

کمّی سازی پارامترهای نفوذ آب به خاک با استفاده از مقیاس سازی

علی‌داد کرمی^۱، مهدی همایی^{۲*}، محمد بای‌بوردی^۳ و محمد محمودیان شوشتری^۴

چکیده

برای کمّی‌سازی و آنالیز تغییرپذیری پارامترهای نفوذ آب به خاک در یک پهنه وسیع، در چهار هزار هکتار از اراضی دشت کوار شیراز و در ۱۶۱ سایت در یک شبکه منظم ۵۰۰×۵۰۰ متری، نفوذ آب به خاک با استفاده از استوانه‌های دوگانه اندازه‌گیری شد. داده‌های حاصله به سه مدل نفوذ آب به خاک برازش داده شد. مدل دو پارامتری فیلیپ با بالاترین ضریب تبیین به عنوان بهترین مدل انتخاب شد. سرعت نفوذ پایه با میانگین ۶/۶۹، از ۱/۱۱ تا ۳۱/۱۱ سانتی‌متر بر ساعت متغیر بود. ضریب جذبی و انتقالی مدل فوق تغییرات گسترده‌ای داشت. این دو پارامتر به ترتیب بر اساس عامل مقیاس‌سازی α_S و α_A محاسبه شد و داده‌های نفوذ آب به خاک مقیاس‌بندی شد. مقیاس‌سازی حاصله از α_A بهتر از مقیاس‌سازی α_S بود. سپس فاکتور مقیاس‌سازی بهینه (α_{opt}) با روش حداقل مربعات به دست آمد. فاکتورهای مقیاس‌سازی بر اساس میانگین حسابی، هندسی و هارمونی α_S و α_A نیز برای مقیاس‌سازی محاسبه شدند. نتایج نشان داد مقیاس‌بندی داده‌های نفوذ آب به خاک بر اساس فاکتور مقیاس‌سازی α_{opt} و فاکتورهای مقیاس‌سازی حاصل از میانگین هارمونی α_S و α_A بهتر از دیگر فاکتورهای مقیاس‌سازی بودند.

واژه‌های کلیدی: مدل فیلیپ، مدل کوستیاکوف لوییز، مقیاس‌سازی، نفوذ آب به خاک.

ارجاع: کرمی ع. همایی م. بای‌بوردی م. و محمودیان شوشتری م. ۱۳۹۱. کمّی‌سازی پارامترهای نفوذ آب به خاک با استفاده از مقیاس‌سازی. مجله پژوهش آب ایران. ۶(۱۱):۶۵-۷۳.

۱- دانشجوی دکتری دانشگاه تربیت مدرس و عضو هیأت علمی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی فارس.

۲- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس.

۳- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس.

۴- استاد گروه عمران، دانشکده مهندسی، دانشگاه شهید چمران اهواز.

* نویسنده مسئول: mhomaee@modares.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۷/۱۳

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۲/۲۴

مقدمه

شناخت فرآیند نفوذ آب به خاک برای طراحی های مختلف، افزایش کارآمدی آبیاری، کاهش تلفات آب و مدیریت بهینه جریانات سطحی در آبخیزها ضروری است. شدت نفوذ، بسته به میزان تأمین آب، تعیین کننده مقدار آبی است که به منطقه غیراشباع وارد یا به رواناب تبدیل می شود (هیلل، ۱۹۹۸).

به دلیل اهمیت فرآیند نفوذ آب به خاک در طول سالیان متمادی، مدل های متعددی برای برآورد نفوذ آب به خاک ارایه شده است. این مدل ها به مدل های تجربی برای مثال (هلتن، ۱۹۶۱؛ هورتن، ۱۹۴۰ و کوستیاکوف، ۱۹۳۲) و مدل هایی که اساس نظری دارند (گرین و آمپت، ۱۹۱۱ و فیلیپ، ۱۹۶۷) تقسیم بندی می شوند. حل فرآیند نفوذ آب به خاک نیز توسط پارلانگ و همکاران (۱۹۸۵) و هاورکمپ و همکاران (۱۹۹۰) صورت گرفته است. از بین مدل های متعدد پیشنهادی تنها تعداد محدودی با موفقیت با داده های مزرعه ای کاربرد دارد. معیار مهم در انتخاب یک مدل نسبت به مدل های دیگر سهولت برآورد پارامترهای آن است.

مشکل اساسی برای مدل سازی نفوذ آب به خاک در یک حوضه، چگونگی بیان تغییرپذیری مکانی خاک است. در پژوهش های پیشین، بیان شده که تغییرپذیری مکانی اراضی منجر به تغییرپذیری زیاد رفتار نفوذ آب به خاک می شود (کیسلینگ و همکاران، ۱۹۷۷؛ وارریک، ۱۹۹۸). برای بیان تغییرپذیری مکانی، ویژگی های هیدرولیکی در دشت رسوبی با آنالیز واریانس چند متغیره نشان داده شده که تغییرات در جهت عمودی خیلی بیشتر از جهت افقی است (بوتراس و همکاران، ۲۰۰۹). پژوهش های فراوان نشان داده که ویژگی های هیدرولیکی خاک، حتی در واحدهای نقشه ای مشابه نیز به طور قابل ملاحظه ای تفاوت دارند (کامیگنا و ویتیل، ۱۹۹۳؛ نیلسین و همکاران، ۱۹۹۸). روش جدیدی که پایه فیزیکی نیز دارد برای مقیاس سازی تابع هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از عامل موینگی مؤثر، ارایه شده است (صادقی و همکاران، ۱۳۸۹). همچنین روش جدیدی برای ایجاد نقشه، ارایه شده که از خواص مقیاس سازی برای میان یابی داده ها استفاده می کند (چنگ، ۲۰۰۸).

