

ارزیابی دقت معادلات نفوذ آب به خاک در برخی حوزه‌های آبخیز استان اردبیل

چکیده

نفوذ آب به خاک نقش مهمی در تولید رواناب و فرسایش خاک و برنامه‌ریزی آبیاری دارد. برآورد دقیق از میزان نفوذ به منظور حفاظت از خاک و مدیریت آب ضروری است. هدف از این پژوهش، بررسی تغییرات زمانی نفوذ آب و ارزیابی عملکرد چهار مدل نفوذ فیلپ، کوستیاکوف، کوستیاکوف-لوویز و هورتون در هشت حوزه آبخیز استان اردبیل شامل آلاذیزگه، ایریل، سولا، شمس‌آباد، عموقین، نمین، نوران و نیر بود. آزمایش‌های نفوذ با استفاده از استوانه مضاعف انجام و عملکرد مدل‌ها با شاخص‌های (R^2) ، (RMSE)، (MAE) و (NSE) ارزیابی و ارتباط پارامترهای مدل‌ها با ویژگی‌های خاک با استفاده از همبستگی پیرسون بررسی شد. نتایج نشان داد که مدل فیلپ در شش حوزه آلاذیزگه، ایریل، سولا، عموقین، نمین و نوران بهترین عملکرد را داشت، در حالی که مدل کوستیاکوف در شمس‌آباد و مدل کوستیاکوف-لوویز در نیر برتری نشان دادند. به طور کلی، مدل فیلپ با میانگین R^2 برابر ۰/۹۷۵ و NSE برابر ۰/۹۲۷ مناسب‌ترین مدل برای شبیه‌سازی نفوذ در منطقه مورد مطالعه بود. نتایج تحلیل همبستگی نشان داد که ضریب جذب موئینگی مدل فیلپ (S) با درصد رس ($r=0.82$) رابطه مثبت و با درصد شن ($r=-0.76$) رابطه منفی و معنادار در سطح ۵ درصد دارد. بر اساس نتایج، عملکرد مدل‌های نفوذ به شرایط محلی خاک وابسته بوده و انتخاب مدل مناسب باید با توجه به ویژگی‌های فیزیکی خاک و شاخص‌های چندگانه ارزیابی انجام شود. در مجموع، مدل فیلپ به دلیل ساختار فیزیکی و توانایی توصیف فرآیندهای جذب موئینگی و هدایت ثقی، برای بیشتر حوزه‌های آبخیز نیمه‌خشک استان اردبیل توصیه می‌شود.

کلید واژه‌ها: ارزیابی مدل، نفوذ آب به خاک، مدل فیلپ، حوزه آبخیز، ویژگی‌های خاک.

Abstract

Water infiltration into soil plays an important role in runoff generation, soil erosion, and irrigation planning. Accurate estimation of infiltration is essential for soil conservation and water management. The aim of this study was to investigate temporal variations in water infiltration and evaluate the performance of four infiltration models, namely Philip, Kostiakov, Kostiakov-Lewis, and Horton, in eight watersheds in Ardabil Province, including Aladizgeh, Iril, Sula, ShamsAbad, Amuqin, Namin, Nouran, and Nir. Infiltration experiments were conducted using a double-ring infiltrometer, and model performance was evaluated using the coefficients of determination (R^2), root mean square error (RMSE), mean absolute error (MAE), and Nash-Sutcliffe efficiency (NSE). The relationships between model parameters and soil properties were also examined using Pearson correlation analysis. The results showed that the Philip model provided the best performance in six watersheds, namely Aladizgeh, Iril, Sula, Amuqin, Namin, and Nouran, whereas the Kostiakov model performed best in ShamsAbad and the Kostiakov-Lewis model showed superior performance in Nir. Overall, the Philip model was the most suitable model for simulating infiltration in the study area, with mean R^2 and NSE values of 0.975 and 0.927, respectively. Correlation analysis showed that the capillary sorptivity coefficient of the Philip model (S) had a significant positive correlation with clay content ($r = 0.82$) and a significant negative correlation with sand content ($r = -0.76$) at the 5% significance level. These findings indicate that the performance of infiltration models depends on local soil conditions and that model selection should be based on soil physical properties and multiple evaluation criteria. Overall, the Philip model is recommended for most of the semi-arid watersheds of Ardabil Province because of its physically based structure and its ability to describe capillary sorption and gravitational flow processes.

مقدمه

نفوذ آب به خاک از اجزاء اصلی چرخه هیدرولوژی است بنابراین کمی کردن آن در مدیریت منابع آبی حوزه‌های آبخیز و نیز برای تعیین میزان آب قابل دسترس برای رشد گیاه و طراحی سامانه‌های آبیاری از اهمیت زیادی برخوردار است (Rawls et al, 1993). مقدار نفوذ آب به خاک تابع عواملی مانند بافت و ساختمان خاک، پوشش گیاهی، شیب سطح زمین و قابلیت پراکندگی ذرات سطح خاک می‌باشد (علیزاده، ۱۳۸۴) که تغییرپذیری زمانی و مکانی آن‌ها موجب تفاوت در مقادیر نفوذ در خاک‌های مختلف می‌شود (پرچمی عراقی و همکاران، ۱۳۸۹) به همین دلیل آزمایش‌های میدانی برای اندازه‌گیری مقادیر نفوذپذیری در شرایط ویژه هر منطقه ضروری است (مرادی باصری و همکاران، ۱۳۹۰). با توجه به دشواری‌ها در اندازه‌گیری نفوذپذیری خاک، مدل‌های مختلفی برای برآورد شدت نفوذ آب به خاک ارائه شده است. به طور کلی مدل‌های نفوذ به دو دسته تقسیم می‌شوند: ۱- مدل‌های فیزیکی و ۲- مدل‌های تجربی (Rawls et al, 1993). مدل‌های فیزیکی مانند گرین‌امپت و فیلپ، پایه فیزیکی دارند و با تکیه بر اصول فیزیکی، سعی در ساده سازی شرایط اولیه و مرزی جریان در محیط غیراشباع دارند (Rawls et al, 1993; Haverkamp, Rendon & Vachaud, 1987). از مدل‌های تجربی می‌توان مدل‌های کاستیاکوف (Kostiakov, 1932)، هورتون، مدل کوستیاکوف اصلاح شده (Smith, 1972) و مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS) را نام برد (USDA, 1974).

Haimanote و همکاران (Haimanote et al., 2019)، با ارزیابی مدل‌های کوستیاکوف، فیلیپ و هورتون در ۴۲ نقطه حوزه آبخیز آنجی در آفریقا گزارش کردند که مدل‌های هورتون و کوستیاکوف با ضریب تعیین (R^2)، ۰/۹۷، ضریب کارایی نش-ساتکلیف (NSE) برابر با ۹۷٪ و میانگین خطای مطلق (MAE) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) به ترتیب ۲/۲۵ و ۳/۴۳ برای هورتون و ۲/۳۴ و ۳/۵۷ برای کوستیاکوف بهترین کارایی را داشتند. واعظی و صالحی (۱۳۹۹)، در پژوهشی کارایی مدل‌های نفوذ آب را در کاربری‌های مختلف زمین در حوزه آبخیز تهم چای مورد بررسی قرار دادند. با توجه به همبستگی بالای مدل‌های کوستیاکوف و فیلیپ با داده‌های اندازه‌گیری شده، این دو مدل توانایی بیشتری برای پیش‌بینی شدت نفوذ آب در خاک در کاربری‌های مختلف زمین داشتند. Rasool و همکاران (Rasool, Dar & Wani, 2021)، مدل‌های نفوذ هورتون، کوستیاکوف، کوستیاکوف اصلاح شده و فیلیپ را برای زمین‌های کشاورزی، مسکونی و بوته‌زار با بافت‌های رسی تا شنی در زیرحوضه شهری هیمالیاهای کوچک، هند واسنجی کردند. مدل هورتون و فیلیپ به ترتیب دقیق‌تر از سایر مدل‌های نفوذ برای خاک‌های رسی و رس شنی بودند. مصری و همکاران (۱۴۰۰)، در پژوهشی با هدف یافتن مناسب‌ترین مدل برآورد نفوذ، آزمایش نفوذ آب به خاک را در استان چهار محال و بختیاری (حوزه آبخیز مرغلک و شهرستان شهرکرد) انجام دادند. نتایج نشان داد که مدل کوستیاکوف با ضریب کارایی نش ساتکلیف ۰/۹۹ و ضریب تبیین ۰/۹۹ و خطای کمتر نسبت به سایر مدل‌ها، به‌عنوان مدل مناسب در کاربری باغ و مرتع و کشاورزی و مدل فیلیپ با ضریب نش ساتکلیف و ضریب تبیین ۰/۹۹ و خطای (۰/۱۵) در کاربری باغ و مدل سازمان حفاظت آمریکا در کاربری مرتع با خطای (۰/۱۸) دارای کارایی بالایی بودند.

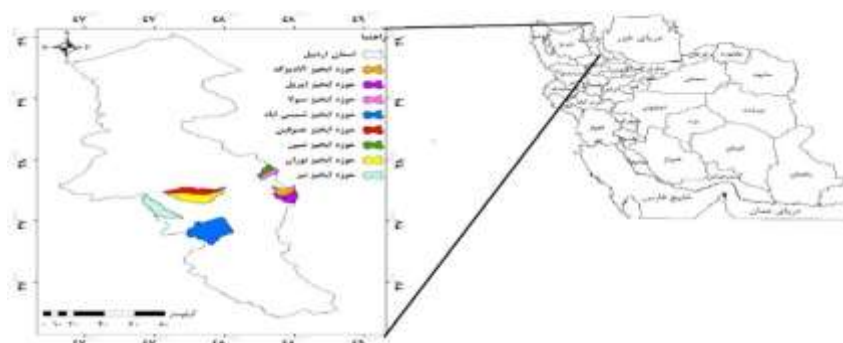
کجوری و جوادی (۱۴۰۲)، در پژوهشی داده‌های مقادیر نفوذ حاصل از مدل‌های کوستیاکوف، هورتون، گرین-امپت، سازمان حفاظت خاک آمریکا و فیلیپ را به منظور تشخیص مناسب‌ترین مدل برآورد نفوذ مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج نشان داد که در کاربری زراعی کارایی مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا با مقادیر شاخص‌های میانگین خطا (ME)، ضریب تبیین (R^2) و شاخص نش-ساتکلیف (NSE) به ترتیب ۱/۸، ۰/۸۹ و ۰/۸۱ بوده و به‌عنوان مناسب‌ترین مدل می‌باشد. Jia و همکاران (Jia et al., 2024)، تأثیر عوامل مختلف بر ویژگی‌های نفوذ آب خاک در کوهستان‌های بلند اطراف فلات تبت را بررسی کردند. نتایج نشان داد که بیشترین تأثیر منفی بر مقدار نفوذ آب خاک به دلیل شیب بود. اثرات پوشش گیاهی بر میزان نفوذ آب خاک به طور قابل توجهی متفاوت بود. به‌طوری که با افزایش شیب یک دامنه، مقدار شدت نفوذپذیری اولیه، میانگین شدت نفوذپذیری و شدت نفوذپذیری نهایی به ترتیب ۴۸، ۵۲ و ۳۷ درصد کاهش پیدا کرد. آزادگان (۱۴۰۴) با مقایسه معادلات کوستیاکوف، هورتون، فیلیپ و گرین و امپت در سه بافت خاک نشان داد که معادله گرین و امپت بهترین عملکرد را از نظر شاخص‌های نش-ساتکلیف، RMSE و MAE دارد. Vishwakarma و همکاران (۲۰۲۵) نیز در ارزیابی مدل‌های نفوذ در هند گزارش کردند که مدل فیلیپ با میانگین R^2 برابر ۰/۹۵۶ و NSE برابر ۰/۹۵۵ برترین مدل است و پس از آن کوستیاکوف قرار می‌گیرد. Ghosh و همکاران (۲۰۲۴) هم با رویکرد تصمیم‌گیری چند معیاره در خاک‌ها و کاربری‌های مختلف هند تأیید کردند که مدل فیلیپ بهترین عملکرد کلی را دارد و مدل کوستیاکوف در رتبه بعدی قرار می‌گیرد. این یافته‌ها نشان می‌دهد که عملکرد مدل‌های نفوذ به شرایط محلی خاک وابسته است و انتخاب مدل مناسب نیازمند ارزیابی منطقه‌ای است.

با توجه به تفاوت ویژگی‌های خاک و شرایط هیدرولوژیکی حوزه‌های آبخیز استان اردبیل و اهمیت برآورد دقیق نفوذ آب به خاک، هدف این پژوهش بررسی تغییرات زمانی شدت نفوذ آب به خاک و ارزیابی عملکرد مدل‌های فیلیپ، کوستیاکوف، کوستیاکوف-لویز و هورتون در هشت حوزه آبخیز آلاذیزگه، ایریل، سولا، شمس‌آباد، عموقین، نمین، نوران و نیر است. همچنین، به‌منظور تبیین عوامل مؤثر بر تفاوت پارامترهای مدل‌ها، رابطه بین ضرایب برازش‌یافته و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک با استفاده از تحلیل همبستگی بررسی شد. نوآوری این پژوهش، مقایسه هم‌زمان رفتار زمانی نفوذ آب به خاک، عملکرد چهار مدل پرکاربرد و ارتباط پارامترهای آنها با ویژگی‌های خاک در مجموعه‌ای از حوزه‌های آبخیز با شرایط متفاوت در استان اردبیل است. رویکردی که امکان شناسایی مدل مناسب در مقیاس حوزه آبخیز و تبیین تفاوت عملکرد مدل‌ها بر اساس ویژگی‌های خاک را فراهم می‌کند.

مواد و روش‌ها

حوزه‌های آبخیز مطالعاتی

این پژوهش در هشت حوزه آبخیز استان اردبیل شامل آلاذیزگه، ایریل، سولا، شمس‌آباد، عموقین، نمین، نوران و نیر انجام گرفت. استان اردبیل براساس طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن، دارای اقلیم نیمه‌خشک است. دمای متوسط منطقه‌ی مورد مطالعه بین ۹ تا ۱۵ درجه سانتی‌گراد و بارش متوسط سالانه براساس آمار هواشناسی ۳۵۱ میلی‌متر است و براساس طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن، اقلیم منطقه، نیمه‌خشک است.



