



دوره‌ی ۳۴، شماره‌ی ۴، شماره‌ی پیاپی ۱۳۳، زمستان ۱۴۰۰، صفحه‌های ۱۶۴-۱۵۰
شناسه‌ی دیجیتال: 10.22092/WMRJ.2021.354035.1398

مقاله‌ی پژوهشی



پژوهش‌های آبخیزداری

ارزیابی مدل‌های نفوذپذیری در خاک سطحی سازندهای زمین‌شناسی در آبخیز الشتر، استان لرستان

شکوفه حسنوند

دانشجوی کارشناسی‌ارشد، گروه علوم و مهندسی مرتع و آبخیزداری، دانشکده‌ی کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه لرستان

علیرضا سپهوند

(نویسنده‌ی مسئول)* استادیار گروه علوم و مهندسی مرتع و آبخیزداری، دانشکده‌ی کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه لرستان

فرج‌اله ترینیان

استادیار گروه علوم و مهندسی مرتع و آبخیزداری، دانشکده‌ی کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه لرستان

پروین سیهاک

استادیار گروه مهندسی عمران، دانشگاه شولینی، سولان، هیماجال پرادش، هند

*رایانامه‌ی نویسنده‌ی مسئول: sepahvand.a@lu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۷ فروردین ۱۴۰۰ تاریخ پذیرش: ۲۹ شهریور ۱۴۰۰

چکیده

شیوه‌ی نفوذ آب به خاک و تغییر و چگونگی آن یکی از ویژگی‌های کلیدی در طراحی سامانه‌های آبیاری، مدیریت منبع آب و حفاظت خاک و مهار فرسایش خاک در آبخیزها است. به دلیل اهمیت موضوع، در این پژوهش به بررسی تغییر نفوذپذیری در خاک سطحی سازندهای زمین‌شناسی و ارزیابی مدل‌های نفوذپذیری در آن‌ها پرداخته شده است. از استوانه‌های دوتایی برای اندازه‌گیری نفوذ در خاک سطحی برخی سازندهای زمین‌شناسی آبخیز الشتر به دلیل سیل خیز بودن، بهره برده شد. بعد از سنجیدن اندازه‌ی نفوذ، عمل کرد مدل‌های گرین-آمپت اصلاح‌شده، فیلپ، کوستیاکوف، حفاظت خاک آمریکا و هورتون در برآورد کردن نفوذپذیری با معیارهای ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا، ضریب کارایی مدل، و ضریب همبستگی ارزیابی شد. نتیجه نشان داد که نفوذ تجمعی، متوسط سرعت نفوذ و سرعت نفوذ نهایی در خاک سطحی سازند زمین‌شناسی آسماری (Oml) از دیگر سازندها بیش تر است، و بعد از آن سازندهای دوران چهارم Q و Qt بود. نتیجه‌ی مقایسه‌ی مدل‌ها نشان داد که دقت و صحت مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده به ترتیب در سازندهای آجاجاری (Muplaj و Mpaj) گچساران (M)، گروه خامی (Jk, Mz)، پابده (El)، و بختیاری (Plb)، با ضریب کارایی ۰/۹۳/۹، ۰/۹۴/۴، ۰/۹۵/۹، ۰/۹۷/۶، ۰/۸۷/۷ و ۰/۹۲/۷٪ نسبت به دیگر مدل‌ها پذیرفتنی بود، و مدل برتر شناخته شد. در خاک سطحی سازندهای Q و Oml مدل کوستیاکوف به ترتیب با ضریب کارایی ۰/۷۷۶ و ۰/۷۰۵ و در Qt مدل هورتون با ضریب کارایی ۰/۹۲۵ مناسب‌تر از دیگر مدل‌ها بود. از این مدل‌ها می‌توان برای کمی‌سازی مقدار نفوذ و تخمین‌زدن اندازه‌ی روان‌آب در سازندهای گوناگون زمین‌شناسی بهره برد.

واژگان کلیدی: استان لرستان، استوانه‌های دوتایی، الشتر، مدل کوستیاکوف، مدل گرین-آمپت، نفوذپذیری

مقدمه

فرآیند نفوذ آب به خاک یکی از مهم‌ترین اجزای چرخه‌ی آب در طبیعت است که به‌شدت در تاثیر عامل‌های مدیریتی خاک است. نفوذ آب به خاک در مدیریت منابع آب، طراحی سازه‌های زه‌کشی و برآورد روان‌آب سطحی اهمیت فراوان دارد (قربانی‌دشتکی و همکاران ۲۰۱۰؛ قیومی محمدی و همکاران ۲۰۱۳). نفوذ آب به خاک به عامل‌های پرشماری مانند بافت، کاربری و مدیریت زمین، مقدار سنگ‌ریزه، فشردگی و بودن درز و ترک در خاک، مقدار ماده‌ی جامد معلق در آب مانند رس و لای، ریشه‌ی گیاه، ماده‌ی آلی، اندازه‌ی لاش‌برگ سطحی، رطوبت اولیه، نسبت جذب سدیم، جرم ویژه‌ی ظاهری خاک، شدت بارندگی و دمای آب و خاک بستگی دارد (زوهو و همکاران ۲۰۰۸؛ قیومی محمدی و همکاران ۲۰۱۳؛ سعیدیان و مرادی ۲۰۲۰). وضعیت نفوذپذیری خاک نشان دهنده‌ی چگونگی رفتار خاک در برابر آب رسیده به سطح خاک است. این پدیده تعیین‌کننده‌ی سرنوشت آب رسیده به سطح خاک است و مقدار هدررفت بارش را مشخص می‌کند (هورتن و روبرت ۱۹۹۳). اگر شدت بارش بزرگ‌تر از اندازه‌ی نفوذ باشد آب روی سطح زمین جمع می‌شود و روان‌آب شکل می‌گیرد، که به مقدار نفوذ بستگی دارد. درز و شکاف در سنگ‌ها باعث افزایش اندازه‌ی نفوذپذیری می‌شود (کوتلیک و نیلسن ۱۹۹۴). اغلب خاک‌ها تغییرهای گوناگونی در شکستگی‌ها و منفذهای درون خاک‌دانه نشان می‌دهند، که ممکن است ناشی از مواد مادری خاک یعنی سازند زمین‌شناسی باشد (گریک و وان‌گنوختن ۱۹۹۳؛ جارویز ۱۹۹۸). سازندهای نرم و سنگ‌ها و رسوب‌های سخت‌شده عمده‌ترین منبع آب زیرزمینی در آبخیزها است. در ویژگی‌های سنگ‌شناسی، واحدهای سنگی را می‌توان به ۳ دسته‌ی نفوذپذیر، نیمه‌نفوذپذیر و نفوذناپذیر تقسیم کرد. معمولاً تراوایی آهک بیش‌ترین، و ماسه‌سنگ کم‌ترین است (فیض‌نیا ۲۰۰۱). سیل‌خیزی آبخیز در ارتباط نزدیک با عامل‌های متعددی است و بعضی از این عامل‌ها نا‌زمین‌شناختی است، مانند اقلیم، آب‌شناسی، شیب، پوشش گیاهی و شکل آبخیز، و بعضی زمین‌شناختی مانند ویژگی‌های سنگ‌شناسی آبخیز، گسل و شکستگی، تراکم آب‌راه‌ها و نفوذپذیری واحدهای زمین‌شناسی (احمدی ۲۰۰۷).

از عامل‌های زمین‌شناسی مهم در سیل‌خیزی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و رسوب‌شناسی سازندهای زمین‌شناسی، و اندازه و شدت تخریب سنگ‌ها است. به‌طور کلی اگر دیگر شرایط ثابت باشد، در سنگ‌های نفوذپذیر مانند سنگ‌های آهکی، باران بیش‌تر نفوذ می‌کند، روان‌آب کم‌تری تولید می‌شود، و سیل‌خیزی در منطقه‌ی پوشیده از این سنگ‌ها کم‌تر است.

در سنگ‌های نفوذناپذیر مانند آهک‌رس‌ها بیش‌تر باران به روان‌آب سطحی تبدیل می‌شود، و سیل‌خیزی در منطقه‌ی پوشیده از آن بیش‌تر است. گسل‌ها و درز و شکاف‌ها اغلب باعث نفوذپذیرتر شدن سازندهای زمین‌شناسی می‌شود. هنگامی که شیب پستی‌بلندی و شیب زمین‌شناسی لایه‌ها همخوان باشد، سیل‌خیزی آن منطقه اغلب بیش‌تر است. علاوه بر این ضخامت فراوان از نهشته‌های منفصل بر پهنه‌های پرشیب، می‌توان دانست که ضریب نفوذپذیری منطقه زیاد است، و نتیجه‌ی آن کاهش سیل‌خیزی است (فیض‌نیا ۲۰۰۱).