تغییرپذیری مکانی را با روش های متعدد زمین آماری نیز می توان تخمین زد ولی نیاز به اندازه گیری نقاط زیادی

داشته و داده ها هم باید وابستگی مکانی داشته باشند. دایک و کاجانوسکی (۲۰۱۰) نشان دادند که جریان ترجیحی، طی نفوذ آب به خاک در یک خاک لایه ای همبستگی مکانی داشته است. شیوه دیگر برای بیان تغییرپذیری، استفاده از روش مقیاس سازی ویژگی آب و خاک بر اساس مفهوم محیط های متشابه است (شارما و همکاران، ۱۹۸۰؛ تولی و همکاران، ۲۰۰۱). مقیاس سازی روشی برای شبیه سازی فرآیندهای واقعی در مقیاس های مزرعه ای است (پک و همکاران، ۱۹۷۷). هر چند پژوهشگران زیادی (کیسلینگ و همکاران، ۱۹۷۷؛ نیلسین و همکاران، ۱۹۹۸؛ وارریک و همکاران، ۱۹۹۸) تغییرپذیری مکانی را بر اساس ویژگی های هیدرولیکی پایه ارزیابی کرده اند، ولی شارما و همکاران (۱۹۸۰) پیشنهاد کرده اند که ارزیابی تغییرپذیری هیدرولوژیک سطوح اراضی را با پارامترهای توده ای^۱ که به آسانی در صحرا قابل اندازه گیری و در دسترس باشند، ارزیابی کنند. رسول زاده و سپاسخواه (۲۰۰۳) با استفاده از روش آنالیز ابعادی معادله نفوذ آب به خاک مقیاس بندی شده ای، برای آبیاری جوی و پشته ای برای شش سری خاک به دست آورده اند. صادقی و همکاران (۱۳۷۸) برای پیش بینی نیمرخ رطوبت خاک در فاز توزیع مجدد با استفاده از مقیاس سازی، مدلی ارایه کرده اند که مقدار رطوبت خاک در هر عمق و زمان را در طول فاز توزیع مجدد تخمین می زند.

دشت کوار، از دشت های عمده کشور برای تولید فرآورده های کشاورزی است که بر مدیریت بهینه آن تأکید زیادی می شود. بنابراین، شناخت کافی از ویژگی های پایه خاک (نفوذ آب به خاک) برای کشاورزی و تولید موفق ضروری است، ولی تاکنون، مطالعه ای در این زمینه انجام نشده است. در این پژوهش با برازش برخی مدل های نفوذ آب به خاک، بهترین مدل نفوذ برای داده های اندازه گیری شده، تعیین و ارزیابی شد. همچنین تغییر پذیری مکانی فرآیند نفوذ آب به خاک با استفاده از مقیاس سازی پارامترها، بهترین مدل برازش داده شده تجزیه و تحلیل شد. نتایج این پژوهش برای برنامه ریزی و مدیریت دشت های ایران و سایر نقاط مشابه در جهان بسیار مفید خواهد بود.

هدف اصلی و اختصاصی مقیاس سازی، یکی کردن یک سری

1- Bulk parameters

باشد، می‌توان نفوذ تجمعی را به شکل رابطه مقیاس‌بندی شده زیر بیان کرد:

$$\bar{I} = \bar{S}t * \frac{1}{2} + \bar{A}t * \quad (10)$$

که در آن، \bar{S} و \bar{A} مقادیر میانگین هستند. در این حالت مجموع مربعات خطای (SSE) داده‌های اصلی (منحنی میانگین با \bar{S} و \bar{A}) و داده‌های مقیاس‌بندی شده باید مانند هم باشد، که سری فاکتور مقیاس‌سازی بر اساس S و A (α_S یا α_A) برابر ایجاد می‌کنند.

مواد و روش‌ها

در سال ۱۳۸۹، چهار هزار هکتار از اراضی دشت کوآر در جنوب شرقی شیراز، روی نقشه ۱:۵۰۰۰۰ توپوگرافی منطقه، در محیط Arc GIS رقومی‌سازی و به فواصل منظم 500×500 متر شبکه‌بندی شد. آزمایش‌های نفوذ آب به خاک با استفاده از استوانه‌های دوگانه با بار ثابت در گره‌های شبکه در ۱۶۱ نقطه انجام شد. برای انجام EC آن $0/898$ دسی‌زیمنس بر متر، مجموع نمک‌های محلول آن 642 میلی‌گرم در لیتر و pH آن $7/2$ بود. مقادیر آمیون‌ها و کاتیون‌های شامل بی‌کربنات، کلر، سولفات، کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم به ترتیب ۵، $1/25$ ، $3/5$ ، ۵، ۳، $1/54$ و $0/05$ میلی‌اکی‌والان در لیتر بود. نسبت جذب سدیم (SAR) آب مورد استفاده نیز $0/79$ بود.

در محل هر گره از شبکه نمونه دست خورده خاک، مرکب از ۷ نمونه فرعی و در عمق‌های ۱۰-۰، ۲۰-۱۰ و ۳۰-۲۰ سانتی‌متری خاک سطحی با حلقه‌های فلزی با حجم 206 سانتی‌متر مکعب نمونه دست نخورده تهیه شد. جرم ویژه ظاهری و رطوبت وزنی اولیه خاک در نمونه دست نخورده و درصد اندازه ذرات، کربن آلی، درصد اشباع خاک، pH گل اشباع، قابلیت هدایت الکتریکی در نمونه دست خورده اندازه‌گیری شد. شرح کامل چگونگی اندازه‌گیری این خواص بر پایه دستورالعمل مؤسسه تحقیقات خاک و آب (علی‌احیایی و بهبهانی‌زاده، ۱۳۷۲) انجام شد.