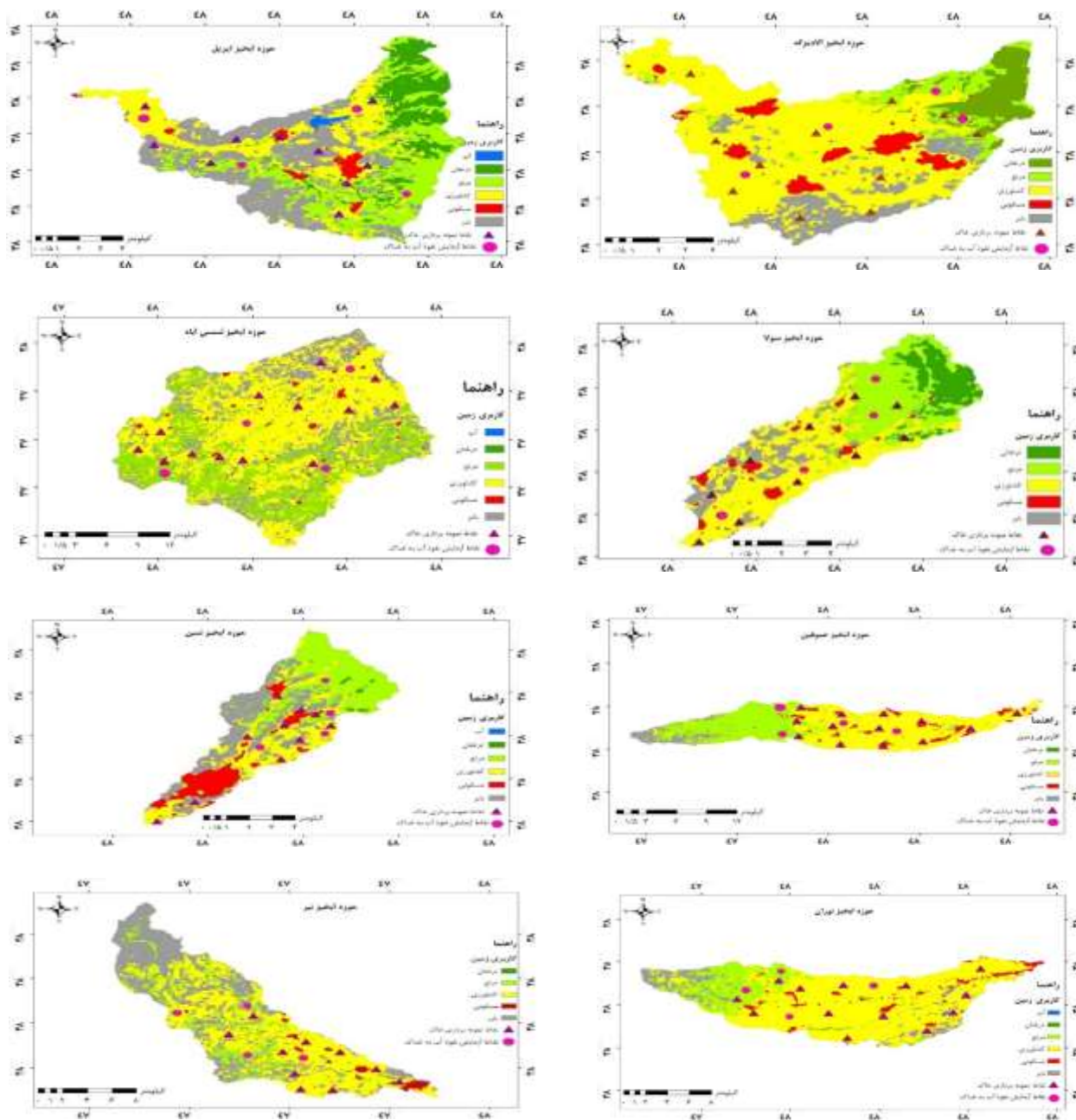
شکل ۱_ موقعیت جغرافیایی حوزه‌های آبخیز مورد بررسی در استان اردبیل

حوزه آبخیز آلاذیزگه با مساحتی در حدود ۶۵/۷ کیلومتر مربع روی رودخانه‌ی قره‌سو شهرستان اردبیل واقع شده و میانگین بارندگی سالانه ۳۶۰/۲ میلی‌متر است. حوزه آبخیز ایریل با مساحت ۸۲/۴۴ کیلومتر مربع واقع در منطقه هیر و بخشی از منطقه حیران روی رودخانه‌ی سقزچی چای شهرستان اردبیل واقع شده است. حداکثر دما در تابستان ۲۵ درجه سانتیگراد و میانگین بارندگی سالانه ۴۴۰/۵۴ میلی‌متر است. حوزه آبخیز سولا با مساحت ۴۴/۲۶ کیلومتر مربع در بالادست روستای سولا واقع شده است. متوسط ارتفاع حوزه از سطح دریای آزاد ۱۵۵۰ متر است. میانگین بارندگی و درجه حرارت سالانه در آن به ترتیب ۳۳۷/۷۸ میلی‌متر و ۸/۴۲ درجه سانتیگراد است. حوزه آبخیز شمس‌آباد با مساحت ۳۸۷/۳۹ کیلومتر مربع در استان اردبیل، شهرستان نیر بخش کورائیم روی رودخانه‌ی آق چای واقع شده است. متوسط ارتفاع حوضه از سطح دریای آزاد ۱۹۷۸ متر است. میانگین بارندگی و درجه حرارت سالانه در آن به ترتیب ۳۱۸ میلی‌متر و ۹/۴ درجه سانتیگراد است. حوزه آبخیز عموقین در شمال غربی دشت اردبیل با مساحتی در حدود ۸۷/۶۵ کیلومتر مربع روی رودخانه‌ی یدی بولیک‌چای شهرستان اردبیل واقع شده و میانگین بارندگی سالانه ۳۲۶/۴ میلی‌متر است. حوزه آبخیز نمین با مساحت ۳۸/۵۱ کیلومتر مربع در قسمت شمال شرق استان اردبیل و در حاشیه غربی دریای خزر روی رودخانه قوری چای واقع شده و میانگین بارندگی سالانه ۳۱۸ میلی‌متر و متوسط دمای سالانه منطقه ۹/۴ درجه سانتی‌گراد است. حوزه آبخیز نوران با مساحت ۱۸۶/۶۹ کیلومتر مربع در محدوده‌ی شهرستان سرعین روی رودخانه نوران چای واقع شده و میانگین بارندگی سالانه ۳۱۸/۵ میلی‌متر و متوسط دمای سالانه منطقه ۹/۴ درجه سانتی‌گراد است. رودخانه نوران چای از شرق ارتفاعات سبلان سرچشمه گرفته و تا غرب شهرستان اردبیل امتداد می‌یابد. حوزه آبخیز نیر با مساحت ۱۶۸/۵۵ کیلومتر مربع روی رودخانه نیر چای واقع شده و میانگین بارندگی سالانه ۳۵۸/۵۹ میلی‌متر و متوسط دمای سالانه منطقه ۹/۴ درجه سانتی‌گراد است.

نمونه‌برداری خاک

از هشت حوزه آبخیز مورد بررسی نمونه‌برداری از خاک سطحی به صورت شبکه‌بندی منظم با فواصل ۴ کیلومتری و از عمق ۳۰-۰ سانتیمتر انجام شد. به‌ترتیب از هر یک از حوضه‌ها (آلاذیزگه (۱۱ نمونه)، ایریل (۱۰ نمونه)، سولا (۱۰ نمونه)، شمس‌آباد (۱۳ نمونه)، عموقین (۱۳ نمونه)، نمین (۱۰ نمونه)، نوران (۱۱ نمونه) و نیر (۱۰ نمونه)) از خاک سطحی برداشت شد. تعداد کل نمونه‌ها ۸۸ عدد و حداقل فاصله بین نمونه‌ها ۱۵۰ متر بود. با توجه به زمان‌بر بودن آزمون‌های نفوذ آب به خاک، از میان ۸۸ نقطه نمونه‌برداری، ۳۲ نقطه

(چهار نقطه در هر حوضه) برای انجام آزمایش‌های نفوذ انتخاب شد. انتخاب این نقاط بر اساس پراکنش مناسب مکانی و نمایندگی از دو کاربری غالب مرتع و زراعی انجام گرفت. اطلاعات مربوط به پراکنش کاربری‌های زمین در حوضه‌های مورد مطالعه در شکل ۲ ارائه شده است.



شکل ۲- نقشه کاربری زمین و نقاط نمونه‌برداری خاک حوضه‌های آبخیز مورد بررسی

اندازه‌گیری رطوبت اولیه خاک

به منظور تعیین رطوبت اولیه خاک پیش از انجام آزمایش نفوذ، از لایه سطحی خاک (عمق ۰ تا ۱۰ سانتی‌متر) در مجاورت محل استقرار استوانه مضاعف نمونه‌برداری انجام شد (Grossman and Reinsch, 2002). نمونه‌ها بلافاصله در ظروف در بسته به آزمایشگاه منتقل

شدند. سپس رطوبت وزنی خاک مطابق روش استاندارد با اندازه‌گیری وزن تر نمونه و خشک کردن آن در آون با دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲۴ ساعت تعیین گردید. رطوبت اولیه خاک از رابطه زیر محاسبه و به صورت درصد وزنی گزارش شد.

$$\theta_g = \frac{W_w - W_d}{W_d} \times 100 \quad (1)$$

که در آن: θ_g رطوبت وزنی اولیه خاک (درصد)، W_w وزن تر نمونه (گرم) و W_d وزن خشک نمونه پس از قرارگیری در آون (گرم) است.

اندازه‌گیری نفوذپذیری خاک

به منظور اندازه‌گیری نفوذ آب به خاک و ارزیابی مدل‌های نفوذ، در هر یک از هشت حوزه آبخیز، چهار آزمایش نفوذ در نقاط مستقل و نماینده شرایط غالب منطقه انجام شد. بنابراین در مجموع ۳۲ آزمایش نفوذ با استفاده از روش استوانه‌های مضاعف اجرا گردید. استوانه‌های به کار رفته در آزمایش از جنس آهن گالوانیزه با قطر ۳۲ و ۵۷ و ارتفاع ۲۵ سانتی‌متر بودند. پس از حذف موانع موجود در سطح خاک مانند علف‌های هرز و قطعات سنگی، استوانه‌ها در عمق ۱۰ سانتی‌متری از سطح خاک قرار داده شدند. برای جلوگیری از تخریب خاکدانه‌های خاک سطحی در اثر ریختن آب روی سطح خاک داخل استوانه‌ها نایلونی قرار داده و قبل از شروع و ثبت داده‌های آزمایش برداشته شد سپس در زمان صفر حجم ثابتی از آب که داخل استوانه‌ها ریخته و در زمان‌های معین (t) مقدار آب نفوذ یافته ($I(t)$) در استوانه داخلی اندازه‌گیری شد. در ابتدای آزمایش، سطح آب در استوانه‌های داخلی و خارجی تا عمق ۵ سانتی‌متر تنظیم شد و با افزودن آب، این عمق در طول آزمایش تقریباً ثابت نگه داشته شد. مقدار آب نفوذی از استوانه داخلی در فواصل زمانی مشخص ثبت گردید. پس از نصب استوانه‌ها، میزان حجم آب مصرفی جهت ایجاد عمق ثابت و در نتیجه عمق آب نفوذی در فواصل زمانی مشخص اندازه‌گیری شد. این زمان‌ها برای ۱۰ دقیقه ابتدایی هر یک دقیقه یک بار، از دقیقه ۱۰ تا ۶۰ هر ۵ دقیقه یک بار، و از دقیقه ۶۰ تا ۱۲۰ هر ۱۰ دقیقه یک قرائت انجام شد. مدت زمان آزمایش‌ها با توجه به رسیدن نرخ نفوذ به مقدار ثابت (نفوذ پایه) و با در نظر گرفتن بافت غالب خاک‌های منطقه (لوم و لوم‌شنی)، حداکثر تا ۱۲۰ دقیقه ادامه یافت. این بازه زمانی با توجه به تثبیت نرخ نفوذ در دقایق پایانی، برای برازش دقیق مدل‌ها و تعیین پارامترهای نهایی کافی در نظر گرفته شد.

اندازه‌گیری ویژگی‌های خاک

برای تعیین چگالی ظاهری خاک از روش کلوخه (Clod Method) مطابق روش استاندارد (Grossman & Reinsch, 2002) استفاده شد. انتخاب این روش به دلیل تعداد نسبتاً زیاد نمونه‌های خاک، پراکندگی نقاط نمونه‌برداری در هشت حوزه آبخیز و محدودیت برداشت نمونه‌های دست‌نخورده با سیلندر در برخی از نقاط مطالعاتی انجام گرفت. نمونه‌ها پس از عبور از الک ۲ میلی‌متری برای انجام آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی به آزمایشگاه انتقال داده شدند. توزیع اندازه ذرات به روش هیدرومتری (Gee & Bauder, 1986)، pH خاک به وسیله pH سنج در گل اشباع (Lean, 1982)، درجه شوری به وسیله EC سنج بر مبنای رسانای الکتریکی عصاره گل اشباع (Western, 1999)، کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون (Jones, 2001) و محتوای کربن آلی به روش والکی بلاک (Walkley & Black, 1934) تعیین شد. میانگین قطر خاکدانه‌ها و پایداری خاکدانه‌ها در نمونه خاکدانه به روش الک تر با جداسازی خاکدانه‌های پایدار در آب (Kemper & Rosenau, 1986) به مدت ۳ دقیقه اندازه‌گیری شدند. و نسبت جذب سدیم (SAR) بر اساس غلظت‌های سدیم، کلسیم و منیزیم در عصاره گل اشباع خاک اندازه‌گیری شد. غلظت سدیم با استفاده از دستگاه فلیم‌فتومتر و غلظت کلسیم و منیزیم به روش تیتراسیون با EDTA تعیین شد. سپس نسبت جذب سدیم (SAR) بر اساس غلظت یون‌های سدیم، کلسیم و منیزیم در عصاره اشباع و با استفاده از رابطه زیر محاسبه شد (Richards, 1954):

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{+2} + Mg^{+2}}{2}}} \quad (2)$$

که در آن غلظت‌ها بر حسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر (meq L^{-1}) هستند. برای برآورد نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ لحظه‌ای از مدل

مدل	معادله ریاضی	اجزای معادله
کوستیاکوف (۱۹۳۲)	$I = kt^b$	I نفوذ تجمعی (cm)، k و b ضرایب تجربی هستند و با استفاده از آزمایش نفوذ بدست می‌آیند. و t زمان (min) است.
هورتون (۱۹۴۰)	$i = if + (i_0 - i_f)e^{-kt}$	i عمق سرعت نفوذ لحظه‌ای، if سرعت نفوذ نهایی، i_0 سرعت نفوذ اولیه، t زمان، e عدد نپر و k ضریب بدست آمده از آزمایش است
فیلیپ (۱۹۵۷)	$I = St^{0.5} + At$	I نفوذ تجمعی (cm)، S ضریب جذبی خاک ($\text{cm min}^{-0.5}$)، A بیانگر نیروی ثقل در نفوذ و t زمان (min) است.
کوستیاکوف - لوییز (۱۹۷۲)	$I = kt^b + ct$	I نفوذ تجمعی (cm)، a و b ضرایب تجربی معادله و c سرعت نفوذ نهایی و t زمان (min) است.

