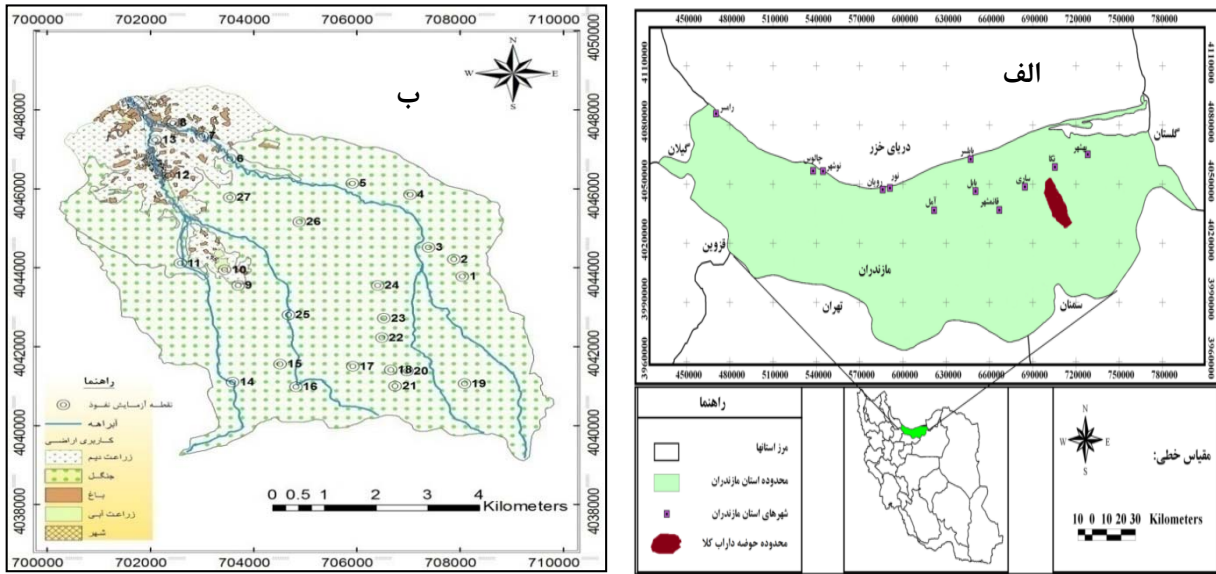
در این پژوهش ابتدا با استفاده از داده‌های میدانی نفوذسنج استوانه مضاعف، فرآیند نفوذ توسط مدل‌های مختلف مدل سازی و ارزیابی شده، و بهترین مدل از لحاظ برازش با داده‌های م‌شاهداتی در منطقه مورد مطالعه انتخاب می‌گردد. در ادامه با استفاده از تکنیک‌های زمین آمار، تغییرپذیری مکانی پارامترهای مختلف مدل نفوذ انتخاب شده مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. نتایج این مطالعه می‌توانند برای برنامه‌ریزی و مدیریت حوزه آبخیز داراب کلا مفید باشد.

۲- مواد و روش

۲-۱ منطقه مورد مطالعه

به منظور پیش‌برد مراحل اجرای این پژوهش یکی از زیر حوزه‌های مربوط به حوزه آبخیز داراب کلا واقع در استان مازندران به عنوان منطقه مورد مطالعه انتخاب گردید. این حوزه از سمت جنوب به رشته‌کوه‌های البرز و حوزه آبخیز زارمرود (از سر شاخه‌های تجن)، از غرب به حوزه آبخیز تجن، از شرق به حوزه آبخیز نکارود منتهی شده و از سمت شمال دارای خروجی به سمت دریای خزر می‌باشد. از لحاظ مختصات جغرافیایی حوزه مذکور در محدوده بین $54^{\circ} 09' 53''$ تا $53^{\circ} 21' 40''$ طول شرقی و $36^{\circ} 27' 55''$ تا $39^{\circ} 08' 36''$ عرض شمالی قرار دارد. مساحت این حوزه ۵۷۲۷ هکتار می‌باشد.

در قسمت جنوبی حوزه بیشتر اراضی شامل مناطق جنگلی انبوه و نیمه انبوه و همچنین در قسمت شمالی، غربی، مرکزی و تا حدودی شرق بیشتر مناطق شامل اراضی زراعی می‌باشند. شکل ۱ موقعیت حوزه آبخیز داراب کلا را در استان مازندران و ایران نشان می‌دهد.



شکل ۱: (الف) موقعیت حوزه آبخیز داراب کلا (ب) پراکنش نقاط نمونه‌برداری و آزمایش نفوذ در حوزه و نقشه کاربری اراضی

۲-۲- روش پژوهش

۲-۲-۱- آزمایش نفوذ سنجی (استوانه مضاعف)

در این تحقیق به منظور برداشت داده‌های مشاهده‌ای نفوذ، به صورت تصادفی ۲۷ نقطه از مناطق مختلف حوزه آبخیز داراب کلا (که پراکنش نسبتاً خوبی در سطح حوزه داشتند) انتخاب گردید، در این نقاط آزمایش نفوذ سنجی به روش استوانه مضاعف و همچنین برداشت نمونه خاک از عمق ۳۰-۰ سانتیمتر سطحی انجام پذیرفت (شکل ۲). شکل ۱-ب پراکنش نقاط آزمایش نفوذ سنجی و برداشت نمونه خاک در حوزه را نشان می‌دهد. با توجه به استاندارد تعریف شده توسط USDA- NRCS (۲۰۰۵) در این آزمایش‌ها برداشت میزان نفوذ تا زمان رسیدن به سرعت نفوذ نهایی (هنگامی که آهنگ کاهش سرعت نفوذ طی یک ساعت به کمتر از ۱۰ درصد برسد) ادامه پیدا نمود. همچنین در کل زمان آزمایش ارتفاع آب روی سطح خاک در داخل استوانه‌ها ۱۰ cm ثابت نگه داشته شد. قرائت میزان نفوذ از روی خط‌کش مدرج در ۱۰ دقیقه ابتدای آزمایش با فاصله زمانی ۱ دقیقه و سپس با فاصله ۱۰ دقیقه‌ای انجام پذیرفت. البته در برخی موارد که سرعت نفوذ بالا بود در فواصل زمانی کوتاه‌تر (۲ یا ۵ دقیقه‌ای) نیز قرائت انجام گردید. این آزمایش‌ها در پنج نقطه آزمایشی ابتدایی در ۳ تکرار انجام پذیرفت. سپس به منظور بررسی اعتبار نتایج هر آزمایش میزان آماره آلفای کروناخ-۷ برای تکرارهای هر آزمایش محاسبه گردید. این آماره به صورت زیر تعریف می‌گردد (Bland and Altman, 1997).

$$\alpha = \frac{k}{k-1} \left[1 - \frac{\sum_{i=1}^k S_i^2}{S_T^2} \right] \quad (1)$$

که در آن: k : تعداد تکرارها، S_i^2 : واریانس تکرار i ام، ST^2 : واریانس مجموع تکرارها می‌باشد. در صورتی که مقدار آماره α بیش از ۰/۸ باشد همه تکرارها قابل اعتماد هستند و کل آزمایش پایدار داخلی محسوب می‌گردد. اگر مقدار α کمتر از ۰/۸ باشد، حداقل یکی از تکرارها معتبر نیست (Ho, 2006). از آنجایی که در این ۵ نقطه میزان آماره α بالاتر از ۰/۸ بود، بنابراین در ۲۲ نقطه بعدی آزمایش نفوذ سنجی تنها در یک تکرار انجام پذیرفت.



