

بررسی تغییرات مکانی نفوذپذیری خاک با استفاده از روش‌های تجربی و زمین‌آماری در دشت ساحلی بهشهر- گلوگاه

عطاله کاویان^۱، رضا احمدی لمراسکی^۲، محمود حبیب‌نژاد روشن^۳، زینب جعفریان^{۴*}

۱. دانشیار، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری

۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری

۳. استاد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری

۴. دانشیار، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۵/۱۱ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۵/۱۷)

چکیده

فرآیند نفوذ در هیدرولوژی سطحی و زیرسطحی نقشی مهم ایفا کرده و عامل کلیدی در تمام معادلات بارش و رواناب می‌باشد. پژوهش حاضر، به منظور بررسی نفوذپذیری خاک در منطقه بهشهر-گلوگاه انجام پذیرفت. از آنجایی که بیشتر محصولات کشاورزی این منطقه در اراضی دشتی و ساحلی کشت می‌شود، هم‌چنین با توجه به اهمیت نفوذپذیری آب در خاک در اراضی کشاورزی، مطالعات نفوذپذیری در این منطقه ضروری به نظر می‌رسد. بدین منظور، یک شبکه $10 \times 10 \text{ km}$ برای نمونه‌برداری در نظر گرفته شده و در مجموع ۸۰ نقطه برای نمونه‌برداری انتخاب گردید. اندازه‌گیری نفوذ آب در خاک با استفاده از روش استوانه تک‌حلقه با در نظر گرفتن ارتفاع نفوذ یک سانتی‌متر و زمان متغیر، انجام پذیرفت. پس از برداشت نفوذ مشاهده‌ای، با استفاده از دو معادله هورتون و کوستیاکوف، برآورد سرعت نفوذ آب در خاک نسبت به مقادیر مشاهده‌ای انجام و مورد ارزیابی قرار گرفت. جهت انتخاب مدل مناسب، آماره‌های سنجش خطا شامل مجذور میانگین مربعات خطا، خطای نسبی و ضریب ناش ساتکلیف برای هر معادله مورد سنجش قرار گرفت که مقادیر این آماره‌ها در ارتباط با معادله هورتون به ترتیب ۵/۵۵، ۲۴/۶۱ و ۰/۹۸ و برای معادله کوستیاکوف به ترتیب ۸/۵، ۳۴/۱۴ و ۰/۹۶ به دست آمد. نتایج نشان داد که معادله هورتون دارای دقت بیشتری نسبت به معادله کوستیاکوف در برآورد میزان نفوذ نسبت به مقادیر مشاهده‌ای در این منطقه می‌باشد. هم‌چنین، بررسی تغییرات مکانی نرخ نفوذپذیری با کمک نرم‌افزار GS^+ نشان داد که تمامی تغییرنماهای متغیر مورد مطالعه همسان‌گرد می‌باشند و وابستگی مکانی قوی بین نفوذپذیری آب در خاک وجود داشته است.

واژه‌های کلیدی: استوانه تک‌حلقه، زمین‌آمار، معادله کوستیاکوف، معادله هورتون، نفوذپذیری.

مقدمه

امروزه برآورد رواناب حاصل از رگبار به‌ویژه در حوزه‌های آبخیز کوچک و فاقد آمار از اصلی‌ترین فعالیت‌های هیدرولوژیست‌ها است. به‌همین دلیل استفاده از روش‌های برآورد رواناب در حوزه‌های آبخیز فاقد ایستگاه از اهمیت شایان توجهی برخوردار است. در این بین تعیین حجم رواناب حاصل از بارندگی به‌منظور پیش‌بینی و پیش‌گیری از وقوع سیلاب، فرسایش خاک و انتقال آلاینده‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است که به‌طور مستقیم به پدیده نفوذ آب در خاک وابسته است. به‌همین دلیل مطالعه نفوذپذیری خاک به‌عنوان یکی از اجزای مهم فرآیندهای بارش

رواناب ضروری است (Jain and Kumar, 2004). نفوذ، تعیین‌کننده سرنوشت آب رسیده به سطح خاک بوده و اصلی‌ترین پارامتر در تعیین مقدار تلفات بارش می‌باشد، به همین دلیل کمی کردن پدیده نفوذ آب به خاک در مدیریت حوزه‌های آبخیز از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است (Tsanis, 2006). از آنجاکه ویژگی‌های ذاتی خاک بسته به نوع خاک دارای تغییرات زمانی و مکانی هستند، انتظار می‌رود تغییرپذیری و الگوی نفوذ آب در خاک در خاک‌های مختلف متفاوت باشد (Bouma, 1989). به دلیل وابستگی ضرایب معادلات نفوذ به نوع خاک و شرایط سطحی زمین، آزمایش‌های میدانی برای اندازه‌گیری مقدار نفوذ، تعیین مدلی مناسب برای بیان کمی آن و هم‌چنین تعیین ضرایب آن در شرایط ویژه هر منطقه ضروری است. مقدار نفوذ را می‌توان با اندازه‌گیری مستقیم یا با مدل-

