

## برآورد پارامترهای نفوذ آب به خاک با استفاده از مدل فرکتالی ریو و اسپوزیتو

علی داد کرمی<sup>۱</sup> و مهدی همایی<sup>۲\*</sup>

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۲/۲۶؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۲/۱۷)

### چکیده

بیان کمی تغییرپذیری مکانی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک برای برنامه‌ریزی، مدیریت و بهره‌برداری بهینه از آن اهمیت فراوان دارد. اندازه‌گیری نفوذ آب به خاک بسیار پرهزینه و زمان‌بر است. ساختمان خاک نیز اهمیت زیادی در نفوذ آب به خاک دارد. هدف از این پژوهش، تعیین تغییرپذیری مکانی نفوذ آب به خاک، انتخاب مدل مناسب نفوذ و محاسبه پارامترهای مدل‌های مربوطه، کمی‌سازی ساختمان خاک با استفاده از هندسه فرکتالی و تخمین پارامترهای نفوذ آب به خاک با استفاده از ویژگی‌های خاک و پارامترهای فرکتالی بود. بدین منظور، نفوذ آب به خاک در ۱۶۱ مکان و در یک شبکه منظم ۵۰۰×۵۰۰ متری، با استفاده از استوانه‌های دوگانه با بار ثابت اندازه‌گیری شد. تمام داده‌های به دست آمده، به سه مدل انتخابی نفوذ آب به خاک برازش داده شدند. جرم ویژه ظاهری، مقدار رطوبت خاک، توزیع اندازه ذرات خاک، توزیع اندازه خاکدانه‌ها، مقدار کربن آلی، رطوبت اشباع خاک، قابلیت هدایت الکتریکی و pH خاک نیز اندازه‌گیری شدند. برای بیان کمی ساختمان خاک، پارامترهای فرکتالی با استفاده از مدل فرکتالی ریو و اسپوزیتو و میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها محاسبه شد. نتایج نشان داد که سرعت نفوذ پایه در بیشتر ایستگاه‌ها کم (۳۱/۱۱-۱/۱۱) و میانگین آنها ۶/۶۹ سانتی‌متر بر ساعت بود. با استفاده از روش حداقل مجموع مربعات، مدل فیلپ با بیشترین ضریب تبیین به‌عنوان بهترین مدل انتخاب شد. توزیع اندازه خاکدانه‌ها رفتاری فرکتالی داشت و همبستگی معنی‌داری بین پارامترهای نفوذ آب به خاک با پارامترهای فرکتالی و دیگر ویژگی‌های خاک وجود داشت.

واژه‌های کلیدی: تغییرپذیری مکانی، مدل‌سازی، نفوذ آب به خاک، هندسه فرکتالی

۱. بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان فارس، سازمان تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی، شیراز، ایران

۲. گروه آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

\* مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: mhomaee@modares.ac.ir

## مقدمه

از لحاظ ویژگی‌های فیزیکی بسیار مشابه هستند نیز گزارش شده است (۵۳). برای بیان کمی نفوذ آب به خاک در خرگپور هندوستان، مدل فیلیپ بهترین مدل بوده است (۳۱). بنابراین ارزیابی و شناخت مدل مناسب و تخمین نفوذ آب به خاک برای برنامه‌ریزی‌های مدیریتی از اهمیت خاصی برخوردار است.

ساختمان خاک در نفوذ آب به خاک، حرکت آب در خاک و توابع هیدرولیکی بسیار مؤثر است. ساختمان خاک عمدتاً به صورت کیفی بیان شده و بیان رابطه کمی آن با توابع هیدرولیکی مهم و ارزشمند است. در این راستا بُعد فرکتالی تعداد  $(D_n)$ ، بُعد فرکتالی جرمی  $(D_m)$  و  $MWD$  به‌عنوان معیارهایی از پایداری خاکدانه‌ها ارزیابی شده‌اند که  $D_m$  و  $D_n$  با افزایش مالچ و افزایش پایداری خاکدانه‌ها کاهش داشته است (۵۲). در بررسی اثر سیستم‌های خاک‌ورزی بر پایداری خاکدانه‌ها، پارامتر بُعد فرکتالی غیر خطی  $(D_{ni})$  حساس‌تر از  $MWD$  و  $GMD$  گزارش شده و در تحقیق مزبور توصیه شده که از بُعد فرکتالی به‌دلیل پایه تئوری قوی‌تر، در بررسی پایداری خاکدانه‌ها استفاده شود (۴۷).

دلیل اصلی برای استفاده از شاخص‌های فرکتالی این است که خاکدانه‌ها را شیء‌های شبه‌فرکتالی در نظر گرفته‌اند. خاکدانه‌های بزرگ‌تر به خاکدانه‌های ریزتر تقریباً متشابه، خرد می‌شوند (۲۰). از نقطه‌نظر تئوری و عملی، روش‌های هندسه فرکتالی چالشی است که پژوهشگران برای توصیف فیزیکی به جای بیان ریاضی پیشنهاد داده‌اند و دانشمندان خاک درباره فرکتالی بودن خاک و روش‌های تخمین آن بررسی‌هایی انجام داده‌اند (۶).

سه نوع مدل منحنی مشخصه رطوبتی بر اساس هندسه فرکتالی پیشنهاد شده است (۱۶). آنالیزهای منفرد و چند فرکتالی توأم توزیع اندازه ذرات خاک، بر اساس حجم و تعداد، درجات مختلفی از همبستگی بین شاخص‌های مقیاس‌سازی توزیع اندازه ذرات را نشان داده است (۶۱). آنالیزهای فرکتالی برای کمی‌سازی ناهمگونی جرم و منافذ درون خاکدانه‌های مجزا به‌کار برده شده است (۱۸).

جریان اشباع آب در خاک و نفوذ پایه به‌طور مبنایی تابع ساختمان خاک است. ساختمان خاک نیز خود به‌طور مستقیم اندازه‌گیری نمی‌شود. بنابراین ارزیابی میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها ( $MWD$ )، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها ( $GMD$ ) و بُعد فرکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌ها و شناسایی رابطه پارامترهای نفوذ آب به خاک با آنها بسیار مهم است. پژوهشگران مختلف به‌طور موفقیت‌آمیزی از مدل‌های فرکتالی برای مدل‌سازی توزیع اندازه ذرات و تخلخل خاک (۴۱)، نگهداشت آب توسط خاک (۴۲)، تأثیر کاربری‌های مختلف بر بُعد فرکتالی (۴۷)، مطالعه ساختمان خاک و کمی‌سازی ساختمان خاک و پایداری خاکدانه‌ها (۹ و ۲۱) و شناخت غیریکنواختی محیط‌های طبیعی (۲۷) استفاده کرده‌اند. اخیراً از آنالیز فرکتالی به عنوان ابزاری مناسب برای بیان الگوی پراکنش مکانی ویژگی‌های خاک و نشان دادن فاکتورهای تشکیل خاک استفاده شده است (۳۳).