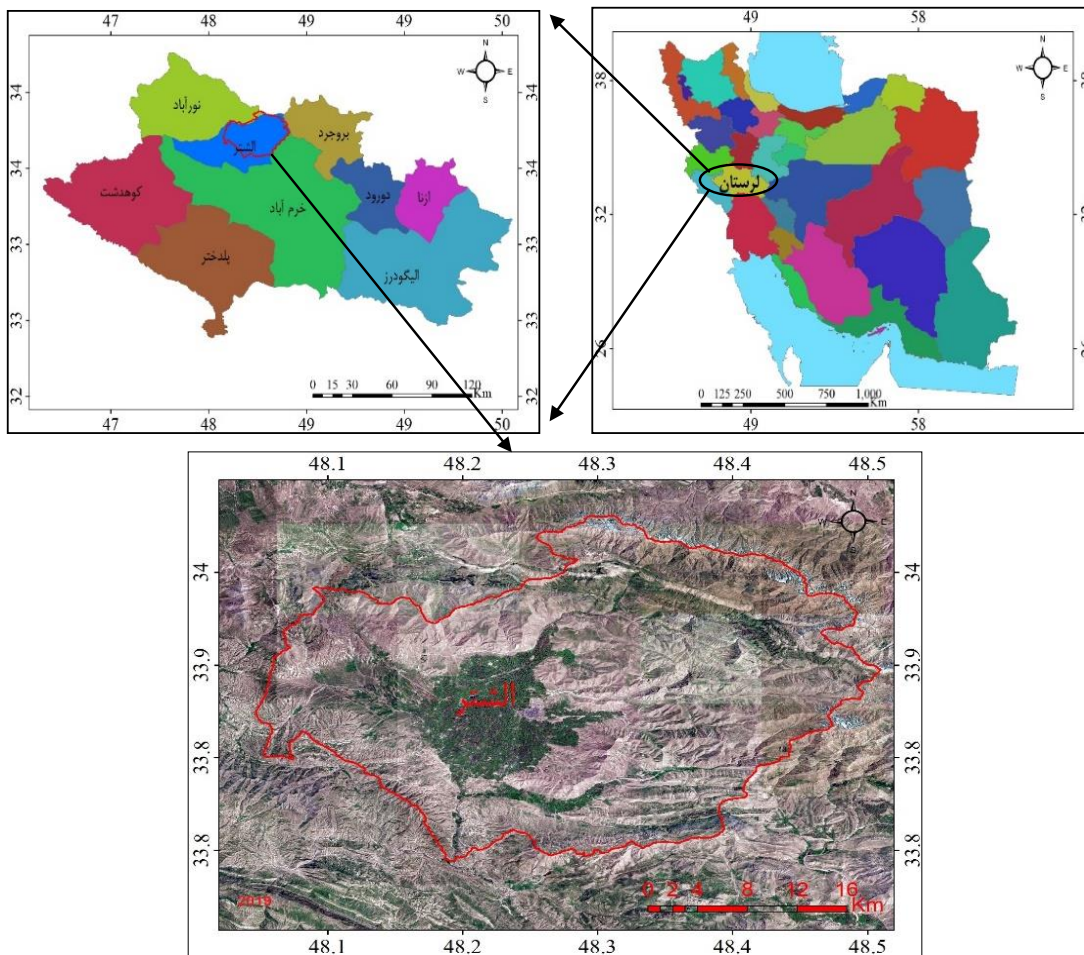
پایه‌ی انجام‌دادن طرحی کارآمد آگاهی از مشخصه‌های نفوذپذیری خاک است (ماچیو و همکاران ۲۰۰۶؛ سعیدیان و همکاران ۲۰۲۰). دانستن سرعت نفوذ پایه در همه‌ی طرح‌های آب و خاک الزامی است، اما از روشی مطمئن، سریع و نسبتاً کم‌هزینه برای برآورد کردن اندازه‌ی نفوذ نهایی استقبال می‌شود. از رابطه‌ها و مدل‌های نفوذ بهره گرفته می‌شود؛ کارکرد مدل‌های نفوذ به ویژگی‌های گوناگون ساختمانی مانند توزیع اندازه‌ی ذره‌ها و ساختمان از یک سو، و شرایط خاک مانند مدیریت خاک و محتوای رطوبتی خاک وابسته است (کاوپان و همکاران ۲۰۱۷؛ واعظی و صالحی ۲۰۲۰). در کل، مدل‌ها و رابطه‌های نفوذ را می‌توان به دو دسته‌ی کلی تجربی و نظری مبتنی بر فیزیک نفوذ تقسیم کرد. از رابطه‌های تجربی رابطه‌ی کوستیاکف و هورتون، و از رابطه‌های نظری رابطه‌ی فیلپ و رابطه‌ی گرین-آمپت است که هر کدام سودمندی‌ها و محدودیت‌هایی دارد (گرین و آمپت ۱۹۱۱؛ کوستیاکف ۱۹۳۲؛ هورتون ۱۹۴۰؛ فیلپ ۱۹۵۷؛ محمدی و رفاهی ۲۰۰۵؛ سعیدیان و مرادی ۲۰۲۰). در نتیجه، کمی کردن پدیده‌ی نفوذ آب به خاک در مدیریت منبع آب و آبخیز اهمیت زیادی دارد. نوع‌های گوناگونی از مدل‌ها، با درجه‌های گوناگونی از پیچیدگی برای رسیدن به این هدف‌ها توسعه یافته‌است. این مدل‌ها برای درک بهتری از فرآیندهای نفوذ طراحی شده‌است و ابزاری برای ارزیابی و بررسی دشواری‌های محیطی در کاربری‌های گوناگون است. پژوهش‌هایی در ارتباط با ارزیابی مدل‌های نفوذپذیری انجام گرفته است. سپه‌وند و همکاران (۲۰۱۱) نشان دادند که مدل‌های کوستیاکوف و فیلپ مدل‌های مناسبی برای تخمین‌زدن نفوذپذیری خاک در سطح‌های رطوبتی ۵، ۱۰ و ۱۵ لیتر است و کارایی آن بیش‌ترین است. روشنی و همکاران (۱۳۹۸) نشان دادند که عمل‌کرد کاربرد هم‌زمان معادله‌ی هورتون و روش روندیابی ماند (اینرسی) صفر برای سنجیدن اندازه‌ی نفوذپذیری بهترین است. سپه‌وند و همکاران (۲۰۱۸) نشان دادند که کارایی مدل‌های نوول^۱ و SVM-PUK برای پیش‌بینی مقدار نفوذ آب در خاک

خاک آمریکا، و فیلیپ در خاک سطحی سازندهای گوناگون زمین‌شناسی کارستی و نا کارستی حوزه‌ی الشتر می‌پردازد.

مواد و روش‌ها

منطقه از نظر زمین‌ریخت‌شناسی در بخش مرکزی رشته‌کوه‌های زاگرس در استان لرستان (بخشی از آبخیز کرخه)، با مساحت ۷۹۷/۶۴ کیلومتر مربع (شکل ۱) بین طول‌های جغرافیایی $38^{\circ} 31' 38''$ تا $48^{\circ} 30' 52''$ شرقی و عرض‌های $32^{\circ} 37' 37''$ تا $33^{\circ} 44' 33''$ شمالی است (شکل ۱). الشتر یکی از زیرحوزه‌های سرشاخه‌ی رودخانه‌های حوزه‌ی کرخه، از منطقه‌های سیل خیز دانسته می‌شود. میانگین بارندگی الشتر در بازه‌ی زمانی ۱۳۸۰ تا ۱۳۹۸ حدود ۵۷۰ میلی‌متر، و اقلیم آن بر پایه‌ی روش دومارتن نیمه‌خشک و سرد است.