تخمین پارامترهای مدل‌های نفوذ آب به خاک

در این پژوهش، سه مدل نفوذ آب به خاک شامل مدل کوستیاکوف، کوستیاکوف لوییز و مدل فیلیپ به دلیل کاربردی بودن و استفاده فراوان از آن‌ها انتخاب شدند. شدت نفوذ و نفوذ تجمعی برای ۱۶۱ سایت اندازه‌گیری و

روابط تبعی به منحنی واحد با استفاده از فاکتور مقیاس‌سازی است که بیان کننده همه سری‌ها باشد. مفهوم مقیاس‌سازی از نظریه تشابه هندسی میکروسکوپی رایج شده توسط میلر و میلر (۱۹۵۶)، گرفته شده است. بر اساس آنالیز ابعادی، پارامترهای مدل فیلیپ، S و A را می‌توان به صورت زیر مقیاس‌بندی کرد (فیلیپ، ۱۹۶۷).

$$S_j / S_j^{1/2} = S_r / \lambda_r^{1/2} \quad (1)$$

$$A_j / \lambda_j^{1/2} = A_r / \lambda_r^{1/2} \quad (2)$$

که در آن، λ طول ویژگی خاک در سایت داده شده، اندیس j سایت آزمایش و اندیس r خاک مرجع با ویژگی آب و خاک میانگین است. اگر شرایط محیط متشابه برقرار باشد، λ_j برای معادله‌های ۱ و ۲ مقادیر یکسان خواهد داشت. علاوه بر آن فاکتور مقیاس‌سازی بدون بعد α را می‌توان به صورت زیر تعریف کرد.

$$\alpha_j = \lambda_j / \lambda_r = \lambda_j / \bar{\lambda} \quad (3)$$

که در آن، $\bar{\lambda}$ ویژگی طولی خاک مرجع با خواص آب و خاک میانگین است، که برای چنین خاکی فاکتور مقیاس‌سازی معادل واحد خواهد بود. با استفاد از معادله‌های ۱ و ۳ برای S و A می‌توان، α_S و α_A را برای n تعداد آزمایش نفوذ آب به خاک به صورت زیر محاسبه کرد.

$$\alpha_{Sj} = (S_j / \bar{S})^2 \quad (4)$$

$$\alpha_{Aj} = (A_j / \bar{A})^{1/2} \quad (5)$$

که میانگین ضریب جذبی خاک (\bar{S}) و فاکتور انتقالی (\bar{A}) به ترتیب برابر است با:

$$\bar{S} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n S_j \quad (6)$$

$$\bar{A} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n A_j \quad (7)$$

نفوذ آب به خاک اندازه‌گیری شده $I(t)$ را می‌توان با استفاده از α_S یا α_A بر اساس رابطه زیر مقیاس‌بندی کرد (مچیوال و همکاران، ۲۰۰۶):

$$I^* = \alpha I \quad (8)$$

$$t^* = \alpha^3 t \quad (9)$$

که در آن، I^* و t^* به ترتیب نفوذ تجمعی و زمان مقیاس‌بندی شده است. اگر با استفاده از معادله فیلیپ (معادله ۱۵) تخمین قابل قبولی از نفوذ در هر نقطه در اختیار باشد و چنانچه شرایط محیط متشابه نیز برقرار

D_{SS} ، که مجموع مربعات اختلافات بین نفوذ مقیاس بندی شده (I^*) و نفوذ میانگین (\bar{I} بر اساس \bar{A} و \bar{S}) است، به دست آمد:

$$D_{SS} = \sum_{t_j^*} (I_{t_j^*}^* - \bar{I}_{t_j})^2 \quad (17)$$

که کمیت فوق (D_{SS}) حاصل جمع تمام مقادیر t_j^* در طول دوره انجام آزمایش های نفوذ آب به خاک است.

نتایج و بحث

با انجام آزمایش های نفوذ آب به خاک در گره های منظم شبکه 500×500 متری، برای ۱۶۱ ایستگاه، منحنی های نفوذ ترسیم و مدل های مربوطه همراه با پارامترها و ضریب تبیین آن ها تعیین شد. شدت نفوذ پایه از ۱/۱۱ تا ۳۱/۱۱ سانتی متر بر ساعت متغیر بود و میانگین آن در کل منطقه مورد مطالعه ۶/۶۹ سانتی متر بر ساعت بود. جرم ویژه ظاهری در عمق های ۰-۱۰، ۱۰-۲۰ و ۲۰-۳۰ سانتی متری خاک سطحی به ترتیب ۱/۵۹-۱/۰۴، ۱/۷۲-۱/۰۳ و ۱/۰۷-۱/۰۳ و درصد وزنی رطوبت نیز ۳۲-۱/۱، ۳۱/۸-۱/۵ و ۳۳/۸-۱/۷ تغییر داشت. اندازه گیری درصد اندازه ذرات خاک نشان داد که رس از ۱۷/۲ تا ۶۲/۲، سیلت از ۲۷ تا ۶۴/۸ و شن از ۱/۸ تا ۵۲/۲ درصد متغیر بود. بافت های خاک در منطقه مورد مطالعه رسی، رسی سیلتی، لوم رسی، لوم رسی سیلتی، لومی و لوم رسی شنی بود. درصد اشباع خاک با میانگین ۴۵/۴۸ از ۳۳/۵۴ تا ۵۵/۹۲ متغیر بود. pH گل اشباع با میانگین ۷/۹۷ از ۷/۶۲ تا ۸/۲۹ متغیر بود. هدایت الکتریکی با میانگین ۳/۰۹ از ۰/۳۵ تا ۱۱/۱۷ دسی زیمنس بر متر تغییر کرد. ماده آلی نیز با میانگین ۰/۹۵ درصد از ۰/۴۲ تا ۳/۱۶ درصد تغییر داشت. میانگین مقادیر ضریب تبیین (R^2) و محدوده تغییرات پارامترهای مدل های مختلف نفوذ در جدول ۱ ارائه شده است. ارقام مندرج در این جدول به روشنی نشان می دهد که تغییرات پارامترها بسیار زیاد بوده و بیانگر تغییرات مکانی ویژگی های هیدرولیکی خاک در منطقه مورد مطالعه است.