* نویسنده مسئول: jafarian79@yahoo.com

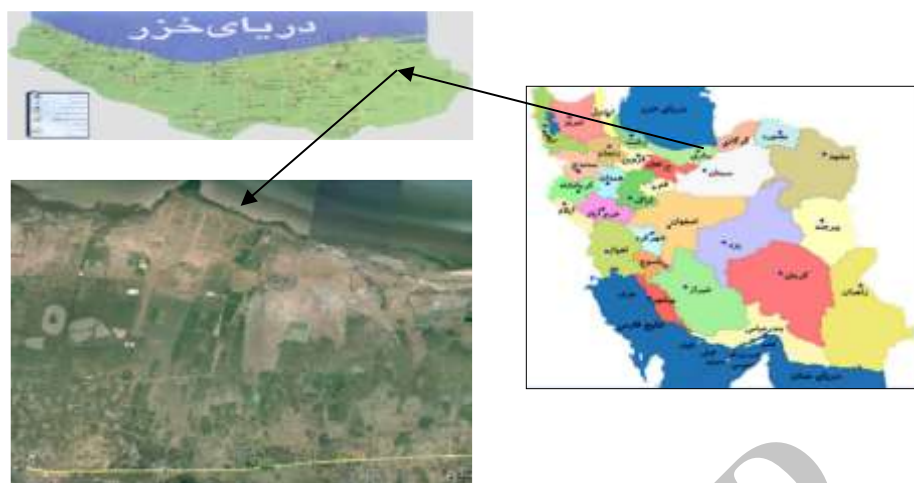
در نظر گرفته نمی‌شوند، بلکه نمونه‌های مجاور تا فاصله معینی به‌طور مکانی به هم وابستگی دارند و می‌توان وابستگی بین نمونه‌ها را به‌صورت مدل ریاضی که تغییرنا نامیده می‌شود ارائه کرد (Einax and Soldt, 1999). از جمله مطالعاتی که در زمینه تغییرپذیری ویژگی‌های خاک و تغییرات مکانی پارامترهای نفوذ انجام شده می‌توان به تحقیقات (Chartieret al, 2011, Melon et al, 2006 اشاره نمود. در ایران نیز مطالعاتی روی مدل‌های مختلف نفوذ و تغییرات مکانی پارامترهای نفوذ انجام شده است که می‌توان به مطالعات (Ghorbani dashtaki et al, (2009 در منطقه تنگنار بن واقع در استان چهارمحال و بختیاری به روش تک استوانه‌ای (قطر ۳۰ سانتی‌متر) و با استفاده از داده‌های نفوذ به‌دست‌آمده در ۹۵ نقطه، (Fakoriet al, (2011 با بررسی سرعت نفوذ و نفوذ تجمعی آب در خاک در سه کاربری مرتع، باغ و کشاورزی در شهرستان نیشابور و (Fakher nikcheet al, (2013 با بررسی بهترین معادله نفوذ بارش در سطح حوضه امامه اشاره نمود. با توجه به مطالب فوق، از آنجایی که مطالعه نفوذپذیری خاک به‌عنوان یکی از اجزای مهم فرآیندهای بارش رواناب است و نرخ نفوذ آب در خاک وابسته به عوامل محیطی و پارامترهای فیزیکی خاک می‌باشد، لذا مطالعه تغییرپذیری مکانی نفوذپذیری خاک با استفاده از روش‌های زمین‌آماري در منطقه تحقیق که چنین مطالعه‌ای تاکنون در آن انجام نگرفته، ضروری به نظر می‌رسد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، مساحت ۸۰۰۰ هکتار از اراضی دشت ساحلی بهشهر-گلوگاه واقع در استان مازندران را شامل شده که در محدوده طول جغرافیایی $53^{\circ}38'56''$ تا $53^{\circ}45'29''$ و عرض جغرافیایی $36^{\circ}42'27''$ تا $36^{\circ}43'36''$ واقع شده است (شکل ۱). حداقل ارتفاع منطقه ۳۰- متر و حداکثر آن ۲۸ متر می‌باشد. اغلب کاربری اراضی این منطقه را زمین‌های کشاورزی در بر می‌گیرد که در طول سال تحت کشت گندم، لوبیا، باقلا و کلزا قرار می‌گیرند. کاربری‌های دیگر این منطقه مرتعداری با وجود گونه‌هایی از خانواده گندمیان می‌باشد که تحت تأثیر چرای دام‌های این منطقه قرار می‌گیرند. در اراضی ساحلی گیاهانی شور پسند از خانواده سالیکورنیا و گیاهانی دیگر از جمله قمیش و جگن به‌وفور در این مناطق یافت می‌شود.

هایی که جهت برآورد نفوذ ارائه شده‌اند تعیین کرد. اندازه‌گیری مستقیم دارای محدودیت‌هایی نظیر صرف هزینه و زمان زیاد می‌باشد به‌همین دلیل استفاده از مدل‌ها در برآورد میزان نفوذ مفید و کاربردی می‌باشد. طی سالیان گذشته مدل‌های فیزیکی و تجربی فراوانی برای کمی کردن فرآیند نفوذ آب به خاک ارائه شده است برخی از آنها بر مبنای ویژگی‌های فیزیکی خاک بنا نهاده شده‌اند و برخی دیگر معادلاتی تجربی هستند که بر شکل منحنی سرعت نفوذ- زمان تحمیل شده‌اند و پایه فیزیکی ندارند (Horton, 1940; Kostianov, 1932). از جمله مدل‌های فیزیکی می‌توان به مدل گرین آمپت و مدل فیلیپ اشاره کرد. مدل‌های تجربی نفوذ نیز با توجه به آزمایش‌های نفوذ، آمار و ارقام به‌دست‌آمده و با استفاده از همبستگی و یا برازش یک منحنی بر داده‌های تجربی به دست می‌آیند. لذا اثر کلیه عوامل شناخته‌شده و ناشناخته در ضرایب آن‌ها منعکس می‌شود از جمله این مدل‌ها می‌توان به مدل کوستیاکوف و هورتون اشاره کرد. این معادلات در صورتی که خاک منطقه همگن باشند نتیجه مطلوبی ارائه می‌کنند، اما این ویژگی‌ها به‌ندرت در یک منطقه دیده می‌شوند، زیرا پارامترهای نفوذ به‌شدت تحت تأثیر تغییرات مکانی هستند (Sepahvand et al, 2010). از آنجاکه فرضیات و پارامترهای به‌کاررفته در مدل‌های نفوذ باهم متفاوت است انتظار می‌رود در یک شرایط معین، مدلی خاص دارای عملکرد بهتری در مقایسه با بقیه باشد (Ghorbani dashtaki et al, 2009). تاکنون روش‌های مختلفی به‌منظور برآورد مقدار بهینه پارامترهای نفوذ به‌کار برده شده است. محاسبه معادلات نفوذ آب در خاک یک منطقه، مدل‌سازی جریانات سطحی و زیرسطحی آن منطقه را آسان‌تر کرده و با داشتن مدل مناسب نفوذ در یک منطقه کار طراحی و ارزیابی پروژه‌های آبی با دقت بیشتری صورت می‌گیرد. روش‌های زیادی برای کمی کردن نحوه پراکنش عوامل محیطی با در نظر گرفتن تغییرات مکانی آن‌ها وجود دارد که از بارزترین آن‌ها می‌توان به روش زمین‌آمار اشاره کرد (Turner, 2006). یکی از اهداف آمار مکانی، ارائه مدلی مناسب جهت توصیف متغیر ناحیه‌ای با در نظر گرفتن مؤلفه‌های تغییرپذیری ساختاری و تصادفی است. این بخش از آمار مکانی را (ژئواستاتستیک) می‌نامند (Mohamadi, 2006). روش‌های زمین‌آمار قادر به تهیه نقشه‌های کمی با دقت معلوم در ارتباط با تغییرات مکانی نرخ نفوذ و ارتباط آن با پارامترهای فیزیکی منطقه و هم‌چنین رقوم ارتفاعی آن می‌باشند (Mohamadi, 1998). در زمین‌آمار نمونه‌ها مستقل از یکدیگر



