

تعیین مناسب‌ترین معادله نفوذپذیری در حوضه‌های آبخیز مناطق خشک و نیمه خشک (مطالعه موردی: حوضه آبخیز منشاد، استان یزد)

علی طالبی^{۱*}، سمانه پورمحمدی^۲ و محمدحسن رحیمیان^۳

تاریخ دریافت: ۹۲/۰۲/۲۵ تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۰/۱۶

^۱ - دانشیار دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه یزد

^۲ - دانشجوی دکتری علوم و مهندسی آبخیزداری دانشگاه یزد

^۳ - دانشجوی دکتری مهندسی آب دانشگاه صنعتی اصفهان

* مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: talebisf@yazd.ac.ir

چکیده

حرکت آب در خاک یکی از پیچیده‌ترین فرایندهای طبیعی می‌باشد که مدیریت حوضه‌های آبخیز و وضعیت هیدرولوژی حوضه را تحت تاثیر قرار می‌دهد. بنابراین، مطالعات نفوذ آب در خاک یکی از مهمترین موارد تحقیقاتی در عرصه‌های منابع طبیعی می‌باشد. هدف از تحقیق حاضر بررسی معادلات نفوذپذیری در گروه‌های هیدرولوژیکی مختلف خاک در حوضه‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک می‌باشد. در این مطالعه از استوانه مضاعف برای اندازه‌گیری نفوذپذیری خاک در ۱۰ نقطه در گروه‌های هیدرولوژیکی A و B در حوضه خشک و کوهستانی منشاد استفاده شد. سپس معادلات نفوذ کوستیاکوف، لویس کوستیاکوف، SCS و فیلپ با مقادیر نفوذپذیری تجمعی برای هر نقطه برازش داده شد و به کمک آماره‌های خطای میانگین مطلق و خطای استاندارد، مناسب‌ترین معادله نفوذ در هر گروه هیدرولوژیکی تعیین گردید. نتایج تحقیق حاضر معادله نفوذ لویس کوستیاکوف را بعنوان مناسب‌ترین روش برای اندازه‌گیری نفوذ در هر دو گروه هیدرولوژیکی A و B معرفی می‌کند؛ به طوری که آماره‌های خطای میانگین مطلق و خطای استاندارد در این روش از سایر روش‌ها کمتر بوده و به ترتیب مقادیر ۰/۴۹ و ۰/۶۳ سانتی‌متر را نشان داده است.

واژه‌های کلیدی: حوضه آبخیز منشاد، گروه‌های هیدرولوژیکی خاک، نفوذپذیری

Determination of the most Appropriate Infiltration Equation in Arid and Semi-Arid Watersheds (Case Study: Manshad watershed, Yazd province)

A Talebi^{*1}, S Poormohammadi² and MH Rahimian³

Received: 15 May 2013, Accepted: 6 January 2014

¹Assoc Prof., Dept. of Natural Resources., Univ. of Yazd, Iran

²Ph.D. Student, Dept. of Natural resources ., Univ. of Yazd, Iran

³Ph.D. Student, Dept. of Agri Sci., Univ. of Isfahan. Iran

*Corresponding Author Email: talebisf@yazd.ac.ir

Abstract

Water movement in the soil is one of the natural complex processes that affects the management and hydrologic conditions of watersheds. Therefore, studying the infiltration process is very important in the natural resources' fields. The purpose of this research is to investigate the infiltration equations in different hydrological groups of soils in arid and semi-arid watersheds. To measure the infiltration amounts, the double ring method was used at 10 points for two soil hydrological groups of A and B, in Manshad watershed. Then, the cumulative infiltration at each point was determined using equation of Philip, Luis-Kostiakove, Kostiakove and SCS. To determine the most appropriate infiltration equations for the soil hydrological groups, the mean absolute error (MAE) and standard error (SE) were calculated. Based on the obtained results, Luis-Kostiakove equation was the most appropriate method of measuring infiltration for both A and B soil hydrological groups as the values of MAE and SE in this model were less than those in the other models, equal to 0.49 and 0.63, respectively.

Keywords: Infiltration, Manshad watershed, Soil hydrologic groups

نفوذپذیری یک خاک عموماً به دو روش نقطه‌ای و منطقه‌ای (میانگین‌گیری) تعیین می‌شود. روش استوانه مضاعف و جویچه مسدود از جمله روش‌های نقطه‌ای است. از معایب این روش‌ها این است که نمی‌توانند معرف یک منطقه وسیع باشند. در مقابل روش‌های نقطه‌ای، روش‌های میانگین‌گیری می‌باشند که در سطح وسیع‌تر اندازه‌گیری را انجام می‌دهند. روش ورودی-خروجی از جمله روش‌های میانگین‌گیری محسوب می‌گردد. همچنین نفوذپذیری یکی از فرایندهای هیدرولوژیکی می‌باشد که حرکت رواناب و از دست دادن خاک را تحت تاثیر قرار می‌دهد. نفوذپذیری خاک

مقدمه

نفوذپذیری از جمله پارامترهای مهم خاک در بررسی فرایندهای هیدرولوژیکی حوضه‌های آبخیز محسوب می‌گردد و نشان دهنده سرعت عمودی حرکت آب به داخل خاک است. این پارامتر با گذشت زمان از شروع نفوذ به مقدار نسبتاً ثابتی می‌رسد که معادل با هدایت هیدرولیکی اشباع خاک خواهد بود، که این زمان وابسته به رطوبت اولیه خاک و شرایط دانه‌بندی و بافت خاک است. هدایت هیدرولیکی اشباع نیز عبارت است از مقدار آب عبوری از واحد سطح در واحد زمان که تحت شیب هیدرولیکی واحد عبور نماید (کرسیک ۲۰۰۹).

آزمایشی با شیب ۱۰ تا ۲۳ درصد استفاده شد. تست نفوذپذیری به کمک استوانه مضاعف در سه بخش بالا، پائین و میانه هر سایت انجام گرفت تا تغییرات مکانی نفوذ مشخص گردد. سپس میزان نفوذ به کمک چهار معادله فیلیپ، هورتن، گرین - آمپت و کوستیاکوف بررسی شد. نتایج آن‌ها نشان داد که نفوذ به شدت تحت تاثیر پوشش گیاهی و شیب منطقه بوده و در ضمن معادلات فیلیپ و کوستیاکوف نتایج بهتری از تخمین نفوذ را نسبت به معادلات هورتن و گرین - آمپت نشان دادند. کورادینا و همکاران (۲۰۱۱) نیز در تحقیقی که انجام دادند به بررسی یک مدل نیمه تحلیلی از معادلات نفوذ در لایه‌های سطحی و عمقی خاک پرداختند. در این تحقیق در مقیاس محلی بیشتر لایه سطحی که دارای بافت همگن‌تری بود، مورد توجه قرار گرفت. نتایج این تحقیق نشان داد که مدل محلی ارائه شده در قیاس با مدل ریچارد از دقت بالایی برخوردار است و مدل تهیه شده برای خاک‌های لومی-شنی به کمک روش مونت‌کارلو شبیه‌سازی شد. دقت مدل ارائه شده به ترتیب ۵ و ۱۰ درصد برای سرعت نفوذ و نفوذ تجمعی تخمین زده شد. برای مقایسه فرایند نفوذ به کمک فرمول گرین-آمپت سنتی و مدل عددی هایدروس تک‌بعدی که بر اساس معادله ریچارد بود، تخمین زده شد. فرمول گرین-آمپت سنتی قادر به تخمین مناسبی از نفوذ نبود و توسط مدل‌هایدروس تخمین خوبی از سرعت نفوذ و نفوذ تجمعی حاصل شد. پس از تعیین مقادیر خطای استاندارد برای سه روش (معادله گرین-آمپت سنتی، مدل‌هایدروس و معادله گرین-آمپت اصلاح شده بر اساس روش باور) نتایج نشان داد که خطای استاندارد برای نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ در روش گرین آمپت اصلاح شده کمتر از دو روش دیگر بوده است. در تحقیقی که توسط موسوی و همکاران (۱۳۸۴) صورت گرفت، به بررسی و مقایسه شدت نفوذ، نفوذ تجمعی و تعیین ضرایب مدل‌های نفوذ (گرین - آمپت، فیلیپ، کوستیاکوف، کوستیاکف اصلاح شده و هورتون) با روش‌های نفوذ سنجی غرقابی و پاششی بصورت