با توجه به جدول ۱، بیشترین مقدار R^2 مربوط به مدل فیلیپ بود و به عنوان بهترین مدل انتخاب شد. همچنین این مدل، به لحاظ تخمین دو ویژگی هیدرولیکی مهم خاک یعنی هدایت هیدرولیکی و ضریب جذبی اهمیت به سزایی دارد. پس از انتخاب مدل فیلیپ، از آن برای بیان تغییرپذیری مکانی خاک استفاده شد. شکل بی بعد مدل

سپس بر این سه مدل برازش داده شد. پارامترهای مدل های نفوذ کوستیاکوف و فیلیپ در محیط نرم افزار Excel، و مدل کوستیاکوف لوییز با نرم افزار SPSS تعیین و با استفاده از روش حداقل مربعات بهترین مدل انتخاب شد. این مدل ها را می توان به صورت زیر بیان کرد: مدل کوستیاکوف (۱۹۳۲) برای نفوذ تجمعی و مشتق آن برای شدت نفوذ به صورت زیر نوشته می شود:

$$I_{(t)} = at^b \quad (11)$$

$$i_{(t)} = a.bt^{b-1} \quad (12)$$

که در آن، $I_{(t)}$ نفوذ تجمعی (L)، t زمان تجمعی (T) و a و b پارامترهای مدل کوستیاکوف، $i_{(t)}$ شدت نفوذ (LT^{-1})، در زمان t (T) است.

مدل کوستیاکوف با افزودن ثابتی به آن توسط لوییز تصحیح و به مدل تعدیل شده کوستیاکوف یا مدل کوستیاکوف لوییز برای بیان نفوذ تجمعی و شدت نفوذ به صورت زیر نوشته می شود:

$$I_{(t)} = at^b + ct \quad (13)$$

$$i_{(t)} = a.bt^{b-1} + c \quad (14)$$

که در آن، c شدت نفوذ پایه (LT^{-1}) است. مدل فیلیپ (۱۹۶۷) که اساس نظری نیز دارد برای نفوذ تجمعی و شدت نفوذ به صورت زیر بیان شده است.

$$I_{(t)} = St^{1/2} + At \quad (15)$$

$$i_{(t)} = \frac{St^{-1/2}}{2} + A \quad (16)$$

که در آن، A فاکتور انتقالی (LT^{-1}) بوده که به خواص خاک و رطوبت اولیه و اشباع خاک بستگی دارد و S نیز ضریب جذبی خاک ($LT^{-1/2}$) است. در بین مدل های نفوذ آب به خاک که اساس فیزیکی دارند، مدل دو پارامتری فیلیپ به دلیل سادگی محاسبات و این که در آن، زمان می تواند تابع واضحی از نفوذ باشد بسیار مورد توجه بوده است (اسوارتزنروبر و یانگز، ۱۹۷۴). در این پژوهش، از ضریب تبیین به عنوان معیار برازش برای قضاوت درباره بهترین مدل برازش داده شده در منطقه مورد مطالعه استفاده شد. حداقل مربعات داده های اصلی و مقیاس بندی شده برازش داده شده بر معادله ۱۵ به دست آمد و مقادیر SSE متناظر نیز تعیین شد.

فاکتورهای مقیاس سازی با بهینه سازی آماری نیز محاسبه شد. بدین صورت که با استفاده از رابطه های ۸ و ۹، فاکتور مقیاس سازی بهینه (α_{opt}) برای هر نفوذ با حداقل کردن

اگر مدل فیلیپ، فرآیند نفوذ آب به خاک در منطقه مورد مطالعه را در حد قابل قبولی توصیف کند، داده‌های نفوذ آب به خاک اندازه‌گیری شده از تمام آزمایش‌های نفوذ باید از منحنی واحد به دست آمده از معادله ۱۸ تبعیت کنند. شکل ۱ نشان دهنده تغییرات نفوذ تجمعی برای ایستگاه‌های مختلف آزمایشی است.

فیلیپ که توسط مچیوال و همکاران (۲۰۰۶) بررسی شده در این پژوهش نیز به صورت زیر به کار گرفته شد.

$$\beta = \tau^{1/2} + \tau \quad (18)$$

که در آن، β و τ پارامترهای بی‌بعد هستند که به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$\beta = AI / S^2 \quad (19)$$

$$\tau = A^2 t / S^2 \quad (20)$$

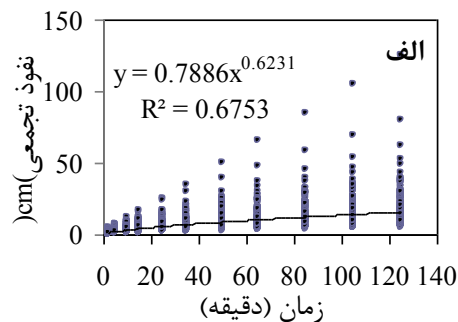
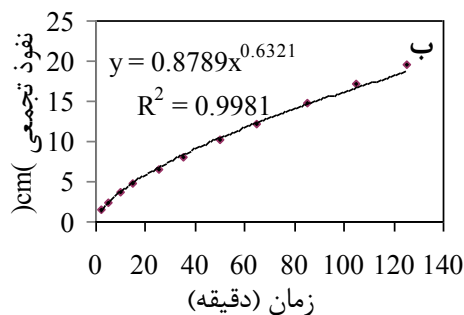
جدول ۱- محدوده پارامترهای مدل‌های مختلف نفوذ