کمی کردن نفوذ آب به خاک به‌عنوان یکی از اجزای اصلی چرخه هیدرولوژیک در مدیریت حوضه‌های آبخیز اهمیت بسیار زیادی دارد (۳۶). تاکنون پژوهش‌های متعددی برای ارزیابی و مقایسه مدل‌های نفوذ انجام شده است (۱۷ و ۵۰). در برآورد سرعت نفوذ آب به خاک اراضی نیجریه، روش‌های کوستیاکوف و فیلیپ به روش هورتون ارجحیت داشته است (۱۹). در بررسی تأثیر قطر استوانه بر هدایت هیدرولیکی اشباع در خاک‌های مختلف لومی، گرچه در قطر کمتر از ۵/۵ سانتی‌متر مغایرت‌ها و اختلافاتی وجود داشته ولی در محدوده قطر استوانه از ۱۰/۹ تا ۲۷/۸ سانتی‌متر اطلاعات هدایت هیدرولیکی مشابهی حاصل شده است (۲۳). در مقایسه روش‌هایی برای تعیین شدت نفوذ عمودی از پنج مدل نفوذ آب به خاک کوستیاکوف، هورتن، فیلیپ، سازمان حفاظت خاک آمریکا و گرین و امپت در ۸۲ منطقه بررسی و مدل کوستیاکوف مناسب‌ترین مدل بیان شده است (۳۷). عملکرد متفاوت یک مدل نفوذ آب به خاک در دو خاک که

فرکتالی و دیگر ویژگی‌های خاک در دشت کویر بود.

### مواد و روش‌ها

استان فارس به‌عنوان عمده‌ترین تولید کننده محصولات استراتژیک و دشت کویر استان فارس به‌عنوان یکی از مهم‌ترین دشت‌های تولید کننده فرآورده‌های کشاورزی، به‌عنوان منطقه مورد مطالعه انتخاب شد. چهار هزار هکتار از اراضی دشت کویر روی نقشه ۱:۵۰۰۰۰ توپوگرافی منطقه، در محیط ArcGIS رقومی سازی و به فواصل منظم ۵۰۰×۵۰۰ متر شبکه‌بندی شد. با استفاده از دستگاه GPS و با نقشه تهیه شده، در گره‌های شبکه در ۱۶۱ مکان مختلف نمونه‌برداری خاک انجام شد. آزمایش‌های نفوذ آب به خاک با استوانه دوگانه به‌همراه مخزن شفاف مدرج برای ایجاد بار ثابت حدود چهار سانتی‌متر انجام و نفوذ آب به خاک اندازه‌گیری شد.

از بین مدل‌های فیزیکی نفوذ آب به خاک، مدل فیلیپ (۴۶) و از بین مدل‌های تجربی مدل کوستیاکوف (۲۵) و کوستیاکوف لویز انتخاب شد. مدل فیلیپ به‌دلیل کاربرد گسترده آن و وجود پارامترهای ضریب جذبی و پارامتر انتقالی در آن از اهمیت خاصی برخوردار بوده و به شرح زیر نحوه اشتقاق آن ارائه می‌شود. فیلیپ (۴۶) با به کارگیری معادله ریچاردز و با روش حل نیمه‌تحلیلی یک بُعدی در حالت افقی و عمودی، مدل‌هایی برای نفوذ آب به خاک به‌صورت افقی و عمودی ارائه کرد و وابسته به زمان بودن نفوذ تجمعی را به صورت سری توانی زیر بیان کرد:

$$I(t) = \sum_{n=1}^{\infty} j_n(\theta) t^{n/\gamma} \approx t^{1/\gamma} + (A_\gamma + K_\circ) t + A_\gamma t^{\gamma/\gamma} + A_\gamma t^\gamma + \dots + A_n t^{n/\gamma} \quad (1)$$

که در آن ضریب  $j_n(\theta)$  از روی  $K(\theta)$  و  $D(\theta)$  محاسبه می‌شود و ضریب  $S$  که ضریب جذبی نامیده می‌شود. با مشتق‌گیری نسبت به زمان  $(t)$  از معادله (بالا) سری شدت نفوذ آب به خاک به صورت زیر به دست می‌آید:

$$i(t) = \frac{1}{\gamma} \sum_{n=1}^{\infty} n j_n(\theta) t^{n/\gamma - 1} \approx \frac{1}{\gamma} t^{-1/\gamma} + (A_\gamma + K_\circ) + \frac{\gamma}{\gamma} A_\gamma t^{1/\gamma} + \gamma A_\gamma t + \dots + \frac{n}{\gamma} A_n t^{n/\gamma - 1} \quad (2)$$

مقادیر بالاتر بُعد فرکتالی نشان‌دهنده تکه‌تکه شدن بیشتر خاکدانه‌ها و پایداری کمتر آنها است، یعنی در فرآیند تعیین اندازه خاکدانه‌ها با الک کردن آنها، خاکدانه‌ها عمدتاً به اندازه‌های ریزتر تبدیل می‌شود. مقادیر پایین  $D$ ، بیان کننده این است که خاکدانه‌ها از نظر اندازه، عمدتاً از خاکدانه‌های بزرگ تر تشکیل شده است (۹). در برخی مدل‌سازی‌ها از جرم ویژه ظاهری و توزیع اندازه منافذ به‌عنوان عوامل مؤثر بر ساختمان خاک استفاده می‌شود (۵۸). بُعد فرکتالی، درجه بی‌نظمی شیء مورد مطالعه را اندازه‌گیری می‌کند (۱۲). بُعد فرکتالی به‌عنوان شاخصی برای بیان درجه به‌هم‌خوردگی خاک، خرد و منقطع شدن منافذ را به‌خوبی نشان می‌دهد (۱۰).

بیان کمی ساختمان خاک، با استفاده از سری الک‌ها و با تعیین توزیع اندازه خاکدانه‌ها انجام می‌شود (۲۸). استفاده از میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها، بخش کوچکی از پیچیدگی ساختمان خاک را نشان داده و اطلاعات ارزشمندی از برخی از خاکدانه‌ها نادیده گرفته شده و در این روش به خاکدانه‌های بزرگ‌تر اهمیت بیشتری داده می‌شود (۵ و ۶). بنابراین با کاربرد هندسه فرکتالی می‌توان این ایراد را برطرف کرد. نیشابوری و همکاران (۳۸) با استفاده از روش بیرد و همکاران (۴) بُعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک (DB) را محاسبه کردند و نشان دادند که مقدار بُعد فرکتالی برای خاک‌هایی با شن زیاد کوچک و برای خاک‌هایی با مقدار رس و سیلت بالا عدد بزرگ‌تری بوده و نتیجه‌گیری کردند که بُعد فرکتالی قادر به تفکیک بین بافت‌های خاک نیز است. استفاده از هندسه فرکتالی برای توصیف و مدل کردن محیط متخلخل ناهمگون، شرایط بسیار مساعدی برای تحقیق در زمینه‌های مختلف مرتبط ایجاد کرده است (۴۵).

اهداف این پژوهش بررسی تغییرات نفوذ آب به خاک در مکان‌های مختلف، انتخاب مدل مناسب بر داده‌های نفوذ آب به خاک و محاسبه پارامترهای مدل‌های مربوطه، کمی‌سازی ساختمان خاک با هندسه فرکتالی و شاخص‌های MWD و GMD و تعیین رابطه پارامترهای نفوذ آب به خاک با پارامترهای

اشباع (pH) (۳۹)، کربن آلی (به روش والکی بلک) و درصد اشباع خاک اندازه‌گیری شد.