می‌تواند بر روی مدیریت نگهداشت آب در خاک در مناطق کوهستانی که یک چالش بزرگ محسوب می‌شود تاثیر بسزایی داشته باشد (کوتیاری و همکاران ۲۰۰۴، ونکر و گارنرز ۲۰۰۷). یکی از راه‌حل‌های کاهش تلفات خاک و کاهش رواناب‌ها در حوضه‌های آبخیز نفوذ‌اندن آب به داخل خاک می‌باشد (گیتر و باکولز ۱۹۸۳، ایارزیون ۱۹۹۵، راولوز ۱۹۸۹، سیلوا ۲۰۰۷). نفوذ آب به خاک یک فرایند فیزیکی است که نه تنها دینامیک رواناب تولید شده را کنترل می‌کند، بلکه بر سرتاسر هیدرولوژی اکوسیستم حوضه آبخیز تاثیرگذار خواهد بود (سوتلت ۲۰۰۳). تحقیقات زیادی نشان داده است که نفوذپذیری خاک به شدت تحت تاثیر پوشش گیاهی، جنس خاک، توپوگرافی و مدیریت اراضی می‌باشد (پویسن ۱۹۸۴، مولینا و همکاران ۲۰۰۷، کربان و همکاران ۲۰۰۸). حتی زمان‌های متفاوت روز به علت تغییر دما در نفوذپذیری خاک موثر است (کلانسی و آلبا، ۲۰۱۱). بنا به موارد ذکر شده، فرایند نفوذپذیری در عرصه‌های طبیعی می‌تواند بسیار حائز اهمیت باشد و هدر رفت خاک و آب یک منطقه را تحت تاثیر قرار دهد. پارامتر نفوذپذیری خاک را معمولاً به صورت معادلات مختلف نفوذ از جمله معادله کوستیاکوف، معادله لوئیس-کوستیاکوف، معادله فیلیپ، معادله SCS و غیره شبیه‌سازی می‌کنند. با توجه به اینکه هر خاک رفتار متفاوتی داشته و معادله نفوذپذیری آن بر یکی از این معادلات منطبق می‌باشد، نکته اساسی در اینجاست که کدام معادله برای خاک منطقه مطالعاتی مناسب است. با توجه به اهمیت موضوع، تحقیقات متعددی در این زمینه انجام گردیده است. کزاک و آهویا (۲۰۰۵) با کاربرد ضرایب اصلاحی و رابطه گرین-آمپت در ۱۱ گروه خاک نتیجه گرفتند که می‌توان با مدل سازی نفوذپذیری نقاط از پلات، نفوذپذیری را در مقیاس حوضه تخمین زد. در تحقیقی که توسط باموتاز و همکاران (۲۰۱۰) صورت گرفت به بررسی تغییرات مکانی نفوذ در مناطق پوشش دار بر روی خاک‌های آتشفشانی در شرقی اوگاندا پرداخته است. در این تحقیق از ۱۲ سایت

مدل با وارد کردن دو متغیر مذکور در آن‌ها است. برای این منظور ستون‌های خاک به قطر ۲۳ و طول ۸۰ سانتی‌متر با جرم مخصوص ظاهری بین ۱/۱۱ تا ۱/۴۲ گرم بر سانتی‌متر مکعب و با سه رطوبت وزنی اولیه ۱۰/۶، ۱۳/۱ و ۱/۴۲ درصد در آزمایشگاه تهیه شدند. در مرحله اول داده‌های نفوذ تجمعی و زمان به مدل‌های فیلیپ، کوستیاکف و کوستیاکف اصلاح شده برازش و ضرایب هر مدل مشخص گردید. سپس ضرایب حاصله به عنوان متغیر وابسته و Db و $W0$ بعنوان متغیر مستقل منظور و رابطه رگرسیون هر ضریب با دو متغیر یاد شده تعیین شد. در مرحله بعدی با جایگذاری ضرایب برحسب $W0$ و Db ، مدل‌های تخمین نفوذ تجمعی (IP) به عنوان تابعی از آن دو متغیر و زمان به دست آمدند. نتایج نشان داد که مدل کوستیاکف دارای بالاترین ضریب تعیین و کمترین خطای استاندارد می‌باشد و دقیق‌تر از دو مدل فیلیپ و کوستیاکوف اصلاح شده توانست در ترکیب مختلفی از $W0$ و Db نفوذ تجمعی را برآورد کند. هدف از تحقیق حاضر بررسی معادلات نفوذپذیری در گروه‌های هیدرولوژیکی مختلف خاک در حوضه‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک می‌باشد. این مسئله به علت اهمیت فرایند نفوذ در مدیریت حوضه‌های آبخیز می‌باشد و مناسب‌ترین معادله نفوذ برای گروه‌های هیدرولوژیکی خاک و ضرایب هر یک برای حوضه خشک و کوهستانی منشاد یزد تعیین گردیده است.

مواد و روش‌ها

معرفی منطقه مطالعاتی

حوضه آبخیز منشاد در استان یزد در ۵۴ درجه و ۱۰ دقیقه و ۱۷ ثانیه تا ۵۴ درجه و ۱۵ دقیقه و ۵۶ ثانیه طول شرقی و ۳۱ درجه و ۲۹ دقیقه و ۱۲ ثانیه تا ۳۱ درجه و ۳۵ دقیقه و ۴۸ ثانیه عرض شمالی واقع شده است. این حوضه در استان یزد قرار داشته و از حوضه‌های آبخیز میانکوه می‌باشد. مساحت این حوضه ۶۱ کیلومتر مربع می‌باشد. حداقل ارتفاع حوضه منشاد ۱۸۴۵ و حداکثر ارتفاع آن ۳۴۲۰ متر می‌باشد. از نظر زمین‌شناسی بخش عمده حوضه منشاد از گرانیت