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه

روش پژوهش

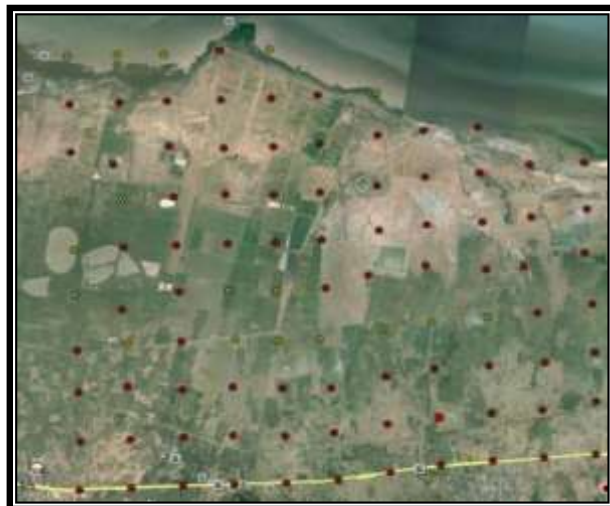
ابتدا با استفاده از تصویر Google Earth مربوط به منطقه مورد مطالعه، بررسی اجمالی صورت پذیرفت تا در شناسایی هر چه بهتر نقاط قابل اندازه‌گیری و تهیه شبکه نمونه‌برداری، دقت کافی به عمل آید. در ادامه با توجه به بازدیدهای صحرایی، بررسی تصویر منطقه و سوابق پژوهشی شبکه‌ای به ابعاد ۱۰۰۰m در ۱۰۰۰m تهیه گردید. حاصل پیاده‌سازی این شبکه تعداد ۸۰ نقطه در محل گره‌های آن بود که طی عملیات صحرایی با استفاده از GPS مختصات این گره‌ها که همان نقاط مورد آزمایش نفوذسنجی می‌باشند، ثبت گردید. در بین نقاط اندازه‌گیری شده، نقاط زردرنگ به دلیل قرار گرفتن در مناطق مسکونی یا قرار گرفتن در شالیزار یا آب‌بندان از اندازه‌گیری صحرایی حذف و با استفاده از روش درون‌یابی کریجینگ، تخمین زده شدند (شکل ۲).

روش اندازه‌گیری نرخ نفوذ

اندازه‌گیری نرخ نفوذ آب در خاک با استفاده از استوانه تک حلقه صورت گرفت (Ghorbanidashtaki, 2008). به‌منظور اندازه‌گیری دقیق‌تر سرعت لحظه‌ای نفوذ آب در خاک، ارتفاع نفوذ آب را به مقدار یک سانتی‌متر ثابت و زمان آن متغیر در نظر گرفته شد یعنی پس از نفوذ به میزان یک سانتی‌متر، زمان نفوذ را اندازه‌گیری و سپس به همان میزان در ظرف آب ریخته و مجدداً زمان نفوذ تا نقطه اشباع خاک از آب اندازه‌گیری شد (شکل ۳). در این روش پس از تعیین نفوذ نهایی و هم‌چنین پس از تفریق میزان نفوذ لحظه‌ای با نفوذ نهایی، از داده‌ها لگاریتم گرفته شد و پس از تعیین شیب خط حاصل از داده‌ها، نرخ کاهش ظرفیت نفوذ (K) محاسبه گردید.



شکل ۳- روش تک استوانه برای اندازه‌گیری نفوذپذیری آب در خاک



شکل ۲- موقعیت نقاط نمونه‌برداری در منطقه مورد مطالعه

تجزیه و تحلیل داده‌ها

مدل هورتون

معادله هورتون (۱۹۴۰) به صورت زیر بیان می‌شود:

$$F_t = F_c + (F_0 - F_c)e^{-kt} \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در این، F_t نفوذ در زمان t برحسب میلی‌متر بر ساعت، F_c شدت نفوذ نهایی برحسب میلی‌متر بر ساعت، F_0 شدت نفوذ اولیه برحسب میلی‌متر بر ساعت و k ثابت هورتون است.

سپس با استفاده از لگاریتم داده‌ها نمودار نفوذ لحظه‌ای را برحسب زمان رسم گردید تا با استفاده از شیب خط نرخ کاهش ظرفیت نفوذ (K) توسط رابطه (۲) محاسبه گردد (Alizadeh, 1989).

$$m = \frac{-1}{0.434k} \quad (\text{رابطه ۲})$$

که در آن، m شیب خط نمودار می‌باشد. سپس معادله هورتون را نوشته و میزان نفوذ برآوردی توسط این روش را محاسبه نموده و نمودار نفوذ مشاهده‌ای و برآوردی رسم گردید. در روش هورتون، میزان برآورد سرعت نفوذ توسط روش لگاریتمی صورت گرفت.

مدل کوستیاکوف

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

$$i(t) = at^{-b} \quad (\text{رابطه ۳})$$

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

$$I(t) = \frac{a}{1-b} t^{1-b} \quad (\text{رابطه ۴})$$

معادله کوستیاکوف فرآیند نفوذ را در دوره‌های زمانی کوتاه به خوبی تشریح می‌نماید، لیکن برای دوره‌های بلند از دقت کمتری برخوردار است (Philip, 1957). در این مدل همانند مدل هورتون، ابتدا میزان نفوذ لحظه‌ای را بر زمان لحظه‌ای تقسیم کرده تا نرخ نفوذ آب در خاک به دست آید. سپس با استفاده از نمودار پراکندگی ضرایب ثابت معادله کوستیاکوف را محاسبه کرده و نرخ نفوذ برآوردی توسط معادله کوستیاکوف به دست آمد. سپس مجموع میانگین مربعات خطا نرخ نفوذ مشاهده‌ای و برآوردی را در ابزار سولور (solver) قرار داده تا میزان ضرایب ثابت این معادله را اصلاح نموده و میزان خطا به صفر رسانیده شود که این کار باعث محاسبات دقیق‌تر توسط معادله کوستیاکوف می‌شود.

از آنجایی که شرط لازم برای تعیین اعتبار یک مدل، تطابق

نتایج به دست آمده با نتایج واقعی می‌باشد، برای تعیین بهترین مدل در بین مدل‌های ارائه شده، از آماره‌های خطای نسبی تخمین (صادقی و همکاران، ۱۳۸۴)، (رابطه ۵)، مجذور میانگین مربعات خطا (Huboos et al., 2006)، (رابطه ۶) و ضریب ناش ساتکلیف (Kenan, 2001)، (رابطه ۷) که نشان‌دهنده میزان تطابق هیدروگراف شبیه‌سازی شده و مشاهداتی است، استفاده شد. نهایی‌سازی مدل‌ها با ضریب تبیین و خطای تخمین قابل قبول، معیار مجذور میانگین مربعات خطای کوچک‌تر، ضریب کارایی و ضریب ناش ساتکلیف بزرگ‌تر و نهایتاً کمتر بودن تعداد اجزای پیشگو کننده در یک معادله به صورت زیر مد نظر قرار گرفت.

$$RE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \left(\frac{|Q_e - Q_o|}{Q_o} \right) \times 100 \quad (\text{رابطه ۵})$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_o - Q_e)^2}{n}} \quad (\text{رابطه ۶})$$

$$NSS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q(o)_j - Q(e)_j)^2}{\sum_{i=1}^n (Q(o)_j - Q(o)_j)^2} \quad (\text{رابطه ۷})$$

در کلیه آماره‌های فوق Q_o و $Q(o)_j$ مقادیر مشاهده‌ای، Q_e و $Q(e)_j$ مقادیر برآوردی، $\overline{Q(o)_j}$ میانگین مقادیر برآوردی و n تعداد مشاهدات است.