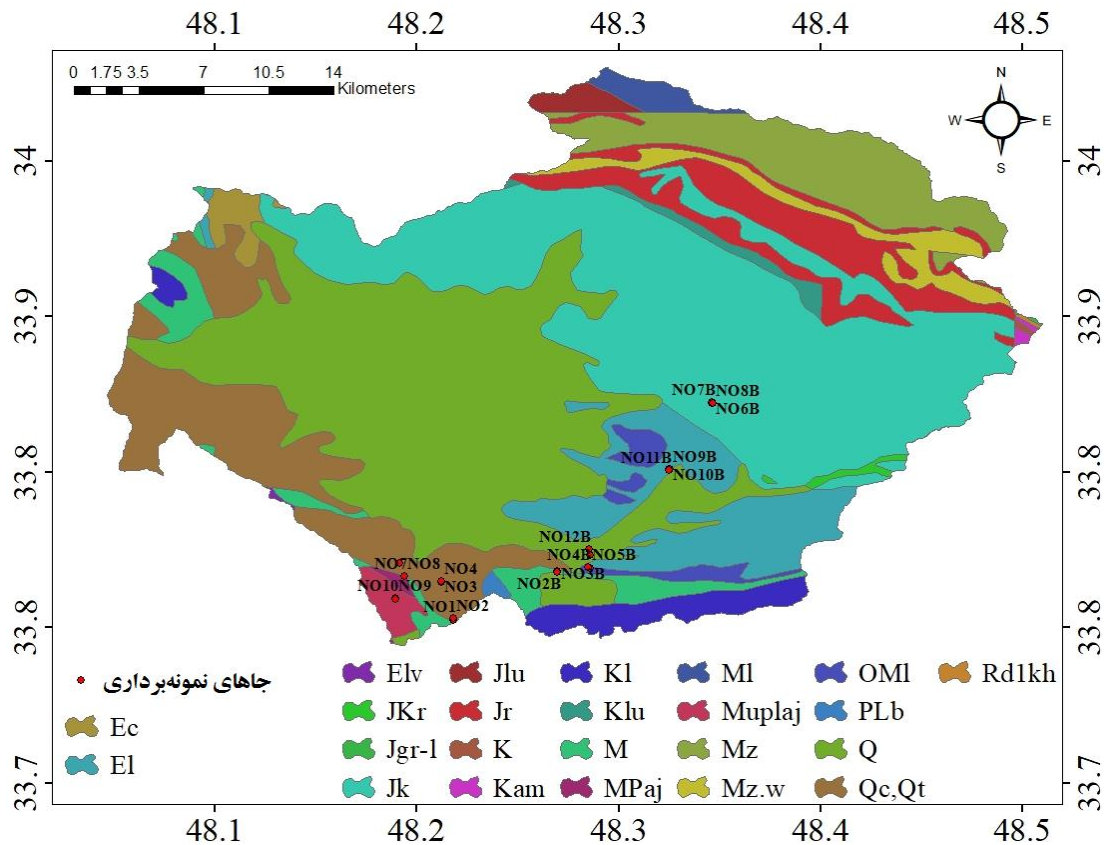
بیش‌ترین است. سینگ و همکاران (۲۰۲۰) نشان دادند که عمل‌کرد تخمینی مدل‌های GP، GRNN و GEP برای سنجیدن اندازه‌ی نفوذپذیری مناسب است، اما در مقایسه با این مدل‌ها، کارایی مدل ANN در مرحله‌ی آموزش و آزمایش به‌ترتیب با ضریب همبستگی ۰/۹۸۱۶ و ۰/۹۱۳۳ بیش‌تر بود. تاشیو و همکاران (۲۰۲۰) نشان دادند که مدل شبکه‌ی عصبی بر پایه‌ی داده‌های اندازه‌گیری‌شده کارایی زیادی برای پیش‌بینی کردن و سنجیدن ویژگی‌های مدل فیلیپ دارد. به‌دلیل زمان‌بر بودن و سختی شرایط نمونه‌برداری، تاکنون پژوهش‌های جامعی بر اندازه‌گیری و مدل‌سازی اندازه‌ی نفوذ در سازندهای زمین‌شناسی به انجام نرسیده است. این نوشتار به بررسی اندازه‌ی نفوذ و ارزیابی کارایی مدل‌های کوستیاکوف، هورتون، گرین-امپت اصلاح‌شده، سازمان حفاظت آب و



شکل ۱ - موقعیت جغرافیایی زیرحوزه‌ی الشتر روی نقشه‌ی لرستان و ایران.

کمبود ضخامت خاک، کمبود اندازه‌ی نفوذپذیری، و مشکل بودن اندازه‌گیری نفوذپذیری، از فرآیند اندازه‌گیری نفوذپذیری حذف شد (فاکس و همکاران ۱۹۹۷؛ ریبولزی و همکاران ۲۰۱۱). در شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه به همراه جاهای اندازه‌گیری نفوذ نشان داده شده است. جدول ۱ ویژگی‌های سازندهای زمین‌شناسی در فرآیند اندازه‌گیری نفوذپذیری را نشان می‌دهد.

از نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (شرکت ملی نفت ایران) بهره گرفته شد. نقشه‌ی زمین‌شناسی از استان لرستان تفکیک و بازبینی شد، و واحدهای با سنگ‌شناسی مشابه در سامانه‌ی اطلاعات جغرافیایی با هم آمیخته شد، و نقشه‌ی زمین‌شناسی با بخش‌های آمیخته‌ی سازندهای گوناگون تهیه شد (شکل ۲). سازندهای زمین‌شناسی که مساحت کمی را پوشش می‌دادند، و شیب در بلندی‌های آن زیاد بود، به دلیل



شکل ۲- نقشه‌ی زمین‌شناسی زیرحوزه‌ی الشتر.

جدول ۱- ویژگی‌های سازندهای زمین‌شناسی به کار رفته در فرآیند اندازه‌گیری نفوذپذیری.

سنگ‌شناسی	سازند	نماد
آهک، آهک آهک‌رسی و آهک‌رس	پابده	El
آهک سفید، آهک دولومیتی	گروه خامی	Jk, Mz
آهک‌رس، ماسه سنگ، آهک	گچساران	M
آهک قهوه‌یی تا خاکستری، با رگه‌های گچی، آهک‌رس قرمز به همراه ماسه‌سنگ	آغاچاری	Muplaj
آهک‌رس‌های قرمز و کنگلومرا	آغاچاری	Mpaj
آهک‌رس و کنگلومرا	بختیاری	Plb
آهک، آهک آهک‌رسی، آهک‌رس	آسماری	Oml
کنگلومرا با عنصرهایی از برون‌زدهای همان جا، آبرفت کهن و پادگانه‌های بلند	رسوب‌های قدیم	Qt
آبرفت	رسوب‌های جدید	Q

اندازه‌گیری شد. این استوانه‌ها فلزی، و قطر استوانه‌ی میانی آن ۳۵-۳۰ سانتی‌متر، و قطر استوانه‌ی بیرونی دست‌کم ۶۰ سانتی‌متر بیش‌تر از استوانه‌ی میانی بود. ارتفاع استوانه‌ها ۴۰ سانتی‌متر بود که ۱۵-۱۰ سانتی‌متر آن به درون خاک رانده می‌شد. نفوذپذیری در زمان‌های گوناگون از استوانه‌ی میانی اندازه‌گیری شد. لبه‌ی این استوانه‌ها مانند کارد تیز است تا به راحتی بتوان آن‌ها را با کم‌ترین به‌هم‌خوردگی خاک در آن فرو برد (علیزاده ۱۳۹۸). در هر سازند زمین‌شناسی سه تکرار برداشته شد. بر پایه‌ی زمانی اندازه‌گیری نفوذ، برای نشان‌دادن تغییر بهتر مقدار نفوذ در طول زمان، اندازه‌ی نفوذ در زمان‌های ۲/۵، ۵، ۱۰، ۱۵، ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۴۰، ۵۰، ۶۰ و ۷۰ دقیقه اندازه‌گیری و ثبت شد (سیهک و همکاران ۲۰۱۹؛ سپهوند و همکاران ۲۰۱۱؛ سپهوند و همکاران ۲۰۱۸).



شکل ۳- استوانه‌های دو تایی برای اندازه‌گیری نفوذ.

از روش نمونه‌برداری تصادفی برای تعیین محل‌های اندازه‌گیری نفوذ در خاک سطحی هر سازند بهره‌گرفته شد (صادقی ۲۰۱۰). نخست جاهای نمونه‌برداری روی نقشه به شیوه‌ی تصادفی انتخاب شد. به این دلیل که ممکن بود جاهای برگزیده شیبی داشته باشد که مناسب اندازه‌گیری نفوذ نباشد، با پیمایش صحرایی و دید کارشناسی جاهایی با شیب مناسب ($> 5\%$) برگزیده شد (شکل ۲). سازندهایی که شیب آن برای اندازه‌گیری نفوذ مناسب نبود در ابتدا از فرآیند اندازه‌گیری حذف شد. برای اندازه‌گیری نفوذ از استوانه‌های دو تایی (به دلیل معمول بودن شیوه و تأمین شدن اطلاعات مفید کاربرد صحیح) (تریمبل و وارد ۲۰۰۴) بهره‌گرفته شد (شکل ۳). برای اندازه‌گیری نفوذ، عمق آب نفوذپذیر به خاک در زمان معین (سرعت نفوذ) به کمک دو استوانه‌ی هم‌مرکز

$$I_r = \frac{I_{\max} - I_{\min}}{T} \quad 2$$

I_r متوسط شیب کاهش نفوذ نسبت به زمان (سانتی‌متر بر مجذور ساعت)، I_{\max} و I_{\min} بیش‌ترین و کم‌ترین سرعت نفوذ (سانتی‌متر بر ساعت) و T کل زمان اندازه‌گیری نفوذ به ساعت.