مدل نفوذ	پارامترهای مدل	محدوده	میانگین	محدوده R^2	میانگین R^2
کوستیاکوف	a	۰/۲۸-۲/۷۴	۰/۹۱	۰/۹۷۹-۰/۹۹۹	۰/۹۹۸
	B	۰/۴۵-۰/۷۸۵	۰/۶۲		
	a	۰/۲۸۴-۴/۰۶	۱/۳۲		
کوستیاکوف-لوییز	B	۰/۱۷۴-۳/۰۶	۰/۳۲۳	۰/۹۷۵-۰/۹۹۹۹	۰/۹۹۷
	C	۰/۰۱۹-۰/۵۱۹	۰/۱۱۲		
	S	۰/۲۷۳-۲/۷۵	۰/۹۲۳	۰/۹۸۲-۰/۹۹۹۹	۰/۹۹۹
فیلیپ	A	۰/۰۰۲۳-۰/۴۳۳	۰/۰۷۳۹		

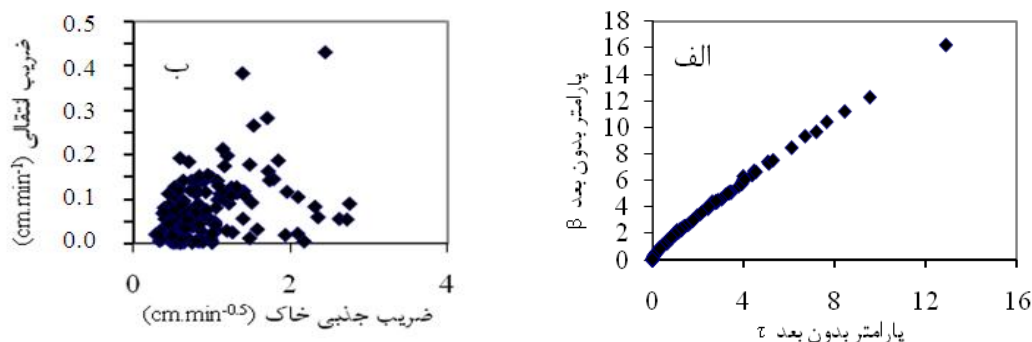
فاکتورهای متعددی شامل منافذ درشت، مقدار رطوبت اولیه خاک، بافت و ساختمان خاک را شامل می‌شوند که بر فرآیند نفوذ آب به خاک تأثیر می‌گذارند (شارما و همکاران، ۱۹۸۰). رابطه پارامترهای S و A که در شکل ۲-ب ارایه شده است، برای منطقه مورد مطالعه روند مشخصی نداشت. شکل فوق نشان می‌دهد که با افزایش مقدار S، پارامتر A نیز تمایل به افزایش داشته است. این یافته مشابه نتایج شارما و همکاران (۱۹۸۰) و مچیوال و همکاران (۲۰۰۶) است. از طرفی با نتایج گزارش شده توسط تالاسما (۱۹۶۹) که رابطه ضعیفی را بین ضریب جذب خاک و هدایت هیدرولیکی اشباع مشاهده کرده بود نیز مطابقت دارد.

داده‌های نفوذ تجمعی پس از تبدیل به شکل بی‌بعد، با استفاده از معادله‌های ۱۹ و ۲۰، در شکل ۲-الف ترسیم شد. شکل مزبور نشان می‌دهد که پارامترهای بی‌بعد β و τ برای تمام ایستگاه‌های آزمایشی نفوذ آب به خاک از منحنی تقریباً صاف واحدی که از معادله ۱۸ به دست آمده تبعیت می‌کنند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که مدل فیلیپ، به طور رضایت‌بخشی فرآیند نفوذ آب به خاک در منطقه مورد مطالعه را توصیف می‌کند.

پارامترهای مدل فیلیپ (S و A) خواص توده‌ای نامیده می‌شوند. زیرا اولاً در مزرعه، در حجم خیلی بزرگتری از خاک در مقایسه با نمونه دست نخورده معمول برای خواص هیدرولیکی خاک اندازه‌گیری می‌شوند. ثانیاً



شکل ۱- بهترین برازش منحنی‌های نفوذ تجمعی کل داده‌ها (الف) و منحنی میانگین برای ایستگاه ۱۶۱ (ب) (منحنی میانگین، نشان دهنده نفوذ تجمعی بر اساس میانگین S و A در کل منطقه است).



شکل ۲- الف) منحنی های نفوذ تجمعی بدون بعد در ۱۶۱ ایستگاه، ب) رابطه بین ضریب جذبی خاک و فاکتور A برای منطقه مورد مطالعه

می کند. این نتیجه، با نتایج به دست آمده توسط شارما و همکاران (۱۹۸۰) و مچیوال و همکاران (۲۰۰۶) مطابقت دارد. مقدار SSE پارامتر α_A خیلی کمتر از α_S و مقیاس سازی نفوذ آب به خاک با α_A برتری دارد. میانگین هندسی (α_{SA}^G) و هارمونیک (α_{SA}^H) نیز تاحد زیادی پراکندگی نقاط و مقدار SSE را کاهش داده است. در این بین، بهترین نتیجه با میانگین هارمونیک حاصل شده است. ولی برعکس، میانگین حسابی مقدار SSE، بیشتر از حتی α_S و α_A ایجاد کرده است. با توجه به نتایج متفاوتی که از میانگین های مختلف پارامترهای S و A به دست آمده، در کل می توان به این نتیجه رسید که به آن ها نمی توان وزن برابری داد. جدول ۲ نشان می دهد که فاکتورهای مقیاس سازی α_S و α_A به طور معنی داری متفاوتند که تأیید کننده رابطه ضعیف بین آن دو است (شکل ۴).