فاکتوریل و با طرح پایه بلوک‌های کامل تصادفی در چهار تکرار پرداختند. به این منظور از استوانه مضاعف برای اندازه‌گیری نفوذ استفاده گردید. نتایج آن‌ها نشان داد که مدل تجربی کوستیاکف بهترین برازش را با داده‌های تجربی بدست آمده در خاک منطقه نشان می‌دهد. در تحقیق دیگری که توسط افشار و سپاسخواه (۱۳۸۰ الف) صورت گرفت معادله نفوذ لوئیس - کوستیاکف برای آبیاری جویچه‌ای معمولی و یک در میان برای خاک‌های سری دانشکده کشاورزی در باجگاه برای دبی‌های ورودی ۰/۴، ۰/۸، ۱/۱ لیتر در ثانیه واسنجی گردید. در این تحقیق از دو روش استفاده شد: استفاده از داده‌های پیشروی به تنهایی (الیوت و واکر) و استفاده از داده‌های پیشروی و ذخیره . با استفاده از دو روش محاسباتی، ضرایب معادله نفوذ لوئیس - کوستیاکف برای دوروش آبیاری جویچه‌ای معمولی و یک در میان متفاوت بود. همچنین مشخص شد که محاسبه ضرایب به روش دوم به علت اینکه از داده‌های آبیاری کامل استفاده می‌کند، معادله نفوذ واقعی‌تری را نشان می‌دهد. در تحقیق دیگری که توسط این دو پژوهشگر (افشار و سپاسخواه ۱۳۸۰ ب) انجام شد، کاربرد چهار روش برای حل معادله گرین - آمپت بوده که در روش آبیاری جویچه‌ای یک در میان مورد بررسی قرار گیرد. برای این منظور از برنامه رایانه‌ای که به همین منظور نوشته شد، مراحل پیشروی، پسروی و آبنمود خروجی با چهار روش (جریان آهسته، جریان آهسته اصلاح شده، نمایی و بدون بعد) شبیه‌سازی و با داده‌های مزرعه مقایسه شد. نتایج آن‌ها نشان داد که مدل نمایی^۱ برای شبیه‌سازی مراحل پیشروی، پسروی و آبنمود خروجی در هر دو روش آبیاری جویچه‌ای معمولی و یکدر میان از سه روش دیگر حل معادله مناسب‌تر است. در تحقیقی که نیشابوری و همکاران (۱۳۸۸) انجام دادند، به ارزیابی میزان وابستگی ضرایب مدل‌های نفوذ، فیلیپ، کوستیاکف و کوستیاکوف اصلاح شده به جرم مخصوص ظاهری (Db) و رطوبت اولیه خاک ($W0$) و نیز ارزیابی دقت تخمین نفوذ تجمعی سه

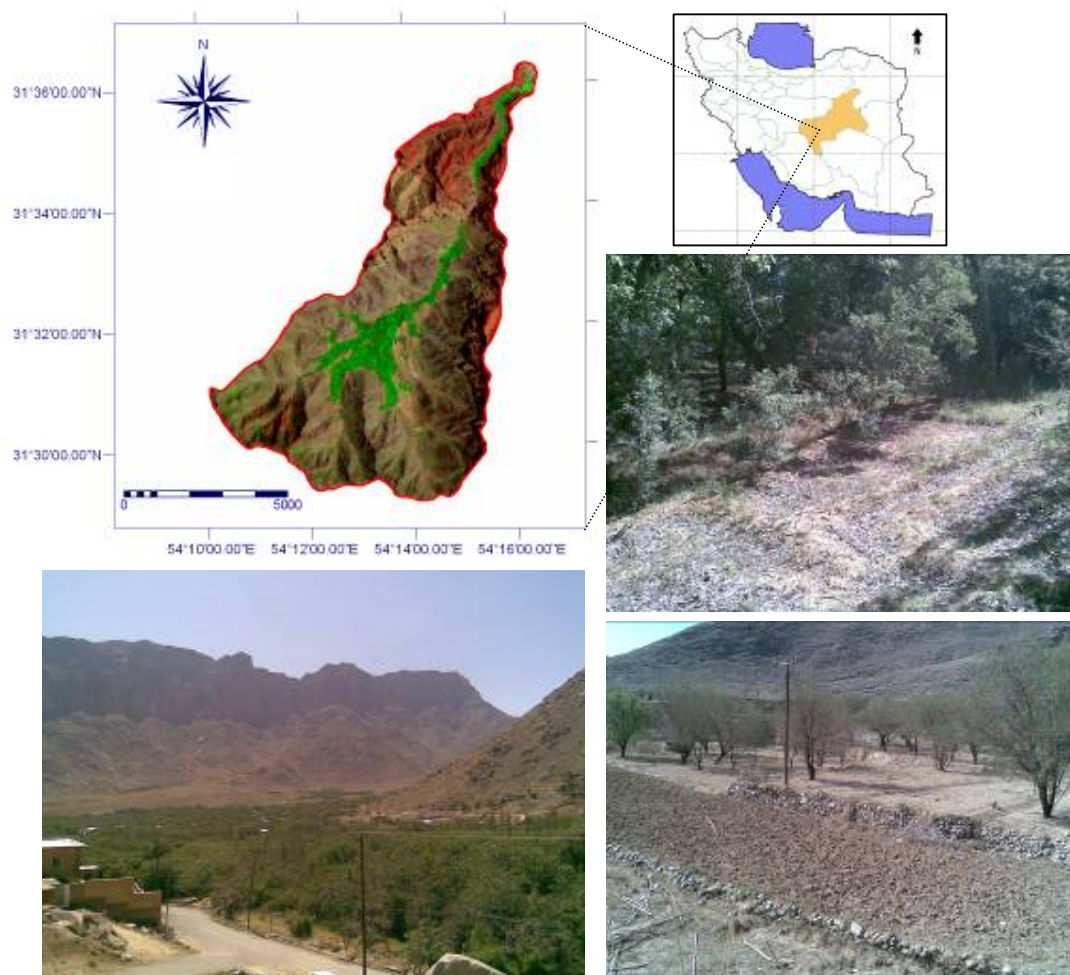
¹. Exponential

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 خط کش و کرنومتر، آزمایش صورت گرفت. با برداشتن پلاستیک و قراردادن خطکش و شروع زمان آزمایش، قرائت‌ها شروع گردید و در فواصل مشخص زمانی از همدیگر قرائت ارتفاع آب درون استوانه داخلی انجام شد. سعی شد که قرائت‌ها در فواصل زمانی ۰/۵، ۱، ۲، ۳، ۵، ۱۰، ۱۵، ۳۰، ۴۵، ۶۰، ۹۰ دقیقه و... انجام و تا ثابت شدن سرعت نفوذ در بین دو قرائت متوالی ادامه یابد. همچنین سعی گردید که سطح آب استوانه داخلی نسبتاً ثابت نگه‌داشته شود و یا در صورت افت سطح آب آن (به اندازه نصف ارتفاع اولیه)، مقداری آب به آن اضافه و به ارتفاع اولیه خود رسانده شود. با توجه به اینکه بار فشاری هر میلیمتر آب ۱ کیلوگرم بر متر مربع است (بایوردی ۱۳۸۲)، تغییرات ارتفاع آب درون استوانه تاثیر معنی‌داری بر نفوذ آب در خاک نخواهد داشت. در شکل ۲ نقشه حوضه آبخیز منشاد با مشخص شدن گروه‌های هیدرولوژیک به همراه پراکنش نقاط نمونه‌برداری مشاهده می‌شود. در شکل ۳ نیز نحوه اندازه‌گیری میزان نفوذ به کمک استوانه مضاعف مشاهده می‌شود. بعد از اندازه‌گیری نفوذ در ۱۰ نقطه ذکر شده، اقدام به تهیه نمودارهای مربوط به نفوذ تجمعی در هر نقطه از گروه‌های هیدرولوژیک خاک شد. سپس داده‌های مربوط به زمان و نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده در هر یک از نقاط گروه‌های هیدرولوژیک خاک جهت برآزش با هر یک از معادلات نفوذ مورد بررسی قرار گرفت. در جدول ۱ شکل عمومی معادلات استفاده شده برای تعیین نفوذ آب در خاک نشان داده شده است. این معادلات شامل معادله نفوذ کوستیاکوف، لوییس کوستیاکوف، SCS و فیلیپ می‌باشند. علت استفاده از معادلات مذکور متداول بودن این معادلات در تعیین نفوذپذیری صحرائی خاک و تناسب آن‌ها با روش اندازه‌گیری نفوذ (استوانه مضاعف) و روش آبیاری مرسوم در منطقه مطالعاتی (کرتی و نواری) بوده است.