های کوستیاکوف، هورتون، فیلیپ و کوستیاکوف-لوییز استفاده شد. معادلات و پارامترهای هر یک از مدل‌ها در جدول (۱) ارائه شده است.

جدول ۱- معادلات و پارامترهای مدل‌های نفوذ آب به خاک

تحلیل همبستگی متغیرها

به‌منظور بررسی میزان وابستگی ضرایب مدل‌ها به ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک حوزه‌های آبخیز مورد مطالعه، از ضریب همبستگی پیرسون (Pearson Correlation Coefficient) استفاده شد. انتخاب روش پیرسون بر اساس توزیع تقریباً نرمال داده‌ها و ماهیت کمی و پیوسته متغیرها صورت گرفت. در این روش، مقدار ضریب همبستگی (r) بین ۱- تا ۱+ متغیر است که مقادیر مثبت نشان‌دهنده رابطه مستقیم و مقادیر منفی نشان‌دهنده رابطه معکوس بین متغیرها است. محاسبه ماتریس همبستگی و آزمون معنی‌داری آن با استفاده از نرم‌افزار R نسخه ۴,۵,۳ (R Core Team, 2025) انجام شد.

ارزیابی معادلات نفوذ آب به خاک

ارزیابی عملکرد مدل‌های نفوذ آب به خاک برای هر یک از هشت حوزه آبخیز به صورت مستقل انجام شد. در هر حوزه آبخیز، داده‌های حاصل از چهار آزمایش نفوذ (چهار نقطه منتخب) برای واسنجی و ارزیابی مدل‌های فیلیپ، کوستیاکوف، هورتون و کوستیاکوف-لوییز مورد استفاده قرار گرفت. سپس مقادیر نفوذ برآوردشده توسط هر مدل با داده‌های مشاهده‌ای همان حوزه مقایسه و با استفاده از آماره های ضریب تبیین (R^2)، ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE)، میانگین خطای مطلق (MAE) و ضریب کارایی نش-ساتکلیف (NSE) کارایی مدل‌های مورد مطالعه ارزیابی و مقایسه شد. در نهایت، به منظور مقایسه کلی عملکرد مدل‌ها، میانگین شاخص‌های آماری هشت حوزه آبخیز محاسبه و در جدول ۸ ارائه گردید. برای بررسی معنی‌داری تفاوت عملکرد چهار مدل، با توجه به وابسته بودن مشاهدات حاصل از آزمون‌های یکسان (مقایسه مدل‌ها روی داده‌های یکسان هر حوزه)، از آزمون ناپارامتری فریدمن (Friedman test) استفاده شد. در این آزمون، عملکرد مدل‌ها بر اساس رتبه‌بندی شاخص‌های ارزیابی مقایسه و تفاوت بین مدل‌ها در سطح احتمال ۵ درصد معنی‌دار در نظر گرفته شد. در صورت معنی‌دار بودن آزمون فریدمن، مقایسه‌های زوجی بین مدل‌ها با استفاده از آزمون ویلکاکسون زوجی (Wilcoxon signed-rank test) و با اصلاح سطح معنی‌داری به‌روش بونفرونی (Bonferroni correction) برای کنترل خطای نوع اول در مقایسه‌های چندگانه انجام شد. تمامی تحلیل‌های آماری با استفاده از نرم‌افزار R نسخه ۴,۵,۳ انجام گرفت.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_i)^2}{n - 1}} \quad (۳)$$

$$MAE = \frac{RMSE}{\bar{x}_i} \quad (۴)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_j)^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_i)^2} \quad (۵)$$

که در روابط بالا x_i مقدار سرعت نفوذ یا نفوذ تجمعی برآورد شده و x_j مقدار سرعت و نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده و n نیز برابر تعداد مقایسه‌ها است.

نتایج و بحث

ویژگی‌های حوزه‌های آبخیز

بررسی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک در هشت حوزه آبخیز نشان داد که بافت خاک عمدتاً در محدوده لوم تا لوم‌رسی، لوم‌شنی و لوم‌رسی‌شنی قرار دارد و سایر ویژگی‌های خاک نیز بین حوضه‌ها تغییرات قابل توجهی دارند (جدول ۲). این تفاوت‌ها می‌توانند از طریق تغییر در ساختمان خاک، تخلخل مؤثر و شرایط انتقال آب، بر رفتار نفوذ تأثیرگذار باشند. در حوزه آبخیز آلاذیزگه، بافت خاک عمدتاً لوم تا لوم‌رسی بوده و مقدار ماده آلی (۶/۱۹ درصد)، میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های پایدار (۱/۱۳ میلی‌متر) و چگالی ظاهری (۱/۴۶ گرم بر سانتی‌متر مکعب) نسبت به برخی حوضه‌ها مقادیر قابل توجهی داشت. در حوزه آبخیز ایریل، بافت خاک از لوم تا لوم‌شنی متغیر بود و چگالی ظاهری ۱/۳۴ گرم بر سانتی‌متر مکعب، پایداری خاکدانه‌ها ۰/۸۴ میلی‌متر و رطوبت اولیه ۰/۱۳ درصد ثبت شد. حوزه آبخیز سولا با بافت خاک لوم تا لوم‌رسی‌شنی، ماده آلی ۵/۹۱ درصد، چگالی ظاهری ۱/۳۴ گرم بر سانتی‌متر مکعب و رطوبت اولیه ۰/۱۷ درصد مشخص شد. در حوزه آبخیز شمس‌آباد، بافت خاک لوم تا لوم‌شنی، ماده آلی ۳/۹۴ درصد و رطوبت اولیه ۰/۰۹ درصد بود که کمترین رطوبت اولیه و ماده آلی در میان حوضه‌ها را نشان داد. حوزه آبخیز عموقین دارای بیشترین ماده آلی (۶/۳۳ درصد) و بالاترین میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های پایدار (۱/۳۰ میلی‌متر) بود. در حوزه آبخیز نمین، میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های پایدار ۰/۷۴ میلی‌متر و رطوبت اولیه ۰/۱۲ درصد بود. حوزه آبخیز نوران با بافت لوم تا لوم‌شنی، چگالی ظاهری ۱/۳۴ گرم بر سانتی‌متر مکعب و میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های پایدار ۱/۱۵ میلی‌متر مشخص شد. در حوزه آبخیز نیر نیز چگالی ظاهری با مقدار ۱/۴۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب بیشترین مقدار را در میان حوضه‌ها داشت و رطوبت اولیه آن ۰/۱۰ درصد بود.

از نظر ویژگی‌های شیمیایی، pH خاک در محدوده ۷/۱۲ تا ۷/۳۹ و هدایت الکتریکی بین ۰/۵۸ تا ۲/۲۹ دسی‌زیمنس بر متر متغیر بود. همچنین مقدار نسبت جذب سدیم SAR از ۰/۲۵ تا ۰/۸۳ در حوزه آبخیز نوران تا ۱۰/۸۳ در حوزه آبخیز آلاذیزگه تغییر داشت. این تفاوت‌ها بیانگر تنوع شرایط شیمیایی خاک در حوضه‌های مورد مطالعه است و در کنار ویژگی‌های فیزیکی می‌تواند در تبیین تفاوت رفتار نفوذ آب مورد توجه قرار گیرد. در مجموع، مقایسه حوضه‌ها نشان داد که تفاوت در بافت، ماده آلی، چگالی ظاهری، پایداری خاکدانه‌ها، رطوبت اولیه و ویژگی‌های شیمیایی خاک می‌تواند در تفاوت رفتار نفوذ آب میان حوضه‌ها مؤثر باشد. بنابراین، تغییرات نفوذ را نمی‌توان به یک ویژگی منفرد نسبت داد و تفسیر آن نیازمند توجه همزمان به ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک است. این نتیجه با یافته‌های Bagnall و همکاران (Bagnall et al., 2023) نیز همخوانی دارد که بر نقش متقابل مواد آلی و بافت خاک بر نفوذ آب در کاربری‌های مختلف زمین گزارش کردند که در شرایط مدیریتی یکسان، افزایش ماده آلی در خاک‌های درشت‌بافت (شنی) منجر به بهبود چشمگیر نفوذپذیری می‌شود، زیرا همزمان هم پایداری خاکدانه‌ها را افزایش می‌دهد و هم از بسته شدن منافذ توسط ذرات ریز جلوگیری می‌کند. در مقابل، در خاک‌های ریزبافت (رسی) با مدیریت نامناسب (مانند چرای مفرط)، حتی سطوح بالای ماده آلی نیز ممکن است نتواند به‌طور مؤثر نفوذپذیری را بهبود بخشد، چرا که فشردگی فیزیکی ناشی از مدیریت نادرست بر ویژگی‌های هیدرولیکی خاک غالب می‌شود. این تفاوت‌ها نشان می‌دهد که تفسیر تغییرات نفوذ آب در حوضه‌های مورد مطالعه باید بر اساس اثر توأم ویژگی‌های بافتی و ساختمانی خاک و وضعیت رطوبتی اولیه انجام شود و نمی‌توان تغییرات نفوذپذیری را به یک ویژگی منفرد نسبت داد.

جدول ۲_ میانگین ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک در حوزه‌های آبخیز مورد مطالعه

ویژگی‌های خاک	آلاذیزگه	ایریل	سولا	شمس‌آباد	عموقین	نمین	نوران	نیر
شن (%)	۳۷/۲	۴۴/۸-۲۷/۳	۵۰/۳۱	۴۹/۲۳	۴۶/۵۲	۳۴/۸۵	۳۹/۲۳	۴۰/۷۴
	(۴۴/۸-۲۷/۳)	(۶۷/۳-۴۱/۳۹)	(۵۴/۸۰-۴۲/۶۰)	(۵۳/۵۰-۳۷/۸۰)	(۴۳/۳۰-۲۹/۶۰)	(۴۶/۳۰-۳۴/۸۰)	(۵۲/۴۰-۳۷/۱۰)	(۵۲/۳۰-۲۴/۸۰)
سیلت (%)	۳۵/۶	۴۰-۱۷/۶	۳۰/۶۴	۲۸/۲۷	۳۴/۸۸	۳۹/۳۲	۳۶/۸۵	۳۸/۲۰
	(۴۰-۱۷/۶)	(۴۱/۵-۱۲/۵)	(۳۸/۳۰-۲۰/۰۰)	(۴۰/۰۰-۳۱/۷۰)	(۴۵/۰۰-۳۵/۵۰)	(۴۲/۸۰-۳۰/۰۰)	(۴۰/۱۰-۲۶/۱۰)	(۵۷/۵۰-۳۷/۸۰)
رس (%)	۲۷/۲	۱۹/۰۶	۲۲/۵۰	۱۸/۸۳	۲۵/۰۷	۲۴/۰۶	۲۳/۱۲	۲۱/۰۷

(۳۴/۷۵-۱۷/۷۰)	(۲۸/۲۰-۱۷/۷۰)	(۳۰/۲۰-۱۸/۲۰)	(۳۹/۷۰-۱۷/۷۰)	(۳۷/۶۰-۱۲/۷۰)	(۳۶/۷۰-۱۸/۱۰)	(۲۵/۲-۱۳/۷)	(۳۷/۶-۲۲/۱)	
۵/۱۴	۵/۲۱	۵/۷۸	۶/۳۳	۳/۹۴	۵/۹۱	۵/۵	۶/۱۹	ماده آلی (%)
(۷/۲۳-۲/۶۹)	(۸/۶۵-۲/۰۲)	(۸/۸۴-۲/۵۵)	(۸/۶۵-۳/۰۲)	(۶/۳۸-۲/۵۹)	(۹/۶۳-۲/۳۵)	(۸/۵۳-۴/۰۸)	(۱۳/۷۵-۴/۰۳)	
۷/۶۰	۷/۳۴	۵/۷۷	۷/۸۷	۵/۴۰	۸/۰۵	۳/۹۶	۳/۸۳	کربنات کلسیم
(۱۵/۰۰-۲/۲۹)	(۱۳/۰۰-۳/۲۴)	(۱۱/۲۵-۲/۶۵)	(۱۲/۹۵-۲/۸۵)	(۱۲/۰۴-۲/۵۰)	(۲۱/۲۵-۲/۷۶)	(۸/۲۵-۱/۶۵)	(۱۴/۲۵-۱/۵۲)	معادل (%)
۷/۱۲	۷/۳۹	۷/۳۹	۷/۱۵	۷/۳۷	۷/۱۳	۷/۳۱	۷/۲۴	واکنش خاک
(۷/۶۰-۶/۸۰)	(۸/۰۰-۶/۸۰)	(۷/۷۰-۷/۱۰)	(۷/۷۰-۶/۴)	(۷/۸-۶/۹)	(۷/۵-۶/۵)	(۷/۷-۶/۸)	(۷/۷-۶/۶)	(pH)
۰/۷۴	۰/۵۸	۰/۹۰	۰/۳۶	۰/۶۱	۰/۵۳	۱/۳۸	۲/۲۹	هدایت الکتریکی
(۱/۶۷-۰/۴۰)	(۱/۲۸-۰/۱۶)	(۲/۲۴-۰/۲۷)	(۰/۶۹-۰/۱۱)	(۱/۳۱-۰/۱۶)	(۱/۶۷-۰/۲)	(۳/۵۲-۰/۲۲)	(۶/۹-۰/۳۷)	(EC)
								dS m ⁻¹
۳/۸۲	۰/۲۵	۱/۴۷	۲/۲۵	۱/۸۹	۱/۹۹	۰/۴۸	۱۰/۸۳	نسبت جذب
(۸/۷۷-۱/۳۸)	(۱/۹۳-۰/۰۱)	(۲/۳۵-۰/۶۹)	(۶/۲۲-۰/۹۹)	(۳/۲۱-۰/۴۶)	(۳/۸۵-۰/۹۴)	(۰/۷۱-۰/۱۹)	(۱۶/۳۷-۶/۴۴)	سدیم (SAR)
۱/۴۸	۱/۳۴	۱/۳۷	۱/۴	۱/۳۸	۱/۳۴	۱/۳۴	۱/۴۶	چگالی ظاهری
(۱/۸۳-۱/۲۷)	(۱/۶۱-۱/۲۲)	(۱/۷۳-۱/۲۵)	(۱/۸۰-۱/۲۴)	(۱/۵۲-۱/۲۸)	(۱/۵۲-۱/۲۰)	(۱/۴۸-۱/۲۷)	(۱/۷۱-۱/۲۵)	(g cm ⁻³)
۰/۸۸	۱/۱۵	۰/۷۴	۱/۳	۱/۰۲	۰/۷۸	۰/۸۴	۱/۱۳	میانگین وزنی
(۱/۲۸-۰/۳۳)	(۱/۵۲-۰/۷۱)	(۱/۱۱-۰/۳۷)	(۲/۰۴-۰/۶۳)	(۱/۵۲-۰/۴۹)	(۱/۳۲-۰/۴۹)	(۱/۶۴-۰/۵۱)	(۲/۲۹-۰/۵۵)	قطر خاکدانه‌های
								پایدار (mm)
۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۴	رطوبت وزنی
(۰/۱۲-۰/۰۹)	(۰/۱۳-۰/۰۹)	(۰/۱۴-۰/۱۰)	(۰/۱۳-۰/۰۹)	(۰/۱۰-۰/۰۸)	(۰/۲۰-۰/۱۴)	(۰/۱۷-۰/۱۰)	(۰/۱۷-۰/۱۱)	اولیه خاک (%)