شکل ۲: آزمایش نفوذپذیری خاک به روش استوانه مضاعف در نقاط شماره ۳ (شکل الف) و ۱۳ (شکل ب)

۲-۲-۲- آزمایش بافت خاک

نمونه‌های خاک برداشت شده طی عملیات صحرائی به آزمایشگاه خاک منتقل گشته و پس از خشک نمودن آن‌ها در دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲۴ ساعت و عبور از الک با اندازه ۲ میلی‌متر، آزمایش تعیین بافت خاک به روش هیدرومتر روی آن‌ها انجام پذیرفت.

۲-۲-۳- مدل‌های برآورد نفوذ

به منظور انتخاب بهترین مدل برآورد نفوذ با توجه به داده‌های موجود، کاربرد عملی و همچنین استفاده متعدد از آن‌ها در سوابق پژوهشی موجود در ایران (محمدی کنگرانی و همکاران (۱۳۹۰)، سپهوند و همکاران (۱۳۹۰)، قربانی دشتکی و همکاران (۱۳۸۹)، پرچی عراقی و همکاران (۱۳۸۹)، نشاط و پاره‌کار (۱۳۸۶) و ...) و خارج از کشور (Machiwal et al., 2006; Voller, 2011)، چهار مدل نفوذ گرین-امپت، کوستیاکف، فیلیپ دوجمله‌ای و هورتون انتخاب گردیدند. در زیر خلاصه‌ای از مدل‌های استفاده‌شده در این پژوهش ارائه می‌گردد.

مدل گرین-امپت

مدل گرین-امپت یک مدل مبتنی بر فیزیک می‌باشد و معادله این برای محاسبه شدت نفوذ (I) به صورت زیر می‌باشد:

$$I = K_S(H_0 + S_W + L)/L \quad (2)$$

که در آن، K_S : ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع، H_0 : ارتفاع آب در سطح خاک، S_W : پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبتی، L : فاصله سطح خاک تا جبهه رطوبتی می‌باشد. شکل ساده‌شده این مدل برای حل معادله به صورت زیر می‌باشد:

$$I = \frac{A}{i} + B \quad (3)$$

که در آن، i : نفوذ تجمعی، A و B : ضرایبی هستند که از روی آزمایش نفوذ به دست می‌آیند. این معادله اساس فیزیکی و نظری دارد و با آن می‌توان شکل منحنی نفوذ و تغییرات آن را پیش‌بینی نمود (گرین ۱۹۱۱، نشاط و پاره کار ۱۳۸۶).

مدل فیلیپ دو جمله‌ای

مدل نفوذ دو جمله‌ای فیلیپ نیز مبنای فیزیکی داشته و به صورت زیر بیان می‌شود:

$$I(t) = St^{1/2} + At \quad (4)$$

$$i(t) = \frac{St^{-1/2}}{2} + A \quad (5)$$

که در آن A فاکتور قابلیت انتقال (mm/min) بوده و اساس آن بر مبنای خصوصیات خاک و محتوای آب اشباع یا اولیه می‌باشد (Machiwal et al., 2006).

مدل کوستیاکف

کوستیاکف (۱۹۳۳) مدل تجربی زیر را برای محاسبه میزان نفوذ پیشنهاد نمود:

$$i(t) = at^{-b} \quad (6)$$

که در آن $i(t)$ میزان نفوذ در زمان t ، a ($a > 0$) و b ($0 < b < 1$) پارامترهای مدل کوستیاکف می‌باشند. انتگرال معادله فوق برای نفوذ تجمعی $I(t)$ به صورت می‌باشد:

$$I(t) = \frac{a}{1-b} t^{1-b} \quad (7)$$

معادله کوستیاکف فرآیند نفوذ را در دوره‌های زمانی کوتاه به خوبی تشریح می‌نماید، اما برای دوره‌های بلند دارای دقت کمتری می‌باشد (Philip, 1957; Paralange & Haverkamp, 1989).

مدل هورتون

معادله هورتون نیز معادله‌ای تجربی بوده که صورت زیر بیان می‌شود:

$$F_t = F_c + (F_0 - F_c)e^{-kt} \quad (8)$$

که در این رابطه، F_t : نفوذ در زمان t بر حسب میلی‌متر بر ساعت، F_c : شدت نفوذ نهایی بر حسب میلی‌متر بر ساعت، F_0 : شدت نفوذ اولیه بر حسب میلی‌متر بر ساعت و k ثابت هورتون است که بستگی به کاربری اراضی و جنس خاک دارد (نشاط و پاره کار ۱۳۸۶). پس از اینکه داده‌های مربوط به نفوذ تجمعی در مقابل زمان طی آزمایش‌های نفوذ به دست آمد، با استفاده از نرم‌افزار Excel این داده‌ها با هر یک از مدل‌های ذکر شده برازش داده شد.

۲-۲-۴- بررسی کارایی مدل‌های مختلف نفوذ

پس از برازش داده‌های مشاهداتی با هر یک از مدل‌ها، مقادیر پارامترهای هر مدل محاسبه و سرعت نفوذ پیش‌بینی شده در زمان‌های مختلف توسط هر مدل برای تمامی نقاط مورد آزمایش محاسبه گردید. در ادامه با توجه به داده‌های مشاهداتی برداشت‌شده طی آزمایش‌های مختلف نفوذسنجی و همچنین داده‌های محاسباتی مدل‌ها، به منظور ارزیابی دقت مدل‌های نفوذ از معیار آماری ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) استفاده گردید. RMSE یک معیار قوی برای ارزیابی دقت می‌باشد که در زمینه‌های هیدرولوژی، آب‌های زیرزمینی و ارزیابی مدل‌های ریاضیاتی کاربرد فراوانی دارد (Feng et al., 2012). این معیار با توجه به معادله ۹ محاسبه می‌گردد:

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2 / n} \quad (9)$$

که در آن؛ O_i : مقادیر سرعت نفوذ مشاهداتی، P_i : سرعت نفوذ محاسبه شده توسط مدل و n : تعداد داده‌ها می‌باشد (Ghorbani Dashtaki et al., 2009).

به منظور انتخاب یک مدل برای کل حوزه، میانگین RMSE در تمامی نقاط برای هر مدل محاسبه گردید و در نهایت کمترین مقدار میانگین RMSE، بهترین مدل را معرفی نمود (پرچمی عراقی و همکاران، ۱۳۸۹). همچنین در روشی دیگر ابتدا در تمامی آزمایش‌ها با توجه به مقدار RMSE به دست آمده مدل‌های مناسب به ترتیب انتخاب شده و با توجه به اولویت انتخاب از بین ۴ مدل به هر کدام از ۱ تا ۴ رتبه‌ای داده شد. در نهایت مدلی که برای تمامی نقاط کمترین مجموع رتبه‌ها را به خود اختصاص داد به عنوان مناسب‌ترین مدل انتخاب شد.

۲-۲-۵- محاسبه پارامترهای بهترین مدل نفوذ

همان طور که در بخش نتایج خواهد آمد با توجه به معیار آماری RMSE، در این تحقیق مدل گرین-امپت به عنوان بهترین مدل شناخته شد. پارامترهای این مدل یعنی ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع (KS) و پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبتی (SW)، دارای اساس فیزیکی بوده و می‌توانند از طریق ویژگی‌های مختلف خاک محاسبه گردند (Houghtelen and Akran, 2003). به منظور محاسبه پارامترها در این تحقیق از طریق این ویژگی‌ها و بر اساس برآزش با داده‌های مشاهده‌ای، پارامترها محاسبه گردید.