شیرکوه و سنگ‌های آهکی تشکیل شده است و در بعضی قسمت‌ها ماسه سنگ همراه با مارن و کنگلومرای دیده می‌شود. رژیم رطوبتی خاک منطقه از نوع توریک یا اریدیک و در بخشی از ارتفاعات بالاتر که میزان بارندگی زیادتر می‌باشد رژیم رطوبتی زیریک می‌باشد. دمای متوسط سالانه در این حوضه ۱۱ درجه سلسیوس و بارش متوسط آن ۳۶۸ میلی‌متر می‌باشد. در شکل ۱ موقعیت حوضه آبخیز منشاد به همراه تصاویری از کاربریهای مختلف منطقه نمایش داده شده است.

روش تحقیق

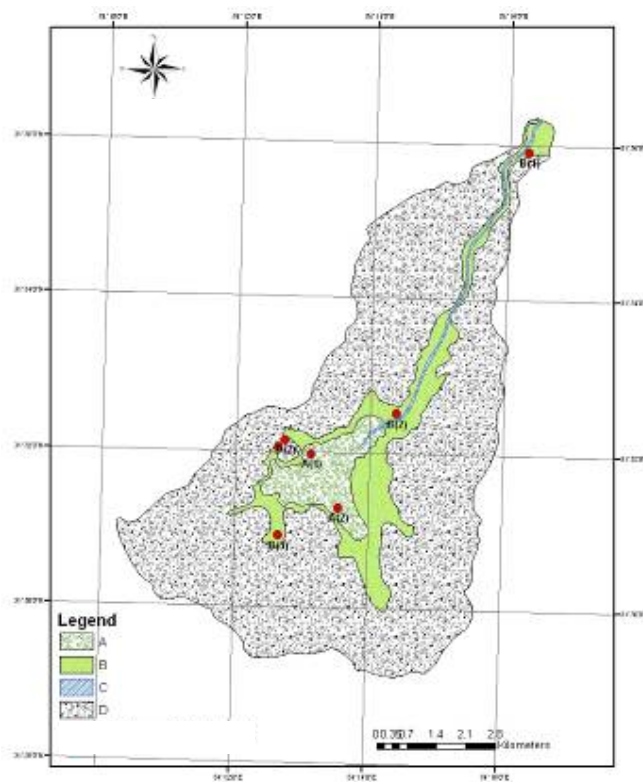
در این تحقیق پس از تعیین گروه‌های هیدرولوژیک حوضه منشاد و بازدید میدانی برای اصلاح مرز هر گروه هیدرولوژیک، با توجه به نقشه کاربری اراضی و تصاویر ماهواره‌ای اقدام به تعیین نقاط مناسب برای اندازه‌گیری نفوذپذیری خاک شد. بر اساس تحقیقات صورت گرفته حوضه آبخیز منشاد دارای ۳ گروه هیدرولوژیک A، B و D می‌باشد. در این تحقیق ۱۰ نقطه بعنوان نقاط مناسب نمونه برداری انتخاب شدند که مربوط به گروه‌های هیدرولوژیک A و B بودند (۵ نقطه مربوط به گروه هیدرولوژیک A و ۵ نقطه مربوط به گروه هیدرولوژیک B). لازم به ذکر است بعلاوه ماهیت سنگلاخی بودن و ناچیز بودن عمق خاک گروه هیدرولوژیک D اندازه‌گیری نفوذپذیری در این گروه امکان‌پذیر نشد. برای اندازه‌گیری نفوذ از استوانه مضاعف استفاده شده است. روش‌های متعدد دیگری نیز برای اندازه‌گیری نفوذ در محل وجود دارند که از جمله آن‌ها می‌توان روش جویچه مسدود، روش جریان ورودی و خروجی از جویچه و استفاده از نفوذسنج گلف را نام برد (علیزاده ۱۳۸۱). انتخاب روش استوانه مضاعف برای اندازه‌گیری نفوذ در این تحقیق، با توجه به روش مرسوم آبیاری در منطقه مطالعاتی (روش کرتی و نواری) بوده است. سعی شد که حدود ۷ سانتی‌متر از ارتفاع استوانه به درون خاک فرو برود که این کار به کمک چکش انجام گردید. برای کمک به حرکت عمودی آب در خاک و جلوگیری از حرکات جانبی آن، فضای



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعاتی به همراه نقشه ترکیب رنگی ماهواره لندست و نیز تصاویری از نقاط مختلف.

ثابت فرض کرد. بنابراین استفاده از شکل عمومی معادله SCS و بدست آوردن ضرایب a ، b و c از طریق انجام آزمایشات نفوذ توصیه می‌شود (علیزاده ۱۳۷۹). لازم به ذکر است که در ابتدا از روش گرافیکی یعنی فرمول $af^b + 0.6985$ استفاده شد اما با توجه به خطای بالا و دور بودن اعداد تخمینی نسبت به اعداد واقعی از معادله عمومی نفوذ SCS استفاده گردید. اعداد مربوط به میانگین خطای استاندارد و خطای مطلق با استفاده از روش SCS متداول در جداول ۲، ۳ و ۴ نشان داده شده است.

یکی از موارد حائز اهمیت در این تحقیق، استفاده از شکل عمومی معادله نفوذ SCS $(af^b + c)$ به جای استفاده از فرمول متداول آن $(af^b + 0.6985)$ و بدون در نظر گرفتن شماره منحنی و تعیین ضرایب a و b می‌باشد. دلیل این موضوع در واقع به ایرادهایی برمی‌گردد که به معادله SCS وارد است. به عقیده برخی برخی محققان، جزء ثابت معادله SCS یعنی 0.6985 عدد ثابتی نیست، مضافاً اینکه شماره منحنی خاک (یا سرعت نفوذ نهایی بر حسب اینچ بر ساعت) در گذر زمان دستخوش تغییرات بوده و نمی‌توان آنرا



شکل ۲- نقشه گروه‌های هیدرولوژیکی حوضه منشاد در استان یزد به همراه موقعیت نقاط اندازه‌گیری نفوذ در هر گروه.



شکل ۳- تصاویری از نحوه اندازه‌گیری نفوذ به روش استوانه مضاعف.

جدول ۱- شکل عمومی معادلات استفاده شده برای تعیین نفوذ تجمعی آب در خاک (دلور ۲۰۰۷).