داده‌های اندازه‌گیری شده نفوذ آب به خاک در محیط نرم‌افزارهای Excel، SPSS و Sigmaplot بر مدل‌های نفوذ آب به خاک برازش و ضرایب و ویژگی‌های آماری مدل‌ها تعیین شد. با استفاده از روش حداقل مجموع مربعات و با توجه به مقدار ضریب تبیین به‌عنوان معیار برازش، بهترین مدل انتخاب شد. برای انجام آزمایش‌های نفوذ آب به خاک، با ایجاد بار ثابتی از آب در درون استوانه‌ها، مقدار آب نفوذی طی زمان اندازه‌گیری شد. آماره‌های توصیفی کمینه، بیشینه، میانگین، میانه، چولگی، کشیدگی، انحراف معیار، ضریب تغییرات و ضریب همبستگی خطی (r) بین متغیرها با استفاده از نرم‌افزار SPSS مشخص شدند. برای تعیین توزیع اندازه خاکدانه‌ها از سری الک خشک با قطرهای (۰/۴۲، ۰/۸۴، ۰/۱۵۰، ۰/۳۰۰، ۰/۶۰۰، ۱/۲۰۰، ۲/۰۰۰، ۴/۰۰۰، ۸/۰۰۰، ۱۶/۰۰۰، ۳۲/۰۰۰، ۶۳/۰۰۰، ۱۲۵/۰۰۰، ۲۵۰/۰۰۰، ۵۰۰/۰۰۰، ۱۰۰۰/۰۰۰ میلی‌متر) و سری الک تر (۰/۰۷۵، ۰/۱۵۰، ۰/۳۰۰، ۰/۶۰۰، ۱/۲۰۰، ۲/۰۰۰، ۴/۰۰۰، ۸/۰۰۰، ۱۶/۰۰۰، ۳۲/۰۰۰، ۶۳/۰۰۰، ۱۲۵/۰۰۰، ۲۵۰/۰۰۰، ۵۰۰/۰۰۰، ۱۰۰۰/۰۰۰ میلی‌متر) استفاده شد. برای محاسبه MWD از رابطه زیر استفاده شد (۲۸):

$$MWD = \sum_{i=1}^n \bar{x}_i WSA_i \quad (9)$$

i: شاخص اندازه کلاس و n تعداد غربال است.  
برای محاسبه GMD از رابطه زیر استفاده شد:

$$GMD = \exp \left[ \frac{\sum_{i=1}^n w_i \log \bar{x}_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \right] \quad (10)$$

که در آن GMD میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها،  $w_i$  وزن خاکدانه‌ها در یک کلاس اندازه‌ای با میانگین قطری  $\bar{x}_i$  و n تعداد غربال است. با استفاده از توزیع اندازه خاکدانه‌ها و دانسیته آنها و با به‌کارگیری مدل ریو و اسپوزیتو (۵۱) بُعد و ویژگی‌های فرکتالی به‌شرح زیر محاسبه شد.

$$N(d_i) = \frac{M(d_i)}{(d_i)^3 \rho_i} \quad (11)$$

که در آن  $N(d_i)$  تعداد خاکدانه‌ها،  $d_i$  میانگین قطر خاکدانه‌ها (m)،  $M(d_i)$  جرم خاکدانه‌ها (kg) و  $\rho_i$  جرم ویژه ظاهری خاکدانه‌ها ( $Mg.m^{-3}$ ) است. کلاس صفر بزرگ‌ترین خاکدانه‌ها

در عمل برای بیان تقریب قابل قبول نفوذ آب به خاک استفاده از معادله‌های دوپارامتری به جای معادله (۱) و (۲) به‌صورت زیر کفایت می‌کند:

$$I(t) = St^{1/2} + At \quad (3)$$

$$i(t) = \frac{1}{\sqrt{t}} St^{-1/2} + A \quad (4)$$

که در آنها A فاکتور انتقال [ $LT^{-1}$ ] بوده که به خواص خاک و رطوبت اولیه و اشباع خاک بستگی دارد. پارامتر S نیز ضریب جذبی خاک [ $LT^{-1/2}$ ] است.

مدل کوستیاکوف را می‌توان به‌صورت زیر نوشت:

$$I = at^b \quad (5)$$

$$i = bat^{(b-1)} \quad (6)$$

که در آن I [L] نفوذ تجمعی، i [ $LT^{-1}$ ] سرعت نفوذ، t [T] زمان، a و b ضرایب تجربی مدل هستند.

اشکال این مدل آن است که در زمان‌های طولانی، شدت نفوذ که خود مشتق نفوذ تجمعی است به سمت صفر میل می‌کند. ولی تجربه نشان داده که وقتی زمان به سمت بی‌نهایت میل می‌کند، سرعت نفوذ به مقدار ثابتی می‌رسد که مقدار آن نزدیک به مقدار هدایت آبی اشباع خاک است. برای برطرف کردن این مشکل لوییز معادله کوستیاکوف را با اضافه کردن جمله‌ای به‌صورت زیر تعدیل و معادله اصلاح شده کوستیاکوف-لوییز به‌شرح زیر ارائه شد:

$$I = a't^{b'} + Kt \quad (7)$$

$$i = b'a't^{(b'-1)} + K = \frac{b'a'}{t^{(1-b')}} + K \Rightarrow \lim_{t \rightarrow \infty} (i) = K \quad (8)$$

که در آن K [ $LT^{-1}$ ] بیانگر نفوذ نهایی آب به خاک در زمان‌های طولانی مدت است.

جرم ویژه ظاهری (۱۳)، مقدار رطوبت خاک، فراوانی نسبی ذرات خاک (PSD) (۱۴)، توزیع اندازه خاکدانه‌ها (ASD)، دانسیته ظاهری خاکدانه‌ها (۷)، میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD) از روش Yoder (۶۲)، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها (GMD)، قابلیت هدایت الکتریکی و اسیدیته در گل

(۵۱) مساوی ۲ در نظر گرفته شد. معیار  $S_p^2$  به عنوان تخمین گر بدون اریب خطای مدل استفاده می شود و اگر مقدار عددی آن بزرگ تر باشد یعنی مدل با دقت کمتری تخمین را انجام داده است (۵۹). معیار AIC نیز کیفیت برازش مدل را نشان می دهد و مقادیر بالای آن خطای بیشتر مدل را نشان می دهد (۱). معیار RSS نیز تخمین مستقیمی از خطای مدل را نشان می دهد و بالا بودن مقادیر آن دلیل بر دقت پایین مدل است.

برای بررسی اینکه آیا D محاسبه شده برای خاکدانه ها به طور معنی داری بزرگ تر یا مساوی ۳ است یا نه نسبت  $\frac{|3-D|}{S_D}$  با آماره t-student با درجه آزادی n<sub>c</sub>-K (در سطح پنج درصد) مقایسه شد.  $S_D$  خطای استاندارد تخمین D با فرض صفر  $H_0 = D \geq 3$  است.

اگر نسبت فوق بزرگ تر از t جدول بود یعنی D به طور معنی داری کوچک تر از ۳ است و فرض صفر ( $D \geq 3$ ) رد می شود و می توان مدل فرکتالی را برای آن خاک استفاده کرد. ولی اگر نسبت مزبور کوچک تر از t جدول باشد، یعنی فرض صفر رد نشده و  $D \geq 3$  است و برای آن خاک نمی توان از مدل فرکتالی تست شده استفاده کرد (۲۶)

## نتایج و بحث

دامنه ویژگی های فیزیکی و پارامترهای مدل های نفوذ آب به خاک در بیشتر موارد بسیار زیاد بود (جدول ۱). دلیل این گستردگی و وجود تغییرات زیاد، وسعت زیاد منطقه مورد مطالعه و وجود فیزیوگرافی های مختلف (مخروط افکنه، دشت دامنه ای و دشت رسوبی) است.

جرم ویژه ظاهری دارای کمترین تغییرات و رطوبت وزنی اولیه دارای بیشترین تغییرات بود. در مقایسه با خواص پایه، پارامترهای مدل های نفوذ غیریکنواخت تر بودند. پارامتر انتقالی معادله فیلپ (A)، در بین پارامترهای نفوذ بیشترین تغییرات را داشت. رطوبت وزنی اولیه خاک نیز که از عوامل مؤثر بر A است، غیریکنواختی زیادی داشت.