در آزمایش‌های نفوذ، مقدار عمق تجمعی نفوذ (F) نسبت به زمان اندازه‌گیری می‌شود. در صورتی که در هر بازه زمانی مقدار سرعت نفوذ f محاسبه شود و مقادیر رطوبت اولیه (θ_i) و تخلخل خاک (η) محل آزمایش اندازه‌گیری گردد، می‌توان یک رابطه رگرسیون خطی بین مقادیر عکس عمق تجمعی نفوذ و سرعت نفوذ به صورت زیر تعیین نمود:

$$\frac{f}{K} + 1 = -S_w \frac{\eta - \theta_i}{F} \quad (10)$$

با استفاده از شیب خط و عرض از مبدأ خط برآزش داده شده، می‌توان مقدار مکش خاک و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک را تعیین کرد. زیرا از رابطه ۱۰ می‌توان به رابطه ۱۱ رسیده و در نهایت به مقادیر KS و SW دست پیدا نمود: (Houghtelen and Akran, 2003)

$$-\frac{1}{F} = \frac{f}{KS_w(\eta - \theta_i)} + \frac{1}{S_w(\eta - \theta_i)} \quad (11)$$

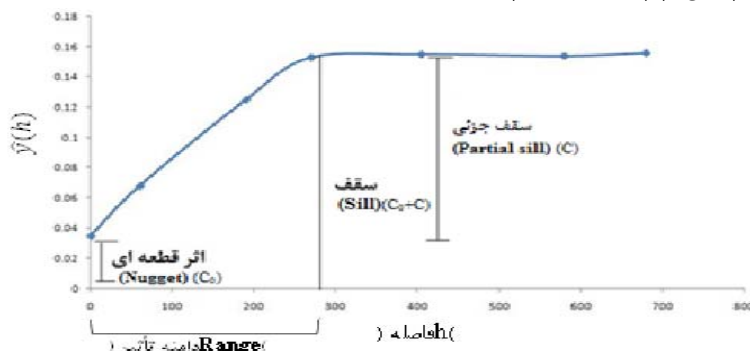
در این تحقیق نیز داده‌های تهیه شده از آزمایش‌های صحرایی نفوذ شامل زمان و ارتفاع آب نفوذ یافته می‌باشند. با معلوم بودن مقادیر رطوبت اولیه و تخلخل خاک محل آزمایش، با استفاده از شیب خط برآزش داده شده و عرض از مبدأ آن مقادیر دو پارامتر KS و SW برآورد گردید.

۲-۲-۶- محاسبه تغییرپذیری مکانی پارامترهای بهترین مدل

تجزیه و تحلیل ساختار تغییرات مکانی در زمین‌آمار با استفاده از تغییرنما (واریوگرام) صورت می‌گیرد. تابع واریوگرام، ابزار کلیدی در نظریه‌ی متغیرهای ناحیه‌ای است. واریوگرام تجربی ($\hat{\gamma}(h)$) عبارت از متوسط مجذور اختلافات بین دو مشاهده ($Z(x)$, $Z(x+h)$) در دو موقعیت مکانی واقع در فضای نمونه‌برداری است که توسط آرایه (فاصله) h از هم جدا شده‌اند:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1.1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} (Z(X_{i+h}) - Z(X_i))^2 \quad (12)$$

N(h) عبارت از جفت نمونه‌های جدا شده توسط h است (محمدی، ۱۳۷۷). برای یک متغیر ناحیه‌ای با ساختار فضایی، توزیع طوری است که تشابه مقدار متغیر ناحیه‌ای برای نقاط نزدیک به هم نسبت به نقاط دور از هم بیشتر است. لذا با افزایش فاصله زمانی یا مکانی بین نمونه‌ها به حدی رسیده می‌شود که از آن به بعد مقدار متغیر ناحیه‌ای در نقاط اطراف یکدیگر بر هم تأثیر چندانی ندارند و با افزایش فاصله مقدار واریوگرام تغییر معنی‌داری نمی‌کند. به این فاصله دامنه یا شعاع تأثیر (R) می‌گویند (شکل ۳) (محمدی، ۱۳۸۵).



شکل ۳- اجزای تغییر نمای ایده آل

همچنان که h افزایش می‌یابد مقدار هر واریوگرام کم شروع شده و پس از فراز و نشیب‌هایی ممکن است به سمت حد ثابتی میل کند. بنابراین بعضی از واریوگرام‌ها به مقدار نسبتاً ثابتی می‌رسند که بعد از آن هر چه فاصله بیشتر شود مقدار واریوگرام تغییر معنی‌داری نمی‌کند. به این مقدار نسبتاً ثابت که تغییرات آن فقط تصادفی است سقف^۹ گفته می‌شود. به مقدار واریوگرام به ازاء $h=0$ ، اثر قطعه‌ای $10 (C_0)$ گفته می‌شود (شکل ۳). تغییرناهما با استفاده از مدل‌هایی برآورد می‌گردند. مدل‌های تغییرناهما به دو دسته سقف‌دار و بدون سقف تقسیم می‌شوند (محمدی، ۱۳۸۵).

یکی از فاکتورهایی که از روی تغییرناهما می‌توان به آن دست یافت وابستگی مکانی ۱۱ می‌باشد. نسبت اثر قطعه‌ای به سقف $(C_0/(C_0+C))$ به عنوان مقادیر وابستگی مکانی تعریف شده است، به نحوی که مقادیر کمتر از ۲۵ درصد نمایانگر وابستگی مکانی قوی، مقادیر ۲۵ تا ۷۵ درصد به عنوان وابستگی مکانی متوسط و مقادیر بیشتر از ۷۵ درصد معرف وابستگی مکانی ضعیف است (Sharif و Ganawa, 2003; Sadler et al., 1998; Auerswald et al., 2009).

در این تحقیق از بین مدل‌های تجربی کروی، نمایی، خطی و گوسی با توجه به معیارهای R.S.S و R2 مناسب‌ترین مدل انتخاب گردید. مقدار R.S.S کمتر و R2 بالاتر نشان‌دهنده مدل مناسب می‌باشد (Mozo et al., 2006).

به طور کلی تخمین زمین آماری فرآیندی است که طی آن می‌توان مقدار یک کمیت در نقاطی با مختصات معلوم را با استفاده از مقدار همان کمیت در نقاط دیگری با مختصات معلوم به دست آورد. در زمین آمار، روش‌های مختلفی برای تخمین وجود دارد که یکی از بارزترین و پرکاربردترین آن‌ها کریجینگ^{۱۲} می‌باشد (Utset et al., 2000). این روش در تهیه نقشه‌های خصوصیات خاک و پارامترهای نفوذ کاربرد فراوانی داشته است (قربانی دشتکی و همکاران، ۱۳۸۹; Utset et al., 2000; Theodossiou and Jang et al., 2013; Latinopoulos, 2006; Motaghian H. R., Mohammadi J, 2011.). در روش کریجینگ لزوماً به داده‌های مشاهداتی که در قالب یک شبکه و به صورت نرمال توزیع یابد نیاز نیست و برای برآورد ساختار متغیرهای ناحیه‌ای تنها نقاط همسایه داده‌های برآوردی لحاظ می‌گردد (De Marsil, 1986). کریجینگ یک تخمین‌گر دقیق بوده که برآورد مجدد نقاط مشاهداتی را به درستی انجام می‌دهد. یکی از مزایای اصلی این روش این است که احتمال برآورد خطای میان‌یابی را برای مقادیر متغیر ناحیه‌ای در مکانی می‌دهد که در آن هیچ‌گونه اندازه‌گیری اولیه‌ای از آن صورت نگرفته است. این ویژگی باعث ارائه میزانی از دقت برآورد و صحت توزیع مکانی متغیر می‌گردد (Theodossiou and Latinopoulos, 2006). در این تحقیق با توجه مزایای اشاره شده و همچنین عدم برداشت شبکه‌ای داده‌های مشاهداتی به منظور میان‌یابی پارامترهای مختلف نفوذ از روش کریجینگ استفاده شد. پس از محاسبه پارامترهای ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع (KS) و پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبتی (Sw) در هر نقطه با استفاده از نرم‌افزار GS+ 9 مدل‌های تغییرنمای تجربی برای هر پارامتر محاسبه گردید و ساختار مکانی داده‌ها در کل حوزه بررسی شد. از آنجایی که لازمه تحلیل‌هایی از قبیل محاسبه تغییر نما و همچنین استفاده از روش‌های میان‌یابی مانند کریجینگ استفاده از داده‌های نرمال می‌باشد، بنابراین قبل از وارد کردن داده‌ها به محیط نرم‌افزار GS+ 9، نرمال بودن داده‌ها با استفاده از آزمون کولموگوروف - اسمیرنوف^{۱۳} مورد بررسی قرار گرفته و با توجه به نرمال نبودن داده‌های هر دو پارامتر، با استفاده از تابع ریشه دوم داده‌ها نرمال گردیدند.