شکل ریاضی معادله	نام معادله
$Z = kt^a$	کوستیاکوف
$Z = kt^a + ft$	لوئیس کوستیاکوف
$Z = at^b + c$	SCS
$Z = At^{0.5} + kt$	فیلیپ

در تمامی این معادلات، Z: نفوذ تجمعی (سانتی‌متر)، t: زمان (دقیقه) و سایر پارامترها ضرایب معادلات می‌باشند.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Z_o - Z_c)^2}{\sum_{i=1}^n (Z_o - \bar{Z}_o)^2} \quad [1]$$

که Z_o مقدار نفوذ تجمعی مشاهداتی، Z_c نفوذ تجمعی محاسبه شده (پیش‌بینی شده) توسط هر یک از فرمول‌های نفوذ، \bar{Z}_o میانگین مقادیر مشاهداتی نفوذ تجمعی و n تعداد مشاهدات است. آماره RMSE یا مقدار جذر میانگین مربعات خطا، بیانگر میزان خطای برآورد متغیرها نسبت به مقدار مشاهداتی است که بر اساس ریشه مربعات خطا مورد محاسبه قرار می‌گیرد و فرمول آن به شرح زیر استفاده شد:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (Z_o - Z_c)^2}{n}} \quad [2]$$

آماره MAE یا میانگین قدرمطلق خطا نیز از فرمول زیر قابل محاسبه است:

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |Z_o - Z_c|}{n} \quad [3]$$

$|Z_o - Z_c|$ قدرمطلق اختلاف مقادیر برآورد شده و مشاهده‌ای نفوذ تجمعی را نشان می‌دهد. هر چه مقدار این آماره کوچکتر باشد به معنای این است که خطای برآورد مقدار نفوذ تجمعی از مدل‌های بدست‌آمده کمتر است.

نتایج و بحث

در شکل ۴ نمونه‌ای از نمودارهای نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ ایجاد شده در هر یک از گروه‌های هیدرولوژیک خاک در حوضه منشاد نشان داده شده است. همان‌طور که در نمودار قسمت الف که مربوط به گروه هیدرولوژیکی A می‌باشد، مشاهده می‌شود در دقیقه ۱۶۰ میزان نفوذ تجمعی در این خاک به ۶۰ سانتی‌متر رسیده است. این در حالیکه در نمودار شماره ۴ - ب که مربوط به گروه هیدرولوژیک B می‌باشد، میزان نفوذ تجمعی در دقیقه ۱۶۰ به ۳۰

برای تعیین ضرایب a, b, c, k در هر یک از این معادلات، از روش برازش خطوط معادلات مذکور بر نقاط مشاهداتی نفوذ تجمعی در زمان‌های مختلف (t, Z) استفاده شد که به کمک نرم‌افزار ریاضی expert صورت گرفت. این نرم‌افزار قابلیت‌های فراوانی برای تعیین مناسب‌ترین معادلات قابل برازش بر یک سری جفت نقطه (مانند x و y) را دارا است. با این اقدام، ضرایب هر یک از معادلات نفوذ ارائه شده در جدول ۱ برای ۱۰ نقطه مطالعاتی تعیین شد. سپس بر اساس هر یک از این معادلات، به تخمین نفوذ تجمعی با استفاده از پارامتر زمان اقدام شد. در نهایت داده‌های نفوذ تجمعی تخمینی به کمک هر روش و در هر ۱۰ نقطه مورد آزمون قرار گرفت و دقت هر روش مشخص شد (لازم به ذکر است که دو آماره میانگین مربعات خطا و میانگین خطای مطلق برای هر گروه هیدرولوژیک، در هر نقطه و در هر روش به طور مجزا اندازه‌گیری شد و در نهایت برای هر گروه هیدرولوژیک یک عدد که میانگین آماره‌ها بود بیان گردید). با توجه به نزدیک بودن نتایج بدست آمده برای بعضی از معادلات، در انتها به کمک نرم افزار SAS و تست آماری آنوآ، اقدام به انجام آزمون معنی‌داری اختلاف آماره‌های خطا پرداخته شد و در نهایت مناسب‌ترین معادله نفوذ برای هر گروه هیدرولوژیک خاک انتخاب گردید. چگونگی ارزیابی نتایج به شرح ذیل می‌باشد.

ارزیابی نتایج

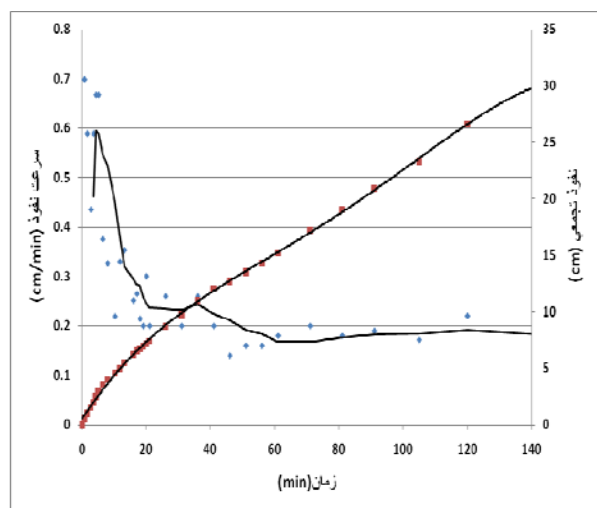
برای ارزیابی نتایج از سه معیار ضریب همبستگی چندگانه^۱ (R^2)، جذر میانگین مربعات خطا^۲ (RMSE) و میانگین قدرمطلق خطا^۳ (MAE) استفاده شد. ضریب همبستگی چندگانه (R^2) یا ضریب تبیین بصورت زیر قابل محاسبه است:

^۱ - multiple correlation coefficient

^۲ - Root mean square Error

^۳ - Mean absolute error

اندازه‌گیری شده در گروه هیدرولوژیکی A به صورت اندیس های ۱ تا ۵ آمده و نقاط اندازه‌گیری شده در گروه هیدرولوژیکی B به صورت اندیس های ۱ تا ۵ آمده است. با مشاهده نتایج ضرایب همبستگی چندگانه برای هر معادله و در هر نقطه اندازه‌گیری شده در گروه‌های مختلف هیدرولوژیکی، چنین نتیجه می‌شود که تمامی معادلات برازش شده برای تخمین نفوذ تجمعی از دقت قابل قبولی برخوردارند.



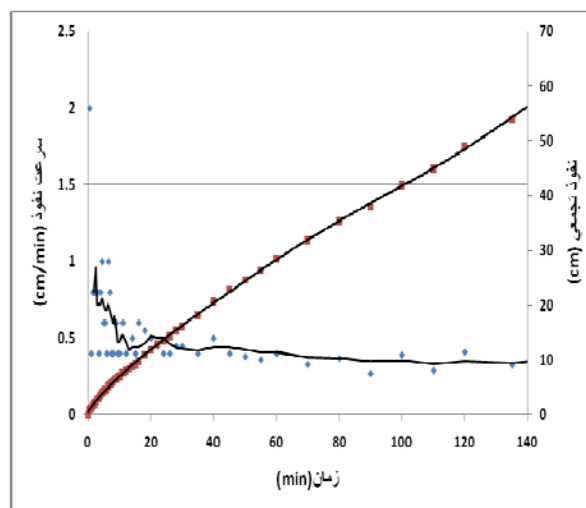
ب) گروه هیدرولوژیکی B

شکل ۴- نمونه‌ای از نمودارهای نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ ایجاد شده در هر یک از گروه‌های هیدرولوژیکی خاک.

در جدول ۲ مقادیر جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) یا خطای استاندارد بدست آمده برای معادلات مختلف مشاهده می‌شود. با مشاهده خطاهای بدست آمده برای هر معادله و در هر نقطه اندازه‌گیری شده در گروه هیدرولوژیکی A چنین نتیجه می‌شود که مقادیر مشاهداتی نفوذ تجمعی در قیاس با داده‌های تخمینی نفوذ تجمعی معادله لوئیس کوستیاکوف نسبت به سایر روش‌ها مناسب‌تر بوده است، چراکه میانگین خطای کمتری را داشته است.