تاکنون مدل‌های فیزیکی و تجربی گوناگونی برای کمی‌سازی پدیده‌ی نفوذ داده شده‌است. مهم‌ترین برتری مدل‌های فیزیکی این است که بر پایه‌ی قانون‌های فیزیکی وضع شده‌است و معادله‌ی نفوذ با داشتن برخی از ویژگی‌های فیزیکی خاک حل‌کردنی است (اسمیت ۱۹۷۶). از جمله مدل‌های فیزیکی مدل‌های گرین-آمپ (گرین و آمپ ۱۹۱۱) و فیلیپ (فیلیپ ۱۹۷۵) است. مدل‌های تجربی بر پایه‌ی ترسیم منحنی بین سرعت نفوذ و زمان تحلیل می‌شود، و ویژگی‌های فیزیکی به‌خصوصی از خاک در آن نیست. هر مدل در شرایطی معین مناسب‌ترین برازش را با داده‌های تجربی داشته‌است. از جمله مدل‌های تجربی مدل هورتون (هورتون ۱۹۴۰)، کوستیاکوف (کوستیاکوف ۱۹۳۲) و کوستیاکوف-لوییز (مزنسیو ۱۹۴۸)

نتیجه‌ی اندازه‌گیری نفوذ در خاک سطحی سازندهای زمین‌شناسی به دو شکل ترسیم نمودار و مقایسه بین مقدار واقعی و تخمین مدل‌های گوناگون نفوذ داده شد. برای بررسی نمودار نتایج، ابتدا با تهیه‌ی بانک اطلاعاتی در نرم افزار EXCEL ۲۰۱۶ پایه‌ی زمانی مشترکی برای همه‌ی اندازه‌گیری‌ها گذاشته شد. بر پایه‌ی نتیجه‌ی به‌دست آمده، به دلیل زمان ثابت شدن سرعت نفوذ در خاک سطحی سازندهای گوناگون، پایه‌ی زمانی ۷۰ دقیقه برگزیده شد، و نمودارهای تغییر سرعت نفوذ نسبت به زمان در آن‌ها ترسیم شد. با به‌کار بردن رابطه‌های ۱ و ۲ متوسط سرعت نفوذ و متوسط شیب کاهش نفوذ محاسبه شد.

$$\bar{I} = \frac{CF}{T} \quad 1$$

\bar{I} متوسط سرعت نفوذ، CF مقدار نفوذ تجمعی در کل زمان اندازه‌گیری نفوذ، و T کل زمان اندازه‌گیری است. متوسط شیب کاهش نفوذ در تعیین اثر سازندهای گوناگون زمین‌شناسی بر روند تغییر سرعت نفوذ در زمان‌های گوناگون مهم است، که با رابطه‌ی ۲ محاسبه شد.

سرانجام مدلی که بر پایه‌ی معیارهای ارزیابی بهترین پاسخ را داد، مدل برتر در برآورد کردن اندازه‌ی نفوذ خاک سطحی هر سازند زمین‌شناسی انتخاب شد. جدول ۲ رابطه‌های مدل‌های کاربردی در این پژوهش را نشان می‌دهد. برای ارزیابی دقت مدل‌ها و برگزیدن بهترین مدل برای تخمین زدن اندازه‌ی نفوذپذیری از معیارهای سنجش خطای آورده‌شده در جدول ۳ بهره گرفته شد.

است. مهم‌ترین ویژگی آن‌ها دقت زیاد به علت نشان دادن بیش‌تر شرایط و عامل‌های موثر در فرآیند نفوذ است (هیلل ۱۹۹۸). دست‌یابی به مدل نفوذ مناسب برای پیش‌بینی کردن شدت نفوذ آب به خاک، و در نتیجه در ارزیابی حساسیت خاک‌ها به تولید روان‌آب و فرسایش، و برنامه‌ریزی آبیاری مهم است. ضریب‌های نفوذ با مدل‌های کوستیاکوف، گرین-آمیت اصلاح‌شده، هورتون، سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS) ^۲، و فیلیپ بررسی شد.

جدول ۲- رابطه‌ی مدل‌های کوستیاکوف، گرین-آمیت اصلاح‌شده، هورتون، سازمان حفاظت خاک آمریکا، و فیلیپ.

مدل	رابطه	توضیح
کوستیاکوف	$i(t) = ct^{-a}$	i اندازه‌ی نفوذ در زمان t، c و a ضریب‌های گوناگون برای خاک‌های گوناگون
هورتون	$f_t = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$	f_t نفوذ در زمان t، f_c شدت نفوذ نهایی، f_0 شدت نفوذ اولیه، k ثابت هورتون
گرین-آمیت اصلاح‌شده	$I = \frac{A}{i} + B$	I سرعت نفوذ، i نفوذ تجمعی، A و B ضریب‌هایی که از روی آزمایش نفوذ به دست می‌آید.
سازمان حفاظت خاک آمریکا	$i(t) = at^b + c$	i مقدار نفوذ تجمعی، c عدد ثابت (۰/۶۹۸۵)، a و b ضریب‌های مدل
فیلیپ	$i(t) = \frac{1}{2} St^{\frac{1}{2}} + K$	k ضریب ثابت و تابع هدایت آبی خاک، S ضریب جذبی خاک، دو ضریب K و S با برازش دادن بهترین نمودار به داده‌های مشاهده به دست می‌آید.

(دلور ۲۰۰۷؛ سیهاک و همکاران ۲۰۱۹؛ چاری و همکاران ۲۰۲۰؛ تشیع و همکاران ۲۰۲۰؛ صفوی ۲۰۰۶؛ سپهوند و همکاران ۲۰۱۱؛ سپهوند و همکاران ۲۰۱۸).

جدول ۳- معیارهای سنجش خطا.

مقدار بهینه	رابطه	معیارهای سنجش خطا
۱	$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$	ضریب تبیین
۰	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}$	ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا
۰	$RE = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^n \frac{O_i - P_i}{O_i}$	خطای نسبی
۱	$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$	ضریب کارایی

O_i مقدار مشاهده‌شده، \bar{O} میانگین مقدار مشاهده‌شده و N تعداد داده‌های اندازه‌گیری نفوذ

نتایج

سطحی سازندهای M و Plb بود. خاک سطحی سازند M بیشترین درصد آهک و El کمترین درصد آهک داشت. خاک سطحی سازندهای El و Muplaj به ترتیب با بیشترین و کمترین درصد EC بود.

جدول ۴ ویژگی‌های ساختمانی خاک در خاک سطحی هر سازند زمین‌شناسی را نشان می‌دهد. خاک سطحی Qt بیشترین درصد شن و El کمترین درصد سیلت داشت. بیشترین درصد رطوبت و وزن مخصوص به ترتیب در خاک

جدول ۴- برخی ویژگی‌های ساختمانی خاک در خاک سطحی سازندهای گوناگون زمین‌شناسی.

سازندها	شن (درصد)	رس (درصد)	سیلت (درصد)	تخلخل (درصد)	رطوبت (درصد)	وزن مخصوص (gr/cm ³)	آهک (درصد)	pH	EC (ds/m)
El	۵۹/۰۵	۸/۹۶	۳۱/۹۸	۵۶	۲/۲	۱/۴	۶/۲۵	۷/۹۴	۳۷۱
Jk,Mz	۳۹	۱۴/۰۳	۴۶/۹۶	۵۵/۳۳	۱/۴۷	۱/۴۹	۲۸/۱۶	۸/۰۶	۲۹۶/۳
M	۵۰/۷۱	۱۵/۶۱	۳۳/۶۶	۵۵/۳۳	۲/۹۳	۱/۳۰	۳۲/۰۸	۷/۸۲	۳۴۴
Muplaj	۳۸/۷۲	۱۴/۶۲	۴۶/۶۵	۵۰	۱/۲۸	۱/۴۴	۱۳/۱۲۵	۸/۰۶	۱۷۹/۶
Mpaj	۲۶	۳۵/۵۵	۳۸/۴۵	۴۸	۱/۹۹	۱/۷۱	۲۳/۷۵	۸/۰۲	۳۴۱
Plb	۳۱/۱۲	۸/۵۵	۵۴/۳۳	۴۸	۱/۸۶	۱/۸۷	۳۱	۷/۹۹	۲۷۲
Oml	۵۵	۹/۸۵	۳۵/۱۵	۵۸	۱/۳	۱/۴۱	۲۷/۷۵	۷/۸۸	۳۳۳
Qt	۵۹/۴	۷/۶۲	۳۲/۹۷	۵۴/۵	۲/۵۸	۱/۴۸	۳۱/۳۷	۸/۰۵	۲۹۱/۷
Q	۵۶/۶۵	۸/۱۳	۳۵/۲۳	۵۵	۲/۷۲	۱/۵۵	۲۴/۵	۸/۰۹	۲۷۰

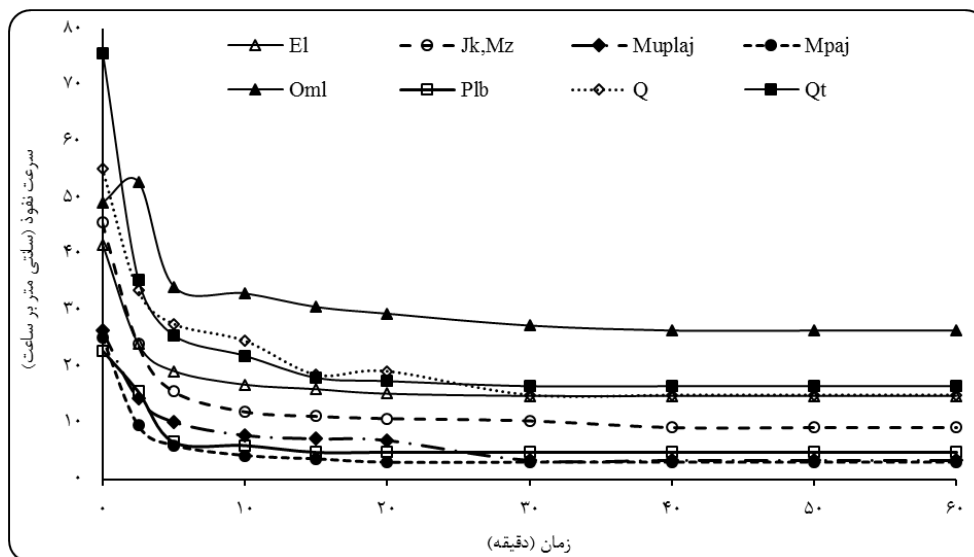
ویژگی‌های نفوذ تجمعی، بیشینه‌ی سرعت نفوذ، متوسط سرعت نفوذ، سرعت نفوذ نهایی، متوسط نرخ کاهش نفوذ، و زمان تا لحظه‌ی تثبیت نفوذ محاسبه شد (جدول ۵).