تجزیه و تحلیل مکانی داده‌ها

ابتدا برای کاهش نوسان زیاد واریوگرام نرمال‌سازی داده‌ها انجام گرفت. توزیع نرمال داده‌ها بر اساس چولگی آن‌ها تخمین زده شد. به این صورت که داده‌های با چولگی بین -۱ تا ۱ به عنوان داده‌های دارای توزیع نرمال در نظر گرفته شدند و آن‌هایی که نرمال نبودند، تبدیل شدند (Nicola et al., 2007). پیش از کاربرد تجزیه و تحلیل زمین‌آماره‌ای، همسانگردی و ناهمسانگردی هر متغیر جهت آنالیز همسانگردی با استفاده از رسم تغییرنماها در جهات مختلف کنترل شد. برای مقایسه دو کمیت در دو نقطه با مختصات مختلف، بررسی اختلاف آن‌ها طبیعی‌ترین روش مقایسه است. بر این اساس برای تمام موقعیت‌ها می‌توان، توان دوم این اختلاف را تحت عنوان نیمه واریانس به صورت فرمول زیر محاسبه کرد (Mohamadi, 2006):

$$\hat{\gamma}(h) = 1 - \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} (Z(x_i) - Z(x_i + h))^2 \quad (\text{رابطه ۸})$$

که در آن، $\gamma(h)$ نیمه واریانس برای فاصله h و $N(h)$ تعداد زوج نقاط مجزا شده با فاصله گام $hZ(x_i)$ و $hZ(x_i+h)$ مقادیر متغیر اندازه‌گیری شده Z به ترتیب در موقعیت‌های مکانی I و $I+h$ هستند. نسبت واریانس ساختاری به سقف می‌تواند برای کلاسه‌بندی وابستگی مکانی ویژگی‌های خاک مورد استفاده قرار گیرد. اگر این نسبت دامنه کمتر از ۰/۲۵ باشد وابستگی مکانی ضعیف، ۰/۲۵ تا ۰/۷۵ وابستگی مکانی متوسط و اگر بیشتر از

نتایج و بحث

بررسی داده‌های حاصل از آزمایش استوانه تک حلقه 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 به دلیل تغییر در خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک و همچنین تغییر کاربری اراضی، متفاوت می‌باشد. حداکثر این سرعت در منطقه به میزان ۵۰۰ میلی‌متر بر دقیقه بوده و حداقل آن به میزان ۲/۵ میلی‌متر بر دقیقه رخ داد. همچنین، میزان زمان نفوذ تجمعی در پایان هر آزمایش محاسبه گردید. نتایج نشان داد که حداکثر میزان این فاکتور در کل نمونه‌های اندازه‌گیری شده به میزان ۳۵۹/۳۳ دقیقه بوده است. نتایج آماره‌های توصیفی این فاکتورها در جدول (۱) ارائه گردیده است.

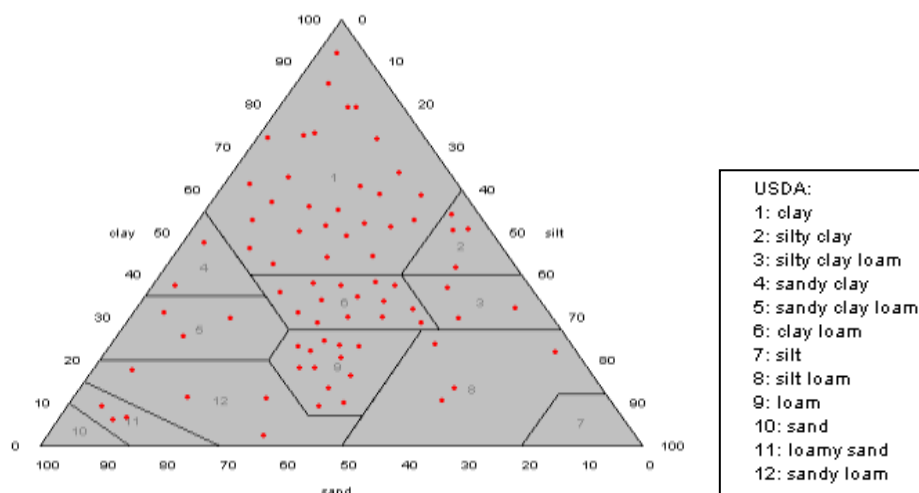
۰/۷۵ باشد وابستگی مکانی قوی است (Cambardelaet al, 1994). در مرحله بعد برای درون‌یابی مکانی و تهیه نقشه مکانی نرخ نفوذپذیری آب در خاک از روش کریجینگ استفاده شد. در نهایت به کمک روش اعتبارسنجی (Cross-validation)، ارزیابی صحت درون‌یابی صورت گرفت (Goovaerts, 1997). در این روش، اعتبارسنجی با حذف اطلاعات صورت گرفته و معمولاً یک مشاهده حذف می‌شود و به کمک سایر داده‌ها تخمین زده می‌شود و سپس تفاوت بین داده واقعی و تخمینی برای هر داده محلی محاسبه می‌شود (Webster and Olivier, 2001). درواقع رگرسیون بین داده واقعی و تخمین صورت گرفته می‌شود و ضریب رگرسیون حاصله کمیتی برای تعیین نکوئی برازش است که هر چه به ۱ نزدیک‌تر باشد، برازش مدل بهتر صورت گرفته است. برای انجام آنالیزهای زمین‌آماري از نرم‌افزار GS⁺ نسخه ۵ (Gamma Design Software, MI, USA) استفاده شد.

جدول ۱- آماره‌های توصیفی فاکتورهای نفوذ در نقاط مورد آزمایش

آماره	حداکثر سرعت نفوذ (mm/min)	زمان کل نفوذ تجمعی (min)	نرخ کاهش ظرفیت نفوذ (cm/hr)	مکش خاک در جبهه رطوبتی (cm)
میانگین	۸۶/۷۴	۱۴۷/۷۶	۳/۶۵	۱۵/۶
حداقل	۲/۵	۸/۶۸	۰/۴۴	۱/۵۷
حداکثر	۵۰۰	۳۵۹/۳۳	۱۰/۴	۸۲/۵۷
چولگی	۲/۳۹	۰/۵۱	۰/۹۶	۱/۹۶
کشیدگی	۵/۹۵	۰/۲۲	۰/۴۶	۳/۵۶
انحراف معیار	۱۰۶/۵۶	۸۳/۴۵	۲/۵۶	۱۸/۲۵

دیگر هم بافت‌های لومی و شنی رسی لومی به‌صورت محدود مشاهده گردید. نتایج درصد فراوانی بافت خاک در منطقه مورد مطالعه در شکل (۴) ارائه گردیده است.