سانتی‌متر در خاک رسیده است. لازم به ذکر است که تاثیر پتانسیل ثقلی در این روش فقط در مرطوب‌ترین بخش و یا در نزدیکی سطح خاک که نفوذ از آنجا منشاء می‌گیرد، اهمیت داشته و در سایر نقاط پروفیل خاک تاثیری بر نفوذ نخواهد داشت (بایبوردی ۱۳۸۲). افزایش رطوبت اولیه خاک نیز بر سرعت نهایی نفوذ آب به خاک نقش داشته و آنرا کاهش خواهد داد.

در جدول ۲ ضرایب تعیین (R^2) بدست آمده برای معادلات مختلف در هر ۱۰ نقطه موجود در گروه‌های هیدرولوژیکی A و B مشاهده می‌شود. ۵ نقطه



الف) گروه هیدرولوژیکی A

نکته حایز اهمیت در این زمینه اینکه آماره R^2 نباید به تنهایی ملاک قضاوت در مورد دقت و صحت معادلات مذکور قرار گیرد، بطوری‌که ممکن است ضریب همبستگی یک معادله قابل قبول باشد (مانند نتایج این تحقیق) اما خطای برآورد آن معادله بالا بوده و عملاً آنرا غیر قابل استفاده نماید. به همین دلیل توصیه می‌شود که علاوه بر تعیین ضریب R^2 ، خطاهای هر معادله نیز به کمک ضرایب RMSE و MAE مورد بررسی قرار گیرد.

جدول ۲- مقادیر ضرایب تعیین (R^2) بدست آمده برای معادلات مختلف (بدون واحد).

گروه هیدرولوژیک	Z_{philip} فیلیپ	Z_{SCS}	Z_{SCS}^*	Z_{L-K} لوئیس کوستیاکوف	Z_K کوستیاکوف
A1	۰/۹۷	۰/۹۸	۰/۹۱	۰/۹۷	۰/۹۸
A2	۰/۹۶	۰/۹۶	۰/۹۲	۰/۹۷	۰/۹۶
A3	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۸۳	۰/۹۸	۰/۹۵
A4	۰/۹۵	۰/۹۷	۰/۸۴	۰/۹۶	۰/۹۶
A5	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۸۷	۰/۹۶	۰/۹۷
B1	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۲	۰/۹۵	۰/۹۴
B2	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۳	۰/۹۴	۰/۹۶
B3	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۷۸	۰/۹۸	۰/۹۸
B4	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۸۳	۰/۹۵	۰/۹۶
B5	۰/۹۸	۰/۹۵	۰/۸۷	۰/۹۷	۰/۹۶

* روش SCS متداول

لوئیس کوستیاکوف کمتر می‌باشد. مقادیر نفوذ تجمعی حاصل از دو معادله SCS و فیلیپ در قیاس با داده‌های مشاهداتی نفوذ تجمعی در درجات بعدی دقت قرار دارند.

بعد از معادله لوئیس کوستیاکوف، در بعضی نقاط معادله SCS و در بعضی نقاط معادله فیلیپ با مقدار جزئی بیشتر خطا در درجه دوم دقت قرار دارند. در ارتباط با گروه هیدرولوژیکی B نیز داده‌های میانگین خطای استاندارد در تمامی نقاط در معادله

جدول ۳- مقادیر جذرمیانگین مربعات خطا (RMSE) بدست آمده برای معادلات مختلف (cm/min).

گروه هیدرولوژیک	Z_{philip} فیلیپ	Z_{SCS}	Z_{SCS}^*	Z_{L-K} لوئیس کوستیاکوف	Z_K کوستیاکوف
A1	۰/۳۳	۰/۳۲	۱۷/۷	۰/۱۹	۰/۴۴
A2	۰/۳۷	۰/۴۲	۴۱/۸	۰/۲۸	۰/۳۵
A3	۰/۶۶	۰/۳۸	۵۲/۷	۰/۳۷	۰/۴۵
A4	۰/۲۶	۰/۴۴	۹/۶	۰/۲۱	۰/۴۸
A5	۰/۶۶	۰/۴۹	۸/۶	۰/۳۴	۰/۴۱
B1	۰/۲۶	۰/۲۹	۷/۲	۰/۲۴	۰/۳۰
B2	۰/۸۶	۰/۳۴	۲۲/۶	۰/۳۰	۰/۳۸
B3	۰/۵۲	۰/۲۵	۲۲/۶	۰/۲۵	۰/۲۵
B4	۰/۹۲	۰/۷۰	۲۵	۰/۳۰	۱/۹۸
B5	۰/۴۳	۰/۶۷	۲۰/۲	۰/۳۰	۱/۲۲

* روش SCS متداول

از نقاط گروه هیدرولوژیکی خاک نشان داده شده است. میانگین قدرمطلق خطا مانند میانگین خطای استاندارد

در جدول ۴ مقادیر میانگین قدرمطلق خطا (MAE) بدست آمده برای معادلات مختلف و در هر یک

تجمعی نسبت به ۳ معادله دیگر می‌باشد. بعد از معادله لوئیس کوستیاکوف، معادلات SCS و فیلپ مقدار خطای کمتری را نشان می‌دهند.

در هر دو گروه هیدرولوژیک A و B در مورد معادله لوئیس کوستیاکوف کمتر بوده و نشان دهنده مناسب‌تر بودن معادله لوئیس کوستیاکوف در تعیین مقادیر نفوذ

جدول ۴- مقادیر خطای مطلق (MAE) بدست آمده برای معادلات مختلف (cm/min).

Z_K کوستیاکوف	Z_{L-K} لوئیس کوستیاکوف	Z_{SCS}^*	Z_{SCS}	Z_{philip} فیلپ	گروه هیدرولوژیک
۱/۴۲	۰/۸۱	۶/۲	۰/۸۹	۰/۸۸	A1
۰/۲۳	۰/۱۹	۱۵/۷	۰/۲۱	۰/۳۰	A2
۰/۳۵	۰/۲۶	۵۲/۷	۰/۲۶	۰/۵۴	A3
۲/۱۷	۰/۹۹	۹/۶	۲/۱۳	۱/۸۸	A4
۱/۰۸	۰/۴۳	۸/۶	۰/۴۴	۰/۵۱	A5
۰/۲۴	۰/۱۹	۷/۲	۰/۲۴	۰/۱۹	B1
۰/۳۴	۰/۲۶	۱۵/۷	۰/۳۰	۰/۸۰	B2
۰/۲۰	۰/۲۰	۱۵/۸	۰/۲۰	۰/۴۴	B3
۱/۴۹	۰/۲۵	۱۰	۰/۵۱	۰/۶۹	B4
۰/۹۵	۰/۲۶	۷/۸	۰/۴۹	۰/۳۲	B5

*: روش SCS متداول

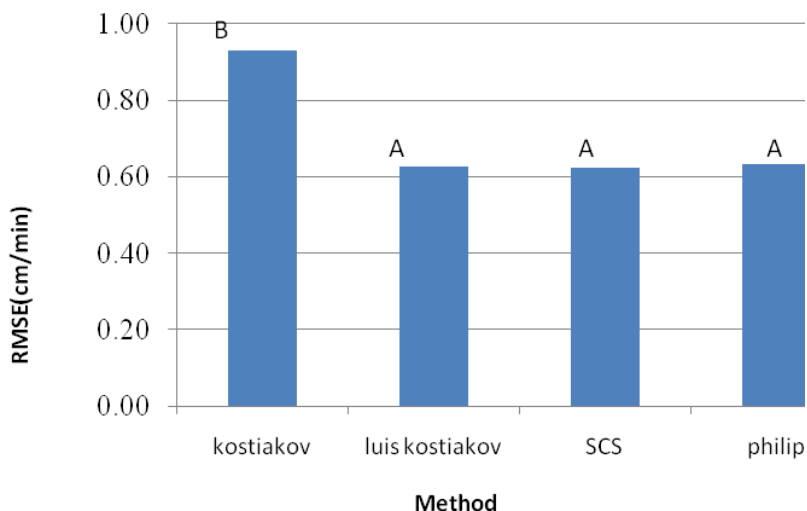
بدست آمده از معادله لوئیس کوستیاکوف نسبت به سایر معادلات کمتر می‌باشد. بعد از معادله لوئیس کوستیاکوف، معادلات SCS و فیلپ و در آخر معادله کوستیاکوف میزان خطای استاندارد کمتری را نشان می‌دهند. باموتاز و همکاران (۲۰۱۰) نیز در تحقیقی که انجام دادند به این نتیجه رسیدند که معادله فیلپ نسبت به هورتن و گرین اهمیت مناسب تری را برای اندازه گیری نفوذپذیری خاک می‌دهد.