جدول ۵- ویژگی‌های نفوذ اندازه‌گیری شده در خاک سطحی سازندهای گوناگون زمین‌شناسی.

سازندها	نفوذ تجمعی (Cm) تا زمان ۶۰ دقیقه	بیشینه‌ی سرعت نفوذ (Cm/h)	متوسط سرعت نفوذ (Cm/h)	سرعت نفوذ نهایی (Cm/h)	زمان تا لحظه‌ی تثبیت نفوذ (h)	شیب کاهش نفوذ (cm/h ²)
El	۱۷	۴۱/۶	۱۷	۱۴/۸	۰/۶۶	۴۰/۲
Jk,Mz	۱۲/۷۳	۴۵/۶	۱۲/۷۳	۹/۲	۰/۸۳	۴۳/۶۸
M	۹/۶	۲۴	۹/۶	۶	۱	۱۸
Muplaj	۶/۶۳	۲۶/۴	۶/۶۳	۳/۳۶	۰/۶۶	۳۴/۵۶
Mpaj	۴/۶	۲۵/۲	۴/۶	۳	۰/۵	۴۴/۴
Plb	۶/۲۵	۲۲/۸	۶/۲۵	۴/۸	۰/۵	۳۶
Oml	۳۰/۶۵	۵۲/۸	۳۰/۶۵	۲۶/۴	۰/۸۳	۳۱/۶۸
Qt	۲۱/۲۲	۷۵/۶	۲۱/۲۲	۱۶/۵	۰/۸۳	۷۰/۹۲
Q	۲۱/۸۵	۵۵/۲	۲۱/۸۵	۱۵	۰/۶۶	۶۰/۳

آن در خاک سطحی سازند Mpaj (۳ سانتی‌متر بر ساعت) بود. بیشینه و کمینه‌ی شیب کاهش نفوذ به ترتیب در خاک سطحی سازندهای Qt و M مشاهده شد. طولانی‌ترین زمان تا لحظه‌ی تثبیت نفوذ برای خاک سطحی سازند M (۱ ساعت)، و کوتاه‌ترین آن در خاک سطحی سازندهای Mpaj و Plb (۳۰ دقیقه) بود. برای مقایسه‌ی کلی تغییر سرعت نفوذ نسبت به زمان، نمودارهای نفوذ آب در خاک سطحی سازندهای گوناگون ترسیم شد، که به خوبی تغییر اندازه‌ی سرعت نفوذپذیری را در خاک سطحی سازندهای گوناگون نشان می‌دهد (شکل ۴).

بیشترین و کمترین نفوذ تجمعی به ترتیب در خاک سطحی سازندهای Oml و Mpaj با اندازه‌ی ۳۰/۶۵ و ۴/۶ سانتی‌متر بود (جدول ۵). خاک سطحی سازندهای Q و Qt به ترتیب با اندازه‌ی نفوذ تجمعی ۲۱/۸۵ و ۲۱/۲۲ سانتی‌متر در رتبه‌ی دوم و سوم بود. بیشینه‌ی سرعت نفوذ (۷۵/۶ سانتی‌متر بر ساعت) در خاک سطحی سازند Qt، و کمترین (۲۲/۸ سانتی‌متر بر ساعت) در خاک سطحی سازند Plb بود. بیشترین و کمترین متوسط سرعت نفوذ به ترتیب در خاک سطحی سازندهای Oml و Mpaj بود. بیشترین سرعت نفوذ نهایی (۲۶/۴ سانتی‌متر بر ساعت) در خاک سطحی سازند Oml، و کمترین



شکل ۴- روند تغییر سرعت نفوذ در خاک سطحی سازندهای گوناگون زمین‌شناسی.

زیاد در رتبه‌ی دوم بهترین مدل، اما مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا به دلیل نتیجه‌ی تخمین نفوذ نامناسب‌ترین مدل بود. در خاک سطحی سازند Mpaj مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده به ترتیب با ضریب کارایی و همبستگی ۰/۸۷۷ و ۰/۹۳۶ و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا و درصد خطای نسبی ۲/۴۹۵ و ۴/۵۳۷ مدل بهینه شد. مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا با داشتن ضریب کارایی کم‌تر از دیگر مدل‌ها بدترین مدل شد. در خاک سطحی سازند Oml مدل کوستیاکوف با ضریب کارایی و همبستگی ۰/۷۰۵ و ۰/۸۹۲ و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا و درصد خطای نسبی ۱۰/۲۶ و ۳۸۰/۷- بهترین مدل، و مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا با کم‌ترین ضریب کارایی بدترین مدل بود. در خاک سطحی سازند Plb مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده ضریب کارایی و همبستگی ۰/۹۲۷ و ۰/۹۶۳ و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا و درصد خطای نسبی ۱/۶۹۶ و ۲/۱۶۴- بود، در نتیجه بهترین مدل، و مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا با ضریب کارایی ۰/۱۰۴ بدترین مدل دانسته شد. در خاک سطحی سازند Q مدل کوستیاکوف با ضریب کارایی و همبستگی ۰/۷۷۶ و ۰/۸۹۸ و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا و درصد خطای نسبی ۵/۹۸۳ و ۲/۹۳۲- برترین مدل، و مدل هورتون با ضریب کارایی بسیار کم‌تر و درصد خطای بیش‌تر از دیگر مدل‌ها نامناسب‌ترین مدل شد. در خاک سطحی سازند Qt مدل هورتون با ضریب کارایی و همبستگی ۰/۹۲۵ و ۰/۹۶۶ و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا و درصد خطای نسبی ۵/۱۵۸ و ۱/۷۶۹- بهینه، اما مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا به دلیل ضریب کارایی و خطای بیش‌تر از دیگر مدل‌ها بدترین مدل بود.

برای مدل‌سازی اندازه‌ی نفوذپذیری در خاک سطحی سازندهای گوناگون، معیارهای سنجش خطا برای هر مدل و خاک سطحی هر سازند برای مقایسه و انتخاب مدل در جدول ۶ آورده شده است. معیارهای سنجش خطا در خاک سطحی سازند El نشان می‌دهد که ضریب کارایی و همبستگی مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده به ترتیب ۰/۹۳۹ و ۰/۹۶۹، و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا و درصد خطای نسبی آن به ترتیب ۲/۰۹۹ و ۰/۰۷۱ بود، و مدل بهینه در این سازند شد. مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا با ضریب کارایی ۰/۴۸۵ و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطای ۵/۶۲۹ بدترین مدل تخمین نفوذ شد.

در خاک سطحی سازند Jk,Mz مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده با ضریب‌های کارایی و همبستگی ۰/۹۴۴ و ۰/۹۷۲ و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا و درصد خطای نسبی ۲/۷۱۵ و ۰/۹۳۳ کارایی بیش‌تری از دیگر مدل‌ها نشان داد. مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا به دلیل داشتن ضریب کارایی کم‌تر و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطای بیش‌تر از دیگر مدل‌ها نامناسب‌ترین مدل بود. در خاک سطحی سازند M بر پایه‌ی نتیجه‌ی مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده ضریب کارایی و همبستگی ۰/۹۵۹ و ۰/۹۷۹، و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا و درصد خطای نسبی آن ۱/۱۲۹ و ۱/۳۱۸- بود، در نتیجه بهترین مدل دانسته شد. در حالی که مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا با کم‌ترین ضریب کارایی و ناش بدترین مدل دانسته شد. در خاک سطحی سازند Muplaj مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده با ضریب کارایی و همبستگی ۰/۹۷۶ و ۰/۹۸۸ و ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا و درصد خطای نسبی ۱/۰۸۳ و ۲/۰۳۴- بهترین مدل انتخاب شد. مدل کوستیاکوف با داشتن ضریب‌های کارایی و همبستگی

جدول ۶- معیارهای سنجش خطا برای مدل‌های نفوذپذیری در خاک سطحی سازندهای گوناگون زمین‌شناسی.