و تعداد خاکدانه ها از بزرگ ترین کلاس تا کلاس k ام از فرمول  $N_k = \sum_{i=1}^k N(d_i)$  محاسبه و با استفاده از مدل فرکتالی زیر  $D_n$  تعیین شد:

$$N_k = A d_k^{-D_n} \quad 0 < D_n < 3 \quad (12)$$

که در آن  $d_k$  میانگین قطر خاکدانه ها برای کلاس k ام است. شیب منحنی  $\log N_k$  در مقابل  $\log d_k$  همان  $-D_n$  است (۵۱). در این مدل شکل خاکدانه ها مستقل از مقیاس فرض می شود. A فراوانی خاکدانه های بزرگ تر را نشان می دهد و برای تعیین تفاوت کمی میان تیمارها به کار برده می شود (۱۱).

به منظور برآورد دقت مدل، شاخص های ارزیابی ضریب همبستگی پیرسون، ریشه دوم میانگین مربعات خطا (RMSE)، ضریب تبیین ( $R^2$ )، میانگین خطا (ME) و مجموع مربعات باقیمانده ها (RSS) استفاده شد (۲۴، ۶۰).

معیار اطلاعات آکایک، AIC، (۱) عبارت است از:

$$AIC = N \ln \left[ \sum_{i=1}^N \frac{(\theta_m - \theta_p)^2}{N} \right] + 2n_p \quad (12)$$

که در آن  $n_p$  تعداد پارامترهای مدل که باید تخمین زده شود و N تعداد نمونه های خاک است.

وقتی که AIC برای مدل های فرکتالی محاسبه می شود، N تعداد کلاس های اندازه خاکدانه ها برای هر نمونه خاک است. برای تعیین خطای مدل های فرکتالی در مقابل خطای اندازه گیری از میانگین مربعات عدم برازش،  $S_p^2$  به صورت زیر استفاده شد:

$$S_p^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n_c} I_i [M^{calc}(x_{i-1} > x > x_i) - M^{meas}(x_{i-1} > x > x_i)]^2}{n_c - K} \quad (13)$$

که در آن  $M^{meas}(x_{i-1} > x > x_i)$  جرم اندازه گیری شده برای خاکدانه های هر کلاس،  $M^{calc}(x_{i-1} > x > x_i)$  جرم تخمین زده شده از مدل های فرکتالی برای خاکدانه ها، K تعداد پارامترهای مجهول در هر مدل فرکتالی،  $n_c$  تعداد کلاس اندازه در هر نمونه خاک و  $I_i$  تعداد تکرار برای هر کلاس است. برای مثال مقدار K برای مدل ریو و اسپوزیتو

جدول ۱. آمار توصیفی برخی از ویژگی‌های فیزیکی و پارامترهای مدل‌های نفوذ آب به خاک در منطقه مورد

متغیر	واحد	کمینه	بیشینه	میانگین	واریانس	چولگی	کشیدگی
جرم ویژه ظاهری	$g\ cm^{-3}$	۱/۰۴	۱/۵۹	۱/۳۲	۰/۰۱	۰/۰۳	-۰/۲۷
رس	%	۱۷/۲	۶۲/۲	۳۴/۰۶	۷۹/۴	۰/۴۸	-۱/۱۵
شن	%	۱/۸	۵۲/۲	۲۰/۳	۱۲۰/۸	۰/۷۵	-۰/۴۳
سیلت	%	۲۷	۶۴/۸	۴۵/۷	۳۱/۳	-۰/۱۹	۰/۶۲
رطوبت وزنی اولیه	$g\ g^{-1}$	۰/۰۱	۰/۳۳	۰/۱۴	۰/۰۰۷	۰/۱۷	-۱/۲۴
کربن آلی	%	۰/۴۲	۳/۱۶	۰/۹۵	۰/۱	۳/۳۱	۱۸/۱۸
رطوبت اشباع	%	۲۹/۷	۶۴/۴	۴۶/۸	۴۵/۳	-۰/۳۱	-۰/۲۷
a-کوستیاکوف	-	۰/۲۸	۲/۶۳	۰/۸۹۶	۰/۲۴۵	۱/۵	۲/۱۲
b-کوستیاکوف	-	۰/۴۵	۰/۷۹	۰/۶۲	۰/۰۰۶	-۰/۰۲	-۰/۸۱
S-فیلپ	$L\ T^{-1/2}$	۰/۳	۲/۷۵	۰/۹۲	۰/۲۶۱	۱/۵۴	۲/۲۹
A-فیلپ	$L\ T^{-1}$	۰/۰۰۲	۰/۴۳	۰/۰۷۴	۰/۰۰۵	۱/۹۳	۹/۱۹

داشتند. به نظر می‌رسد که پارامتر a در مدل تجربی کوستیاکوف معادل پارامتر فیزیکی S در مدل فیلپ و شاخصی از توانایی خاک در جذب و نگهداری آب است.

پارامتر انتقالی A در مدل فیلپ به عنوان شدت نفوذ پایه با جرم ویژه ظاهری، رطوبت اولیه خاک و درصد شن همبستگی معنی‌دار متوسط در سطح احتمال یک درصد، نشان داد همبستگی خطی پارامتر A با پارامتر b در مدل کوستیاکوف معنی‌دار و نسبتاً بالا ( $r=0/74$ ) بود. همبستگی شدت نفوذ با رس، شن و جرم ویژه ظاهری نیز در سطح احتمال پنج درصد معنی‌دار ولی ضعیف، گزارش شده است (۳۵).

در خاک‌های شنی رابطه قوی منفی ( $r=-0/887$ ) بین جرم ویژه ظاهری و نفوذ آب به خاک مشاهده شده است (۲). در ارزیابی پارامترهای شدت نفوذ برای مدیریت آب در اراضی اصلاح شده نشان داده شده که پارامتر عرض از مبدا مدل کوستیاکوف با مقدار رس و مجموع رس و سیلت همبستگی معنی‌دار منفی داشته و با مقدار شن همبستگی معنی‌دار مثبت داشته است (۵۴).

به دلیل این که پارامترهای نفوذ ضرایب مثبتی هستند و افزایش آنها منجر به افزایش نفوذ آب به خاک می‌شود، همبستگی مثبت بین پارامترهای نفوذ منطقی است. افزایش ماده

جرم ویژه ظاهری در عمق‌های ۱۵-۰، ۳۰-۱۵ و ۴۵-۳۰ سانتی‌متری خاک به ترتیب ۱/۰۴-۱/۵۹، ۱/۰۳-۱/۷۲ و ۱/۰۳-۱/۷ و گرم بر سانتی‌متر مکعب و درصد وزنی رطوبت نیز به ترتیب ۱/۸-۳۱/۸، ۱/۵-۳۱/۸ و ۱/۷-۳۳/۸ درصد تغییرات داشت. اندازه‌گیری توزیع اندازه ذرات نشان داد که رس از ۱۷/۲ تا ۶۲/۲ سیلت از ۲۷ تا ۶۴/۸ شن از ۱/۸ تا ۵۲/۲ درصد تغییرات داشت. بافت‌های خاک در منطقه مورد مطالعه رسی، رسی سیلتی، لوم رسی، لوم رسی سیلتی، لومی و لوم رسی شنی بود.