در ادامه مشخصات مربوط به مدل‌های تغییرنما برای هر پارامتر به محیط نرم‌افزاری Arc GIS منتقل شد و نقشه‌های مربوطه با استفاده از روش کریجینگ ترسیم گردید. با توجه به این که نقشه‌های مذکور از مقادیر ریشه دوم داده‌های نقطه‌ای پارامترها به دست آمد، در نهایت با استفاده از گزینه Math در جعبه‌ابزار Spatial analyst مقادیر پارامترها در نقشه‌های به دست آمده به مقادیر اصلی خود برگردانده و نقشه‌های نهایی تهیه گردید.

۹- Sill

3- Nugget effect

۱۱- Dependence Variability

۱۲- Kriging

۱۳- Kolmogorov-Smirnov

۳- نتایج

۳-۱- آزمایش نفوذسنجی

بررسی داده‌های حاصل از آزمایش استوانه مضاعف نشان داد که حداکثر سرعت نفوذ آب (سرعت نفوذ اولیه) به داخل خاک که معمولاً در همان دقیقه اول آزمایش رخ داده در نقاط مختلف حوزه متفاوت می‌باشد. حداکثر این سرعت در آزمایش شماره ۲۵ به میزان 120 mm/min بوده و حداقل آن در آزمایش شماره ۲ به میزان 7 mm/min رخ داد. همچنین میزان نفوذ تجمعی در پایه مشترک زمانی ۶۰ دقیقه ابتدایی آزمایش نیز برای تمامی آزمایش‌ها محاسبه گردید. نتایج نشان داد که حداکثر میزان این فاکتور در آزمایش شماره ۶ به میزان 967 mm و حداقل آن نیز برای آزمایش شماره ۲۲ به میزان $38/5 \text{ mm}$ بوده است. نتایج آماره‌های توصیفی این فاکتورها در جدول ۱ ارائه گردیده است.

جدول ۱- آماره‌های توصیفی فاکتورهای نفوذ و پارامترهای مدل گرین-امپت در ۲۷ نقطه مورد آزمایش

آماره	حداکثر سرعت نفوذ (mm/min)	نفوذ تجمعی در ۶۰ دقیقه (mm)	هدایت هیدرولیکی (cm)	پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبتی (cm/hr)
میانگین	۴۳/۱۱	۲۵۹/۴۵	۲/۱۹	۱۸/۵۶
حداقل	۷/۰۰	۲۸/۲۵	۰/۰۸	۷/۰۰
حداکثر	۱۲۰/۰۰	۹۶۷/۰۰	۸/۰۰	۵۲/۰۰
چولگی	۱/۱۸۶	۱/۳۲۲	۱/۰۱	۱/۷۸۲
کشیدگی	۰/۵۸۲	۰/۴۵۶	۰/۵۷۸	۳/۵۰۱
انحراف معیار	۲۹/۹۱	۲۸۰/۲۱	۲/۰۶	۱۱/۰۴

۳-۲- آزمایش بافت خاک

نتایج آزمایش بافت خاک روی نمونه‌های برداشت شده از نقاط مورد آزمایش نفوذسنجی نشان داد که در بیشتر نقاط حوزه بافت خاک از نوع Loamy sand و Sandy loam و Loam بوده ولی در نقاط محدودی هم بافت‌های Clay loam و Sandy clay loam مشاهده گردید.

۳-۳- بررسی کارایی مدل‌های مختلف و تعیین بهترین مدل نفوذ

همان طور که در بخش روش‌ها بیان شد به منظور بررسی کارایی مدل‌های مختلف و همچنین تعیین مناسب‌ترین مدل برای تمامی نقاط مورد آزمایش در حوزه آبخیز داراب کلا از معیار ارزیابی RMSE استفاده گردید. جدول ۲ نتایج به دست آمده از این معیار در آزمایش‌های مختلف را نشان می‌دهد. با توجه به نتایج این جدول، مشخص گردید که مدل گرین-امپت در ۱۲ مورد از آزمایش‌ها، مدل هورتون در ۹ مورد و مدل‌های فیلپ دو جمله‌ای و کوستیاکف به ترتیب در ۵ و ۱ مورد پیش‌بینی‌های مناسب‌تری نسبت به سایر مدل‌ها داشتند. اما از نظر میانگین مقادیر RMSE و همچنین مجموع رتبه‌ها مدل گرین-امپت دارای کمترین مقدار بوده و به عنوان مناسب‌ترین مدل برای این حوزه معرفی شد. با توجه به طبقه‌بندی مدل‌های نفوذ در دو دسته مبتنی بر فیزیک و تجربی نتایج نشان داد که مدل‌های مبتنی بر فیزیک فلیپ دو جمله‌ای و گرین-امپت دارای مقادیر میانگین RMSE و مجموع رتبه بهتری نسبت به دو مدل تجربی کوستیاکوف و هورتون می‌باشند (جدول ۲).

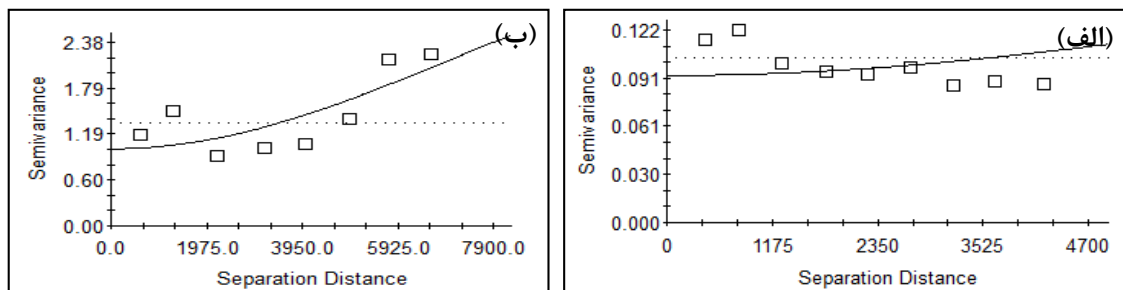
جدول ۲- مقادیر میانگین RMSE و مجموع رتبه مدل‌ها در آزمایش‌های مختلف برای پیش‌بینی سرعت نفوذ