در شکل ۶ میانگین خطای مطلق برای ۴ معادله SCS، فیلپ، لوئیس کوستیاکوف و کوستیاکوف نشان داده شده است. همانطور که در نمودار ۶ مشاهده می‌شود، میانگین خطای مطلق برای ۱۰ نقطه در هر دو گروه هیدرولوژیکی A و B در ارتباط با داده‌های نفوذ تجمعی بدست آمده از معادله لوئیس کوستیاکوف نسبت به سایر معادلات کمتر می‌باشد. معادلات فیلپ، SCS و کوستیاکوف به ترتیب بعد از معادله لوئیس

همانطور که در بخش روش تحقیق توضیح داده شد، به علت نزدیک بودن نتایج آماره‌های خطای استاندارد و مطلق نفوذ تجمعی بدست آمده با استفاده از فرمول لوئیس کوستیاکوف و روش SCS در نقاط مختلف گروه‌های هیدرولوژیکی از تست آنوآ استفاده شد. نتایج این تست معنی‌داری اختلاف نتایج آماره‌های خطای استاندارد و مطلق را در هر دو سطح ۹۵٪ و ۹۹٪ در ارتباط با معادلات لوئیس کوستیاکوف، فیلپ و SCS نسبت به معادله کوستیاکوف نشان دادند. نتایج این بخش در شکل‌های ۵ و ۶ به صورت حروف انگلیسی A و B نشان داده شده است. در شکل ۵ میانگین خطای استاندارد برای ۴ معادله SCS، فیلپ، لوئیس کوستیاکوف و کوستیاکوف نشان داده شده است. همان‌طور که در نمودار ۴ مشاهده می‌شود، میانگین خطای استاندارد برای ۱۰ نقطه در هر دو گروه هیدرولوژیکی A و B در ارتباط با داده‌های نفوذ تجمعی

مشابهی را در مورد استفاده از مدل لوئیس کوستیاکوف بدست آورده‌اند.

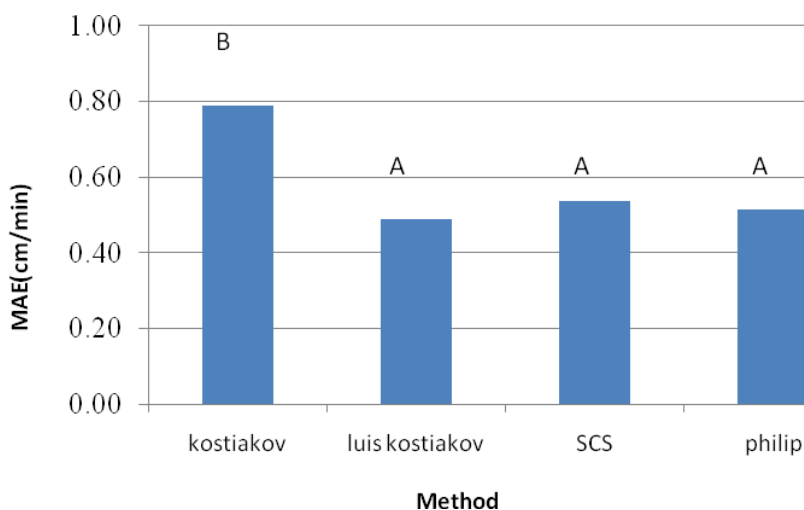
کوستیاکوف مقادیر خطای مطلق کمتری را نشان می‌دهند. افشار و سپاسخواه (۱۳۸۰ الف) نیز نتایج



شکل ۵- نمودار جذر میانگین مربعات خطاها (RMSE) برای هر معادله نفوذ.

نفوذ می‌تواند کاملاً به عوامل محلی منطقه از جمله بافت خاک، کاربری اراضی، گروه های هیدرولوژیکی و خصوصیات فیزیوگرافی منطقه مرتبط باشد. از عوامل مهم تاثیر گذار دیگر نحوه اندازه‌گیری نفوذ، دقت ابزار اندازه‌گیری و دقت کاربران می باشد که می‌تواند در تعیین معادلات مناسب نفوذ در منطقه تاثیرگذار باشد.

در حالیکه موسوی و همکاران (۱۳۸۴) و نیشابوری و همکاران (۱۳۸۸) به این نتیجه رسیدند که معادله کوستیاکوف نسبت به هورتن، فیلیپ و گرین آمیت بهترین برازش را با داده های تجربی دارد. این موضوع نشان دهنده متفاوت بودن نتایج معادلات نفوذ در هر نوع بافت خاک و منطقه می‌باشد و بهترین معادله



شکل ۶- میانگین قدرمطلق خطاها (MAE) برای هر روش اندازه‌گیری نفوذ.

توجه آنکه ضرایب بدست آمده برای معادله لوئیس کوستیاکوف برای گروه هیدرولوژیک A بزرگتر از ضرایب معادله لوئیس کوستیاکوف در گروه هیدرولوژیک B می‌باشد.

با توجه به اینکه معادله لوئیس کوستیاکوف خطای استاندارد و خطای مطلق کمتری نسبت به سایر معادلات در تعیین نفوذ تجمعی داشته است یک معادله با میانگین ضرایب در ۵ نقطه گروه هیدرولوژیکی A و B به طور جداگانه بدست آمد. در جدول ۵ مناسب‌ترین معادلات نفوذ بدست آمده برای هر گروه های هیدرولوژیکی A و B نشان داده شده است. نکته قابل

جدول ۵- مناسب‌ترین معادلات نفوذ (تجمعی و سرعت نفوذ) بدست آمده برای هر گروه هیدرولوژیک در منطقه مطالعاتی.

سرعت نفوذ	نفوذ تجمعی	گروه هیدرولوژیک
$z=0.704t^{-0.36}$	$Z=1.1t^{0.64}+0.2$	A
$z=0.53t^{-0.43}$	$Z=0.93t^{0.57}+0.09$	B

Z نفوذ تجمعی (cm)، z سرعت نفوذ (cm/min) و t زمان (min) است.