بافت خاک به ویژگی‌های توپوگرافی مانند جهت و مقدار شیب و ارتفاع بستگی دارد که بر فرآیندهای هیدرولوژیک و تغییرپذیری رطوبت خاک تأثیر می‌گذارند (۸). درصد اشباع خاک با میانگین ۴۵/۴۸ از ۳۳/۵۴ تا ۵۵/۹۲ تغییرات داشت. pH گل اشباع با میانگین ۷/۹ از ۷/۶ تا ۸/۲ متغیر بود. هدایت الکتریکی با میانگین ۳/۰۹ از ۰/۳۵ تا ۱۱/۱۷ دسی‌زیمنس بر متر تغییر کرد. ماده آلی نیز با میانگین ۰/۹۵ درصد از ۰/۴۲ تا ۳/۱۶ درصد تغییرات داشت.

پارامتر a مدل کوستیاکوف و پارامتر S مدل فیلپ دارای همبستگی معنی‌دار با جرم ویژه ظاهری و رطوبت وزنی اولیه بودند (جدول ۲). از سوی دیگر پارامتر a و S در سطح یک درصد همبستگی معنی‌دار بسیار بالایی ( $r=0/99$ ) با یکدیگر



MWD، رطوبت اولیه خاک، SP%، درصد رس خاک، درصد سیلت خاک، EC و BD خاک همبستگی منفی وجود داشت. این نشان می‌دهد که بُعد فرکتالی با عوامل خاکدانه‌سازی رابطه عکس دارد و با افزایش پایداری خاکدانه عدد بُعد فرکتالی کاهش می‌یابد. با افزایش درصد شن، سهم خاکدانه‌های درشت کم شده و بُعد فرکتالی افزایش می‌یابد. با افزایش درصد رس،  $D_nR$  کاهش یافت. رس با افزایش خاکدانه‌سازی موجب کاهش بُعد فرکتالی می‌شود (۴۹). تغییر جزئی در مقدار بُعد فرکتالی منجر به بیش یا کم‌برآورد بزرگی در تخمین ویژگی مربوطه شده و دقت در تعیین بعد فرکتالی از اهمیت خاصی برخوردار است (۱۵ و ۲۲).

همبستگی بین  $D_nR$  و AR منفی و معنی‌دار ( $R=-0.75$ ) شد. مشابه این پژوهش، رابطه بین  $D_nR$  و AR توسط راسیا و همکاران (۴۸)،  $R=-0.83$  و پرفکت و کای (۳۸)،  $R=-0.92$  نیز منفی گزارش شده است.

رابطه  $D_nR$  با GMD و MWD منفی و معنی‌دار شد که بیانگر آن است که با افزایش خاکدانه‌سازی بُعد فرکتالی کاهش می‌یابد. گولسر (۲۰) نیز رابطه منفی بین  $D_nR$  با MWD را گزارش کرده است. همبستگی قوی منفی و معنی‌داری بین  $D_nR$  و GMD نیز وجود داشت. پرفکت و کای (۴۰) و اقبال و همکاران، (۱۱) بیان کرده‌اند، افزایش فرآیند خاکدانه‌سازی که در GMD منعکس می‌شود، باعث کاهش بُعد فرکتالی ASD می‌شود.

تأثیر هر سه ذره رس، سیلت و شن روی بُعد فرکتالی معنی‌دار بود. رابطه درصد رس با  $D_nR$  منفی و معنی‌دار شد، راسیا و همکاران (۴۹) تأثیر معنی‌دار و منفی حاصل‌ضرب رس در ماده آلی را به‌عنوان یک متغیر بر  $D_nR$  گزارش کرده‌اند و در نتیجه‌گیری خود بیان داشته‌اند که رس و ماده آلی با افزایش خاکدانه‌سازی موجب کاهش بُعد فرکتالی می‌شوند.

بین پارامترهای فرکتالی و ویژگی‌های خاک همبستگی‌های قوی وجود داشت (شکل ۱) که نشان‌دهنده توانایی بالای مدل‌های فرکتالی در شبیه‌سازی ویژگی‌های خاک است. همبستگی بین

آلی خاک نیز باعث بهبود ساختمان خاک و افزایش حرکت آب در خاک و بالاخره افزایش نفوذ آب به خاک می‌شود.

همبستگی بین S با مقدار رطوبت اولیه خاک و با درصد رس خاک منفی بود. با افزایش رطوبت اولیه خاک، توانایی خاک برای جذب آب کاهش می‌یابد. با افزایش مقدار رس نیز توانایی خاک در نگهداری آب افزایش می‌یابد. از آنجایی که عمده منطقه مورد مطالعه اراضی زراعی و رطوبت در خاک وجود داشت بنابراین همبستگی بین S با  $\theta_{mi}$  و درصد رس منفی شد. همبستگی مثبت معنی‌دار قوی بین شوری خاک و مقدار آب در خاک با مقدار رس بالا و ظرفیت نفوذ آب به خاک پایین گزارش شده است (۳۴).

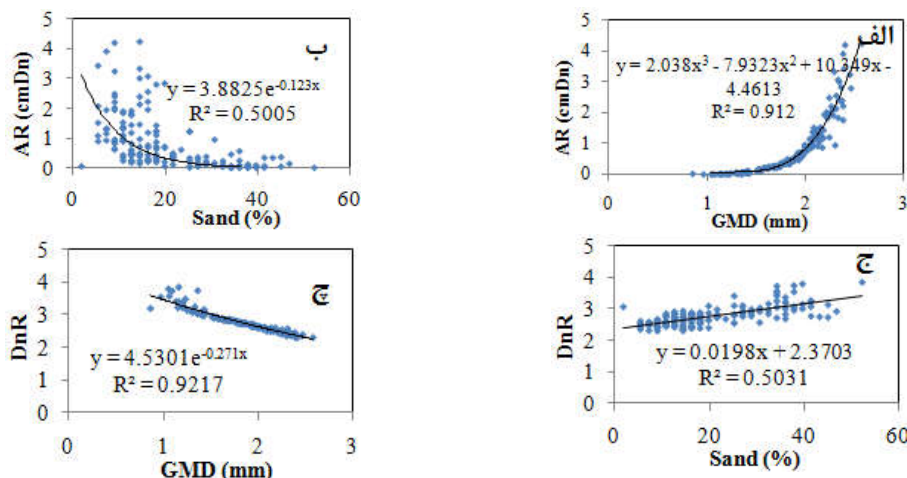
با توجه به جدول ۲، ویژگی MWD همبستگی مثبت و معنی‌داری را به ترتیب با GMD، درصد رطوبت اولیه خاک، درصد اشباع خاک، درصد رس، درصد سیلت، EC و BD داشت. در مقابل MWD با درصد شن همبستگی منفی و معنی‌دار داشت. در بررسی پایداری خاکدانه‌ها در تونس نیز همبستگی مثبت بین شاخص پایداری خاکدانه‌ها با مقدار رس خاک گزارش شده است (۳). به دلیل وجود رابطه بین ویژگی‌های خاک، همبستگی معنی‌داری بین برخی از ویژگی‌های خاک با رطوبت خاک در مقیاس حوضه آبخیز نیز گزارش شده است (۵۵).

گرچه همبستگی بین کربن آلی با درصد اندازه ذرات معنی‌دار نشد ولی روند همبستگی بین آنها با تحقیقات انجام شده مطابقت دارد (۲۹). همبستگی‌های معنی‌داری بین پارامترهای نفوذ و ویژگی‌های خاک مشاهده شد که همبستگی قوی بین ضریب a کوستیاکوف با ضریب S فلیپ تقریباً نقش مشابه این دو پارامتر را نشان داده و شاخصی از توانایی خاک در جذب و نگهداری آب است (جدول ۲).