با توجه به مفهوم نظریه محیط متشابه (میلر و میلر، ۱۹۵۶) خاک ها در مکان های مختلف حوضه باید تخلخل برابر و نسبت توزیع اندازه خلل و فرج مشابه باشند و این شرایط نباید با تغییر زمان و درجه اشباع تغییر کند. ولی شکل ۴ نشان می دهد که α_S و α_A به طور معنی داری متفاوت بوده و شرایط محیط متشابه در منطقه مورد مطالعه برقرار نبوده است. این اختلافات ممکن است ناشی از تغییرات خلل و فرج و یا توزیع اندازه آن ها با اشباع شدن خاک در فرآیند نفوذ آب به خاک ایجاد شده باشد.

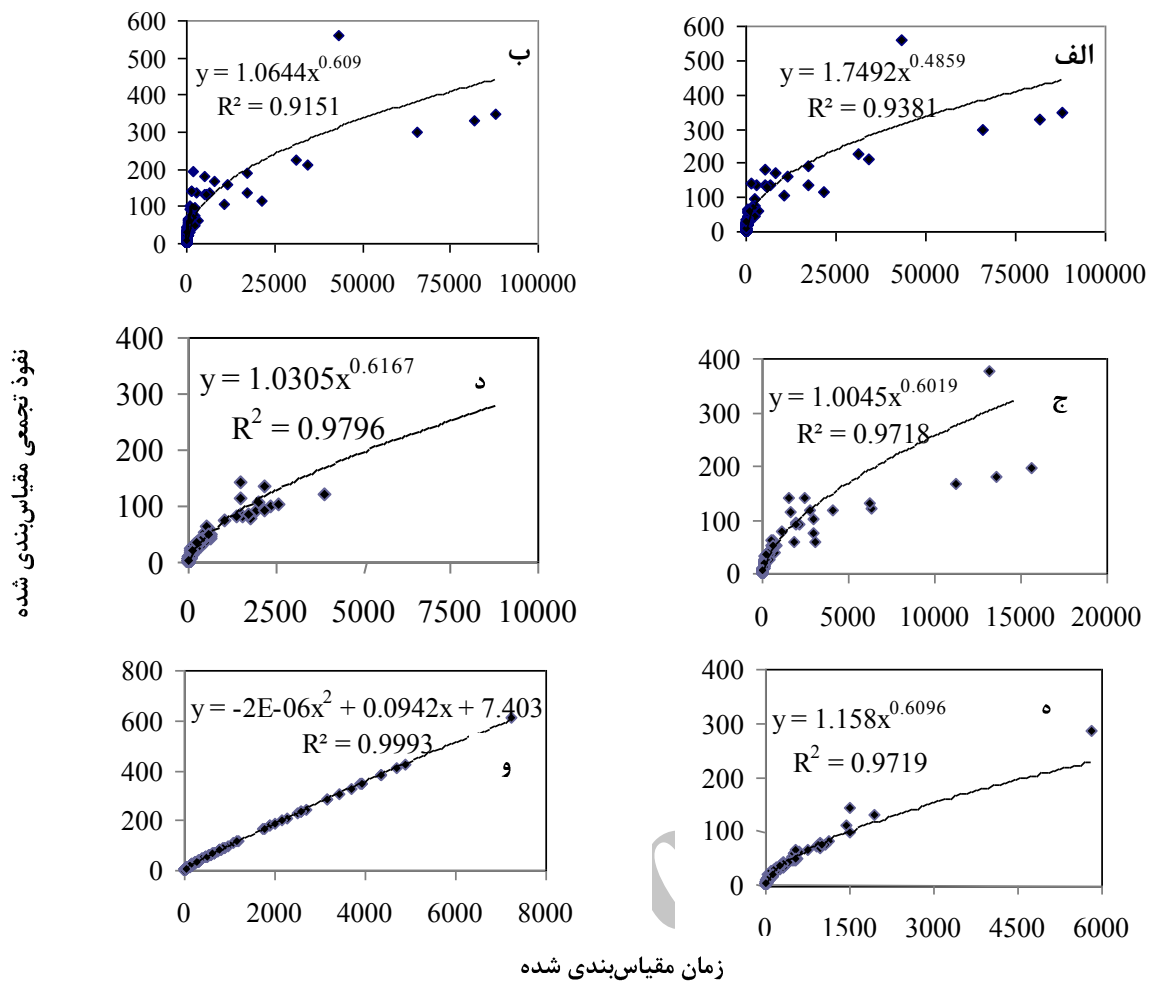
در این پژوهش، مشاهده شد که α_S از ۰/۱۰۳۹ تا ۸/۸۹۴ و α_A از ۰/۱۷۶۵ تا ۲/۴۲ تغییر دارد. پس تغییرات مقیاس سازی با S خیلی بیشتر از تغییرات مقیاس سازی با A است. این در وهله اول ممکن است به خاطر حساسیت زیاد S نسبت به A به رطوبت اولیه خاک باشد.

مقیاس بندی پارامترهای bulk مدل

با استفاده از سری داده های S و A و با کاربرد معادله های ۴ و ۵، مقادیر α_S و α_A محاسبه شد. همچنین با استفاده از مقادیر نفوذ آب به خاک اندازه گیری شده (I) در زمان t، بر اساس معادله های ۸ و ۹، داده ها مقیاس بندی شدند. نفوذ تجمعی مقیاس بندی شده بر اساس α_S در شکل ۳- الف و بر اساس α_A در شکل ۳- ب ارائه شده است. در نمودارها بهترین برازش منحنی نفوذ آب به خاک مقیاس بندی شده بر اساس روش حداقل مربعات ارائه شده است. مقایسه داده های نفوذ آب به خاک اندازه گیری شده (شکل ۱) با داده های مقیاس بندی شده (شکل ۳) نشان دهنده آن است که پراکندگی داده ها در اطراف بهترین منحنی برازش داده شده در شکل مقیاس بندی شده خیلی کمتر از داده های اصلی است. همچنین به وضوح می توان دریافت که منحنی میانگین بر اساس \bar{S} و \bar{A} نمی تواند میانگین نفوذ آب به خاک را توصیف کند.