تغییرات زمانی شدت نفوذ آب به خاک در حوزه‌های آبخیز

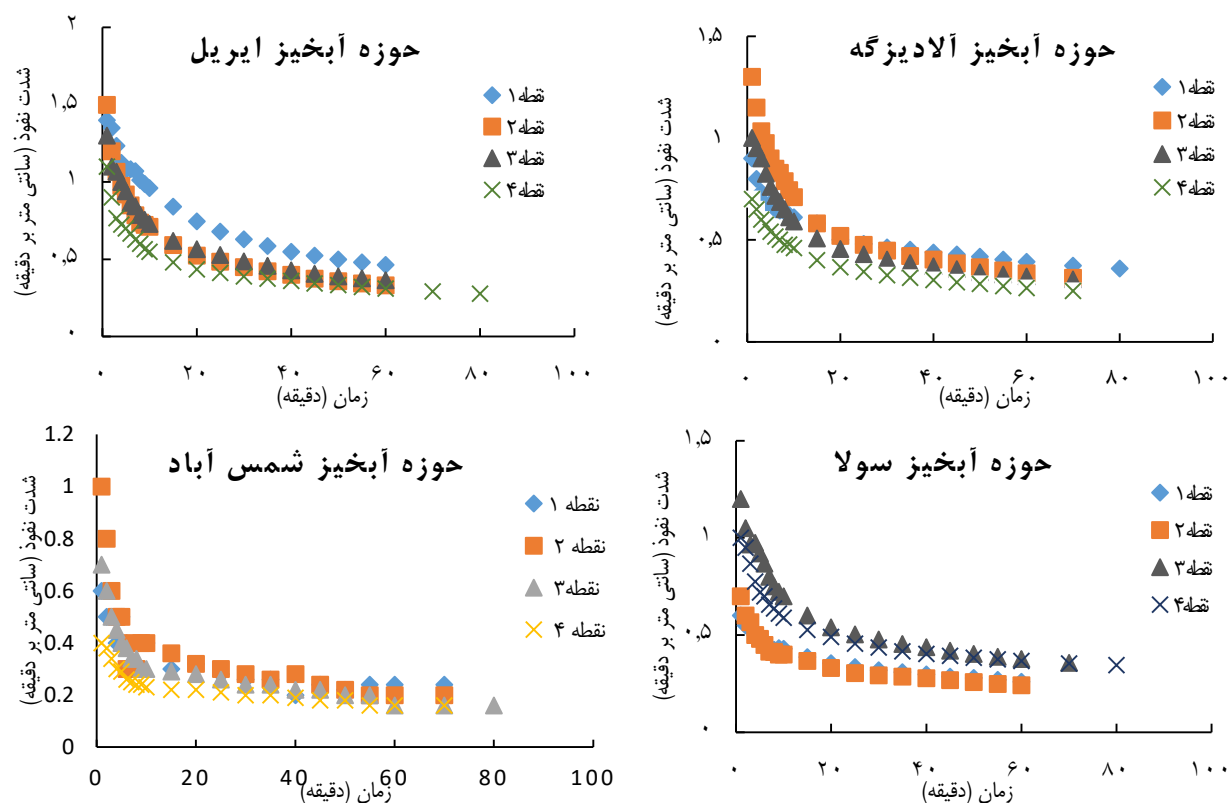
بررسی تغییرات زمانی شدت نفوذ آب به خاک در هشت حوزه آبخیز نشان داد که شدت نفوذ در تمامی حوضه‌ها با گذشت زمان کاهش یافت و از مقدار اولیه به مقادیر متوسط و نهایی نزدیک شد (شکل ۳). میانگین شدت نفوذ اولیه در حوضه‌های مورد مطالعه در دامنه ۰/۶۸ تا ۱/۳۳ سانتی‌متر بر دقیقه، شدت نفوذ متوسط در دامنه ۰/۲۵ تا ۰/۵۱ سانتی‌متر بر دقیقه و شدت نفوذ نهایی در دامنه ۰/۱۹ تا ۰/۲۳ سانتی‌متر بر دقیقه قرار داشت. بنابراین، اختلاف بین حوضه‌ها در مراحل ابتدایی نفوذ بیشتر بود، در حالی که با پیشرفت فرآیند و افزایش رطوبت خاک، شدت نفوذ کاهش یافت و مقادیر نهایی به یکدیگر نزدیک شدند. در میان حوضه‌های مورد مطالعه، حوزه آبخیز ایریل با میانگین شدت نفوذ اولیه ۱/۳۳ سانتی‌متر بر دقیقه، بیشترین مقدار را داشت و در شدت نفوذ متوسط و نهایی نیز به‌ترتیب با مقادیر ۰/۵۱ و ۰/۲۳ سانتی‌متر بر دقیقه در بالاترین سطح قرار گرفت. در مقابل، حوزه آبخیز شمس‌آباد با میانگین شدت نفوذ اولیه ۰/۶۸ سانتی‌متر بر دقیقه کمترین مقدار را نشان داد و شدت نفوذ متوسط و نهایی آن به‌ترتیب ۰/۲۶ و ۰/۱۹ سانتی‌متر بر دقیقه بود. این نتایج نشان می‌دهد که تفاوت رفتار نفوذ عمدتاً در مراحل اولیه آشکار بوده و در مرحله نهایی کاهش یافته است.

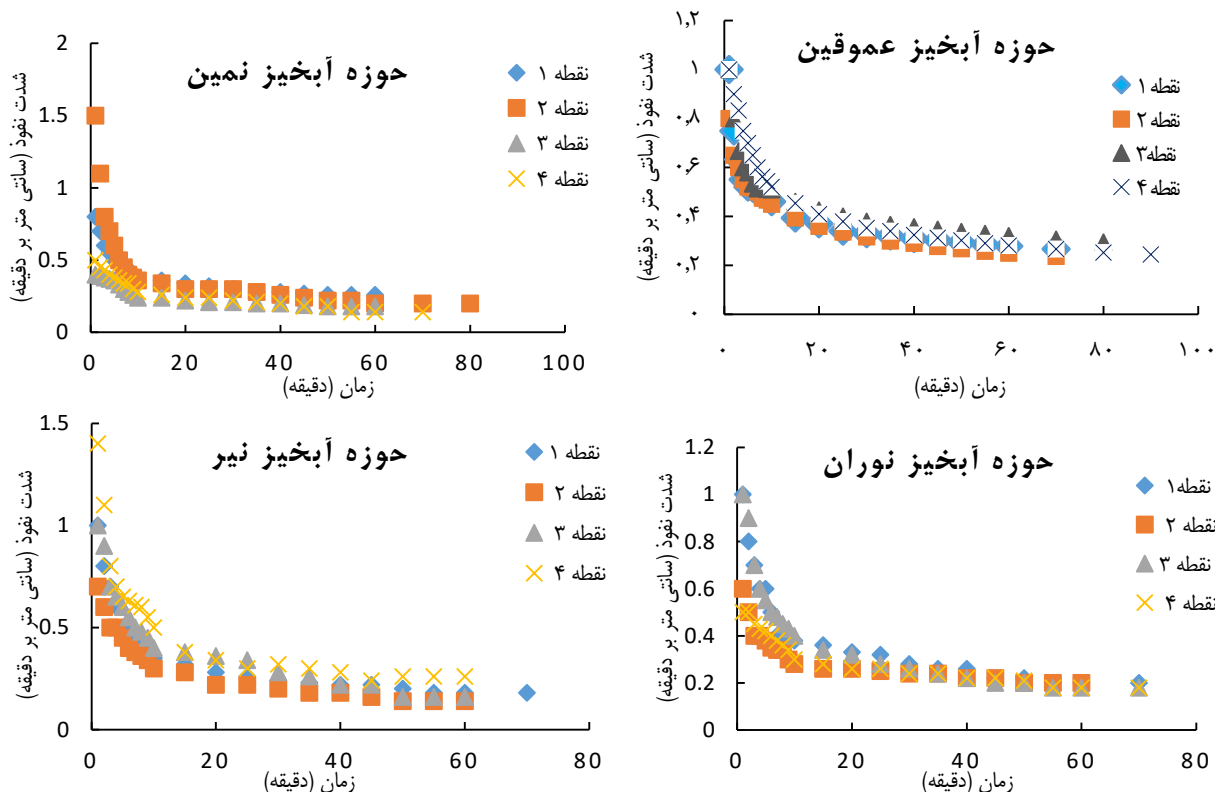
تفاوت مشاهده شده میان حوضه‌ها را می‌توان به اثر همزمان ویژگی‌های فیزیکی خاک و شرایط اولیه رطوبتی نسبت داد. مطابق جدول ۲، حوضه‌ها از نظر بافت، ماده آلی، چگالی ظاهری، پایداری خاکدانه‌ها و رطوبت اولیه تفاوت دارند. ویژگی‌هایی که می‌توانند بر ساختمان خاک، تخلخل مؤثر و مسیرهای انتقال آب اثرگذار باشند. برای مثال، شدت نفوذ اولیه بالاتر در حوزه آبخیز ایریل با چگالی ظاهری نسبتاً پایین و بافت لوم تا لوم‌شنی همراه بود، در حالی که حوزه آبخیز شمس‌آباد، با وجود رطوبت اولیه پایین، کمترین شدت نفوذ اولیه را نشان داد. همچنین، حوزه آبخیز نیر با وجود بیشترین چگالی ظاهری، شدت نفوذ اولیه نسبتاً بالایی داشت. این تفاوت‌ها بیانگر آن است که رفتار نفوذ را نمی‌توان به یک ویژگی منفرد نسبت داد و اثر متقابل بافت، ساختمان خاک، رطوبت اولیه و سایر ویژگی‌های هیدرولیکی باید مورد توجه قرار گیرد. در مجموع، نتایج نشان داد که شرایط اولیه خاک نقش مهم‌تری در ایجاد تفاوت بین حوضه‌ها در مراحل ابتدایی نفوذ دارد، در حالی که گذشت زمان و افزایش رطوبت خاک، شدت نفوذ در حوزه‌های آبخیز مختلف کاهش یافته و به مقادیر پایدار و نزدیک به یکدیگر می‌رسد. این نتایج با یافته‌های Zhao et al., 2021 و همکاران (Zhao et al., 2021) مطابقت دارد. این پژوهشگران گزارش کردند، که تفاوت‌های اساسی از نظر شدت نفوذ آب (اولیه، متوسط و نهایی) میان حوضه‌ها وجود دارد. این تفاوت‌ها

عمدتاً ناشی از اختلاف در ویژگی‌های فیزیکی و مدیریتی خاک شامل بافت، میزان ماده آلی، پایداری خاکدانه‌ها و نوع مدیریت زمین است. هر یک از این عوامل بر ساختمان خاک، تخلخل مؤثر، پایداری منافذ و میزان فشردگی سطحی اثرگذار بوده و در نتیجه موجب تغییر در رفتار نفوذپذیری و سرعت گذار از مرحله نفوذ اولیه به نفوذ نهایی در حوزه‌های مختلف می‌شوند.

شیب تغییرات زمانی شدت نفوذ و ارتباط آن با ویژگی‌های خاک

به منظور کمی‌سازی تغییرات زمانی شدت نفوذ، شیب رابطه شدت نفوذ با زمان برای هر نقطه محاسبه و میانگین شیب در هر حوزه آبخیز تعیین شد. مقدار شیب در تمامی حوزه‌ها منفی بود که بیانگر کاهش شدت نفوذ با افزایش زمان است. میانگین شیب از -0.0438 سانتی‌متر بر دقیقه مربع در حوزه آبخیز شمس‌آباد تا -0.1157 سانتی‌متر بر دقیقه مربع در حوزه آبخیز ایریل متغیر بود. به منظور بررسی ارتباط تغییرات زمانی شدت نفوذ با ویژگی‌های خاک و رطوبت اولیه، همبستگی پیرسون بین میانگین شیب و میانگین ویژگی‌های خاک در هشت حوزه آبخیز محاسبه شد. نتایج نشان داد که هیچ‌یک از روابط بین شیب و ویژگی‌های خاک و رطوبت اولیه در سطح 0.05 معنی‌دار نبود. بیشترین ضریب همبستگی مربوط به هدایت الکتریکی با شیب بود ($r=-0.45$, $p=0.267$)، درحالی‌که ارتباط شیب با رطوبت اولیه نیز منفی و ضعیف بود ($r=-0.199$, $p=0.636$). این نتایج نشان می‌دهد که در مقیاس میانگین حوزه‌های مورد مطالعه، تغییرات زمانی شدت نفوذ را نمی‌توان به طور معنی‌دار به یک ویژگی منفرد خاک یا رطوبت اولیه نسبت داد.