نماد سازند	نوع مدل	ضریب کارآیی	ریشه‌ی میانگین مربع‌های خطا	درصد خطای نسبی	ضریب همبستگی
E1	کوستیاکوف	۰/۸۹۵	۲/۷۶۶	۴/۱۳۹	۰/۹۶۴
	گرین-آمپت اصلاح شده	۰/۹۳۹	۲/۰۹۹	۰/۰۷۱	۰/۹۶۹
	هورتون	۰/۸۶۶	۳/۱۳۰	-۰/۲۸۹	۰/۹۵۳
	سازمان حفاظت خاک آمریکا	۰/۴۸۵	۶/۱۴۰	۵/۶۲۹	۰/۹۴۱
	فیلیپ	۰/۸۵۵	۳/۲۵۴	۳/۷۳۶	۰/۹۸۶
Jk,Mz	کوستیاکوف	۰/۸۸۸	۳/۸۵۳	۵/۱۳۶	۰/۹۸۲
	گرین-آمپت اصلاح شده	۰/۹۴۴	۲/۷۱۵	۰/۹۹۳	۰/۹۷۲
	هورتون	۰/۸۸۶	۳/۸۹۵	-۲/۹۱۸	۰/۹۵۱
	سازمان حفاظت خاک آمریکا	۰/۶۳۰	۷/۰۲۸	۵/۶۸۱	۰/۹۶۹
	فیلیپ	۰/۸۵۸	۴/۳۵۵	۴/۲۳۴	۰/۹۸۹
M	کوستیاکوف	۰/۹۱۵	۱/۶۳۷	۱/۶۸۹	۰/۹۷۹
	گرین-آمپت اصلاح شده	۰/۹۵۹	۱/۱۲۹	-۱/۳۱۸	۰/۹۷۹
	هورتون	۰/۷۱۱	۳/۰۲۶	۸/۷۷۲	۰/۹۳۹
	سازمان حفاظت خاک آمریکا	-۰/۰۵۹	۵/۸۰۲	-۱/۳۴۸	۰/۹۴۵
	فیلیپ	۰/۸۴۴	۲/۲۲۵	-۱/۷۹۳	۰/۹۸۴
Muplaj	کوستیاکوف	۰/۹۰۷	۲/۱۴۳	-۴/۷۸۵	۰/۹۹۳
	گرین-آمپت اصلاح شده	۰/۹۷۶	۱/۰۸۳	-۲/۰۳۴	۰/۹۸۸
	هورتون	۰/۳۱۷	۵/۸۱۳	-۷/۶۴۱	۰/۹۷۳
	سازمان حفاظت خاک آمریکا	۰/۳۰۷	۵/۸۷۵	-۱۱/۷۱۲	۰/۹۸۰
	فیلیپ	۰/۸۵۶	۲/۶۷۶	-۱۰/۹۹۵	۰/۹۹۴
Mpaj	کوستیاکوف	۰/۸۰۸	۳/۱۱۹	۷/۶۲۲	۰/۹۸۲
	گرین-آمپت اصلاح شده	۰/۸۷۷	۲/۴۹۵	۴/۵۳۷	۰/۹۳۶
	هورتون	۰/۶۵۶	۴/۱۷۷	۷/۷۰۹	۰/۹۵۶
	سازمان حفاظت خاک آمریکا	۰/۲۹۶	۵/۹۷۵	۴/۹۳۲	۰/۹۴۸
	فیلیپ	۰/۸۴۱	۲/۸۳۳	۱۱/۶۱۵	۰/۹۷۷
Oml	کوستیاکوف	۰/۷۰۵	۱۰/۲۶	-۳۸۰/۷	۰/۸۹۲
	گرین-آمپت اصلاح شده	۰/۶۷۴	۱۰/۸۷	-۳۴۲/۷	۰/۸۲۲
	هورتون	۰/۶۳۰	۱۱/۶	-۶۸/۳۵	۰/۸۷۸
	سازمان حفاظت خاک آمریکا	۰/۵۹۱	۱۲/۱۹	-۴۰۳/۵	۰/۸۹۱
	فیلیپ	۰/۶۸۲	۱۰/۷۵	-۴۳۱/۴	۰/۸۹۲۱
Plb	کوستیاکوف	۰/۸۴۹	۲/۴۴۵	۵/۰۲۴	۰/۹۷۰
	گرین-آمپت اصلاح شده	۰/۹۲۷	۱/۶۹۶	-۲/۱۶۴	۰/۹۶۳
	هورتون	۰/۳۱۳	۵/۲۳۱	۱۴/۳۸۶	۰/۹۸۶
	سازمان حفاظت خاک آمریکا	۰/۱۰۴	۵/۹۷۴	۰/۸۴۷	۰/۹۳۸
	فیلیپ	۰/۸۱۹	۲/۶۸۲	۱/۹۴۶	۰/۹۷۲
Q	کوستیاکوف	۰/۷۷۶	۵/۹۸۳	-۲/۹۳۲	۰/۸۹۸
	گرین-آمپت اصلاح شده	۰/۷۷۳	۶/۰۲۹	-۵/۳۳۹	۰/۸۷۹
	هورتون	-۱/۳۱	۱۹/۲۶۶	-۱۳/۶۷۴	۰/۸۵۱
	سازمان حفاظت خاک آمریکا	۰/۵۵۰	۸/۴۸۷	-۲/۸۳۰	۰/۸۹۶
	فیلیپ	۰/۶۹۲	۷/۰۱۴	-۶/۱۵۵	۰/۸۹۶
Qt	کوستیاکوف	۰/۸۷۵	۶/۶۴۱	۵/۵۴۰	۰/۹۷۴
	گرین-آمپت اصلاح شده	۰/۹۰۷	۵/۷۲۷	۰/۸۰۵	۰/۹۵۲
	هورتون	۰/۹۲۵	۵/۱۵۸	-۱/۷۶۹	۰/۹۶۶
	سازمان حفاظت خاک آمریکا	۰/۷۴۴	۹/۵۱۵	۶/۲۳۹	۰/۹۶۶
	فیلیپ	۰/۸۵۰	۷/۲۹۰	۵/۵۴۹	۰/۹۸۲

بحث و نتیجه‌گیری

نفوذ آب به خاک فرآیند اولیه‌ی آب از سطح خاک به ناحیه‌ی نااشباع خاک است، که به عامل‌های گوناگونی مانند بافت، رطوبت پیشین، و تراکم خاک بستگی دارد (آنجلیکا و همکاران ۲۰۱۳؛ سپه‌وند و همکاران ۲۰۱۸). از این رو خاک سطحی سازندهای زمین‌شناسی سهم زیادی در افزایش نفوذپذیری و کاهش سیل خیزی دارد. سنجیدن نفوذپذیری واحدهای زمین‌شناسی در زمینه‌ی پژوهش‌های آب‌شناختی است. در بررسی‌های آب‌شناسی منطقه‌های گوناگون، شناسایی و سنجیدن سختی و نرمی سازندها بسیار مهم است. سازندهای نرم و سست و رسوب‌های سخت‌شده منشأ اصلی منبع آب زیرزمینی آبخیزها است (فیض‌نیا ۲۰۰۱). به دلیل اهمیت موضوع، در این پژوهش تغییر نفوذپذیری و مدل‌سازی آن در خاک سطحی سازندهای گوناگون زمین‌شناسی بررسی شد.

اندازه‌ی نفوذ تجمعی در خاک سطحی سازندهای El, Jk, Qt, Oml, Plb, Mpaj, Muplaj, M, Mz, و Q به ترتیب ۱۷، ۱۲/۷۳، ۹/۶، ۶/۶۳، ۴/۶، ۶/۲۵، ۳۰/۶۵، ۲۱/۲۲ و ۲۱/۸۵ سانتی‌متر، سرعت نفوذ نهایی در خاک سطحی آن‌ها به ترتیب ۱۴/۸، ۹/۲، ۶، ۳/۳۶، ۳، ۴/۸، ۲۶/۴، ۱۶/۵ و ۱۵ سانتی‌متر بر ساعت، و زمان تا لحظه‌ی تثبیت نفوذ در خاک سطحی به ترتیب ۰/۱۶۶، ۰/۱۸۳، ۱، ۰/۱۶۶، ۰/۱۵، ۰/۵، ۰/۸۳ و ۰/۸۳ و ۰/۶۶ ساعت بود. این نتیجه‌ها نشان می‌دهد که بیش‌ترین اندازه‌ی نفوذ تجمعی در خاک سطحی سازند Oml (۳۰/۶۵ سانتی‌متر)، و بعد از آن در خاک سطحی سازندهای Q و Qt بود. بیش‌ترین سرعت نفوذ نهایی در خاک سطحی سازند Oml (۲۶/۴ سانتی‌متر بر ساعت) بود. تخلخل خاک سطحی سازند Oml بیش‌تر از دیگر سازندها است (جدول ۴) و هر چه اندازه‌ی منفذها زیادتر باشد، نفوذپذیری افزایش می‌یابد. همین پدیده موجب زیادبودن نفوذ تجمعی این سازند زمین‌شناسی شده است. از دلیل‌های دیگر نفوذپذیری زیاد خاک سطحی سازند Oml داشتن درصد زیاد شن و درصد کم رس است. به نظر می‌رسد شن عامل افزایش‌دهنده‌ی نفوذ، و رس عامل محدودکننده‌ی آن در سازندها بود (جدول ۴ و ۵) بود. خاک سطحی سازند Mpaj کم‌ترین اندازه‌ی نفوذ تجمعی (۴/۶ سانتی‌متر) داشت، که ممکن است به دلیل درصد کم شن (۲۶٪) و درصد زیاد رس (۳۵/۵۵٪) باشد. خاک‌های با اندازه‌ی رس بیش از ۲۵٪ سنگین دانسته می‌شود و معمولاً نفوذپذیری آن کم است. خاک سطحی سازندهای Q و Qt نیز با مقدار شن و در نتیجه تخلخل زیاد در رتبه‌های دوم و سوم بعد از خاک سطحی سازند Oml بود. این نتیجه‌ها با نتیجه‌ی وان‌اس و همکاران (۱۹۹۱)، رومکنز و همکاران (۱۹۹۵) و هوانگ و همکاران (۲۰۰۲) هم‌خوانی دارد، که اثر مثبت شن را در افزایش‌دادن نفوذپذیری نشان دادند. انتظار می‌رفت نفوذپذیری

خاک سطحی سازند El نیز زیاد باشد (جدول ۴)، اما مشابه این پژوهش، محمودآبادی و همکاران (۲۰۰۷) دریافتند که رس و سیلت رفتاری متفاوت از شن در نفوذ دادن آب به خاک، و تولید روان‌آب دارد، به شیوه‌ی که باعث کاهش نفوذپذیری می‌شود، اما شن افزایش نفوذ را در پی دارد. تغییر اندازه‌ی نفوذپذیری در خاک سطحی سازندهای گوناگون زمین‌شناسی بستگی به اندازه‌ی هوازدهی بخش سطحی این سازندها دارد.