نتیجه‌گیری کلی

یکی از موضوعات قابل بررسی در زمینه این تحقیق، روش اندازه‌گیری نفوذ در محل و توجه به مزایا و معایب آن است. همان‌طوری که اشاره شد، تعیین نفوذ به کمک استوانه مضاعف در یک نقطه از هر گروه هیدرولوژیک خاک، نمی‌تواند قابل تعمیم به کل گروه باشد. در چنین شرایطی پیشنهاد می‌شود که تعداد نقاط مشاهداتی در هر گروه هیدرولوژیک افزایش یابد. همچنین در عین سهولت نسبی روش استوانه مضاعف برای اندازه‌گیری نفوذ، این روش در مناطق سنگلاخی، شیب‌دار و یا خاک‌های دارای درز و شکاف^۱ قابل استفاده نبوده و باعث ایجاد خطا در اندازه‌گیری‌ها خواهد شد. در چنین شرایطی پیشنهاد می‌شود که از سایر روش‌های تعیین نفوذ نظیر حوضچه نفوذ استفاده گردد. با این وجود، استفاده از سایر روش‌های تعیین نفوذپذیری خاک و یا افزایش تعداد نقاط تعیین نفوذ در یک منطقه، خللی در هدف و روش ارائه شده در تحقیق حاضر بوجود نیاورده و تعیین معادله مناسب نفوذ و ضرایب آن برای هر گروه هیدرولوژیک خاک، حائز اهمیت خواهد بود.

تغییرات نفوذپذیری خاک در طول زمان را معمولاً به صورت معادلات مختلف نفوذ از جمله معادله کوستیاکوف، معادله لوئیس-کوستیاکوف، معادله فیلیپ، معادله SCS نمایش می‌دهند. نکته اساسی این موضوع در اینجاست که کدام معادله برای خاک مورد نظر انتخاب گردد. در این تحقیق روشی ارائه گردید که به کمک مقادیر مشاهداتی نفوذ تجمعی (حاصل از روش استوانه مضاعف)، امکان انتخاب مناسب‌ترین معادله نفوذ تجمعی برای هر یک از گروه‌های هیدرولوژیکی خاک را فراهم می‌آورد. در این تحقیق مشخص گردید که تغییرات نفوذ در طول زمان برای گروه‌های هیدرولوژیکی A و B به معادله نفوذ لوئیس-کوستیاکوف نزدیک‌تر است و لذا توصیه می‌شود که برای بیان تغییرات زمانی نفوذ تجمعی آب در گروه‌های هیدرولوژیکی مورد نظر از این معادله استفاده گردد. از آنجایی که نفوذ آب در خاک یکی از پارامترهای مهم و اساسی در مدیریت حوضه‌های آبخیز به ویژه در بخش سیل‌خیزی، فرسایش و رسوب حوضه‌های آبخیز می‌باشد، پیشنهاد می‌شود مطالعات بیشتری در زمینه نفوذپذیری گروه‌های هیدرولوژیکی مختلف در عرصه‌های طبیعی صورت گیرد.

¹ Cracking and shearing soils

منابع مورد استفاده

- افشارچمن آباد ه و ،سپاسخواه ع، ۱۳۸۰ الف. بررسی ضرایب معادله نفوذ لوئیس - کوستیاکف در آبیاری جویچه‌ای یک در میان با استفاده از دو روش محاسباتی. مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی پاییز جلد ۸، شماره ۲. صفحه های ۱ تا ۱۲.
- افشارچمن آباد ه و ،سپاسخواه ع، ۱۳۸۰ ب. کاربرد معادله نفوذ گرین - آمپت (Green- Ampt) در آبیاری جویچه‌ای یک در میان، مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی، جلد ۹، شماره ۲. صفحه های ۱ تا ۱۴.
- بایبوردی م، ۱۳۸۲. فیزیک خاک، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۶۷۱.
- علیزاده ا، ۱۳۷۹. اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه امام رضا (ع). ص ۶۲۲.
- علیزاده ا، ۱۳۸۱. اصول طراحی سیستم‌های آبیاری سطحی، انتشارات امام رضا (ع). ص ۶۵۵.
- موسوی س ب ، نیشابوری م ر، فیضی اصل و، ۱۳۸۴. نفوذپذیری و تعیین ضرایب معادلات نفوذ با روش‌های استوانه مضاعف، باران‌ساز مصنوعی و آبیاش، دانش کشاورزی دانشگاه تبریز، جلد ۱۶. شماره ۱. صفحه های ۷۹ تا ۹۱.
- نیشابوری م ر، فاخری فرد ا، فرسادی‌زاده د، صادقیان ن، خیری ج، ۱۳۸۸، ضرایب مدل‌های نفوذ فیلپ، کاستیاکف و کاستیاکف اصلاح شده بر مبنای جرم مخصوص ظاهری و رطوبت اولیه خاک، دانش آب و خاک (دانشگاه تبریز)، جلد ۱۹/۱، شماره ۲. صفحه های ۵۷ تا ۶۹.
- Bamutaze Y, Makooma T, Gilbert M, Vanacker V, Bagoora F, Magunda M, Obando J, Wasigeh, J, 2010. Infiltration characteristics of volcanic sloping soils on Mt. Elgon, Eastern Uganda Yazidhi . *Catena* 80: 122-130.
- Clancy K and Alba VM, 2011. Temperature and time of day influence on double-ring infiltrometer steady-state infiltration rates. *Soil Science Society of American Journal* 75 (1): 241-245.
- Corbane C, Andrieux P, Voltz M, Chadœuf J, Albergel J, Robbez M, 2008. Assessing the variability of soil surface characteristics in row-cropped fields: the case of Mediterranean vineyards in Southern France. *Catena* 72: 79-90
- Corradinia C, Flammini A, Morbidelli R, Govindarajub RS, 2011. A conceptual model for infiltration in two-layered soils with a more permeable upper layer: From local to field scale. *Journal of Hydrology* 72-62: 410 (1).
- Delleur WJ, 2007. *The Hand Book of Ground Water Engineering*, Second Edition, by Taylor & Francis Group, LLC, 1542p.
- Gaither RE, Buckhouse JC, 1983. Infiltration rates of various vegetative communities within the Blue Mountains of Oregon. *Journal of Range Management* 36, 58-60.
- Kothyari BP, Verma, PK, Joshi, BK, Kothyari UC, 2004. Rainfall-runoff-soil and nutrient loss relationships for plot size areas of Bhetagad watershed in Central Himalaya, India. *Journal of Hydrology* 293: 137-150.
- Kozak JA and Ahuja LR, 2005. Scaling of infiltration and redistribution of water across soil textural classes. *Soil Science Society of American Journal* 69 (3):816-827.
- Kresic N, 2009. *Ground water Resources Sustainability, Management, and Restoration*, Copyright by The McGraw-Hill Companies, Inc., 856p.
- Molina A, Govers G, Vanacker V, Poesen J, Zeelmaekers E, Cisneros F, 2007. Runoff generation in a degraded Andean ecosystem: interaction of vegetation cover and land use. *Catena* 71: 357-370.
- Oyarzún, C.E., 1995. Land use, hydrological properties, and soil erodibilities in the Bío-Bío River Basin, Central Chile. *Mountain Research and Development* 15: 331-338
- Poesen J, 1984. The influence of slope angle on infiltration rate and Hortonian overland flow volume. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 40: 117-131.
- Rawls WJ, Brakensiek DL, Savabi MR, 1989. Infiltration parameters for rangeland soils. *Journal of Range Management* 42: 139-142.
- Silva LL, 2007. Fitting infiltration equations to centre-pivot irrigation data in a Mediterranean soil. *Journal of Range Management* 42: 139-142.
- Stolte J, 2003. Effects of land use and infiltration behavior on soil conservation strategies. Ph.D. Wageningen University, Mediterranean vineyards in Southern France. *Catena* 72: 79-90.
- Vanacker V, Govers G, 2007. Introduction to land use change and geomorphic, soil and water processes in tropical mountain areas. *Geomorphology* 87: 1-3.