شکل ۳- تغییرات شدت نفوذ آب به خاک در حوزه آبخیز مورد مطالعه

ارزیابی معادلات نفوذ

نتایج ارزیابی کارایی مدل‌های برآورد نفوذ آب به خاک در هشت حوزه آبخیز مورد مطالعه در جدول ۳ و شکل ۴ ارائه شده است. مقایسه شاخص‌های آماری نشان داد که عملکرد مدل‌ها در حوضه‌های مختلف یکسان نیست و میزان دقت آن‌ها تحت تأثیر شرایط متفاوت خاک و رفتار نفوذ قرار دارد.

در حوزه آبخیز آلودیزگه، مدل فیلیپ بهترین عملکرد را نشان داد و با R^2 برابر با ۰/۹۹۶، RMSE برابر با ۰/۲۷۵، MAE برابر با ۰/۲۲۰ و NSE برابر با ۰/۹۹۳، در مقایسه با سایر مدل‌ها از دقت بیشتری برخوردار بود. در حالی که مدل‌های هورتون و کوستیاکوف-لوییز مقادیر پایین‌تری از شاخص‌های عملکرد را نشان دادند. عملکرد مناسب مدل فیلیپ در این حوضه را می‌توان با ویژگی‌های خاک آن مرتبط دانست. خاک آلودیزگه دارای بافت لوم تا لومرسی، ماده آلی نسبتاً بالا و پایداری مناسب خاکدانه‌ها است که می‌تواند شرایط مناسبی برای تداوم انتقال آب در منافذ خاک فراهم کند. در نتیجه، مدل فیلیپ که تغییرات نفوذ را بر اساس مؤلفه‌های جذب و هدایت آب توصیف می‌کند، توانسته است رفتار مشاهده‌شده نفوذ را با دقت بالایی بازنمایی کند. در حوزه آبخیز ایریل نیز مدل فیلیپ بهترین عملکرد را داشت. این مدل با R^2 برابر با ۰/۹۹۵، RMSE برابر با ۰/۳۱۱، MAE برابر با ۰/۲۴۹ و NSE برابر با ۰/۹۹۰، نسبت به سه مدل دیگر دقت بیشتری نشان داد. با توجه به بافت لوم تا لوم‌شنی خاک ایریل و مقدار نسبتاً بالای شن، شدت نفوذ اولیه در این حوضه بیشتر از سایر حوضه‌ها بود. با وجود این، مدل فیلیپ توانست روند کاهش شدت نفوذ در طول زمان را با دقت بیشتری شبیه‌سازی کند. این نتیجه نشان می‌دهد که عملکرد مدل تنها به شدت نفوذ اولیه وابسته نبوده و توانایی مدل در توصیف تغییرات نفوذ در طول زمان نیز اهمیت دارد. در حوزه آبخیز سولا، مدل فیلیپ با R^2 برابر با ۰/۹۹۴، RMSE برابر با ۰/۳۰۲، MAE برابر با ۰/۲۴۱ و NSE برابر با ۰/۹۹۱ بهترین عملکرد را در میان مدل‌های مورد بررسی داشت. خاک این حوضه دارای بافت لوم تا لوم‌رسی‌شنی و مقدار نسبتاً بالای کربنات کلسیم معادل است. با وجود این ویژگی‌ها و پایداری نسبتاً پایین خاکدانه‌ها، مدل فیلیپ توانسته است تغییرات شدت نفوذ را با

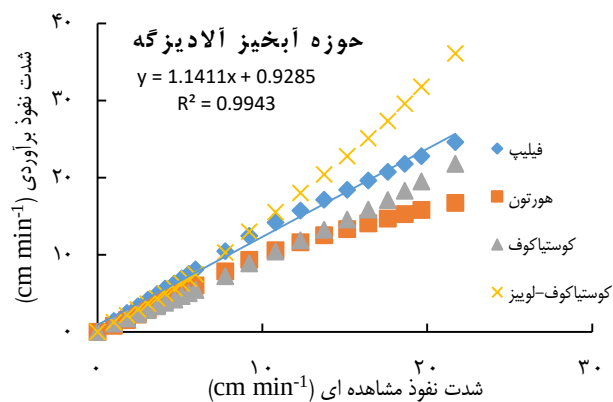
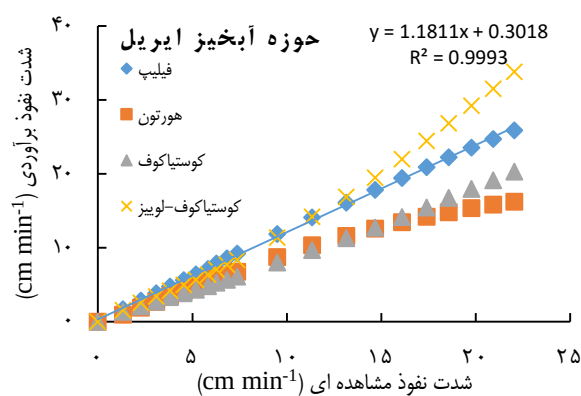
دقت بالایی بازنمایی کند. وجود مؤلفه جذب در این مدل می‌تواند یکی از دلایل توانایی آن در توصیف تغییرات سریع شدت نفوذ در مراحل ابتدایی باشد. در حوزه آبخیز شمس‌آباد، برخلاف سه حوزه نخست، مدل کوستیاکوف بهترین عملکرد را نشان داد. این مدل دارای R^2 برابر با ۰/۹۹۸، RMSE برابر با ۰/۹۶۴، MAE برابر با ۰/۷۴۲ و NSE برابر با ۰/۹۶۷ بود. این تفاوت ممکن است با شرایط خاص نفوذ آب به خاک و ویژگی‌های خاک این حوزه مرتبط باشد. با این حال، تعیین علت مستقیم این برتری بر اساس شاخص‌های آماری به‌تنهایی امکان‌پذیر نیست.

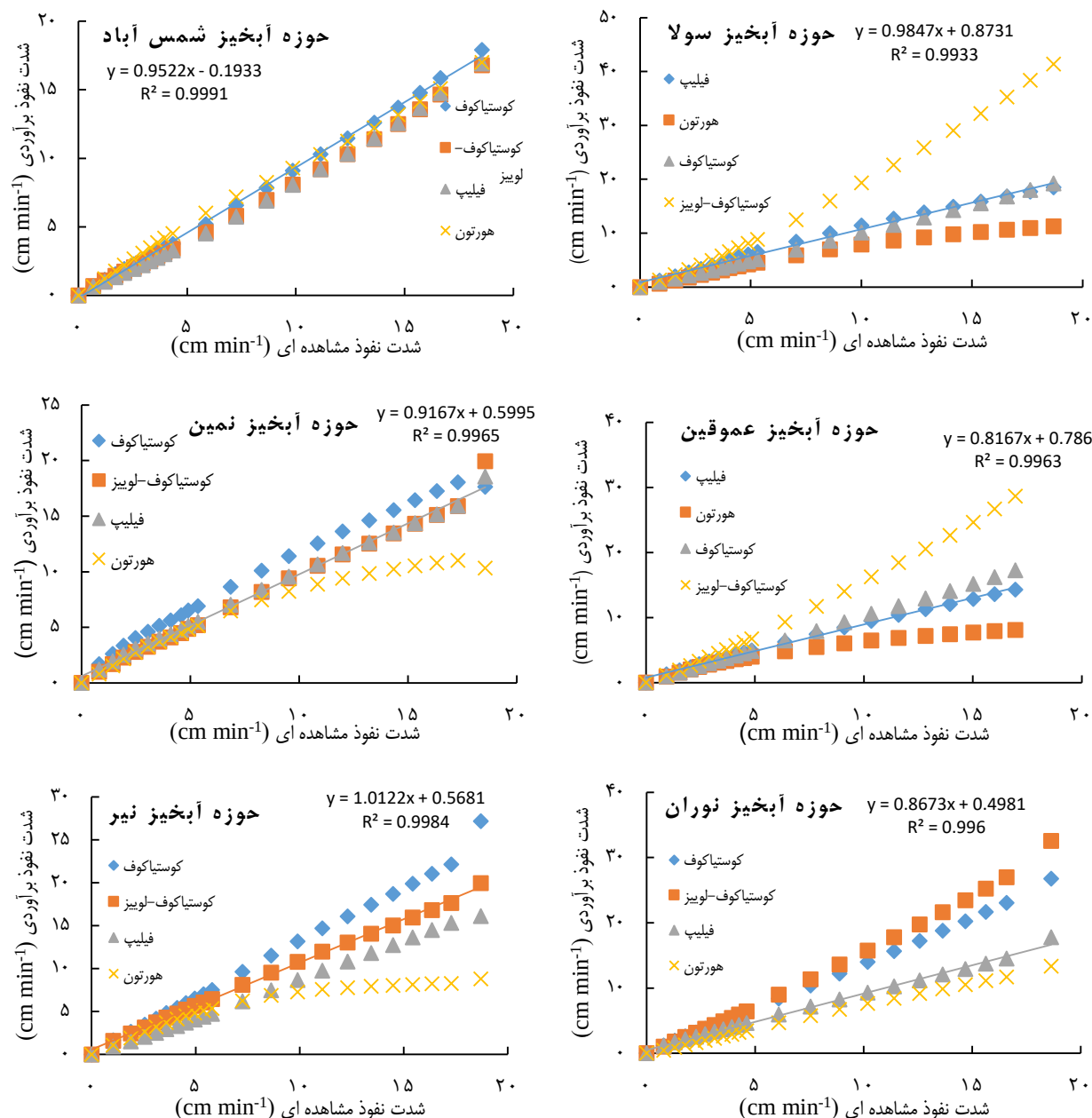
در حوزه آبخیز عموقین، مدل فیلیپ با R^2 برابر با ۰/۹۹۵، RMSE برابر با ۰/۲۸۹، MAE برابر با ۰/۲۳۱ و NSE برابر با ۰/۹۹۲ بهترین عملکرد را داشت. عملکرد مناسب مدل فیلیپ در این حوزه با ویژگی‌های خاک شامل بافت لوم تا لومرسی، مقدار بالای ماده آلی و پایداری مناسب خاکدانه‌ها همخوانی دارد. این ویژگی‌ها می‌توانند در حفظ ساختمان خاک و تداوم منافذ مؤثر بر انتقال آب نقش داشته باشند و در نتیجه شرایط مناسبی برای توصیف فرایند نفوذ توسط مدل فراهم کنند. در حوزه آبخیز نمین، نتایج نشان داد که عملکرد مدل‌ها نسبت به چهار حوزه نخست ضعیف‌تر است. مدل فیلیپ با R^2 برابر با ۰/۸۴۵، RMSE برابر با ۰/۶۷۵، MAE برابر با ۰/۹۵۸ و NSE برابر با ۰/۸۰۱ عملکرد مناسبی نسبت به سایر مدل‌ها داشت. در حوزه آبخیز نوران، مدل فیلیپ از نظر شاخص‌های خطا و NSE عملکرد بهتری داشت. این مدل دارای RMSE برابر با ۰/۹۱۹، MAE برابر با ۰/۴۰۹ و NSE برابر با ۰/۸۳۳ بود، در حالی که مدل هورتون با R^2 برابر با ۰/۹۹۵ بالاترین ضریب تعیین را نشان داد. با این وجود، RMSE، MAE و NSE مدل فیلیپ بهتر از هورتون بود. بنابراین، با توجه به مجموعه شاخص‌های ارزیابی، مدل فیلیپ عملکرد مناسب‌تری در شبیه‌سازی نفوذ این حوزه دارد. در حوزه آبخیز نیر، الگوی متفاوتی مشاهده شد و مدل کوستیاکوف-لوییز بهترین عملکرد را داشت. این مدل با R^2 برابر با ۰/۹۹۷، RMSE برابر با ۰/۲۶۱، MAE برابر با ۰/۱۱۶ و NSE برابر با ۰/۹۴۲، از نظر RMSE، MAE و NSE نسبت به سایر مدل‌ها عملکرد بهتری نشان داد. بنابراین، در حوزه آبخیز نیر برخلاف بیشتر حوزه‌های مورد مطالعه، مدل کوستیاکوف-لوییز توانست رفتار نفوذ مشاهده‌شده را با دقت بیشتری شبیه‌سازی کند. در مجموع، مقایسه نتایج هشت حوزه آبخیز نشان داد که مدل فیلیپ در شش حوزه آبخیز شامل آلاذیزگه، ایریل، سولا، عموقین، نمین و نوران بهترین عملکرد کلی را داشت. در مقابل، مدل کوستیاکوف در حوزه آبخیز شمس‌آباد و مدل کوستیاکوف-لوییز در حوزه آبخیز نیر عملکرد برتر را نشان دادند. همچنین نتایج نشان داد برتری مطلق و یکسان مدل فیلیپ در تمام حوزه‌ها نیست و انتخاب مدل مناسب به شرایط خاص هر حوزه وابسته است. این یافته با نتایج گزارش‌شده توسط Mazighi (2023) و Mahapatra و همکاران (۲۰۲۰) همخوانی دارد که نشان دادند عملکرد مدل‌های نفوذ می‌تواند در شرایط مختلف خاک و محیطی متفاوت باشد و مدل‌های دارای مبنای فیزیکی در بسیاری از شرایط توانایی مناسبی در توصیف تغییرات زمانی نفوذ دارند. همچنین، نتایج Abdel-Sattar و همکاران (۲۰۲۳) بر نقش ویژگی‌های خاک، از جمله بافت و ساختمان خاک، در کنترل فرایند نفوذ تأکید دارد. بنابراین، تفاوت مشاهده‌شده در عملکرد مدل‌ها در هشت حوزه مورد مطالعه را می‌توان بازتابی از تفاوت شرایط خاک و رفتار نفوذ در این حوزه‌ها دانست. هرچند تعیین سهم مستقل هر یک از ویژگی‌های خاک در عملکرد مدل‌ها نیازمند تحلیل‌های آماری تکمیلی است. با توجه به این، نتایج آزمون فریدمن نشان داد که تفاوت بین مدل‌ها از نظر RMSE، MAE و NSE معنی‌دار نبود. فقط ضریب تبیین R^2 معنی‌دار بود، اما مقایسه‌های زوجی ویلکاکسون پس از اصلاح بونفرونی هیچ تفاوت معنی‌داری بین جفت مدل‌ها نشان نداد. بنابراین، تفاوت عددی عملکرد مدل‌ها در برخی حوزه‌ها لزوماً به معنای تفاوت آماری معنی‌دار نیست و انتخاب مدل می‌تواند به شرایط هر حوزه وابسته باشد.