مبتنی بر فیزیک	تجربی
----------------	-------

هور تون		کوستیاکف		گرین - امپت		فلیپ دو جمله ای		نوع مدل
مجموع رتبه	میانگین RMSE	مجموع رتبه	میانگین RMSE	مجموع رتبه	میانگین RMSE	مجموع رتبه	میانگین RMSE	
۵۹	۲۳۱/۲۲	۱۰۳	۳۵۶/۶۳۸	۵۳	۱۹۳/۹۱	۵۵	۲۰۶/۳۰۸	

۳-۴- تغییر پذیری مکانی پارامترهای مدل گرین - امپت

پس از محاسبه پارامترهای مدل گرین - امپت در آزمایش های مختلف نفوذ، سری مقادیر مربوط به این پارامترها تشکیل و نتایج آن در جدول ۱ ارائه گردید. به منظور بررسی ساختار مکانی پارامترهای مدل گرین - امپت، با استفاده از نرم افزار زمین آمار GS+9 و از طریق روش آزمون و خطا مدل های مناسب تغییرنمای تجربی برای هر یک از پارامترها تعیین گردید. البته لازم به ذکر است که به منظور نرمال سازی داده ها از ریشه دوم مقادیر پارامترها استفاده شد و محاسبات زمین آمار با توجه به این مقادیر انجام پذیرفت. برای بررسی ساختار مکانی از تغییرنمای همه جانبه که بیانگر متوسط تغییرات مکانی پارامترها در تمام راستاها است، استفاده گردید. شکل ۳-الف و ب تغییرنمای همه جانبه را برای مقادیر ریشه دوم پارامترهای ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع (KS) و پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبتی (SW) نشان می دهد. با توجه به شکل برای هر دو پارامتر مدل ها غیرسقف دار و دارای ساختار مکانی می باشند. این امر نمایانگر وابسته بودن پارامترهای نفوذ در مکان های مختلف نسبت به یکدیگر بوده و وجود ساختار فضایی را نشان می دهد. همچنین همبستگی مکانی پارامترهای KS و SW به ترتیب پس از رسیدن به شعاع (دامنه) ۱۰۱۱۰ و ۱۷۴۴۰ متر، حالت تصادفی پیدا کرده است. از آنجایی که دامنه تأثیر بزرگ تر، نشان دهنده ساختار مکانی گسترده تر می باشد بنابراین پارامتر SW دارای ساختار مکانی گسترده تری نسبت به KS می باشد.



شکل ۳- تغییرنمای همه جانبه برای ریشه دوم ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع (KS) (الف) و ریشه دوم پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبتی (SW) (ب)

مشخصات مختلف هر یک از مدل های تغییرنمای تئوری به دست آمده برای پارامترهای KS و SW در جدول ۳ ارائه گردید. با توجه این جدول مشخص گردید که میزان وابستگی مکانی پارامتر KS و SW به ترتیب ۰/۴۹ و ۰/۲۵ بوده است. این نتایج نشان می دهد که هر دو پارامتر دارای وابستگی مکانی متوسطی می باشند.

جدول ۳- پارامترهای تغییرنمای متغیرهای مورد مطالعه به همراه معیارهای انتخاب

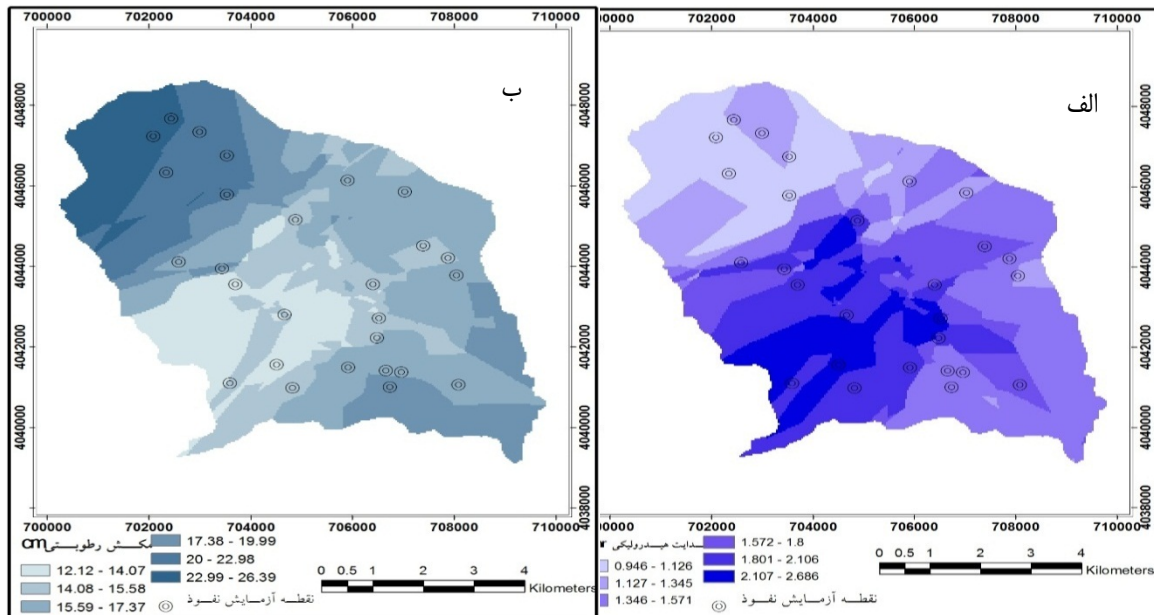
متغیر	مدل	شعاع تأثیر (m)	سقف* (C0+C)	اثر قطعه ای (C0)	وابستگی مکانی	R2	RSS
KS	گوسی	۱۰۱۱۰	۰/۱۸۷	۰/۰۹۳	۰/۴۹۷	۰/۶۲۰	۲/۲۲۷×۱۰-۳

۰/۷۰۷	۰/۶۱۵	۰/۲۵	۱/۰۰۱	۴/۰۱۲	۱۷۴۴۰	گوسی Sw
-------	-------	------	-------	-------	-------	---------

* مقدار سقف با احتساب اثر قطعه‌ای محاسبه گردیده است.

همچنین مقادیر تغییرنمای هر دو پارامتر بهترین برازش را با مدل‌های گوسی نشان دادند. نتایج بررسی تغییرنماهای سطحی نشان داد که در مورد هر دو پارامتر هیچ‌گونه ناهمسان‌گردی در جهات مختلف وجود نداشته و تقریباً در تمامی جهات پارامترها دارای همسان‌گردی یکسانی می‌باشند.

همان‌طور که در بخش روش‌ها نیز توضیح داده شد پس از تعیین مدل تغییرنمای مناسب و محاسبه اجزای مختلف آن در نهایت نقشه‌های مربوط به میان‌یابی پارامترهای مدل گرین-امپت در محیط نرم‌افزار Arc GIS تهیه و نتایج آن در شکل ۴ (الف و ب) ارائه گردید. این نقشه‌ها نشان داد که به طور کلی قسمت‌های بالادست (جنوبی) و همچنین شرقی حوزه دارای بیشترین مقادیر هدایت هیدرولیکی بوده و این پارامتر در قسمت‌های پایین‌دست و نزدیک به خروجی دارای مقادیر کمتری می‌باشند. همچنین شکل ۴-ب نیز نشان می‌دهد که بر خلاف پارامتر هدایت هیدرولیکی اشیاع، پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبتی، در قسمت‌های پایین‌دست حوزه دارای مقادیر کمتری می‌باشد. این در حالی است که مقادیر بیشتر در قسمت‌های شرقی و جنوبی (بالادست) حوزه دیده شده است.