نتایج آزمایش بافت خاک روی نمونه‌های برداشت‌شده از نقاط مورد آزمایش نفوذسنجی نشان داد که در بیشتر نقاط حوزه بافت خاک از نوع رسی و رسی لومی بوده ولی در نقاط



شکل ۴- درصد فراوانی بافت خاک در منطقه مورد مطالعه

در شکل (۶) با رسم خط ۱:۱ (از طریق نرم افزار اکسل) مشاهده می شود. هم چنین، معادله هورتون در تمامی نقاط، همواره مقادیر کمتری را نسبت به نفوذ مشاهده ای نشان می دهد. خط ۱:۱ در واقع نشان دهنده قابلیت اعتماد و میزان دقت معادلات در برآورد نفوذ است.

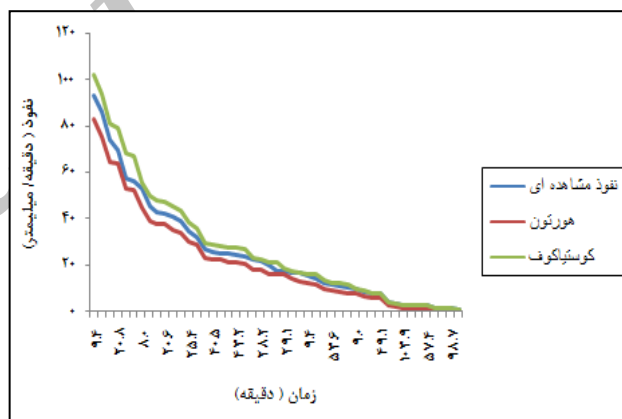
نتایج آماره های توصیفی معادلات هورتون و کوستیاکوف مربوط به تمامی نقاط اندازه گیری شده آورده شده است (جدول ۲). نتایج حاصل از برآورد نفوذ توسط معادله هورتون نشان داد بین مقادیر نفوذ مشاهده ای و نفوذ برآوردی حاصل از معادله هورتون و کوستیاکوف اختلاف فراوانی وجود دارد (شکل ۵) که

جدول ۲- آماره های توصیفی حاصل از مقادیر برآوردی هورتون و کوستیاکوف

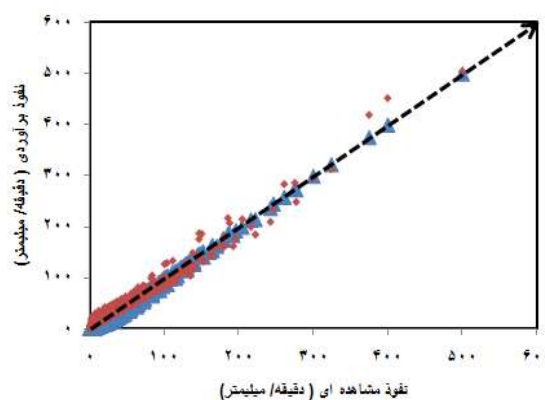
مقادیر برآوردی کوستیاکوف			مقادیر برآوردی هورتون		آماره های توصیفی
ضریب K	ضریب a	نفوذ نهایی (میلی متر بر دقیقه)	ضریب K	نفوذ نهایی (میلی متر بر دقیقه)	
۳۶/۵۵	-۰/۵۶	۶/۵۹	-۰/۱۰	۲/۵۵	میانگین
۴/۴۷	-۰/۷۲	۰/۲۳	-۰/۰۴	۰/۲۶	حداقل
۱۰/۱۶	-۰/۱۹	۲۲/۳۵	۰/۰۷	۱۳/۸۲	حداکثر
۰/۶۹	۱/۳۰	۱/۰۸	-۱/۸۸	۱/۹۹	چولگی
۰/۱۹	۱/۳۵	۰/۶۶	۶/۲۹	۳/۶۷	کشیدگی
۲۲/۹۹	۰/۱۲	۵/۸۴	۰/۰۷	۳/۰۳	انحراف معیار

مشاهده ای دارای نوسانات افزایشی، کاهش و سپس افزایشی می باشد. این امر بدین معنی است که در مراحل اولیه نفوذ معادله کوستیاکوف همواره مقادیر بالاتری را نسبت نفوذ مشاهده ای نشان داده و پس از گذشت چند دقیقه، مقدار کمتر و سپس مقادیر بیشتر شده است (شکل ۶).

نتایج حاصل از مقایسه برآورد مقادیر نفوذ پذیری آب در خاک بین دو مدل هورتون و کوستیاکوف نسبت به مقادیر مشاهده ای نفوذ پذیری، نشان می دهد که کمترین میزان RMSE مربوط به مدل هورتون می باشد؛ بنابراین مدل هورتون در برآورد نفوذ پذیری آب در خاک، دارای بهترین برازش می باشد. بررسی معیار کفایت ناش ساتکلیف حاکی از تطابق قابل قبول مدل هورتون نسبت به مقادیر مشاهده ای است، در حالی که مدل کوستیاکوف تطابق کمتری نسبت به مدل هورتون با مقادیر مشاهده ای نشان داده است (جدول ۳). در برآورد نفوذ به روش هورتون، همواره مقادیر برآوردی نسبت به مقادیر مشاهده ای عدد کمتری را نشان می دهند، در صورتی که در مدل کوستیاکوف مقادیر برآوردی در زمان های اولیه نفوذ مقادیر بیشتری نسبت به نفوذ مشاهده ای نشان می دهند و هر چه زمان نفوذ بیشتر می شود این تغییرات کاهش یافته است. هم چنین زمانی که نفوذ آب در خاک در حال نزدیک شدن به نقطه اشباع می باشد، در مدل کوستیاکوف میزان نفوذ برآوردی مقدار کمتری نسبت به نفوذ مشاهده ای را نشان می دهد که این نتایج با یافته های Melon *etal*, (2006) همخوانی دارد. نتایج حاصل از معادلات هورتون و کوستیاکوف نشان دهنده تطابق قابل قبول مدل



شکل ۵- مقایسه مقادیر برآوردی و مشاهده ای نسبت به زمان در کل منطقه



شکل ۶- نتایج حاصل از قابلیت اعتماد معادلات هورتون و کوستیاکوف در برآورد نرخ نفوذ نسبت به مقادیر مشاهده ای در کل منطقه

نتایج مؤید این مطلب است که برآورد میزان نفوذ آب در خاک با استفاده از روش کوستیاکوف نسبت به مقادیر