### آنالیز پارامترهای فرکتالی

بُعد فرکتالی ریو و اسپوزیتو ( $D_nR$ ) با درصد شن خاک همبستگی مثبت داشت. ولی بین پارامتر مزبور با GMD،





شکل ۱. رابطه پارامترهای فرکتالی با ویژگی‌های خاکی

جدول ۳. معیارهای ارزیابی دقت مدل فرکتالی توزیع خاکدانه‌ها

نام مدل	$S_r^2$	RSS	$R^2$	RMSE	ME	AIC
ریو و اسپوزیتو	۲۴۶۶	۱۲۳۲۸	۰/۴۶	۳۸/۵	۳/۹	۵۴/۲

لوییز، بقیه ضرایب مدل‌های مختلف نفوذ آب به خاک همبستگی معنی‌داری را با پارامترهای فرکتالی داشتند.

با محاسبه معیارهای مجذور مربعات عدم برازش ( $S_r^2$ )، مجذور مربعات باقیمانده‌ها (RSS)، ضریب تبیین ( $R^2$ )، ریشه میانگین مربعات خطاها (RMSE)، میانگین خطاها (ME) و معیار آکایک (AIC)، دقت مدل فرکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌ها ارزیابی شد (جدول ۳). بدین منظور پس از محاسبه بُعد و سایر پارامترهای فرکتالی، مقادیر تعداد خاکدانه‌ها در کلاس‌های مختلف برای نمونه‌های خاک تخمین زده شد و معیارهای ذکر شده در مقایسه با مقادیر اندازه‌گیری شده محاسبه شد.

بُعد فرکتالی برای مدل ریو و اسپوزیتو از ۲/۳ تا ۳/۸ تغییرات داشت که میانگین آن ۲/۷۷ بود. دامنه تغییرات  $D_n$  از ۰/۶۷ تا ۳/۹۲ گزارش شده است (۴۴). ضریب تبیین برای مدل فوق با میانگین ۰/۹۹۲ از ۰/۹۲۲ تا ۰/۹۹۸ تغییرات داشت. در مدل مزبور از کل نمونه‌ها، ۳۰ نمونه دارای بُعد فرکتالی بزرگ‌تر از ۳ بود. برای حصول اطمینان از این که آیا اعداد به دست آمده

درصد شن خاک با بُعد فرکتالی مثبت شد. پژوهشگرانی بیان کرده‌اند که با افزایش شن خاک بُعد فرکتالی افزایش یافته است (۲۱، ۳۲). همبستگی بین درصد رس خاک با پارامترهای فرکتالی نیز منفی و معنی‌دار شد، که بیانگر این است که رس باعث هم‌آوری ذرات و کاهش بُعد فرکتالی شده است. مقایسه نمودارهای رسم شده در شکل ۱ نشان می‌دهد که در مواردی رابطه خطی نتوانسته همبستگی بین متغیرها را نشان دهد.

رابطه AR با کلیه پارامترهای نفوذ منفی بود و همبستگی آن با a کوستیاکوف، Philip A، Philip S، a لوییز و c لوییز در سطح یک درصد منفی و معنی‌دار شد. رابطه  $D_nR$  با کلیه پارامترهای نفوذ نیز مثبت بود که در این بین، همبستگی آن با a کوستیاکوف، Philip A، Philip S، a لوییز و c لوییز در سطح یک درصد مثبت و معنی‌دار شد.

پارامترهای فرکتالی رابطه تنگاتنگی با سایر ویژگی‌های خاک داشتند که می‌توان آنها را جزئی از ویژگی‌های خاک به حساب آورد که به خوبی می‌توانند رفتار خاک را کمی کنند. به غیر از ضریب b کوستیاکوف و ضریب b کوستیاکوف -

متغیرهای پایا مانند درصد رس و شن قوی‌تر بود. همانند پارامترهای نفوذ، بُعد فرکتالی مدل ریو و اسپوزیتو همبستگی منفی و معنی‌داری با  $GMD$ ،  $MWD$ ، درصد رس،  $SP\%$ ،  $BD$  و رطوبت اولیه خاک و همبستگی مثبت با درصد شن داشتند. رابطه منفی شاخص‌های پایداری خاکدانه‌ها با بُعد فرکتالی تأکیدی بر کاهش بُعد فرکتالی با افزایش پایداری خاکدانه‌ها است. وجود همبستگی‌های قوی بین پارامترهای فرکتالی و ویژگی‌های خاک نشان‌دهنده توانایی بالای مدل‌های فرکتالی در شبیه‌سازی ویژگی‌های خاک بود. نتایج نشان داد در مواردی رابطه خطی نتوانسته همبستگی بین متغیرهای خاکی و پارامترهای فرکتالی را بیان کند و در این حالت باید از روابط غیرخطی استفاده شود.

پارامترهای فرکتالی همبستگی بسیار بالایی با ویژگی‌های خاک و پارامترهای نفوذ داشتند که می‌توان آنها را جزئی از ویژگی‌های خاک به حساب آورد که به خوبی می‌توانند رفتار خاک را کمی کنند. بنابراین کاربرد مدل ریو و اسپوزیتو برای توزیع اندازه خاکدانه‌ها و بیان ویژگی‌های هیدرولیکی خاک مورد تأیید و تأکید است. از آنجا که تئوری فرکتالی در مطالعه تغییرپذیری یک متغیر، توزیع متغیر را در مقیاس‌های مختلف مورد بررسی قرار می‌دهد، لذا استفاده از این روش به جای روش‌های کلاسیک آماری که مقادیر داده‌ها را نسبت به یک شاخص مرکزی مانند میانگین مقایسه می‌کند، توصیه می‌شود. به دلیل این که طبیعت و ویژگی‌های خاکی کاملاً شیء فرکتالی نبوده و عمدتاً شبه‌فرکتالی هستند، استفاده از روش‌های چندفرکتالی و فرکتال‌های چند بُعدی احتمالاً مفید و مؤثرتر خواهد بود.

واقعاً از ۳ بزرگ‌تر است، در محیط SPSS در سطح پنج درصد آزمون معنی‌داری انجام شد و ملاحظه شد که در مدل مذکور، ۱۰ نمونه به طور معنی‌داری بُعد فرکتالی بزرگ‌تر از ۳ دارند. بر اساس مدل فرکتالی تورکات (۱۹۸۶) مقادیر  $D$  باید از ۳ کوچک‌تر باشد و اگر  $D \geq 3$  باشد یعنی احتمال تفکیک ذرات بزرگ‌تر از ۱ است و از نظر فیزیکی بی‌معنی است. محققین متعددی  $D \geq 3$  را گزارش کرده‌اند (۱۱ و ۵۷).

توصیف سیستم پیچیده‌ای مانند توزیع اندازه خاکدانه‌ها در خاک با یک بُعد فرکتالی کافی نیست. بنابراین استفاده از مدل‌های چندفرکتالی یا مدل‌هایی که دو یا بیش از دو بُعد فرکتالی دارند مانند مدل میلان و همکاران (۳۲) مورد نیاز است. از طرفی بیشتر فرآیندهای طبیعی دارای عوامل تصادفی آماری و قطعی هستند و ساختار مدل‌های تک فرکتالی پتانسیل محدودی برای مدل‌سازی سیستم‌های پیچیده دارد (۴۳). بنابراین چندفرکتالی بودن ASD باعث بزرگ‌تر از ۳ شدن بُعد فرکتالی می‌شود. روش‌های اندازه‌گیری دانسیته ظاهری خاکدانه‌ها نیز روش دقیقی نیست (۷) و ممکن است کاربرد روش مزبور نیز موجب  $D > 3$  شود (۳۰).