جدول ۳- ارزیابی مدل‌های نفوذ آب به خاک در حوزه‌های آبخیز مورد بررسی

مدل	حوزه آبخیز	R^2	RMSE (cm min ⁻¹)	MAE (cm min ⁻¹)	NSE
فیلیپ	آلاذیزگه	۰/۹۹۶	۰/۲۷۵	۰/۲۲۰	۰/۹۹۳
	ایریل	۰/۹۹۵	۰/۳۱۱	۰/۲۴۹	۰/۹۹۰
	سولا	۰/۹۹۴	۰/۳۰۲	۰/۲۴۱	۰/۹۹۱
	شمس‌آباد	۰/۹۹۵	۱/۴۸۳	۱/۲۳۱	۰/۹۱۶
	عموقین	۰/۹۹۵	۰/۲۸۹	۰/۲۳۱	۰/۹۹۲

۰/۸۰۱	۱/۹۵۸	۲/۶۷۵	۰/۸۴۵	نمین	کوستیاکوف
۰/۸۳۳	۱/۴۰۹	۱/۹۱۹	۰/۹۸۳	نوران	
۰/۹۰۳	۱/۱۵۸	۱/۳۶۹	۰/۹۹۸	نیر	
۰/۹۸۸	۰/۲۶۹	۰/۳۳۶	۰/۹۹۲	آلادیزگه	
۰/۹۸۶	۰/۲۸۹	۰/۳۶۲	۰/۹۹۱	ایریل	کوستیاکوف-لوییز
۰/۹۸۵	۰/۲۹۷	۰/۳۷۱	۰/۹۹۰	سولا	
۰/۹۶۷	۰/۷۴۲	۰/۹۶۴	۰/۹۹۸	شمس آباد	
۰/۹۸۷	۰/۲۸۱	۰/۳۵۳	۰/۹۹۱	عموقین	
۰/۴۸۲	۳/۳۷۵	۴/۳۱۵	۰/۷۳۳	نمین	کوستیاکوف-لوییز
۰/۳۸۳	۳/۱۳۰	۴/۱۳۷	۰/۹۸۴	نوران	
۰/۶۲۳	۲/۴۷۸	۲/۹۶۳	۰/۹۹۸	نیر	
۰/۹۶۴	۰/۵۵۸	۰/۶۹۸	۰/۹۷۸	آلادیزگه	
۰/۹۶۰	۰/۶۰۱	۰/۷۵۱	۰/۹۶۹	ایریل	کوستیاکوف-لوییز
۰/۹۵۸	۰/۶۱۴	۰/۷۶۸	۰/۹۶۷	سولا	
۰/۹۲۷	۱/۱۷۹	۱/۴۵۳	۰/۹۹۵	شمس آباد	
۰/۹۶۲	۰/۵۸۶	۰/۷۳۲	۰/۹۷۰	عموقین	
۰/۷۱۳	۲/۳۲۳	۳/۲۱۲	۰/۸۰۳	نمین	کوستیاکوف-لوییز
۰/۴۳۰	۴/۴۷۸	۶/۲۰۸	۰/۹۸۰	نوران	
۰/۹۴۲	۱/۱۱۶	۱/۲۶۱	۰/۹۹۷	نیر	
۰/۹۷۶	۰/۴۰۶	۰/۵۰۸	۰/۹۸۱	آلادیزگه	
۰/۹۷۲	۰/۴۲۹	۰/۵۳۷	۰/۹۷۸	ایریل	کوستیاکوف-لوییز
۰/۹۷۴	۰/۴۴۱	۰/۵۵۱	۰/۹۷۹	سولا	
۰/۹۴۲	۰/۹۴۴	۱/۲۹۱	۰/۹۹۶	شمس آباد	
۰/۹۷۸	۰/۴۱۸	۰/۵۲۳	۰/۹۸۲	عموقین	
۰/۷۲۸	۱/۹۹۱	۳/۱۲۸	۰/۸۷۳	نمین	کوستیاکوف-لوییز
۰/۷۸۶	۱/۹۵۳	۲/۴۹۸	۰/۹۹۵	نوران	
۰/۴۰۷	۲/۶۲۳	۴/۰۱۸	۰/۸۷۴	نیر	





شکل ۴- میانگین تغییرات زمانی سرعت نفوذ آب به خاک مشاهده‌ای و برآوردی با استفاده از معادلات نفوذ در حوزه‌های آبخیز مورد مطالعه به‌منظور بررسی معنی‌داری آماری تفاوت عملکرد چهار مدل نفوذ، از آزمون ناپارامتری فریدمن استفاده شد. نتایج این آزمون در جدول ۴ ارائه شده است. بر اساس نتایج، تفاوت عملکرد مدل‌ها از نظر شاخص ضریب تبیین (R^2) معنی‌دار بود ($\chi^2 = 11.58$, $df = 3$, $P = 0.009$)، اما از نظر شاخص‌های ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE)، میانگین خطای مطلق (MAE) و ضریب کارایی نش-ساتکلیف (NSE) تفاوت معنی‌داری مشاهده نشد. این یافته نشان می‌دهد که اگرچه مدل‌ها از نظر میزان تبیین واریانس داده‌ها تفاوت معنی‌داری دارند، اما از نظر میزان خطا و کارایی کلی، عملکرد آن‌ها از نظر آماری مشابه بوده است. بنابراین، انتخاب مدل برتر صرفاً بر اساس معنی‌داری آماری یک شاخص (مانند R^2) کافی نیست و باید مجموعه شاخص‌های ارزیابی به‌طور همزمان مورد توجه قرار گیرد. با این حال، نتایج مقایسه‌های زوجی ویلکاکسون پس از اصلاح بونفرونی نشان داد که هیچ یک از مقایسه‌های دوتایی مدل‌ها از نظر R^2 به سطح

معنی‌داری ۰/۰۵ نرسید. بنابراین، اگرچه آزمون فریدمن وجود تفاوت کلی بین مدل‌ها را از نظر R^2 نشان داد، مقایسه‌های زوجی شواهد کافی برای تعیین تفاوت معنی‌دار بین هیچ جفت مدل خاصی ارائه نکردند.

جدول ۴- نتایج آزمون فریدمن برای مقایسه عملکرد مدل‌های نفوذ آب به خاک

شاخص	آماره فریدمن (χ^2)	df	p-value	نتیجه در $\alpha=0.05$
NSE	۵/۸۵	۳	۰/۱۱۹	غیر معنی‌دار
RMSE	۶/۳۰	۳	۰/۰۹۸	غیر معنی‌دار
MAE	۵/۸۵	۳	۰/۱۱۹	غیر معنی‌دار
R^2	۱۱/۵۸	۳	۰/۰۰۹	معنی‌دار

بررسی ضرایب برازش‌یافته مدل‌های نفوذ آب به خاک

به‌منظور تبیین تفاوت رفتار مدل‌های نفوذ در هشت حوزه آبخیز، میانگین ضرایب برازش‌یافته مدل‌ها نیز بررسی شد (جدول ۵). در مدل فیلیپ، ضریب جذبی (S) بین ۰/۶۷ تا ۱/۴۳ و ضریب ثقلی (A) بین ۰/۱۱ تا ۰/۴۴ تغییر داشت. بیشترین مقدار S در حوزه آبخیز نیر و کمترین مقدار آن در حوزه آبخیز عموقین مشاهده شد. مقدار بالاتر S در حوزه‌های آبخیز نیر و ایریل با شدت نفوذ اولیه نسبتاً بالاتر این حوضه‌ها، به‌ترتیب ۱/۰۳ و ۱/۳۳ سانتی‌متر بر دقیقه، همخوانی نسبی داشت. با این حال، ضریب S تحت تأثیر همزمان ویژگی‌های خاک و رطوبت اولیه قرار دارد و نمی‌توان تغییرات آن را به یک ویژگی منفرد نسبت داد (Philip, 1957; Vandervaere et al., 2000). بیشترین مقدار A در حوزه آبخیز ایریل و کمترین مقدار آن در حوزه آبخیز نیر مشاهده شد که نشان می‌دهد شدت نفوذ اولیه الزاماً تنها تابع مؤلفه ثقلی نیست و مؤلفه جذب و شرایط اولیه نیز در آن نقش دارند. در مدل کوستیاکوف، ضریب k در دامنه ۰/۷۷۸ تا ۱/۶۸۵ و ضریب b در دامنه ۰/۶۳۱ تا ۰/۷۵۳ قرار داشت. بیشترین مقدار k در حوزه آبخیز ایریل و کمترین مقدار آن در حوزه آبخیز شمس‌آباد مشاهده شد که با ترتیب شدت نفوذ اولیه این دو حوضه تا حدی همخوانی داشت. دامنه محدودتر تغییرات b نیز نشان‌دهنده تغییرپذیری کمتر این پارامتر در مقایسه با k بود. در مدل کوستیاکوف-لوییز، ضریب نفوذ اولیه (i_0) بین ۰/۶۱۷ تا ۱/۱۲۶ و ضریب نفوذ نهایی (i_f) بین ۰/۰۴۵ تا ۰/۰۹۲ تغییر کرد. بیشترین i_0 در حوزه آبخیز نیر و بیشترین i_f در حوزه آبخیز شمس‌آباد به‌دست آمد. در مدل هورتون نیز ضرایب a، b و c به‌ترتیب در دامنه‌های ۰/۸۷۴-۱/۳۵۶، ۰/۵۳۵-۰/۶۱۹ و ۰/۲۱۴-۰/۲۸۸ تغییر داشتند. در مجموع، ضرایب چهار مدل در هشت حوزه آبخیز الگوی یکسانی نداشتند. این تفاوت با ناهمگونی ویژگی‌های خاک و شرایط اولیه نفوذ سازگار است. زیرا بافت، ساختمان خاک، تخلخل، ماده آلی، پایداری خاکدانه‌ها و رطوبت اولیه می‌توانند به‌صورت همزمان بر فرآیند نفوذ اثرگذار باشند (Bonell & Williams, 1986). بنابراین، ضرایب برازش‌یافته در این پژوهش به‌عنوان شاخص‌های توصیفی رفتار نفوذ تفسیر شدند و از نسبت دادن روابط علی مستقیم میان یک ویژگی خاک و یک ضریب مدل اجتناب شد. تعیین سهم مستقل ویژگی‌های خاک در تغییر این ضرایب بر اساس تحلیل همبستگی ارائه‌شده در ادامه انجام شد.

جدول ۵- مقادیر میانگین ضرایب برازش‌یافته برای مدل‌های نفوذ آب به خاک در حوزه‌های آبخیز مورد مطالعه

مدل	ضرایب	الادیزگه	ایریل	سولا	شمس‌آباد	عموقین	نمین	نوران	نیر
فیلیپ	S (ضریب جذبی) ($\text{cm min}^{-0.5}$)	۰/۸۴۹	۱/۰۷۶	۰/۷۸۰	۰/۸۴۲	۰/۶۷۰	۱/۱۸۶	۰/۹۴۶	۱/۴۳۰
	A (ضریب ثقلی) (cm min^{-1})	۰/۳۷۷	۰/۴۳۵	۰/۳۵۲	۰/۱۷۰	۰/۳۲۹	۰/۱۳۸	۰/۱۵۸	۰/۱۰۶
کوستیاکوف	K (cm min^{-b})	۱/۴۳۷	۱/۶۸۵	۱/۱۷۵	۰/۷۷۸	۱/۲۵۵	۱/۰۷۹	۰/۸۷۳	۱/۳۱۶
	b (بدون بعد)	۰/۶۹۰	۰/۶۹۵	۰/۶۹۴	۰/۷۵۳	۰/۶۷۰	۰/۶۸۵	۰/۷۲۷	۰/۶۳۱
کوستیاکوف-لوییز	i_0 (نفوذ اولیه) (cm min^{-1})	۰/۷۷۸	۰/۹۶۴	۰/۶۱۷	۰/۷۳۱	۰/۹۵۰	۰/۹۸۵	۰/۸۰۴	۱/۱۲۶
	i_f (نفوذ نهایی) (cm min^{-1})	۰/۰۵۰	۰/۰۵۵	۰/۰۴۵	۰/۰۹۲	۰/۰۴۵	۰/۰۶۱	۰/۰۷۴	۰/۰۵۲
	k (cm min^{-b})	۰/۰۸۰	۰/۰۷۸	۰/۰۸۲	۰/۰۸۶	۰/۰۸۱	۰/۰۷۹	۰/۰۸۳	۰/۰۷۶

۱/۳۵۶	۱/۰۲۶	۱/۲۱۴	۰/۹۱۸	۰/۸۷۴	۱/۰۳۵	۱/۳۰۳	۱/۰۵۶	a (cm min ⁻¹)	هورتون
۰/۵۵۷	۰/۶۰۱	۰/۵۸۴	۰/۵۳۵	۰/۶۱۲	۰/۶۱۶	۰/۶۰۸	۰/۶۱۹	b (-)	
۰/۲۴۱	۰/۲۲۸	۰/۲۳۶	۰/۲۲۷	۰/۲۲۱	۰/۲۸۸	۰/۲۲۵	۰/۲۱۴	c (نفوذ نهایی) (cm min ⁻¹)	

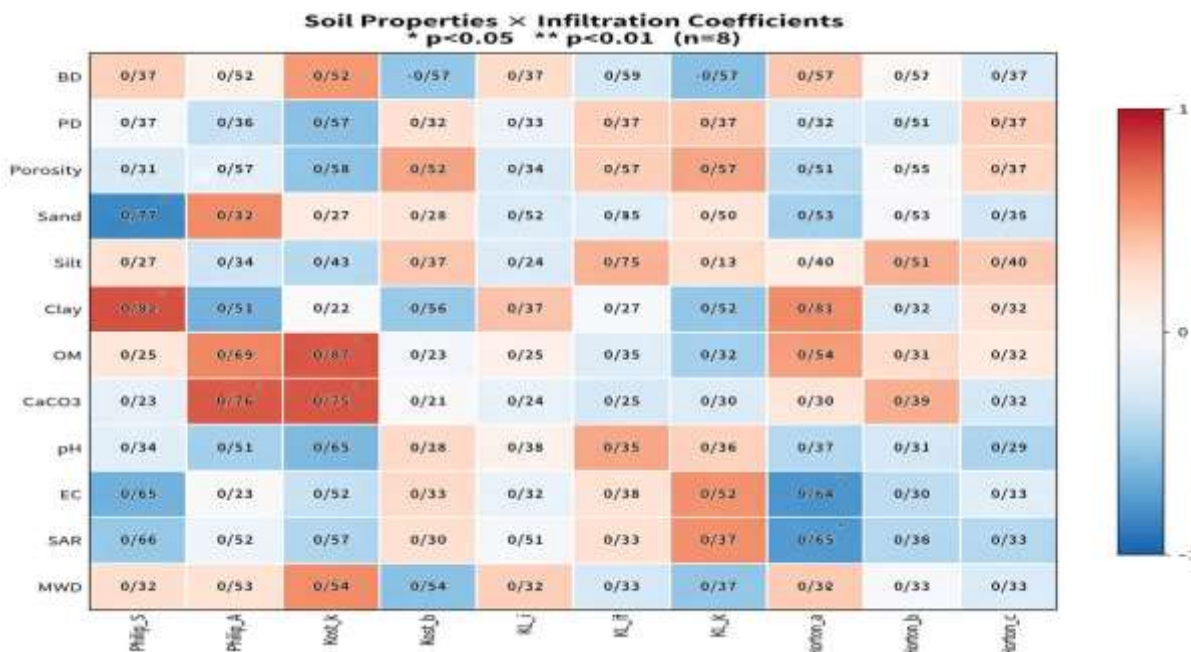
همبستگی بین ویژگی‌های خاک و ضرایب مدل‌های نفوذ