شکل ۴- نقشه میان‌یابی پارامترهای هدایت هیدرولیکی اشیاع (الف) و پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبتی در حوزه داراب کلا

۴- بحث و نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این تحقیق در مورد آزمایش‌های صحرایی استوانه‌های مضاعف نشان داد که مقادیر سرعت اولیه و میزان نفوذ در برخی از نقاط آزمایشی مانند نقطه شماره ۶ و ۲۵ بسیار زیاد می‌باشد، دلیل این امر به خاطر این است که محل این دو نقطه در نزدیکی آبراهه‌های اصلی بوده و جنس مواد و خاک این نقطه از مواد آبرفتی بوده و خاک آن‌ها دارای بافت آن Loamy sand با میزان شن به ترتیب ۷۹ و ۷۲ درصد می‌باشد. همچنین سایر نتایج در این قسمت نشان داد که در برخی نقاط از جمله نقاط ۲ و ۲۲ علیرغم اینکه در کاربری جنگل قرار دارند ولی مقادیر سرعت اولیه نفوذ و میزان نفوذ در ۶۰ دقیقه اول آزمایش بسیار پایین می‌باشد. با توجه به مشاهدات صحرایی دلیل این امر را می‌توان به فشردگی، تخریب و لگدکوبی خاک توسط احشام به خصوص در مواقعی که خاک دارای رطوبت بالایی بوده، نسبت داد. البته در برخی نقاط از جمله نقاط ۱۷ و ۱۳ نیز مقدار نفوذ نسبت به سایر نقاط پایین بود. دلیل این کاهش نفوذ را می‌توان به تغییر کاربری اراضی از جنگل به زراعت دیم نسبت داد. البته در یک جمع‌بندی کلی می‌توان گفت که در حوزه آبخیز

داراب‌کلا میزان نفوذپذیری در کاربری جنگل نسبت به کاربری‌های زراعی و باغی بالاتر می‌باشد. این یافته با نتایج محمدی کنگرانی و همکاران (۱۳۹۰) که بیشترین دامنه نفوذ را به کاربری جنگل نسبت داده بودند مطابقت دارد. نتایج این پژوهش در مورد انتخاب بهترین مدل نفوذ نشان داد که در کل ۲۷ نقطه مورد آزمایش استوانه مضاعف و از بین چهار مدل مورد بررسی، مدل نفوذ گرین - امپت با کمترین مقدار متوسط RMSE و بهترین رتبه به عنوان مناسب‌ترین مدل انتخاب گردید. سایر بررسی‌ها نیز مشخص کرد که این برتری هم در آزمایش‌های با زمان کوتاه و هم آزمایش‌های بلندمدت‌تر وجود داشت. این نتیجه‌گیری با نتایج محمدی کنگرانی (۱۳۹۰) که هورتون را به عنوان بهترین مدل برای حوزه نکارود انتخاب کردند، همخوانی ندارد. البته نشاط و پاره‌کار (۱۳۸۶) نیز مدل کوستیاکف را به عنوان بهترین مدل برای کلیه شرایط اعلام نموده بودند و برای زمان‌های طولانی نیز از مدل‌های فیلیپ و SCS به عنوان مدل‌های مناسب برای داده‌های کل ایران نام برده بودند، که با نتایج پژوهش حاضر مطابقت ندارد. همچنین (Machiwal et al., 2006) نیز مدل فیلیپ را برای یکی از حوزه‌های هندوستان مناسب اعلام نمود که این با نتایج این تحقیق مطابقت ندارد.

دلیل این تفاوت‌ها را می‌توان به تغییرات در شرایط حاکم بر حوزه‌های مورد مطالعه با حوزه داراب‌کلا نسبت داد. از جمله این شرایط می‌توان به تفاوت در کاربری‌ها، خصوصیات خاک مانند بافت، در صد ماده آلی، ساختمان و همچنین میزان تخریب در حوزه‌ها اشاره نمود. از دلایل دیگر تفاوت در معرفی بهترین مدل در این تحقیق با مطالعات مشابه ارائه شده، می‌توان به تفاوت در شیوه اندازه‌گیری نفوذ، تفاوت در شرایط اولیه و مرزی جریان آب در خاک، استفاده از معیارهای مختلف آماری به منظور سنجش مدل‌ها اشاره نمود. بنابراین فرایند نفوذ آب به خاک دارای ویژگی تغییرپذیری است که از یک نقطه به نقطه دیگر و همچنین از یک منطقه به منطقه دیگر می‌تواند اختلاف‌هایی داشته باشد. این امر در منطقه مورد مطالعه نیز دیده شد، به طوری که در نقاط مختلف آزمایشی مدل‌های مختلفی به عنوان مدل برتر شناخته شدند. بنابراین طبیعی است که در مناطق و حوزه‌های مختلف مورد مطالعه مدل‌های نفوذ دارای عملکرد متفاوتی باشند.

با توجه به نتایج به دست آمده مشخص گردید که در این منطقه مدل‌های مبتنی بر فیزیک گرین - امپت و فیلیپ پیش‌بینی‌های بهتری نسبت به مدل‌های تجربی کوستیاکوف و هورتون دارند. دلیل این امر می‌تواند مربوط به این مفهوم باشد که چون مدل‌های مبتنی بر فیزیک از معادلات مربوط با قوانین فیزیکی تبعیت می‌نمایند بنابراین مختص به یک منطقه خاص نبوده (Bennett, 1974) و در این منطقه نیز نتایج بهتری ارائه دادند. اما مدل‌های تجربی دلیل این که از شرایط زمانی و مکانی خاصی تأثیر گرفته‌اند (محمدی و رفاهی، ۱۳۸۴؛ Loaiciga and Huang, 2007)، در حوزه داراب‌کلا دارای کارایی کمتری بودند.

نتایج این تحقیق در مورد تغییرپذیری پارامتر نفوذ نشان داد که پارامترهای KS و Sw دارای وابستگی مکانی متوسطی می‌باشند. این امر نشان داد که در مورد پارامتر KS و Sw به ترتیب ۷۵ و ۵۱ درصد از تغییرات وابسته به تغییرات مکانی بوده و ۲۵ و ۴۹ درصد باقی‌مانده ناشی از عوامل ناشناخته و تصادفی بوده است. از بین عوامل ناشناخته می‌توان به عواملی همچون تغییرات در کاربری اراضی، برخی خصوصیات شیمیایی خاک، خطا در اندازه‌گیری‌ها و ... را نام برد. با توجه به این که این پارامترها از خصوصیات فیزیکی خاک ناشی می‌شوند، بنابراین تغییرپذیری مکانی این پارامترها را می‌توان به تغییرات این عوامل نسبت داد.

از آنجایی که در ساختار مدل فیلیپ نیز همانند گرین - امپت دو پارامتر وجود دارد که یکی از آن‌ها پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع (KS) می‌باشد، مقایسه نتایج این تحقیق با نتایج قربانی دشتکی و همکاران (۱۳۸۹) نشان داد که در هر دو مورد، پارامترهای مدل‌ها دارای ساختار مکانی بالایی می‌باشند. البته بالا بودن ساختار و تغییرپذیری مکانی در مورد پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع با اظهارات (Nielsen et al., 1973) و Comenga و Vitale (1973) مطابقت کامل دارد. همچنین مدل‌های تغییرنمای مربوط به هر دو پارامتر مدل گرین - امپت در این تحقیق برخلاف پارامترهای مدل فیلیپ از نوع گوسی بودند. مقایسه سهم تغییرات تصادفی پارامترها نیز نشان داد که در پژوهش حاضر تغییرات پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع ۲۵ درصد تصادفی می‌باشد در حالی که محاسبات قربانی دشتکی و همکاران (۱۳۸۹) برای این پارامتر مقدار ۱۰ درصد از تغییرات را تصادفی نشان داده بود. این امر نیز به دلیل تفاوت‌ها در دو منطقه مورد مطالعه از جمله کاربری، ویژگی‌های خاک و ... می‌باشد.