بهترین منحنی برازش داده شده بر داده های مقیاس بندی شده با فاکتورهای مقیاس سازی α_S ، α_A ، α_{SA}^G و α_{SA}^H نمایشی بود. ضرایب تبیین و معادله های مربوطه روی شکل ها ارائه شده است. بهترین منحنی برازش داده شده بر داده های مقیاس بندی شده با فاکتورهای مقیاس سازی α_{opt} ، معادله سه جمله ای درجه دو بود که مشخصات آن در شکل ۳- و ارائه شده است.

برای ارزیابی فاکتورهای مقیاس سازی که با روش های مختلف محاسبه شده اند، مجموع مربعات خطای بهترین منحنی برازش داده شده بر فاکتورها محاسبه و در جدول ۲ ارائه شده است. مقیاس سازی داده های نفوذ آب به خاک با α_{opt} به طور قابل ملاحظه ای پراکندگی نقاط اطراف بهترین منحنی برازش داده و همچنین مجموع مربعات خطا (SSE) را کاهش داده و بهترین مقیاس بندی را ایجاد



شکل ۳- منحنی نفوذ تجمعی مقیاس بندی شده در مقابل زمان مقیاس بندی شده در ۱۱۶۱ ایستگاه در منطقه مورد مطالعه با فاکتور مقیاس سازی ضریب جذبی (α_S)، ضریب انتقالی (α_A)، میانگین حسابی (α_{SA})، میانگین هندسی (α_{SA}^G)، میانگین هارمونیک (α_{SA}^H) و فاکتور مقیاس سازی بهینه (α_{opt})، (به ترتیب در شکل الف تا و، که در آن‌ها S ضریب جذبی و A ضریب انتقالی مدل فیلیپ است).

جدول ۲- فاکتورهای مقیاس سازی محاسبه شده با روش‌های مختلف، مشخصات آماری آن‌ها، همراه با مجموع مربعات خطا و پارامتر مقیاس بندی شده S^* و A^*

پارامترهای مقیاس بندی شده نفوذ آب به خاک		SSE	میانگین هندسی	CV	انحراف معیار	میانگین	پارامتر
A^*	S^*						
۰/۰۴۶۳	۱/۶۴۶۲	۱۲۶۹۷۲/۷	۰/۷۹۹	۹/۶۹	۱۲/۶۵۲	۱/۳۰۶	α_S
۰/۰۱۱۳	۱/۵۰۵۹	۱۸۹۲۵/۸۳	۰/۷۹۷	۱۴/۰۵۱	۱۲/۵۸۷	۰/۸۹۶	α_A
۰/۰۷۲	۰/۹۰۸۸	۲۹۸۳۸۴۲۴۶۷۰	۰/۸۸۶	۱۱/۴۴۲	۱۲/۵۹۵	۱/۱۰۱	$\overline{\alpha_{SA}}$
۰/۰۸۳۲	۰/۹۸۴۷	۱۲۶۴۶/۳۳	۰/۷۹۶	۱۳/۱۲۱	۱۲/۵۹۲	۰/۹۶	α_{SA}^G
۰/۰۸۸۳	۱/۱۴۰۶	۸۷۶۸/۶۹	۰/۷۱۸	۱۴/۶۶۳	۱۲/۵۹۵	۰/۸۵۹	α_{SA}^H
۰/۰۷۳۹	۰/۹۲۳	۲۰۳۹/۱۱	۱/۲۱۳	۹/۱۱۳	۱۲/۵۶۶	۱/۳۷۹	α_{opt}

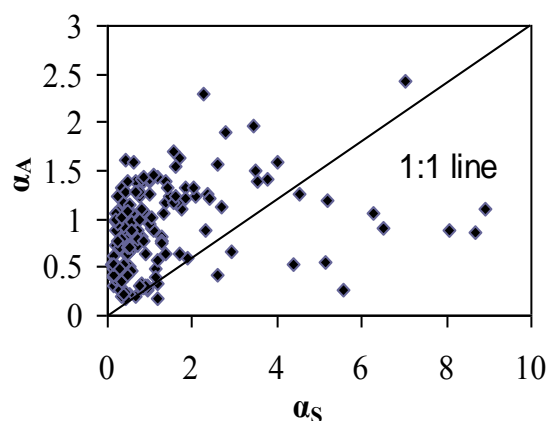
از این پژوهش گرفته می شود این که فرآیند نفوذ آب به خاک و ویژگی های نفوذ، تغییرپذیری گسترده ای را در منطقه مورد مطالعه داشتند و عامل های مقیاس سازی به کار گرفته شده به نحو مطلوبی توانستند تغییرپذیری پارامترهای مدل فیلپ را بیان کنند.

سپاس گذاری

از سازمان آب منطقه ای فارس به دلیل تأمین بخشی از هزینه های این پژوهش سپاس گذاری می شود.