به منظور بررسی ارتباط بین ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک و ضرایب مدل‌های نفوذ، ضریب همبستگی پیرسون بین ویژگی‌های خاک و پارامترهای مدل‌های فیلپ، کوستیاکوف، کوستیاکوف-لوییز و هورتون در هشت حوزه آبخیز محاسبه شد (جدول ۶). در مدل فیلپ، ضریب جذب موئینگی (S) با درصد رس همبستگی مثبت و معناداری داشت ($r=0.82$, $p<0.05$)، در حالی که بین S و درصد شن رابطه منفی و معناداری مشاهده شد ($r=-0.76$, $p<0.05$). این الگو نشان می‌دهد که در حوضه‌های مورد مطالعه، تغییرات بافت خاک با مؤلفه جذب آب در مراحل اولیه نفوذ ارتباط دارد. افزایش سهم رس، به دلیل افزایش سطح ویژه ذرات و نقش بیشتر نیروهای موئینگی، می‌تواند ظرفیت نگهداشت آب و مؤلفه جذب را تغییر دهد. در مقابل، افزایش سهم شن معمولاً با افزایش سهم منافذ درشت و تغییر در رفتار نگهداشت و انتقال آب همراه است. اهمیت بافت خاک در کنترل ویژگی‌های هیدرولیکی و نفوذ آب در مطالعات اخیر نیز تأیید شده است. با این حال، اثر بافت به تنهایی تعیین‌کننده نیست و ساختمان خاک و وضعیت منافذ نیز نقش مهمی دارند (Kumar et al., 2020). ضریب A مدل فیلپ نیز با کرنات کلسیم معادل رابطه مثبت و معناداری نشان داد ($r=0.76$, $p<0.05$). این رابطه بیانگر آن است که افزایش کرنات کلسیم در حوضه‌های مورد مطالعه با افزایش مقدار این پارامتر همراه بوده است. با این حال، از آنجا که اثر کرنات‌ها بر ساختمان و تخلخل خاک می‌تواند تابع شرایط خاک و نحوه تجمع ذرات باشد، این رابطه باید به عنوان یک الگوی تجربی مشاهده شده در حوضه‌های مورد مطالعه تفسیر شود و نمی‌توان از آن رابطه علی مستقیم استنباط کرد.

در مدل کوستیاکوف، ضریب k با کرنات کلسیم معادل ($r=0.75$, $p<0.05$) و ماده آلی ($r=0.78$, $p<0.05$) همبستگی مثبت و معناداری داشت. رابطه مثبت بین ماده آلی و k از نظر فرآیندهای خاک قابل توجه است، زیرا ماده آلی از طریق تقویت پایداری خاکدانه‌ها، بهبود ساختمان خاک و ایجاد یا حفظ منافذ مؤثر می‌تواند شرایط انتقال آب را تحت تأثیر قرار دهد. (Oguike et al., 2023) نیز نشان دادند که افزایش ماده آلی با بهبود ویژگی‌های انتقال آب و هدایت هیدرولیکی خاک همراه است و تشکیل ساختمان متخلخل و پایدارتر می‌تواند یکی از سازوکارهای اصلی این ارتباط باشد. در مدل هورتون، پارامتر a با EC رابطه منفی و معنی‌داری داشت ($r=-0.76$, $p<0.05$) و با SAR نیز رابطه منفی و معنی‌داری مشاهده شد ($r=-0.75$, $p<0.05$). این یافته نشان می‌دهد که در حوضه‌های مورد مطالعه، افزایش EC و SAR با کاهش مقدار پارامتر a همراه بوده است. از نظر فرآیندهای خاک، این روابط می‌توانند با تغییر در شرایط شیمیایی خاک و اثر احتمالی آن بر پراکندگی رس، پایداری خاکدانه‌ها و ویژگی‌های منافذ سطحی مرتبط باشند. با این حال، بر اساس داده‌های همبستگی حاضر نمی‌توان یک رابطه علی مستقیم را تأیید کرد. مطالعات جدید نیز تأکید دارند که عملکرد مدل‌های هورتون، فیلپ و کوستیاکوف در کلاس‌های بافتی و شیمیایی مختلف متفاوت است (Ghosh et al., 2024).

در مجموع، نتایج همبستگی نشان داد که پارامترهای S و A مدل فیلپ، k مدل کوستیاکوف و a مدل هورتون با برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک روابط معنی‌داری داشتند. به ویژه، رابطه S با رس و شن، رابطه A با کرنات کلسیم، رابطه k با ماده آلی و کرنات کلسیم و همچنین روابط a با EC و SAR، نشان‌دهنده وجود ارتباط بین پارامترهای مدل‌های نفوذ و ویژگی‌های مختلف خاک در حوضه‌های مورد مطالعه است. این یافته‌ها با مطالعاتی که بر نقش هم‌زمان ویژگی‌های بافتی، ساختمان خاک و شرایط شیمیایی در کنترل حرکت و نفوذ آب تأکید کرده‌اند، همخوانی دارد. با این حال، با توجه به محدود بودن تعداد حوضه‌ها به هشت مورد ($n=8$)، این روابط باید به عنوان شواهد همبستگی در منطقه مورد مطالعه تفسیر شوند و تعمیم آنها به سایر حوضه‌ها نیازمند بررسی در حجم نمونه بزرگ‌تر و شرایط خاکی متنوع‌تر است. همچنین، تفاوت در الگوی همبستگی میان مدل‌های فیلپ، کوستیاکوف، کوستیاکوف-لوییز و هورتون نشان می‌دهد که ارتباط ویژگی‌های خاک با پارامترهای نفوذ به نوع مدل و پارامتر مورد بررسی وابسته است. بنابراین یک رابطه یکسان را نمی‌توان برای همه مدل‌های نفوذ انتظار داشت (Bargues-Tobella et al., 2024).

جدول ۶- ماتریس همبستگی بین ویژگی‌های خاک و ضرایب مدل‌های نفوذ آب به خاک



نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان داد که تغییرات شدت نفوذ آب به خاک در هشت حوزه آبخیز استان اردبیل تحت تأثیر مجموعه‌ای از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک و شرایط اولیه آن قرار دارد. ارزیابی مدل‌های فیلیپ، کوستیاکوف، کوستیاکوف-لوئیز و هورتون نشان داد که مدل فیلیپ در شش حوزه آبخیز آلاذیزگه، ایریل، سولا، عموقین، نمین و نوران بهترین عملکرد را داشت. این مدل با میانگین R^2 برابر ۰/۹۷۵ و NSE برابر ۰/۹۲۷، مناسب‌ترین مدل برای شبیه‌سازی نفوذ در منطقه مورد مطالعه بود. در مقابل، مدل کوستیاکوف در حوزه آبخیز شمس‌آباد (NSE=0.967) و مدل کوستیاکوف-لوئیز در حوزه آبخیز نیر (NSE=0.942) عملکرد بهتری نشان دادند که بیانگر وابستگی انتخاب مدل به شرایط محلی خاک است. آزمون فریدمن نشان داد که تفاوت کلی عملکرد مدل‌ها از نظر R^2 معنی‌دار بود ($\chi^2=11.58$, $p=0.009$)، اما برای NSE، RMSE و MAE تفاوت معنی‌داری مشاهده نشد. همچنین، مقایسه‌های زوجی پس از اصلاح بونفرونی تفاوت معنی‌داری بین هیچ جفت مدل از نظر R^2 نشان نداد. بنابراین، انتخاب مدل مناسب باید با توجه به مجموعه شاخص‌های ارزیابی و شرایط محلی هر حوزه انجام شود. تحلیل ضرایب مدل‌ها و ماتریس همبستگی نشان داد که برخی پارامترهای نفوذ ارتباط معنی‌داری با ویژگی‌های خاک دارند. به‌طوری‌که ضریب جذب مؤینگی مدل فیلیپ (S) با درصد رس ($r=0.82$) رابطه مثبت و با درصد شن ($r=-0.76$) رابطه منفی در سطح ۵ درصد داشت. همچنین ضریب ثقلی مدل فیلیپ (A) با کربنات کلسیم معادل ($r=0.76$) و ضریب k مدل کوستیاکوف با ماده آلی ($r=0.78$, $p<0.05$) و کربنات کلسیم معادل ($r=0.75$, $p<0.05$) رابطه مثبت و معنی‌دار داشت. این نتایج تأکید می‌کند که ویژگی‌های خاک نقش مهمی در کنترل رفتار مدل‌های نفوذ دارند. از نظر کاربردی، استفاده از مدل فیلیپ برای شبیه‌سازی نفوذ در حوزه‌های آبخیز نیمه‌خشک مشابه استان اردبیل توصیه می‌شود. با این حال، در حوضه‌هایی با شرایط خاص خاک مانند حوزه‌های آبخیز شمس‌آباد و نیر، انتخاب مدل باید بر اساس مقایسه هم‌زمان چند شاخص آماری انجام گیرد. محدودیت اصلی این پژوهش، تعداد محدود نقاط آزمایش نفوذ و حوزه‌های آبخیز بررسی شده بود. بنابراین، افزایش نقاط اندازه‌گیری، بررسی اثر کاربری زمین و پوشش گیاهی و انجام مطالعات فصلی برای افزایش دقت و قابلیت تعمیم نتایج پیشنهاد می‌شود.

منابع فارسی

۱. آزادگان، بهزاد. (۱۴۰۴). بررسی و مقایسه داده‌های اندازه‌گیری و برآوردی سرعت نفوذ آب، در سه نوع بافت خاک. مدیریت آب و آبیاری، ۱۵(۲)، ۲۳۳-۲۲۱. <https://doi.org/10.22059/jwim.2025.388498.1202>
۲. پرچی عراقی، فرزین، میرلطیفی، سیدمجید، قربانی دشتکی، شجاع و مهدیان، محمدحسین (۱۳۸۹). ارزیابی برخی مدل‌های نفوذ آب به خاک در برخی کلاس‌های بافتی خاک و کاربری اراضی، نشریه آبیاری و زهکشی/ایران. شماره ۲(۴)، ۱۹۳-۲۰۵.
۳. علیزاده، امین (۱۳۸۴). رابطه آب، خاک و گیاه. چاپ چهارم، انتشارات دانشگاه امام رضا، ۴۷۰ صفحه.
۴. کجوری، راضیه و جواد، محمدرضا (۱۴۰۲). مقایسه کارایی برخی مدل‌های نفوذ آب به خاک بر اساس داده‌های نفوذسنج‌های استوانه‌ای مضاعف در کاربری‌های مختلف اراضی (مطالعه موردی: حوزه آبخیز میخ‌ساز). فصلنامه اکوسیستم‌های طبیعی/ایران، سال ۱۴، شماره ۱، ۸۳-۱۰۳.
۵. مصری، سمیرا، قربانی دشتکی، شجاع، شیرانی، حسین، کامکار روحانی، ابوالقاسم و متقیان، حمیدرضا (۱۴۰۰). برآورد نفوذ آب به خاک در کاربری‌های مختلف اراضی در حوزه‌های آبخیز مرغلک و شهرکرد. مجله مدیریت حوزه آبخیز، سال ۱۲، شماره ۳، ۱۴۴-۱۵۴.
۶. مرادی باصری، حسین، قربانی دشتکی، شجاع، خداوردیلو، حبیب، خلیل مقدم، بیژن و گیوی، جواد (۱۳۹۰). مقایسه کارایی برخی مدل‌های نفوذ آب در خاک‌های ورتی‌سول و غیرورتی‌سول. مجله پژوهش آب/ایران، جلد ۵، ۱۸۷-۱۹۶.
۷. واعظی، علی‌رضا و صالحی، یاسین (۱۳۹۹). کارایی مدل‌های نفوذ آب در خاک در کاربری‌های مختلف زمین در حوزه آبخیز تهم‌چای. تحقیقات آب و خاک/ایران، دوره ۵۱، شماره ۵، ۱۲۸۱-۱۲۹۱.