در این تحقیق هیچ‌گونه ناهمسان‌گردی در تغییرنماهای سطحی پارامترها مشاهده نشد. این امر بدین معنی است که تغییرات پارامترهای مختلف از جهت جغرافیایی خاصی تبعیت نکرده و در تمامی جهات یکسان می‌باشد. این نتایج برخلاف نتایج قربانی دشتکی و همکاران در منطقه نثارین استان چهارمحال و بختیاری (۱۳۸۹) می‌باشد. یکی از دلایل این امر این است که در حوزه آبخیز داراب‌کلا تخریب

خاک (که می‌تواند به عنوان یک عامل ناهمسان‌گردی تلقی شود) در تمامی سطح حوزه یکسان بوده و در جهت خاصی صورت نگرفته است. اما در منطقه نثارین تخریب‌ها در جهت عمود بر شیب منطقه صورت گرفته بود و سبب ناهمسان‌گردی پارامترها در جهت عمود بر شیب منطقه شده بود.

بررسی نقشه‌های حاصل از میان‌یابی پارامترهای نفوذ مدل گرین - امپت نشان داد که مقادیر پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع در قسمت‌های پایین‌دست حوزه دارای مقادیر کمتری بوده است. با مراجعه به نقشه کاربری اراضی ملاحظه گردید که در این قسمت‌ها کاربری‌ها عمدتاً اراضی زراعی دیم و آبی و همچنین اراضی مسکونی می‌باشند. از این‌رو منطقی به نظر می‌رسد که در مناطق بالادست که کاربری جنگلی وجود دارد، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به دلیل وجود ماده آلی و ساختمان بهتر خاک بهتر از قسمت‌های پایین‌دست باشد.

در مورد نقشه پارامتر پتانسیل مکش در جبهه رطوبتی خاک نیز نشان داده شد که مقادیر بالاتر مربوط به قسمت‌های پایین‌دست بوده و مناطق شرقی و بالادست دارای مقادیر کمتری می‌باشند. خصوصیت این پارامتر این است که در قسمت‌های بافت خاک ریزتر و نفوذپذیری کمتر میزان آن بالاتر می‌رود (Akan et al., 2006). بررسی نقشه‌های کاربری و همچنین بررسی بافت خاک نقاط نمونه‌گیری در قسمت‌های پایین‌دست حوزه نیز تأییدکننده این موضوع می‌باشد. زیرا در این قسمت‌ها بافت خاک عمدتاً ریزدانه و کاربری اراضی نیز زراعی و با نفوذپذیری کم می‌باشد.

۵- مراجع

۱. پرچی عراقی، ف.، میرلطیفی، س. م.، قربانی دشتکی، ش.، مهدیان، م. ح.، ۱۳۸۹. ارزیابی برخی مدل‌های نفوذ آب به خاک در برخی کلاس‌های بافتی خاک و کاربری‌های اراضی، نشریه آبیاری و زهکشی ایران، شماره ۲، جلد ۴. ص ۲۰۵-۱۹۳.
۲. سپهوند، ع.، طایی سمیرمی، م.، میرنیا، س. خ.، مرادی، ح. ر.، ۱۳۹۰. ارزیابی حساسیت مدل‌های نفوذ نسبت به تغییرپذیری رطوبت خاک، نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۵، شماره ۲، ص ۳۳۸-۳۴۶.
۳. حسنی، پاک ع. ا.، ۱۳۷۷. زمین‌آمار (ژئواستاتستیک). انتشارات دانشگاه تهران. ص ۳۱۴.
۴. قربانی دشتکی، ش.، همایی، م.، مهدیان، م. ح.، ۱۳۸۹. تأثیر کاربری اراضی بر تغییرات مکانی پارامترهای نفوذ آب به خاک، نشریه آبیاری و زهکشی ایران، شماره ۲، جلد ۴. ص ۲۲۱-۲۰۶.
۵. محمدی، ج.، ۱۳۷۷. مطالعه‌ی تغییرات مکانی شوری خاک در منطقه‌ی رامهرمز با استفاده از نظریه‌ی ژئواستاتستیک، مجله‌ی علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. جلد دوم. شماره‌ی ۴. صص ۴۹-۶۳.
۶. محمدی، ج.، ۱۳۸۵. پدومتری آمار مکانی (ژئواستاتستیک). انتشارات پلک. جلد دوم، ص ۴۵۳.
۷. محمدی کنگرانی، ح.، خلیلی‌زاده، م.، حلی‌ساز، ا.، ۱۳۹۰. بررسی ارتباط میان تغییر کاربری اراضی و نرخ نفوذپذیری خاک و تأثیر آن در وقوع سیل سال ۱۳۷۸ در حوزه آبخیز جنگلی نکارود، فصل‌نامه جغرافیای طبیعی، سال چهارم شماره ۱۱، ص ۷۵-۸۸.
۸. محمدی، م. ح. و رفاهی، ح. ق.، ۱۳۸۴. تخمین پارامترهای معادلات نفوذ توسط خصوصیات فیزیکی خاک. مجله علوم کشاورزی ایران، ۳۶(۶): ۱۳۹۱-۱۳۹۸.
۹. نشاط، ع.، پاره کار، م.، ۱۳۸۶. مقایسه روش‌های تعیین سرعت نفوذ عمودی آب در خاک، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، جلد ۱۴، شماره ۳.
10. Akan A. O., Houghtalen R. J., 2003. Urban Hydrology, Hydraulics, and Storm water Quality. John Wiley & Sons.
11. Auerswald K., Wittmer M. H. O. M., Mannel T. T., Bai Y. F., Schaufele R., Schnyder H., 2009. Large regional-scale variation in C3/C4 distribution pattern of Inner Mongolia steppe is revealed by grazer wool carbon isotope composition. Journal of Biogeosciences, 6, 795-805.
12. Bennett, J.P., 1974. Concepts of mathematical modelling of sediment yield. Water Resources Research 10, 485-492.
13. Bland, J.M. And Altman, D.G., 1997. Statistics notes. Cronba.