مدل‌سازی نفوذپذیری با مدل‌های تجربی در خاک سطحی سازندهای گوناگون زمین‌شناسی نشان داد که در خاک سطحی سازند El، مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده کارآیی بیش‌تری از دیگر مدل‌ها داشت. ترنر (۲۰۰۶) به این نتیجه رسید که مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده کارآیی بیش‌تری دارد، که تاییدکننده‌ی نتایج این تحقیق است. مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا با خطای بیش‌تر و ضریب همبستگی کم‌تر از مدل‌های دیگر بدترین مدل شناخته شد، که با نتیجه‌ی چاهینیان و همکاران (۲۰۰۵) و سپه‌وند و همکاران (۲۰۱۲) مطابقت دارد، اما نتیجه‌ی پژوهش‌های ملکی و همکاران (۲۰۰۵) که آن را برترین مدل معرفی کردند همخوانی ندارد.

در خاک سطحی سازند Jk, Mz, مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده برترین مدل شناخته شد، که با نتیجه‌ی ما و همکاران (۲۰۰۹) هم‌خوانی دارد، و مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا ضعیف‌ترین مدل معرفی شد، که با نتیجه‌ی لشنی زند و همکاران (۲۰۱۱) که آن را برترین مدل معرفی کرده بودند همخوانی ندارد. در خاک سطحی سازند M مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده برترین مدل شناخته شد که با نتیجه‌ی ما و همکاران (۲۰۰۹)، ذوالفقاری و همکاران (۲۰۱۲) و سپه‌وند و همکاران (۲۰۱۱) هم‌خوانی داشت. اما مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا بدترین مدل انتخاب شد. در خاک سطحی سازند Muplaj مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده برترین مدل شناخته شد، اما مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا نامناسب‌ترین مدل انتخاب شد. در خاک سطحی سازند Mpaj مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده برترین مدل شناخته شد، اما مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا با ضریب کارآیی کم نامناسب‌ترین مدل انتخاب شد. در خاک سطحی سازند Oml مدل کوستیاکوف و مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا به ترتیب برترین و نامناسب‌ترین مدل انتخاب شد. در خاک سطحی سازند Plb مدل گرین-آمپت اصلاح‌شده برترین مدل شناخته شد، اما مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا نامناسب‌ترین مدل انتخاب شد. در خاک سطحی سازند Q، مدل کوستیاکوف برترین مدل، و هورتون بدترین مدل انتخاب شد. در خاک سطحی سازند Qt مدل هورتون برترین مدل، اما مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا نامناسب‌ترین مدل انتخاب شد.

به‌طور کلی می‌توان نتیجه‌گیری کرد که اندازه‌ی نفوذپذیری

و Plb مدل گرین آمپت اصلاح شده مدل برتر بود. در خاک سطحی سازندهای Q و Oml مدل کوستیاکوف، و در خاک سطحی سازند Qt مدل هورتون کارآیی بیش تری از دیگر مدل‌ها داشت. نوع و بافت خاک سطحی سازندهای گوناگون زمین‌شناسی تأثیر زیادی بر کارآیی این مدل‌ها دارد، و بر همین پایه، کارآیی مدل‌ها در برآورد کردن اندازه‌ی نفوذ خاک سطحی سازندهای گوناگون زمین‌شناسی متفاوت است (محمدی و رفاهی ۲۰۰۵). بنابراین پیشنهاد می‌شود که کارآیی دیگر مدل‌ها، از جمله الگوریتم‌های یادگیری برای تخمین زدن اندازه‌ی نفوذپذیری در خاک سطحی این سازندها سنجیده، و با نتیجه‌ی این مقاله مقایسه کرده شود. در نتیجه‌ی این پژوهش، می‌توان از این مدل‌ها به دلیل صرفه‌جویی کردن در زمان و هزینه برای کمی‌سازی اندازه‌ی نفوذپذیری و تراوایی سازندها بهره برد، و سازندهای زمین‌شناسی را برای اجرای کنش‌های آبخیزداری برای افزایش نفوذپذیری و کاهش سیل‌خیزی اولویت‌بندی کرد.

در سازندهای گوناگون زمین‌شناسی متفاوت است، به طوری که در این پژوهش اندازه‌ی نفوذ تجمعی از ۴/۶ تا ۳۰/۶۵ متغیر بود. ویژگی‌های سنگ‌شناسی و رسوب‌شناسی سازندهای زمین‌شناسی عامل موثری در فرسایش سنگ‌ها است، که خود آن نیز در سیل‌خیزی نقش مهمی دارد. اگر دیگر شرایط را ثابت بگیریم، باران در سنگ‌های آهکی نفوذ می‌کند و باعث کاهش روان‌آب می‌شود. در نتیجه شدت سیل‌خیزی کاهش می‌یابد؛ این نتیجه در این پژوهش اثبات شد، و اندازه‌ی نفوذ در سازندهای آهکی بیش تر بود. در سنگ‌های نفوذناپذیر مانند آهک‌رس‌ها بارش به روان‌آب تبدیل می‌شود، و بنابراین شدت سیل‌خیزی افزایش می‌یابد. گسل‌ها و درز و شکاف‌ها اغلب باعث نفوذپذیری سازندهای زمین‌شناسی می‌شود. شیب پستی‌بلندی دامنه و شیب لایه‌های زمین‌شناسی باعث افزایش سطح منطقه‌ی سیل‌خیزی می‌شود. ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناسی آبخیز نیز مهم است.

در بخش مدل‌سازی می‌توان نتیجه گرفت که در خاک سطحی سازندهای El, Jk, Mz, M, Muplaj, Mpaj

- Ahmadi H. 2007. Applied geomorphology. Volume 1 (Water Erosion). Tehran, University Press, 688 p. (In Persian).
- Alizadeh A. 2019. Applied hydrology. Imam Reza International University. Forty-third edition, 941 p. (In Persian).
- Angelaki A, Sakellariou-Makrantonaki M, Tzi-mopoulos C. 2013. Theoretical and experimental research of cumulative infiltration. *Transp. Porous Media*, 100(2): 247–257.
- Azamirad M, Ghahreman B, Esmaili K. 2015. Investigation of flooding intensity watersheds by permeability of geological. The 4st National Congress on Irrigation and Drainage of Iran, pp. 1–11. (In Persian).
- Behzad A, Hamzeh F. 2009. Investigation the effect of geological formations on water quality. *Journal of Geography*, 3 (11): 93–112. (In Persian).
- Chahinian N, Moussa R, Andrieux P, Voltz M. 2005. Comparison of infiltration models to simulate flood events at the field scale. *Journal of Hydrology*, 306(1–4):191–214.
- Chari M, Poozan M, Afrasiab P. 2020. Modelling soil water infiltration variability using scaling. *Biosystems Engineering*, 196: 56–66.
- Delleur JW. 2007. The handbook of groundwater engineering. 2nd Edition, CRC Press, Taylor & Francis, 1342 p.
- Feiznia S. 2001. Sediment potential in geological formation (lithology). Publications of the Faculty of Natural Resources. University of Tehran. *Journal of Geography*, 13 p. (In Persian).
- Fox DM, Bryan RB, Price AG. 1997. The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions. *Geoderma*, 80(1–2): 181–194.
- Gerke HH, Van Genuchten MTh. 1993. A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resource*, 29 (2): 305–319.
- Ghaimi Mohamadi AM, Ghorbani Dashtaki Sh, Raiesi F, Tahmasbi P. 2013. Effect of land abandonment on variation of soil water infiltration parameters. *Journal of Soil and Water Resources Conservation*, 2 (4): 41–51. (In Persian).
- Ghorbani Dashtaki Sh, Homae M, Mahdian MH. 2010. Effect of land use change on spatial variability of infiltration parameters. *Iranian Journal of Irrigation and Drainage*. 2 (4): 206–221. (In Persian).
- Green WH. Ampt GA. 1911. Studies in soil physics: I. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4(1): 1–24.
- Hillel D. 1998. Environmental soil physics. Academic Press. New York, 771p.
- Horton RE. 1940. Approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science. Society America Journal*, 5(C): 339–417.
- Horton Robert E. 1993. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. AGU, 14th Ann. Mtg*, pp. 446–460.
- Hwang S, Lee KP, Lee DS, Powers S.E. 2002. Models for estimating soil particle-size distributions. *Soil Science Society of America Journal*, 66(4): 1143–1150.
- Jarvis NJ. 1998. Modeling the impact of preferential flow on nonpoint source pollution. In H. M. Selim & L. Ma (Eds.), *Physical none equilibrium in soils: modeling and application*. Chelsea, MI: Ann Arbor, pp. 195–221.
- Kavian A, ahmadi R, habibnejad M, jafarian Z. 2017. Evaluation of Spatial changes in Soil infiltration Using Experimental and Geostatistical Methods in coastal plain of Behshahr-Galugah. *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 48(1): 177–186. (In Persian).
- Kostiakov AN. 1932. On the dynamic of coef-