منابع

- صادقی م. قهرمان ب. و داوری ک. ۱۳۸۷. مقیاس سازی و پیش بینی نیمرخ خاک در فاز توزیع مجدد. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی). ۲۲(۲):۴۱۷-۴۳۱.
- صادقی م. گهردوست منفرد م. ر. و قهرمان ب. ۱۳۸۹. مقیاس سازی تابع هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از عامل موینگی مؤثر. مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی). ۲۴(۱):۱۸۹-۱۹۷.
- علی احیایی. م و بهبهانی زاده ع. ۱۳۷۲. شرح روش های تجزیه شیمیایی خاک. انتشارات موسسه تحقیقات خاک و آب. نشریه شماره ۸۹۳ ۱۲۹ ص.
- Botros F. E. Harter T. Onsoy Y. S. Tuli A. and Hopmans J. W. 2009. Spatial variability of hydraulic properties and sediment characteristics in a deep alluvial unsaturated zone. *Vadose Zone J.* 8 (2):276-289.
- Cheng Q. 2008. Modeling local scaling properties for multiscale mapping. *Vadose Zone J.* 7(2):525-532.
- Comegna V. and Vitale C. 1993. Space-time analysis of water status in a volcanic Vesuvian soil. *Geoderma* 60:135-158.
- Dyck M. F. and Kachanoski R.G. 2010. Spatial Scale-Dependence of Preferred Flow Domains during Infiltration in a Layered Field Soil. *Vadose Zone J.* 9:385-396.
- Green W. H. and Ampt G. A. 1911. Studies of soil physics-art I: the flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.* 4(1):1-24.
- Haverkamp R. Parlange J. Y. Starr J. L. Schmitz G. and Fuentes C. 1990. Infiltration under ponded conditions: 3, a predictive equation. *Soil Sci.* 149:292-300.
- Hillel D. 1998. *Environmental Soil Physics.* Academic Press, San Diego, CA. 771 pp.
- Holtan H. N. 1961. A concept for infiltration estimates in watershed engineering. *USDA-ARS.* 41-51.



شکل ۴- رابطه بین فاکتورهای مقیاس سازی α_A و α_S در کل منطقه مورد مطالعه

نتیجه گیری

در این پژوهش مدل سازی فرآیند نفوذ آب به خاک و تغییرپذیری مکانی مدل فیلپ در دشت کوار انجام شد. داده های نفوذ آب به خاک اندازه گیری شده، به سه مدل نفوذ آب به خاک برازش داده شد و بهترین مدل تعیین شد. شدت نفوذ پایه در بسیاری از ایستگاه ها بسیار کم بود و در کل از ۱/۱۱ تا ۳۱/۱۱ سانتی متر بر ساعت تغییر داشت و میانگین آن در کل منطقه مورد مطالعه ۶/۶۹ سانتی متر بر ساعت شد. مدل فیلپ در بیشتر ایستگاه ها بهترین مدل بیان کننده فرآیند نفوذ آب به خاک بود. همچنین برتری مدل فیلپ بر سایر مدل ها به دلیل سهولت آن در تخمین هدایت هیدرولیکی خاک و ضریب جذبی خاک است.

رابطه معنی داری بین α_A و α_S دیده نشد. پارامترهای α_A و α_S مدلی فیلپ به α_A و α_S مقیاس بندی شدند که در این بین α_A به دلیل مجموع مربعات خطای کمتر از α_S در برازش بهترین منحنی، به عنوان فاکتور مقیاس سازی بهتر انتخاب شد. اختلاف معنی دار و قابل ملاحظه ای بین α_A و α_S دیده شد که نشان دهنده عدم وجود شرایط محیط متشابه در کل منطقه مورد مطالعه است. بنابراین با کم کردن مجموع مربعات خطا فاکتور مقیاس سازی بهینه α_{opt} برای استفاده در مقیاس بندی، بهینه سازی شد. پارامترهای مقیاس بندی شده مدل در این حالت برای α_S و α_A به ترتیب ۰/۹۲۳ و ۰/۰۷۳۹ محاسبه شد. فاکتور مقیاس سازی با میانگین حسابی، هندسی و هارمونیک نیز محاسبه شد که در این بین میانگین هارمونیک و هندسی، فاکتور مقیاس سازی بهتری را ایجاد کردند. نتیجه کلی که

- optimal analytical solution and comparison with experimental observations. *Soil Sci.* 139:305-311.
19. Peck A.J. Luxmoore R.J. and Stolzy J.L. 1977. Effects of spatial variability of soil hydraulic properties in water budget modelling. *Water Reso. Res.* 13: 348-354.
20. Philip J. R. 1967. Sorption and infiltration in heterogeneous media. *Aust. J. Soil Res.* 5:1-10.
21. Rasoulzadeh A. and Sepaskhah A. R. 2003. Scaled infiltration equations for furrow irrigation. *Bios. Eng.* 86(3):375-383.
22. Sharma M. L. Gander G. A. and Hunt C. G. 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. *J. Hydro.* 45:101-122.
23. Swartzendruber D. and Youngs E. G. 1974. A comparison of physically-based infiltration equations (Note). *Soil Sci.* 117(3): 165-167.
24. Talsma T. 1969. In situ measurement of sorptivity. *Aust. J. Soil Res.* 7:269-276.
25. Tuli A. Kosugi K. and Hopmans J. W. 2001. Simultaneous scaling of soil water retention and unsaturated hydraulic conductivity functions assuming lognormal pore-size distribution. *Advances in Water Reso.* 24:677-688.
26. Warrick A. W. 1998. Spatial variability. In: *Environmental Soil Physics* (Hillel D, ed), pp Academic Press, San Diego, CA. 655-676.
12. Horton R. E. 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 5:399-417.
13. Keisling T.C. Davidson J.M. Weeks D.L. and Morrison R.D. 1977. Precision with which selected soil parameters can be estimated. *Soil Sci.* 124(4):241-248.
14. Kostiakov A.N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for the purposes of amelioration. *Transactions of the Sixth Congress of International Society of Soil Science, Moscow. Russian Part A.* 17-21.
15. Machiwal D. Jha M. K. and Mal B. C. 2006. Modelling infiltration and quantifying spatial soil variability in a wasteland of Kharagpur, India. *Biosystems Eng.* 95(4):569-582.
16. Miller E. E. and Miller R. D. 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. *J. Applied Physics.* 27:324-332.
17. Nielsen D. R. Hopmans J. W. and Reichardt K. 1998. An emerging technology for scaling field soil water behavior. In: *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology* (Sposito G. ed), 136-166. Cambridge University Press, Cambridge.
18. Parlange J. Y. Haverkamp R. and Touma J. 1985. Infiltration under ponded conditions-1:

Archive