## نتیجه‌گیری

مدل فیلپ در بیشتر ایستگاه‌ها بهترین مدل بیان‌کننده فرآیند نفوذ آب به خاک بود. تغییرات پارامترهای مدل‌های مختلف نفوذ زیاد و شدت نفوذ پایه در بسیاری از ایستگاه‌ها بسیار کم بود. در مقایسه با ویژگی‌های پایه، پارامترهای مدل‌های نفوذ غیریکنواخت‌تر بودند.  $MWD$  و  $GMD$  همبستگی معنی‌داری با متغیرهای خاکی داشت که در این بین همبستگی آنها با

## منابع مورد استفاده

1. Akaike, H. 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control AC* 19: 716-723.
2. Al-Ghazal, A. A. 2002. Effect of tractor wheel compaction on bulk density and infiltration rate of a loamy sand soil in Saudi Arabia. *Emirates Journal of Food and Agriculture* 14(1): 24-33.
3. Belaid, H. and H. Habaieb. 2015. Soil aggregate stability in Tunisian semi-arid environment with reference to fractal analysis. *Journal of Soil Science and Environmental Management* 6(2): 16-23.
4. Bird, N. R. A., E. Perrier and M. Rieu. 2000. The water retention function for a model of soil structure with pore and

- solid fractal distributions. *European Journal of Soil Science* 51: 55-63.
5. Cambardella, C. A. 2006. Aggregation and Organic Matter. PP. 52-55. In: R. Lal (Ed.), Enc Yclopedia of Soil Science. Taylor and Francis, Boca Raton, FL.
  6. Caruso, T., E. K. Barto, M. R. K. Siddiky, J. Smigelski and M. C. Rillig. 2011. Are power laws that estimate fractal dimension a good descriptor of soil structure and its link to soil biological properties? *Soil Biology and Biochemistry* 43: 359-366.
  7. Chepil, W. S. 1950. Methods of estimating apparent density of discrete soil grains. *Soil Science* 70: 351-362.
  8. DaSilva, A. P., A. Nadler and B. D. Kay. 2001. Factors contributing to temporal stability in spatial patterns of water content in the tillage zone. *Soil and Tillage Research* 58: 207-218.
  9. Ding, Q. and W. Ding. 2007. Comparing stress wavelets with fragment fractals for soil structure quantification. *Soil and Tillage Research* 93: 316-323.
  10. Duhour, A., C. Costa, F. Momoa, L. Falco and L. Malacalza. 2009. Response of earthworm communities to soil disturbance: Fractal dimension of soil and species' rank-abundance curves. *Applied Soil Ecology* 43: 83-88.
  11. Eghbal, B. L. N. Mielke, G. A. Calvo and W. W. Wilhelm. 1993. Fractal description of soil fragmentation for various tillage methods. *Soil Science Society of American Journal* 57: 1337-1341.
  12. Filgueira, R. R., L. L. Fournier, C. I. Crisola, P. Gelati and M. G. Garcia. 2006. Particle-size distribution in soils: A critical study of the fractal model validation. *Geoderma* 134: 327-334.
  13. Gajic, B., G. Dugalic, N. Djurovic. 2006. Comparison of soil organic matter content, aggregate composition and water stability of gleyic fluvisol from adjacent forest and cultivated areas. *Agronomy Research* 4(2): 499-508.
  14. Gee, G. W. and J. W. Bauder. 1986. Particle size analysis. PP. 383-411. In: A. Klute (Ed.), *Methods of Soil Analysis, Part I*, American Society Agronomy, Madison, WI.
  15. Ghanbarian, B. and H. Daigle. 2015. Fractal dimension of soil fragment mass-size distribution: A critical analysis. *Geoderma* 245-246: 98-103.
  16. Ghanbarian-Alavijeh, B., A. Liaghat, H. Guan-Hua, M. Th. Van Genuchten. 2010. Estimation of the van genuchten soil water retention properties from soil textural data. *Pedosphere* 20(4): 456-465.
  17. Ghorbani Dashtaki, S. M. Homae, M. H. Mahdian and M. Kouchakzadeh. 2009. Site-dependence performance of infiltration models. *Water Resource Management* 23: 1573-1650.
  18. Gibson, J. R., H. Lin, M. A. Bruns. 2006. A comparison of fractal analytical methods on 2- and 3-dimensional computed tomographic scans of soil aggregates. *Geoderma* 134: 335-348.
  19. Girei, A. H., A. Abdulkadir and N. Abdu. 2016. Goodness of fit of three infiltration models of a soil under long-term trial in Samaru. *Northern Guinea Savanna of Nigeria* 7(5): 64-72.
  20. Gulser, C. 2006. Effect of forage cropping treatments on soil structure relationships with fractal dimensions. *Geoderma* 131: 33-44.
  21. Huang, G. and R. Zhang. 2005. Evaluation of soil water retention curve with the pore-solid fractal model. *Geoderma* 127: 52-61.
  22. Hunt, A. G., B. Ghanbarian and K. C. Saville. 2013. Unsaturated hydraulic conductivity modeling for porous media with two fractal regimes. *Geoderma* 207-208: 268-278.
  23. Khodaverdilo, H., H. Khani Cheraghabdal, V. Bagarello, M. Iovino, H. Asgarzadeh and S. Ghorbani Dashtaki. 2017. Ring diameter effects on determination of field-saturated hydraulic conductivity of different loam soils. *Geoderma* 303: 60-69.
  24. Khodaverdilo, H., M. Homae, M. Th. Van Genuchten and S. Ghorbani Dashtaki. 2011. Deriving and validating pedotransfer functions for some calcareous soils. *Journal of Hydrology* 399: 93-99.
  25. Kostiaikov, 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. Trans. 6 Comm. Internatinal Soil Science Society of Russian Part A, 17-21.
  26. Kozak, E., Y. A. Pachepsky, S. Sokolowski, Z. Sokolowska and W. Stepniewski. 1996. A modified number based method for estimating fragmentation fractal dimension of soils. *Soil Science Society of American Journal* 60: 1291-1297.
  27. Kutlu, T., S. Ersahin and B. Yetgin. 2008. Relations between solid fractal dimension and some physical properties of soils formed over alluvial and colluvial deposits. *Journal of Food and Agricultural Environment* 6: 445-449.
  28. Larney, F. J. 2008. Dry-aggregate size distribution. PP. 821-83. In: Carter, M. R., E. G. Gregorich, (Ed.). *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2<sup>nd</sup> Ed., Canadian Society of Soil Science, CRC Press, Boca Raton, FL
  29. Lobe, I., W. Amenlung and C. C. Du Preez. 2001. Looses of carbon and nitrogen with prolonged arable cropping from sandy soils of the South African Highveld. *European Journal of Soil Science* 52: 93-101.
  30. Logsdon, S. D. 1995. Analysis of aggregate fractal dimensions and aggregate density back-calculated from hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal* 59: 1216-1221.
  31. Machival, D., J. H. A. Madan Kumar and B. C. Mal. 2006. Modelling infiltration and quantifying spatial soil