- ficient of water percolation in soil and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purpose of amelioration. Tran's 6th cong International. Soil Science, Russia Juornal, pp. 17–21.
- Kutilek M, Nielsen DR. 1994. Soil hydrology: textbook for students of soil science, agriculture, forestry, geoecology, hydrology, geomorphology and other related disciplines. Catena verlag, Cremlingen, Germany, 370 p.
- Lashani Zand M, Sepavand A, Taei Smiromi M. 2011. Comparison of infiltration models and determination of the infiltration in order to apply optimal management in rangeland and forest lands. Iranian Journal of Natural Ecosystems, 2(2): 11–23. (In Persian).
- Ma Y, Feng S, Su D, Gao G, Huo Z. 2009. Modeling water infiltration in a large layered soil column with a modified Green- Ampt Model and HYDRUS-1 D. Computers and Electronics in Agriculture, 71(1): S40–S47.
- Machiwa D, Mandan K, Mal BC. 2006. Modeling infiltration and quantifying spatial soil variability in a watershed of kharagpur, India, Biosystems Engineering, 95(4): 569–582.
- Maleki A, Behzad M, Boroumand nasab M. 2005. Determination of infiltration by soil physical properties. Iranian Agricultural Sciences, 6(36): 27–46. (In Persian).
- Mamoodabadi M, Charkhabi A, Rafahi H. 2007. The effect of soil physical and chemical properties on runoff generation and sediment yield using rainfall simulator. Journal of Agricultural Engineering Research, 8(2): 1–16. (In Persian).
- Mamoodabadi M, Mazaheri M. 2012. Effect of some soil physical and chemical properties on permeability in field conditions. Iranian of Irrigation & Water Engineering, 2(8): 14–25. (In Persian).
- Mezencev VJ. 1948. Theory of formation of the surface runoff. Meteorologiae Hidrologia, 3: 33–40.
- Mohammadi MH, Refahi H. 2005. Estimation of infiltration through soil physical characteristic. Iranian Journal of Agricultural Sciences, 36(6): 1391–1398.
- Nadersafat MH, Saeediyan F. 2011. Study of flooding trend in watersheds through permeability study and runoff potential in geological formations. Journal of Geography. 4 (11): 163–198. (In Persian).
- Philip JR. 1957 a. The theory of infiltration: 1. the infiltration equation and its solution. Soil Science, 83: 345–357.
- Ribolzi O, Patin J, Bresson LM, Latsachack KO, Mouche E, Sengtaheuanghoung O, Silvera N, Thiébaux JP, Valentin C. 2011. Impact of slope gradient on soil surface features and infiltration on steep slopes in northern Laos. Geomorphology, 127(1–2): 53–63.
- Romkens MJ, Luk MSH, Poesen JWA, Mermut AR. 1995. Rainfall infiltration into loess soils from different geographic regions. Catena, 25(1–4): 21–32.
- Roshani H, Heydari M, Sotoodehnia A. 2019. Estimation of Hydrodynamic Infiltration Coefficients Using Optimization of SCS & Horton Equations. Iranian Journal of Soil and Water research, 50(1): 201–213.
- Sadeghi HR. 2010. Study and measurement of soil erosion. Tarbiat Modares University Publication. First Edition, 171p. (In Persian).
- Saeediyan H, Moradi HR. 2020. Determining of the Most Important Factors in Infiltration Rates of the Soils formed on Gachsaran and Aghajari formations in Various Land Uses. Watershed Research. 23 (2): 97–109. (In Persian).
- Safavi HR. 2006. Engineering hydrology. Arkan Danesh Press, 603 p. (In Persian).
- Sepahvand A, Sihag P, Singh B, Zand M. 2018. Comparative Evaluation of Infiltration Models. KSCE Journal of Civil Engineering,

- 22(10):4173–4184.
- Sepavand A, Taie Semiromi M, Mirnia SK, Moradi HR. 2011. Assessing the sensitivity of infiltration models to variability of soil moisture. *Journal of Water and Soil*, 25 (2): 1–11. (In Persian).
- Sihag P, Singh VP, Angelaki A, Kumar V, Sepahvand A, Golia E. 2019. Modelling of infiltration using artificial intelligence techniques in semi-arid Iran. *Hydrological Sciences Journal*, 64(13):1647–1658.
- Sihag P, Singh B, Sepahvand A, Mehdipour V. 2020: Modeling the infiltration process with soft computing techniques, *ISH Journal of Hydraulic Engineering*, 26(2): 138–152.
- Smith ER. 1976. Approximation for vertical infiltration rate patterns. *ASAE. Annual international meeting*, 75 p.
- Tashayo B, Honarbakhsh A, Akbari M, Oštovari Y. 2020: Digital mapping of Philip model parameters for prediction of water infiltration at the watershed scale in a semi-arid region of Iran. *Geoderma Regional*, 22(e0030): 1–9.
- Turner ER. 2006. Comparison of infiltration equations and their field validation with rainfall simulation. MSc. thesis. University of Maryland. USA, 202 p.
- Vaezi A, Salehi Y. 2020. The Efficiency of Water Infiltration Models in Different Land Uses of the Tahamchai Catchment. *Department of Soil Sciences Engineering*, 51 (5): 1281–1291. (In Persian).
- Van Es HM, Cassel DK, Daniels RB. 1991. Infiltration variability and correlations with surface soil properties for an eroded hapludult. *Soil Science Society America Journal*, 55(2): 486–492.
- Ward AD, Trimble SW. 2004. *Environmental Hydrology*. Second Edition, CRC Press LLC, 475 p.
- Zhou X, Lin HS, White EA. 2008. Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land use and their temporal changes. *Catena*, 73(2): 180–188.
- Zolfaghari AA, Mirzaee S, Gorji M. 2012. Comparison of different models for estimating cumulative infiltration. *International Journal of Soil Science*, 7)3(:108–115.



Watershed Management Research

VOL. 34, No.4, Ser. No: 133, Winter 2022, pp.150-164
DOI: 10.22092/WMRJ.2021.354035.1398

Research Paper



An Assessment of Infiltration Models in the Surface Soil of Geological Formations in Aleshtar Watershed, The Province of Lorestan

Shokofeh Hasanvand

M.Sc. Student, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Agriculture and Natural Resources, Lorestan University, Khorramabad, Lorestan Province, Iran.

Alireza Sepahvand

(Corresponding Author)* Assistant Professor, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Agriculture and Natural Resources, Lorestan University, Khorramabad, Lorestan Province, Iran.

Farajollah Tarnian

Assistant Professor, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Agriculture and Natural Resources, Lorestan University, Khorramabad, Lorestan Province, Iran.

Parveen Sihag

Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Shoolini University, Solan, Himachal Pradesh, India.

Corresponding Author Email: sepahvand.a@lu.ac.ir

Received: 06 April 2021

Accepted: 20 September 2021

Abstract

Soil infiltration is one of the key processes in the design of irrigation systems, water resources management, soil conservation, and erosion control in watershed management. As to the importance of the mentioned subject, infiltration changes and modeling were investigated on the surface soil of geological formations in this study. The double-ring infiltrometer was used to measure the infiltration rate in the surface soil of some geological formations on the Aleshtar Watershed due to the flooding potential of the area. The performance of the modified Green-Ampt, Philip, Kościakov, the US Soil Conservation Service (SCS), and the Horton models were evaluated in estimating the infiltration rate in the surface soils formed or deposited on those formations. The results indicated that the Asmari Formation (Oml) had a higher cumulative infiltration, average infiltration rate, terminal infiltration rate than other formations. This was followed by the Quaternary Formations (Q and Qt). The results indicated that the modified Green-Ampt model had an acceptable accuracy as compared to other models in estimating infiltration in the Pabdeh (EL), the Khami Group (Jk, Mz), the Gachsaran (M), the Aghajari (Muplaj, Mpaj), and the Bakhtyari (Plb) Formations with efficiency coefficients of 93.9, 94.4, 95.9, 97.6, 87.7, and 92.7%, respectively. The Kościakov model was more suitable for the Q and Oml Formations, and the Horton model was the best for the Qt Formation (C.C= 0.925), which may be used to quantify the amount of infiltrated water and to estimate the runoff volume for the soils formed or deposited on those formations different on the mentioned geological formations.

■ **Keywords:** Aleshtar, double Ring, Green-Ampt model, infiltration, Kościakov model, Lorestan Province ■