References

- Abdel-Sattar, M., Hassan, A., Elwan, A., & Elbana, T. (2023). Experimental and Modeling Evaluation of Impacts of Soil Structure and Texture on Infiltration Models. *Water*, 15(4), 751. <https://doi.org/10.3390/w15040751>
- Alizadeh, A. (2005). Soil-Water-Plant Relationship (4th ed.). Imam Reza University Press. (in Persian)
- Azadegan, B. (2025). Investigation and comparison of measured and estimated water infiltration rates in three soil texture types. *Water and Irrigation Management*, 15(2), 221-233. (in Persian) <https://doi.org/10.22059/jwim.2025.388498.1202>
- Bagnall, D. K., Morgan, C. L. S., & Cope, M. (2023). Interactive effects of soil organic matter and texture on infiltration under different land uses. *Catena*, 220, 106642.
- Bargues-Tobella, A., Winowiecki, L. A., Sheil, D., & Vagen, T.-G. (2024). Determinants of field-saturated soil hydraulic conductivity across Sub-Saharan Africa: Texture and beyond. *Water Resources Research*, 60(1), e2023WR035510. <https://doi.org/10.1029/2023WR035510>
- Bonell, M., & Williams, J. (1986). The two parameters of the Philip infiltration equation: Their properties and spatial and temporal heterogeneity in a red earth of tropical semi-arid Queensland. *Journal of Hydrology*, 87, 9-31.
- Gee, G.W. and Bauder, J.W. (1986). *Particle size analysis*. In: Klute, (Ed.) *Methods of Soil Analysis*. (pp. 383-411). Part 1, 2nd ed. America Society of Agronomy, Madison, WI.
- Ghosh, T., Das, B., Roy, D., Chakraborty, D., & Sethi, D. (2024). Evaluation of infiltration models based on simple multicriteria decision making across various soil types and land uses in India. *Environmental Earth Sciences*, 83, 567. <https://doi.org/10.1007/s12665-024-11872-z>
- Grossman, R.B., and Reinsch, T.G. (2002). *Bulk density and linear extensibility*. P 202-228. In: J.H. Dane and G.C. Topp (eds.) *Methods of Soil Analysis, Part 4. Physical Methods*. Soil Sci. Am. Book Series No. 5. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Haimanote, K.B., Yihun T.D., Tigist, Y.T., Tegenu, A.E. and Tammo, S.S. (2019). Evaluating infiltration models and pedotransfer functions: Implications for hydrologic modeling. *Geoderma*, 338, 159-169.
- Haverkamp, R., Rendon, L. and Vachaud, G. (1987). *Infiltration equations and their applicability for predictive use*. In: Yu-SI Fok (ed.) *Infiltration Development and Application*. Honolulu, Hawaii. Pp. 142-152.
- Horton, R.E. (1940). *An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity*. Soil Science Society of America Proceedings, 5, 399-417.
- Jha, M. K., Mahapatra, S., Mohan, C., & Pohshna, C. (2019). Infiltration characteristics of lateritic vadose zones: Field experiments and modeling. *Soil and Tillage Research*, 187, 219-234.
- Jia, Z., Weng, B., Yan, D., Peng, H., and Dong, Z. (2024). The effects of different factors on soil water infiltration properties in High Mountain Asia: A meta-analysis. *Catena*, 234, 107583.
- Jones, J. B. (2001). *Laboratory guide for conducting soil tests and plant analysis*. (pp. 27-160). CRC Press, Boca Raton, FL.

- Kajouri, R., & Javadi, M. R. (2023). Comparison of the efficiency of some soil water infiltration models based on double-ring infiltrometer data in different land uses (Case study: Mikhsaz Watershed). *Iranian Journal of Natural Ecosystems*, 14(1), 83–103. (in Persian)
- Kemper, W.D. and Rosenau R.C. (1986). Aggregate stability and size distribution models. *Geoderma*, 123, 363–371.
- 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*. Transactions Congress International Society for Soil Science, 6th, Moscow, Part A: 17–21.
- Kumar, S., Hari Prasad, K. S., & Bundela, D. S. (2020). Effect of Sodcity on Soil–Water Retention and Hydraulic Properties. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 146(5), 04020004. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0001461](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0001461)
- Lean, E. O. (1982). *Soil pH and lime requirement*. Methods of soil analysis: Chemical and microbiological properties. (pp. 199–224). Part 2, 2nd ed., Agron. Monogr. No.9. In: A. L. Page (ed.), ASA and SSSA, Madison.
- Mahapatra, S., Chavan, S., & Singh, R. (2020). Assessing Variability of Infiltration Characteristics and Its Effects on Hydrologic Simulations. *Environmental Processes*, 7, 1057–1073. <https://doi.org/10.1007/s40710-020-00437-2>
- Mazighi, A. (2023). Estimation and inter-comparison of infiltration models in the Mitidja Plain, Algeria. *Modeling Earth Systems and Environment*, 9, 2549–2564. <https://doi.org/10.1007/s40808-022-01527-9>
- Mesri, S., Ghorbani Dashtaki, Sh., Shirani, H., Kamkar Rouhani, A., & Motaghian, H. R. (2021). Estimation of soil water infiltration in different land uses in Marghmalek and Shahrekord watersheds. *Journal of Watershed Management Research*, 12(23), 144–154. (in Persian)
- Moradi Baseri, H., Ghorbani Dashtaki, Sh., Khodaverdiloo, H., Khalil Moghadam, B., & Givi, J. (2011). Comparison of the efficiency of some infiltration models in Vertisols and non-Vertisols. *Iranian Water Research Journal*, 5, 187–196. (in Persian)
- Oguike, P. C., Onwuka, B. M., & Obalum, S. E. (2023). Soil organic matter control of water transmission properties of coarse-textured soils under contrasting land-use types in tropical rainforest. *International Journal of Hydrology Science and Technology*, 16(1), 93–106. <https://doi.org/10.1504/IJHST.2023.131833>
- Parchami-Araghi, F., Mirlatifi, S. M., Ghorbani Dashtaki, Sh., & Mahdian, M. H. (2010). Evaluation of some soil water infiltration models in some soil texture classes and land uses. *Iranian Journal of Irrigation and Drainage*, 4(2), 193–205. (in Persian)
- Philip, J. R. (1957). The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, 83, 345–357
- Rawls W.J., Ahuja, L.R., Brakensiek, D.L. and Shirmohammadi, A. (1993). *Infiltration and soil water movement*. In: Handbook of Hydrology, Maidment, D.R. (Ed.). McGraw – Hill, New York.
- Rasool, T., Dar, A. Q., & Wani, M. A. (2021). Comparative evaluation of infiltration models under different land covers. *Water Resources*, 48, 624–634.
- R Core Team. (2025). R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Richards, L. A. (Ed.). (1954). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils (USDA Agriculture Handbook No. 60). U.S. Government Printing Office.
- Smith, R.E. (1972). The infiltration envelope: results from a theoretical infiltrometer. *Journal of Hydrology*, 17, 1–21.
- US Department of Agriculture, Natural Resources and Conservation Service. (1974). *National Engineering Handbook*. Section 15. Border Irrigation. National Technical Information Service, Washington, DC, Chapter 4.
- Vaezi, A. R., & Salehi, Y. (2020). Efficiency of soil water infiltration models in different land uses in the Tahamchai Watershed. *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 51(5), 1281–1291. (in Persian)
- Vandervaere, J.-P., Vauclin, M., & Elrick, D. E. (2000). Transient flow from tension infiltrometers II. Four methods to determine sorptivity and conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 64(4), 1272–1284.
- Vishwakarma, D. K., Yadav, D., Kumar, R., Kumar, R., Bhat, S. A., Mirzania, E., & Kuriqi, A. (2025). Assessing the performance of various infiltration models to improve water management practices. *Paddy and Water Environment*, 23(1), 77–93. <https://doi.org/10.1007/s10333-024-01000-9>
- Walkley A. and Black I.A. (1934). Estimation of soil organic carbon by the chromic acid titration method. *Soil science*, 37, 29–38.
- Western, A. W. Grayson R. B. Blöschl G. Willgoose G. R. and McMahon T. A. (1999). Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. *Journal of Water Resource Research*, 35(3), 797–810.

Evaluation the Accuracy of Soil Water Infiltration Models in Selected watersheds of Ardabil Province

ABSTRACT

Introduction

Water infiltration into soil is a key hydrological process controlling rainfall partitioning between surface runoff, soil-water storage, and groundwater recharge. The infiltration process is affected by soil texture, bulk density, aggregate stability, organic matter, initial soil moisture, and chemical characteristics. Because these properties vary spatially among watersheds, infiltration behavior may also differ considerably from one watershed to another. Mathematical infiltration models are therefore commonly used to describe infiltration behavior and estimate infiltration parameters. However, the performance of individual models may vary according to soil and hydrological conditions. The Philip, Kostiakov, Kostiakov–Lewis, and Horton models are among the commonly used approaches for describing soil-water infiltration. Despite their widespread application, their relative performance may differ under different soil conditions, and evaluation based only on goodness-of-fit statistics may not adequately indicate whether differences among models are statistically meaningful. In addition, relationships between model parameters and soil physical and chemical properties can provide useful information for interpreting spatial differences in infiltration behavior. Therefore, this study investigated temporal changes in soil-water infiltration and evaluated the performance of four infiltration models in eight contrasting watersheds of Ardabil Province, Iran. The study also examined relationships between fitted model parameters and selected physical and chemical soil properties and used the Friedman test and pairwise Wilcoxon signed-rank tests to statistically compare model performance.

Materials and Methods

The study was conducted in the Aladizgeh, Iril, Sula, ShamsAbad, Amuqin, Namin, Nuran, and Nir watersheds of Ardabil Province. Soil samples were collected from the 0–30 cm surface layer using a regular 4-km sampling grid. A total of 88 soil samples were collected, including 11, 10, 10, 13, 13, 10, 11, and 10 samples from the eight watersheds, respectively. The minimum distance between sampling points was 150 m. Soil physical and chemical properties included particle-size distribution, bulk density, aggregate stability, organic matter, equivalent calcium carbonate, pH, electrical conductivity (EC), sodium adsorption ratio (SAR), and initial soil moisture. Initial soil moisture was determined gravimetrically using soil samples collected from the 0–10 cm layer near the infiltration measurement sites. Samples were weighed before and after oven drying at 105°C for 24 h. Sodium concentration for SAR determination was measured using a flame photometer, whereas calcium and magnesium concentrations were determined by EDTA titration. SAR was calculated using the concentrations of Na, Ca, and Mg obtained from the saturated soil-paste extract. Field infiltration measurements were performed at 32 locations, with four measurements in each watershed. The measurement locations were selected to represent the spatial distribution of the watersheds and their two dominant land uses. A double-ring infiltrometer was used, consisting of an inner ring with a diameter of 32 cm and an outer ring with a diameter of 57 cm. Both rings were inserted approximately 10 cm into the soil. At the beginning of each experiment, a water depth of approximately 5 cm was established in both rings and maintained as nearly constant during the test. Measurements were recorded at 1-min intervals during the first 10 min, at 5-min intervals from 10 to 60 min, and at 10-min intervals from 60 to 120 min. The observed cumulative infiltration data were fitted using the Philip, Kostiakov, Kostiakov–Lewis, and Horton models. Model performance was evaluated using the coefficient of determination (R^2), root mean square error (RMSE), mean absolute error (MAE), and Nash–Sutcliffe efficiency (NSE). Pearson correlation analysis was used to examine relationships between model coefficients and soil properties. To statistically compare the four models, the Friedman non-parametric test was applied to the model performance indices across the eight watersheds. When appropriate, pairwise Wilcoxon signed-rank tests with Bonferroni correction were used for post-hoc comparisons. Statistical analyses were conducted at the 5% significance level.

Results

The results showed clear temporal variation in infiltration rate in all eight watersheds. Infiltration rate decreased progressively with increasing elapsed time and approached relatively stable values during the later stages of the experiments. The mean initial infiltration rate ranged from 0.68 to 1.33 cm min⁻¹, the mean intermediate infiltration rate ranged from 0.25 to 0.51 cm min⁻¹, and the mean final infiltration rate ranged from 0.19 to 0.23 cm min⁻¹. The highest mean initial infiltration rate was observed in the Iril watershed (1.33 cm min⁻¹), whereas the lowest value occurred in ShamsAbad (0.68 cm min⁻¹). These differences were associated with variation in soil properties among the watersheds. The physical and chemical analyses indicated substantial differences in soil conditions among the study watersheds. The soils were mainly characterized by loam, sandy loam, and sandy clay loam textures. Differences were also observed in organic matter, bulk density, aggregate stability, initial moisture, calcium carbonate content, pH, EC, and SAR. The variation in these properties provides an important basis for interpreting the spatial differences in infiltration behavior and model parameters. The four infiltration models showed different levels of agreement with the observed infiltration data. Based on the combined R^2 , RMSE, MAE, and NSE criteria, the Philip model showed the highest numerical performance in six of the eight watersheds, namely Aladizgeh, Iril, Sula, Amuqin, Namin, and Nuran. In the ShamsAbad watershed, the Kostiakov model provided the best numerical performance, with an NSE of 0.967, whereas the Kostiakov–Lewis model showed the highest performance in the Nir watershed, with an NSE of 0.942. Across the eight watersheds, the Philip model had mean values of 0.975

for R^2 , 1.078 for RMSE, 0.837 for MAE, and 0.927 for NSE. The fitted Philip parameters also varied among the watersheds. The sorptivity coefficient (S) ranged from 0.670 to 1.430, while the hydraulic conductivity-related parameter (A) ranged from 0.106 to 0.435. The highest value of S was observed in the Nir watershed. Correlation analysis indicated a strong positive relationship between Philip sorptivity and clay content ($r = 0.82$) and a strong negative relationship between sorptivity and sand content ($r = -0.76$). The A parameter was positively related to equivalent calcium carbonate ($r = 0.76$). For the Kostiaikov model, the k coefficient showed positive relationships with organic matter ($r = 0.78$) and equivalent calcium carbonate ($r = 0.75$). These relationships indicate that differences in model parameters were associated with both soil physical and chemical characteristics rather than with a single soil property.

The Friedman test provided additional statistical evidence for comparing the four infiltration models. The results showed no statistically significant difference among the models for NSE ($\chi^2 = 5.85$, $df = 3$, $p = 0.119$), RMSE ($\chi^2 = 6.30$, $df = 3$, $p = 0.098$), or MAE ($\chi^2 = 5.85$, $df = 3$, $p = 0.119$). In contrast, a statistically significant overall difference among the four models was detected for R^2 ($\chi^2 = 11.58$, $df = 3$, $p = 0.009$). However, the pairwise Wilcoxon signed-rank tests with Bonferroni correction did not identify a statistically significant difference between any specific pair of models for R^2 . Thus, although the descriptive performance indices indicated differences among models and the Friedman test detected an overall difference in R^2 , the post-hoc analysis did not demonstrate a statistically significant difference between individual model pairs. Overall, the results demonstrate that model performance varied among watersheds and that numerical differences in model performance should be interpreted together with statistical testing. The relationships between model coefficients and soil properties further indicate that soil texture, organic matter, calcium carbonate, and other physical and chemical characteristics contribute to spatial variation in infiltration behavior.

Conclusion

The study demonstrated that soil-water infiltration decreased continuously with time in all eight Ardabil watersheds, while the magnitude of infiltration varied among watersheds according to differences in soil conditions. The four infiltration models showed different numerical performance across watersheds, with the Philip model providing the highest combined performance according to R^2 , RMSE, MAE, and NSE in six watersheds. However, the Friedman test indicated that statistically significant differences among models were detected only for R^2 , and pairwise Wilcoxon tests did not identify significant differences between individual model pairs after Bonferroni correction. Correlation analysis showed that model parameters were related to soil texture and selected chemical and physical properties, particularly clay, sand, organic matter, and calcium carbonate. These findings emphasize the importance of considering both soil characteristics and statistical significance when evaluating infiltration models under different watershed conditions.

Keywords: *Model evaluation, Soil water infiltration, Philip model, watershed, soil properties.*