- variability in a watershed of Kharagpur. *Indian Biosystems of Engineering* 95: 569-582.
32. Millan, H., M. Gonzalez-Posada, M. Aguilar, J. Dominguez and L. Cespedes. 2003. On the fractal scaling of soil data. Particle-size distributions. *Geoderma* 117: 117-128.
  33. Miloš, B. and A. Bensa. 2017. Fractal approach in characterization of spatial pattern of soil properties. *Eurasian Journal of Soil Science* 6(1): 20-27.
  34. Miyamoto, S. and A. Chacon. 2005. Soil salinity of urban turf areas irrigated with saline water: II. Soil factors. *Landscape Urban Planning* 71: 233-241.
  35. Motaghian, H. R. and J. Mohammadi. 2009. Predictive infiltration rate mapping with improved soil and Terrain predictors. *Journal of Applied Science* 9(8): 1562-1567.
  36. Mukheibir, P. 2008. Water resources management strategies for adaptation to climate-induced impacts in South Africa. *Water Resource Management* 22: 1259-1276.
  37. Neshat, A. and M. Porehkar. 2007. The comparison of methods for determining the vertical infiltration rate. *Journal of Agricultural Science and Natural Resource* 14(3): 186-195.
  38. Neyshabouri, M. R., A. Ahmadi, H. Rouhipour, H. Asadi and M. Irannejad. 2011. Soil texture fractions and fractal dimension of particle size distribution as predictors of interrill erodibility. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry* 35: 95-102.
  39. Page, A. L., R. H. Miller and D. R. Keeney. 1982. Methods of Soil Analysis, Part II, Physical Properties, ASA, Soil Science Society of America, Madison, WI.
  40. Perfect, E. and B. D. Kay. 1991. Fractal theory applied to soil aggregation. *Soil Science Society of American Journal* 55: 1552-1558.
  41. Perfect, E. and R. L. Blevnis. 1997. Fractal characterization of soil aggregation and fragmentation as influenced by tillage treatment. *Soil Science Society of American Journal* 61: 896-900.
  42. Perfect, E., A. B. Kenst, M. Diaz-Zorita and J. H. Grove. 2004. Fractal analysis of soil water desorption data collected on disturbed samples with water activity meters. *Soil Science Society of American Journal* 68:1177-1184.
  43. Perfect, E., B. D. Kay and V. Rasiyah. 1993. Multifractal model for soil aggregate fragmentation. *Soil Science Society of American Journal* 57: 896-900.
  44. Perfect, E., V. Rasiyah and B. D. Kay. 1992. Fractal dimension of soil aggregate- size distribution calculated by number and mass. *Soil Science Society of American Journal* 56: 1407-1409.
  45. Perfect, E., Y. Pachepsky and M. A. Martin. 2009. Fractal and multifractal models applied to porous media. *Vadose Zone Journal* 7: 174-176.
  46. Philip, J. R. 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Journal of Soil Science* 84: 257-264.
  47. Pirmoradian, N., A. R. Sepaskhah and M. A. Hajabbasi. 2005. Application of fractal theory to quantify soil aggregate stability as influenced by tillage treatments. *Biosystems Engineering* 90(2): 227-234.
  48. Rasiyah, V., B. D. Kay and E. Perfect. 1992. Evaluation of selected factors influencing aggregate fragmentation using fractal theory. *Canadian Journal of Soil Science* 72: 97-106.
  49. Rasiyah, V., B. D. Kay and E. Perfect. 1993. New mass – based model for estimating fractal dimension of soil aggregates. *Soil Science Society of American Journal* 57: 891-895.
  50. Razzaghi, S., H. Khodaverdilo and S. Ghorbani Dashtaki. 2016. Effects of long-term wastewater irrigation on soil physical properties and performance of selected infiltration models in a semi-arid region. *Hydrological Sciences Journal* 61(10): 1778-1790.
  51. Rieu, M. and G. Sposito. 1991. Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties: II. Applications. *Soil Science Society of American Journal* 55: 1239-1244.
  52. Sepaskhah, A. R., S. A. A. Moosavi and L. Boersama. 2000. Evaluation of fractal dimension for analysis of aggregate stability. *Iranian Agricultural Research* 19: 99-114.
  53. Sy, N. L. 2006. Modelling the infiltration process with a multi-layer perceptron artificial neural network. *Hydrological Science Journal* 51(1): 3-20.
  54. Talaat, A. M. 2009. Assessment of infiltration rate parameters for water management in reclaimed area. *Research Journal Agriculture and Biological Science* 5(3): 223-234.
  55. Tomer, M. D., C. A. Cambardella, D. E. James and T. B. Moorman. 2006. Surface-soil properties and water contents across two watersheds with contrasting tillage histories. *Soil Science Society of American Journal* 70: 620-630.
  56. Turcotte, D.L. 1986. Fractals and fragmentation. *Journal of Geophysical Research* 91: 1921-1926.
  57. Tyler, S. W. and S. W. Wheatcraft. 1989. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Science Society of American Journal* 53: 987-996.
  58. Walczak, R. T., F. Moreno, C. Sławinski, E. Fernandez and J. L. Arru. 2006. Modeling of soil water retention curve using soil solid phase parameters. *Journal of Hydrology* 329: 527- 533.

59. Whitmore AP, 1991. A method for assessing the goodness of computer simulation of soil processes. *Journal of Soil Science* 42: 289-299.
60. Wosten, J. H. M., Y. A. Pachepsky and W. J. Rawals. 2001. Pedotransfer functions: Bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology* 251: 123-150.
61. Yi, L., L. Min and R. Horton. 2011. Single and joint multifractal analysis of soil particle size distributions. *Soil Science Society of China* 21(1): 75-83.
62. Yoder, R. E. 1936. A direct method of aggregate analysis and a study of a physical nature of erosion losses. *Journal of American Agronomy* 28: 337-351.

## Estimating the Infiltration Parameters Using the Fractal Model of Rieu and Sposito

A. Karami<sup>1</sup> and M. Homaei<sup>2\*</sup>

(Received: March 16-2017 ; Accepted: May 7-2018)

### Abstract

Quantitative description of the spatial variability of soil hydraulic characteristics is crucial for planning, management and the optimum application. Field measurement of infiltration is very expensive, time-consuming and laborious. Soil structure also important effects on water infiltration in the soil. The objectives of this study were to determine the spatial variability of water infiltration, to select the most appropriate infiltration model, to calculate the parameters of relevant models, and to quantify the soil structure by using the fractal geometry. Infiltration parameters were estimated by using some physical soil properties, as well as fractal parameters, in this research. To achieve these purposes, 161 sites were selected and their infiltration was measured by using the constant head double-ring infiltrometers method in a systematic array of 500\*500 m. The observed infiltration data from all examined sites were fitted to three selected infiltration models. Soil bulk density (BD), soil water content, soil particle size distribution, soil aggregate size distribution (ASD), organic carbon content (OC), saturation percentage (SP), soil pH and electrical conductivity (EC) were also measured in all 161 sites. For the quantitative assessment of soil structure, the aggregate size distribution, fractal parameters of the Rieu and Sposito model as well as the mean weight diameters (MWD) and geometric mean diameter (GMD) were also obtained. The obtained results indicated that the infiltration rates of the studied areas had generally low basic infiltration rates (1.1-31.1 cm hr<sup>-1</sup>) for most sites with the average of 6.69 cm hr<sup>-1</sup>. According to all obtained results and based on the least-square method, the Philip model was selected as the best performing model to account for infiltration. The aggregate size distribution demonstrated a fractal behavior, and the infiltration parameters could be significantly correlated with the fractal parameters and other soil physical properties.

**Keywords:** Fractal geometry; Infiltration; Modeling; Spatial variability

1. Soil and Water Research Department, Fars Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, AREEO, Shiraz, Iran.

2. Irrigation and Drainage Department, Agricultural College, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

\*: Corresponding Author, Email: mhomaee@modares.ac.ir