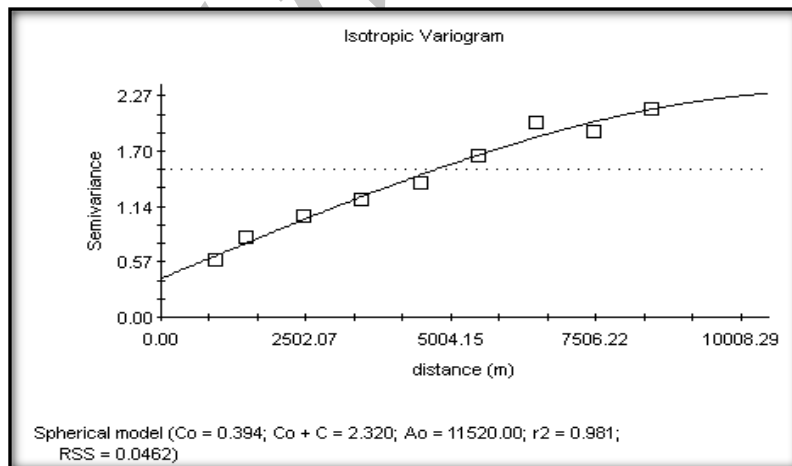
به‌عنوان بهترین مدل انتخاب گردید. مدل مناسب برای داده‌های به‌دست‌آمده از نوع همسان‌گرد یا مستقل از جهت بوده است. نفوذپذیری خاک در این تحقیق دارای وابستگی مکانی قوی (Cambardela *et al.*, 1994) بوده است (شکل ۷). هم‌چنین، تغییرات نرخ نفوذپذیری آب در خاک از سمت جنوب به شمال منطقه (جاده سراسری به ساحل) نشان داده شده است (شکل ۸). بسیاری از محققین نیز پس از مشاهده تفاوت کم بین واریوگرام‌های تبدیل‌شده و واریوگرام داده‌های اصلی، از داده‌های اصلی استفاده کرده‌اند (Johnson *et al.*, 2002). نتایج نشان داد که برای تمامی داده‌های مورد مطالعه، محدوده دامنه تأثیر و سقف تغییرنا، یکسان و بنابراین ناهمسان‌گردی مشخصی مشاهده نگردید و تمامی تغییرنا‌های متغیرهای مورد مطالعه همسان‌گرد هستند که با یافته‌های (Jafarian *et al.*, 2009) هم‌خوانی دارد. با توجه به نتایج (Zamaniet *al.*, 2007) این حالت نمایان‌گر آن است که تغییرپذیری داده‌ها در جهات مختلف یکسان است و تغییرات به فاصله بین نمونه‌ها بستگی دارد. علاوه بر این، مقادیر اندازه‌گیری شده در منطقه دارای ساختار مکانی قوی بودند و مقدار اثر قطعه‌ای آن بسیار کم بوده که حاکی از پیوستگی بالای توزیع این داده‌ها در منطقه می‌باشد.

هورتون نسبت به مقادیر مشاهده‌ای و در مقابل تطابق کمتر و خطای بیشتر مدل کوستیاکوف نسبت به مقادیر مشاهده‌ای می‌باشد که با نتایج (Parchamieraghiet *al.*, 2010) مبنی بر اینکه مدل هورتون نتایج بهتری را در اندازه‌گیری نفوذپذیری دارا است، مطابقت دارد.

جدول ۳- نتایج حاصل از ارزیابی دو مدل هورتون و کوستیاکوف نسبت به مقادیر مشاهده‌ای در کل منطقه مورد مطالعه

کوشتیاکوف	هورتون	آزمون آماری
۸/۵	۵/۵۵	RMSE
۰/۹۶	۰/۹۸	NSS
۳۴/۱۴	۲۴/۶۱	RE

نتایج حاصل از ارزیابی مدل‌های مورد استفاده در تحقیق حاضر با استفاده از آماره‌های ارزیابی موردنظر طبق جدول (۴)، نشان‌دهنده دقت و کارایی بهتر مدل هورتون نسبت به مدل کوستیاکوف در مقایسه با مقادیر مشاهده‌ای می‌باشد. برای بررسی ساختار مکانی، از تغییرنا‌های همه‌جانبه که بیانگر متوسط تغییرات مکانی پارامترها در تمام جهات است، استفاده گردید. نتایج حاصل از جدول (۵) بیان‌گر این مطلب است که مدل کروی به علت داشتن مجموع مربعات باقیمانده کمتر و ساختار بهتر از بین تمامی مدل‌های برازش داده‌شده



شکل ۷- واریوگرام حاصل از اندازه‌گیری نفوذپذیری (mm/min) در کل منطقه مورد مطالعه

تأثیر بزرگ‌تر باشد دلالت بر ساختار مکانی گسترده‌تر، پراکنش رونددار و در حقیقت پیوستگی مکانی بیشتر در مقادیر موردنظر دارد. هر چه دامنه گسترده‌تر باشد به تعداد نمونه کمتری جهت تعیین نقاط نمونه‌برداری نشده نیاز است (Hasanipak, 2010). دامنه تأثیر (A0) مقادیر مورد نظر ۱۱۰۴۰ متر می‌باشد (جدول ۴) و دامنه تأثیر بزرگ‌تر حاکی از ساختار فضایی گسترده‌تر است که با یافته‌های (Nicola *et al.*, 2007) مطابقت دارد. این

نتایج این تحقیق در زمینه بررسی تغییرات مکانی نفوذپذیری نشان داد که توزیع مکانی نفوذپذیری خاک با مدل کروی قابل توضیح است. بسیاری از محققین از جمله (Viera and Paz Gonzales, 2003) نیز این نتایج را تأیید می‌کنند. دامنه تأثیر ویژگی‌های مختلف خاک، تابعی از مقیاس مورد مطالعه، فاصله نمونه‌برداری و موقعیت سیمای اراضی می‌باشد (Cambardela *et al.*, 1994). بدیهی است هر چه دامنه

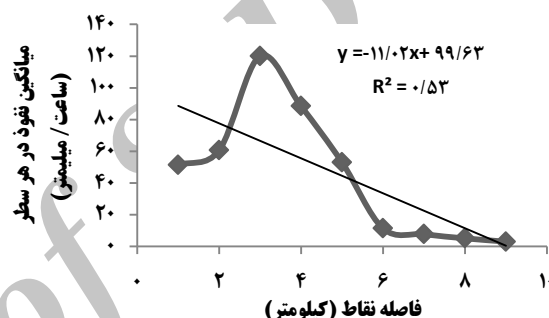
طراحی فاصله شبکه بهینه نفوذپذیری آب در خاک و نمونه- برداری و همچنین در تحلیل ناهمسان‌گردی‌های ساختاری کاربرد زیادی دارد (Hasanipak, 2010).