14. Carvallo H. O., Cassel D. K., Hammond J., Bauer A., 1976. Spatial variability of in situ unsaturated hydraulic conductivity of Maddock sandy loam. *Soil Science*, 121, 1–8.
15. Chen F. W., Liu C.W., 2012. Estimation of the spatial rainfall distribution using inverse distance weighting (IDW) in the middle of Taiwan. *Journal of Paddy Water Environment*, vol. 10 (3), 209 – 222.
16. Comegna V., Vitale C., 1993. Space–time analysis of water status in a volcanic Vesuvian soil. *Geoderma*, 60, 135–158.
17. De Marsily, 1986. *Quantitative Hydrogeology*. Academic Press.
18. Ganawa, E. S. M. & A. R. Mohammad Sharif. 2003. Spatial Variability of Total Nitrogen, and Available Phosphorus of Large Rice Field in Sawah Sepadan Malaysia. *Science Asia Journal* 29:7-12.
19. Ghorbani Dashtaki S., Homaei M., Mahdian M.H., Kouchakzadeh M., 2009. Site-Dependence Performance of Infiltration Models. *Water Resource Management*, 23: 1573-1650.
20. Green, W., and Ampt, G.A., 1911. Studies on soil physics, I. Flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.* 4, 1-24.
21. Hillel D., 1998. *Environmental Soil Physics*. Academic Press, San Diego, CA.
22. Ho, R., 2006. *Handbook of univariate and multivariate data analysis and interpretation with SPSS*. Chapman & Hall/CRC. 403 pp.
23. Hsu S. M., P.E., M.ASCE, Ni Ch. F., Hung P. F., 2002. Assessment of Three Infiltration Formulas based on Model Fitting on Richards Equation. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 7, No. 5, 373-379.
24. Jang C. S., Chen S. K., Kuo Y. M., 2013. Applying indicator-based geostatistical approaches to determine potential zones of groundwater recharge based on borehole data, *Catena* Vol. 101, pp: 178–187.
25. Jaynes R. A., Gifford G. F., 1981. An in-depth examination of the Philip equation for cataloging infiltration characteristics in rangeland environments. *Journal of Range Management*, 34(4), 285–296.
26. John A. Moody, David A. Kinner, Xavier Úbeda, 2009. Linking hydraulic properties of fire-affected soils to infiltration and water repellency. *Journal of Hydrology*, vol. 379, 291–303.
27. Keisling T., C., Davidson J. M., Weeks D. L., Morrison R. D., 1977, Precision with which selected soil parameters can be estimated. *Soil Science*, 124, pp: 241–248.
28. Loaiciga H.A., and Huang A. 2007. Ponding analysis with Green-Ampt infiltration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 12(1), pp: 109-112.
29. Machiwal D. Jha, M. K., Mal B.C., 2006. Modelling Infiltration and quantifying Spatial Soil Variability in a Wasteland of Kharagpur, India. *Biosystems Engineering*, vol. 95, No. 4, pp: 569–582.
30. Moody J. A., Kinner D. A., Úbeda X., 2009. Linking hydraulic properties of fire-affected soils to infiltration and water repellency. *Journal of Hydrology*, vol. 379, pp: 291–303.
31. Motaghian H. R., Mohammadi J., 2011. Spatial estimation of saturated hydraulic conductivity from terrain attributes using regression, Kriging, and artificial neural networks. *Pedosphere*, 21(2), pp: 170–177, 2011.
32. Mozo H. G., Galan C., Vazquez L., 2006. The reliability of geostatistic interpolation in olive field floral phenology. *Aerobiologia*, vol. 22, pp: 97–108.
33. Mulla D. J, McBratney A. B., 2002. Soil spatial variability. In: *Soil Physics Companion* (Warrick A W, ed), pp 343–373. CRC Press, Florida.

34. Myers, D. E, 1994. Spatial Interpolation: An Overview, *Geoderma*. Vol. 62, pp : 17- 28.
35. Nielsen D. R., Biggar J. W., Erh K. T., 1973. Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42, 215–259.
36. Parlange J. Y., Haverkamp R., 1989. Infiltration and ponding time. In: *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling Theory and Practice* (Morel-Seytoux H J, ed), pp 95–126. Kluwer Academic Publishers, Boston, MA.
37. Philip J. R., 1969. *Theory of Infiltration*. Academic Press, New York Vol. 9, pp 215–295.
38. Ravi V., Williams J. R., 1998. Estimation of infiltration rate in the vadose zone: compilation of simple mathematical models, Vol. I. United States Environmental Protection Agency, EPA/600/R-97/128a, 26pp.
39. Rawls, W.J., D.L. Brakensiek, and N. Miller. 1983. Green–Ampt infiltration parameters from soils data. *J. Hydraul. Eng.* 109:62–70.
40. Sadler, E. J., Busscher, W. J., Bauer, P. J. & Karlen, D. L., 1998. Spatial scale requirements for precision farming: A case study in the southeastern USA. *Agron. J.* 90(2): 191-197.
41. Swartzendruber D., Hillel D., 1973. The physics of infiltration. In: *Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystems* (Hadas A, ed), pp 315–324.
42. Theodossiou N., Latinopoulos P., 2006. Evaluation and optimisation of groundwater observation networks using the Kriging methodology. *Environmental Modelling & Software*, 21, pp: 991-1000.
43. US Department of Agriculture Natural Resources and Conservation Service, 2005. *National Engineering Handbook, Part 623, Surface Irrigation*. National Technical Information Service, Washington, DC, Chapter 4.
44. Utset A., Lopez T., Diaz M., 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 pp: 199–213.
45. Voller V. R., 2011. On a fractional derivative form of the Green–Ampt infiltration model. *Advances in Water Resources* 34, 257–262.
46. Wang X. P., Cui Y., Pan Y. X., Li X. R., Yu Z., Young M.H., 2008. Effects of rainfall characteristics on infiltration and redistribution patterns in revegetation-stabilized desert ecosystems. *Journal of Hydrology*, vol. 358, 134– 143.
47. Warrick A. W., Mullen G. J., Nielsen D. R., (1977a). Prediction of the soil-water flux based upon field measured soil-water properties. *Soil Science Society of America Journal*, 41, 4–19.
48. Warrick A. W., Mullen G. J., Nielsen D. R., (1977b). Scaling field-measured soil hydraulic properties using similar-media concept. *Water Resources Research*, 13, 355–362.
49. Webster R., Oliver M. A., 2001. *Geostatistics for environmental scientists*. John Wiley & Sons, Chichester, England. 271 pp.

Scientific - Research Quarterly On

Environmental Erosion Researches
No. 13, spring 2014, pp: 1-16

Identification of the Best Infiltration Model in Order to Investigation of Spatial Variability of Infiltration Parameters (Case Study: Darabkola River Basin)

Omidvar, E.*: Corresponding author, PhD Candidate of Watershed management engineering and Sciences, University of Mazandaran, ebrahim_omidvar@yahoo.com

Kavian, A.: Assistant Professor of Sari University (Agricultural Sciences and Natural Resources)

Solaimani, K.: Professor of Sari University (Agricultural Sciences and Natural Resources)

Abstract

Infiltration is the process of water penetration from the ground surface into the soil and is an important process in the hydrological cycle by which surface runoff and groundwater recharge can be linked. Over the years, the importance of the infiltration process resulted in the development of several simplified analytical models for predicting infiltration. These infiltration models range from entirely empirical to physically based models. The most serious problem associated with infiltration modelling of a catchment is how to express the spatial soil variability. In the present study, various infiltration models were fitted to the observed infiltration data of 27 double ring infiltrometer tests and the best-fit infiltration model for Darabkola watershed was identified and evaluated. In addition, the spatial variability of the selected infiltration model parameters was analyzed using the geostatistical techniques. Results showed that among of four models, the Green - Ampt model could determine the infiltration rate with smallest values of RMSE. Hence, saturated hydraulic conductivity parameter (KS) and suction head at the wetting front (Sw) were estimated for all the test points. Evaluation of spatial variability of these parameters indicated that parameters KS and Sw had the spatial dependencies of 0.49 and 0.25 respectively, showing medium spatial dependencies of both parameters. Also, investigation of interpolation parameter maps showed that in the upland with forest land use, relative to other areas in the watershed, the saturated hydraulic conductivity (KS) and suction head at the wetting front (Sw) have larger (1.57-2.69 cm/hr) and smaller values (12.12-1737 cm), respectively.

Keywords: Infiltration, Green - Ampt Model, Geostatistic, Darabkola River