گسترش موجب افزایش محدوده مجازی می‌گردد که می‌توان از داده‌های موجود در آن برای تخمین مقدار متغیر ناحیه‌ای در نقطه یا بلوک مجهول استفاده کرد. دامنه تأثیر واریوگرام در

جدول ۴- پارامترهای مدل اعمال‌شده به واریوگرام‌ها در کل منطقه مورد مطالعه

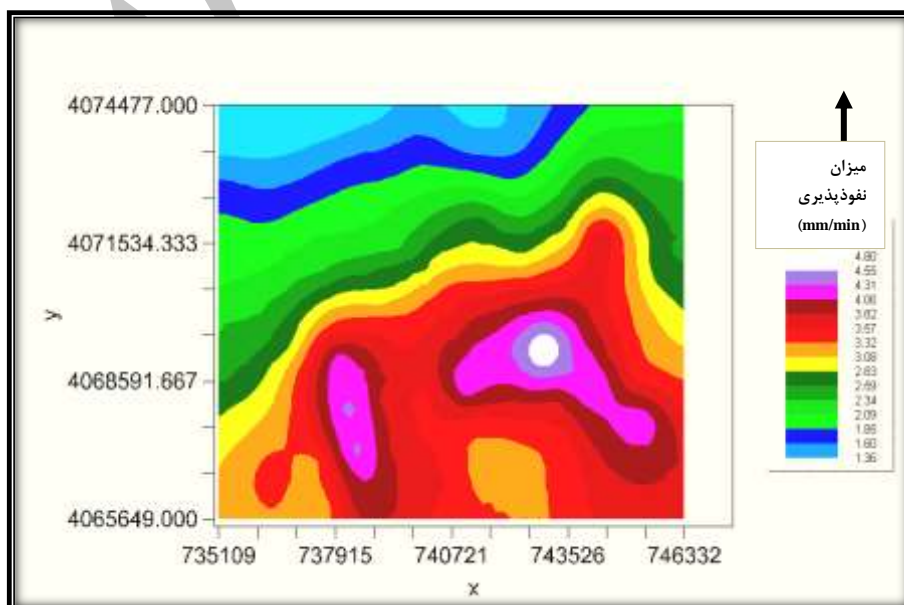
نوع مدل	اثر قطعه‌ای (Co))	سقف (Co+C)	وابستگی مکانی (C/Co+C)	وابستگی مکانی	دامنه تأثیر (متر)	R ²	مجموع مربعات باقیمانده (RSS)
کروی	۰/۳۹	۲/۲۱	۰/۸۲	قوی	۴۰۱۱۰	۰/۹۹	۰/۰۰۸
نمایی	۰/۲۷	۲/۵۶	۰/۸۹	قوی	۱۷۹۱۰	۰/۹۸	۰/۰۳
خطی	۰/۵۱	۲/۱۹	۰/۷۶	قوی	۸۶۴۷	۰/۹۸	۹/۵۷
قوسی	۰/۶۳	۲/۱۶	۰/۷	متوسط	۸۹۷۲	۰/۹۹	۰/۰۰۸

(Sokotioskoie et al, 2007) به نتایج مشابهی دست یافتند. همان‌گونه که در نقشه حاصل (با استفاده از روش کریجینگ) مشاهده می‌شود، توزیع اکثر متغیرها پیوسته و وابسته به موقعیت جغرافیایی داده‌ها می‌باشد. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از این نقشه، از جنوب منطقه به سمت شمال (از جاده سراسری به ساحل)، از میزان سرعت نفوذ کاسته می‌شود که علت آن نوع تغییر کاربری اراضی از کشاورزی به اراضی مرتعی و ساحلی می‌باشد، به طوری که در اراضی کشاورزی نوسان در سرعت نفوذ و در اراضی مرتعی و ساحلی به دلیل بالا بودن سطح ایستابی آب کاهش سرعت نفوذ آب در خاک دیده می‌شود. نقشه مربوط به میان‌یابی نفوذپذیری خاک به روش کریجینگ در شکل (۹) آمده است.



شکل ۸- تغییرات نرخ نفوذپذیری آب در خاک از سمت جنوب به شمال منطقه (جاده سراسری به ساحل)

وجود وابستگی مکانی مقادیر اندازه‌گیری شده نفوذپذیری خاک از نتایج اصلی تحقیق حاضر می‌باشد. نتایج به‌دست‌آمده از روش کریجینگ صحت ارزیابی (اعتبارسنجی) تخمین‌های متغیرهای مورد استفاده در این مطالعه را نشان داد. در این زمینه: (Lopez et al., 2005); Nicola et al., (2007)



شکل ۹- نقشه کریجینگ حاصل از داده‌های نفوذپذیری در منطقه مورد مطالعه

مشاهده‌ای است.

هم‌چنین برای نشان دادن تغییرپذیری مکانی نفوذپذیری خاک از روش زمین‌آمار استفاده شد که این روش توانست به‌خوبی تغییرات مکانی را در منطقه مورد مطالعه نشان دهد. نتایج این تحقیق نشان داد که توزیع مکانی نفوذپذیری خاک با مدل کروی قابل توضیح است. همه داده‌های اندازه‌گیری شده دارای مدل سقف‌دار و دارای ساختار مکانی هستند که نمایانگر وابسته بودن نمونه‌های موجود در مکان‌های مختلف نسبت به یکدیگر و وجود ساختار فضایی است. مقدار اثر قطعه‌ای بسیار کم و طبق نتایج به‌دست‌آمده ۰/۳۹ می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی وابستگی تصادفی پایین در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. به‌عبارت‌دیگر، اثر قطعه‌ای کوچک و نزدیک به صفر بیانگر یک پیوستگی مکانی بین نقاط همسایه می‌باشد. دامنه تأثیر (AO) مقادیر مورد نظر ۱۱۰۴۰ متر می‌باشد. دامنه تأثیر بزرگ‌تر دلالت بر ساختار فضایی گسترده‌تر دارد. این گسترش موجب افزایش محدوده مجازی می‌گردد که می‌توان از داده‌های موجود در آن برای تخمین مقدار متغیر ناحیه‌ای در نقطه یا بلوک مجهول استفاده کرد. نتایج نشان داد که کلاس وابستگی مقادیر اندازه-گیری شده در منطقه ۰/۸۲ درصد می‌باشد که جزو کلاس قوی قرار می‌گیرد. وجود وابستگی مکانی مقادیر اندازه‌گیری شده نفوذپذیری خاک از نتایج اصلی تحقیق حاضر می‌باشد و روش ارزیابی متقابل نیز صحت درونیابی را تایید کرده است.

REFERENCES

- Alizadeh, A. (1989). Applied Hydrology. Astan Qods Razavi Publication, 177 p. (In Farsi).
- Bouma, J. (1989). Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Adv. Soil Sci.* 9, 177-213.
- Cambardela, C. A., Moorman, T. b., Novak, J. M. and Parkin, T.B. (1994). Field-Scale variability of Soil properties in central Iowa Soils. *Soil Science*, 58, 1501-1511.
- Chartier, M. P., Rostagno, C. M. and Pazos, G.E. (2011). Effects of soil degradation on infiltration rates in grazed semiarid rangelands of northeastern Patagonia, Argentina. *Journal of Arid Environments*, 75, 656- 661.
- Einax, J. W. and Soldt, U. (1999). Geostatistic and multivariate statistical methods for the assessment of polluted soils-merits and limitation. *Chemometrica and Laboratory Systems*, 49, 79-91.
- Fakher nikche, A., Vafakhah, M. and Sadeghi, H. (2013). Diffusion equation to determine the best rainfall in the watershed Amameh. (In Persian).
- Fakori, T., Emami, H. and Ghahremani, B. (2011). Compared to some models of water infiltration.

نتیجه‌گیری

نفوذپذیری در اراضی کشاورزی که در هر سال دو الی سه بار تحت شخم قرار می‌گیرند نسبت به خاک‌های مرتعی و یا خاک‌های ساحلی بهتر است؛ اما متأسفانه امروزه به دلیل استفاده بیش‌ازحد از کودهای شیمیایی و همچنین آتش زدن بقایای محصولات در اراضی کشاورزی سبب شوری و کاهش نفوذپذیری خاک شده و آن را در معرض غرقابی شدن قرار می‌دهد. به دلیل وجود آب‌بندان‌ها در منطقه مورد مطالعه، اراضی که در اطراف آب‌بندان‌ها قرار داشتند نسبت به اراضی دورتر از آن به دلیل بالا بودن سطح ایستابی آب، زودتر به حد اشباع می‌رسند. بیشترین تغییرات در میزان سرعت نفوذپذیری خاک مربوط به اراضی کشاورزی می‌باشد؛ زیرا اراضی واقع در این منطقه، هر ساله تحت تأثیر شخم و کودهای شیمیایی قرار می‌گیرند. بدیهی است که نرخ نفوذ در آن‌ها متغیر می‌باشد. همچنین علت کاهش میزان سرعت نفوذپذیری خاک در اراضی مرتعی و ساحلی را می‌توان به کاهش تخلخل خاک، شوری، افزایش درصد آهک و بالا بودن سطح آب زیرزمینی در این اراضی نسبت داد.

به‌طور کلی، نتایج حاصل از معادلات هورتون و کوستیاکوف و ارزیابی آن‌ها نشان‌دهنده تطابق و دقت قابل قبول مدل هورتون نسبت به مقادیر مشاهده‌ای و در مقابل تطابق کمتر و خطای بیشتر مدل کوستیاکوف نسبت به مقادیر

The first national conference on strategies to achieve sustainable agriculture.

- Ghorbani Dashtaki, S., Homaei, M., Mahdian, M. H. and Kouchakzadeh, M. (2009). Site-dependence performance of infiltration models. *Water Resour. Manage.* 23, 2777-2790. (In Persian).
- Ghorbani Dashtaki, S. (2008). *Estimating Soil Water Infiltration Parameter Using Pedotransfer Functions, Artificial Neural Networks and Geostatistics*. Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University, 256p. (In Persian).
- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics of natural resources evaluation*. Oxford University Press, New York.
- Hasanipak, A. (2010). *Geostatistic*. Tehran University Publication, 95 p. (In Persian).
- Horton, R.E. (1940). An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Proceedings*, 5, 399-417.
- Jafarian, Z., Arzani, H., Jafari, H., Kelarestaghi, A., Zahedi, G.H. and Azarnivand, H. (2009). The spatial distribution of soil properties on pastures Rineh geostatistical methods, *Journal of Range*. 10(2), 107-120.

- Jain, A. and Kumar, A. (2004). An evaluation of artificial neural network Technique for the determination of infiltration model parameters. *Applied Soft Computing*, 6(3), 272-282.
- Johnson, R. M., Downer, R. G., Bradow, J. M., Bauer P. J. and Sadler. E. J. (2002). Variability in Cotton Fiber Yield, Fiber Quality, and Soil Properties in a South eastern Coastal Plain, *Agron. Journal*. 94 (3), 1305-1316.
- Kostiakov, A.N. (1932). On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. 17-21. Transactions Congress International Society for Soil Science, 6th, Moscow, Part A.
- Lopez, F., Juado, M., Pena, J. M. and Garcia-Toress, L. (2005). Using geostatistical and remote sensing approaches for mooring soil properties. *European Journal of Agronomy*. 23, 279-289.
- Melon, F., Corradini, C., Morbidelli, R. and Saltalippi, C. (2006). Laboratory experimental check of a conceptual model for infiltration under complex rainfall patterns. *Hydrol. Process*, 20, 439-452.
- Mohamadi, J. (1998). Spatial variability of soil salinity in Ramhormuz using geostatistic Theory. *Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural Resources*. 2(4), 49-63.
- Mohamadi, J. (2006). *Pedometers spatial statistics*. Publicatione yelids. Voloum 2, 453p. (In Persian).
- Zamani, M., S. Ayoubi, Sh. and Khormali, F. (2007). Spatial Variability of Wheat Yield and Soil Properties in a Selected Agricultural Land of Sorkhankalateh. *Journal of Water and Soil Science* 11(40), 79-92. (In Farsi).
- Nicola, D.V., Andrea, M. and Gianpietro, V. (2007). Spatial variability of switchgrass (*Panicum virgatum* L.) yield as related to soil parameters in a small field. *Field Crops Research*. 101, 232-239.
- Parchamieraghi, F., Mirlotfi, M., Ghorbanidashtaki, SH. and Mahdian, M. (2010). Evaluation of model of infiltration in soil texture and land use. *Iranian Journal of Irrigation and Drainage*. 4(2), 193-205. (In Farsi).
- Paz Gonzalez, A., Viera, S. R. and Castro, M. T. (2000). The effect of cultivation on the spatial variability of selected properties of an umbric horizon. *Geoderma*. 97(4), 273-292.
- Philip, J.R. (1957). The theory of infiltration: The infiltration equation and its solution. *Soil Sci*. 83, 345-357.
- Sepahvand, A., Taeisamiromi, M., Mirnia, S. A. and Moradi, H.R. (2010). Evaluation models influence sensitivity to changes in moisture content of soil and water. *Agricultural Science and Technology*. 25(2), 338-346.
- Sokoti oskoie, R., Mahdian, M.H., Mahmoodi, SH. and Ghahremani, A. (2007). Compare the performance of some geostatistical methods to predict the spatial distribution of soil salinity, Case study: Uremi plain. *Research and development in agriculture and horticulture*. 74, 90-98. (In Persian).
- Tsanis, I.K. (2006). Modeling leachate contamination and remediation of groundwater at a landfill site. *Water Resource Management*. 20, 109-132.
- Turner, E. (2006). *Comparison of infiltration equation and their field validation with rainfall simulation*. Thesis submitted to the faculty of the graduate school of the university of Maryland.
- Vieira, S. R. and Paz Gonzalez, A. (2003). Analysis of the spatial variability of crop yield and soil properties in small agricultural plots Braganzia, *Campinas*. 62, 127-138.
- Webster, R. and Olivier, M. A. (2001). *Geostatistics for environmental scientists*. John Wiley and Sons, Ltd., Chichester. UK. 271p.