

برآورد منحنی نگهداری آب خاک به روش رگرسیون و به کمک مدل گرانولت و گرنیت

حسین بیات¹، گلناز ابراهیم زاده، ناصر دواتگر، علی اکبر صفری سنجانی و حمید زارع ایبانه

استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه بوعلی سینا-همدان؛ h.bayat@basu.ac.ir

دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه بوعلی سینا-همدان؛ ebrahimzade.golnaz@gmail.com

استادیار مؤسسه تحقیقات برنج کشور؛ n_davatgar@yahoo.com

استاد دانشگاه بوعلی سینا-همدان؛ aa-safari@basu.ac.ir

دانشیار دانشگاه بوعلی سینا-همدان؛ zareabyaneh@gmail.com

دریافت: 1391/6/19 و پذیرش: 1392/4/17

چکیده

ویژگی‌های هیدرولیکی خاک برای مدلسازی حرکت آب و مواد در خاک مورد نیاز می‌باشد. به دلیل تغییرپذیری بالا و پیچیدگی خاک، به دست آوردن آنها به گونه مستقیم دشوار، زمان‌بر و هزینه‌بر است. توابع انتقالی برای برآورد منحنی نگهداری آب خاک (SWRC) با روش‌های گوناگونی از جمله روش‌های رگرسیونی (regression) ساخته شده‌اند. در این پژوهش توابع انتقالی برای برآورد پارامترهای SWRC مدل گرانولت و گرنیت بکار رفتند. برای این کار 69 نمونه از خاک‌های استان گیلان گردآوری گردید. توزیع اندازه دانه‌های خاک و خاکدانه‌های ریز، SWRC و ویژگی‌های پایه خاک در آزمایشگاه اندازه‌گیری گردید. مدل‌های فراکتالی و غیرفراکتالی بر داده‌های توزیع اندازه دانه‌های خاک و خاکدانه‌های ریز برآزش شده و پارامترهای آنها برآورد شدند. برای پیش‌بینی پارامترهای مدل گرانولت و گرنیت روش رگرسیون خطی (linear regression) بکار گرفته شد. برای برآورد هر کدام از پارامترهای مدل گرانولت و گرنیت چهار تابع انتقالی طراحی شد، به گونه‌ای که از پارامترهای مدل‌های توزیع اندازه دانه‌ها و خاکدانه‌های ریز همانند برآوردگر بهره‌گیری گردید. سپس SWRC با استفاده از پارامترهای برآورد شده محاسبه و با SWRC اندازه‌گیری شده مقایسه گردید. در مقایسه با دیگر برآوردگرها، بهره‌گیری از پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه دانه‌های خاک برآورد بهتری از SWRC را بدست داد. مدل فردلانند با پارامترهای بیشتری که دارد نتوانست دقتی بیشتر و یا معادل با پارامترهای فراکتالی با تعداد کمتر در برآورد SWRC بدست دهد. شاید این یافته برتری تئوری فراکتالی در مدلسازی توزیع اندازه دانه‌ها و SWRC را نشان دهد.

واژه‌های کلیدی: پارامترهای فراکتالی، توزیع اندازه دانه‌های خاک، توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز، مدل فردلانند،

مقدمه

منافذ، تخلخل کل و رطوبت قابل بهره‌گیری خاک را نیز بیان می‌کند (خداوردیلو و همایی، 1381). معادلات گوناگونی برای بدست آوردن منحنی نگهداری آب خاک پیشنهاد شده‌اند که از آن گروه می‌توان مدل بروکس و کوری (1964)، گاردنر (1956)، ون‌گنوختن (1980) و

منحنی نگهداری آب خاک (SWRC)² یکی از ویژگی‌های هیدرولیکی مهم خاک در حالت غیراشباع است. این ویژگی نه تنها رطوبت خاک در مکش‌های گوناگون را که در مدیریت آب خاک مهم است، نشان می‌دهد، بلکه ویژگی‌های دیگری مانند توزیع اندازه

¹ نویسنده مسئول، آدرس: همدان، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، دانشکده کشاورزی، گروه علوم خاک

² Soil water retention curve

(والکزاک و همکاران، 2006) و پارامترهای فراکتالی (بیات و همکاران، 2011). به هر حال یافتن بهترین برآوردگرها برای پیش‌بینی SWRC همچنان همانند یک چالش برای پژوهندگان بجا مانده است.

دلیل‌گزینش مدل گرانولت و گرنیت (2004) در این پژوهش این است که یکی از دشواری‌هایی که در بیشتر مدل‌های پیشنهاد شده برای SWRC مانند مدل ون‌گنوختن (1980) دیده می‌شود، در این مدل دیده نمی‌شود. در بیشتر مدل‌ها این منحنی در پایانه خشک شدن محور مربوطه را قطع نمی‌کنند و رطوبت خاک در هیچ مکشی به صفر نمی‌رسد. در سال 2004 گرانولت و گرنیت برای زدودن این دشواری، معادله ساده‌ای را برای برآورد منحنی مشخصه آب خاک پیشنهاد کردند. این مدل بر پایه این گمان است که اگر یک رابطه ریاضی بر هر دو پایانه خشک و تر SWRC برازش شود و پارامترهای برازشی آن نقطه عطف شایسته‌ای را نشان دهد، می‌تواند برای درون‌یابی ریاضی بکار رود. بیشتر منحنی‌های رطوبتی خاک دست‌کم یک نقطه عطف دارند.

مطالعات اندکی در ارتباط با این مدل انجام شده است. فولادمند و هادی‌پور (2011) مدل گرانولت و گرنیت را برای خاک‌های استان فارس به کمک دو گروه از توابع انتقالی واسنجی کردند و درستی کاربرد این مدل را برای خاک‌های این استان پیشنهاد نمودند. در بررسی خلوصی و همکاران (2008) نیز مدل گرانولت و گرنیت درستی شایسته‌ای داشت، هر چند نسبت به برخی مدل‌ها درستی آن کم‌تر بود.

توزیع اندازه دانه‌ها⁵ (PSD) بیشتر برای گروه-بندی خاک‌ها بهره‌گیری می‌شود. به تازگی امکان شناخت توزیع اندازه منافذ و توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز و دانه‌های خاک با برخی پارامترها مورد پژوهش قرار گرفته است (تیلر و ویت کرفت، 1992). از این فراسنجه‌ها همانند ابزاری شایسته برای کمی کردن ساختمان خاک، نفوذپذیری آب و فرسایش‌پذیری خاک بهره‌گیری نموده-اند (اندروسون و همکاران، 1998). در پژوهش‌های اخیر از توزیع اندازه دانه‌های خاک همانند پایه‌ای برای برآورد دیگر ویژگی‌های خاک مانند منحنی نگهداری آب خاک بهره‌گیری نموده‌اند (گوپتا و لارسون، 1979؛ آریا و پاریس، 1981؛ هاورکمپ و پارلانگ، 1986). دیده شده است که منحنی نگهداری آب خاک دارای ریختی همانند با منحنی توزیع اندازه دانه‌ها می‌باشد (آریا و پاریس، 1981).

گرانولت و گرنیت (2004) را بیان کرد. به دست آوردن این منحنی به گونه مستقیم بسیار زمان‌بر و گران است. بنابراین بهره‌گیری از روش‌های غیرمستقیم در برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی برتر است (رضایی و نیشابوری، 1378).

همراه با نیازهای فراوان به SWRC در کاربرد-های گوناگون آن، تلاش‌های فراوانی برای بدست آوردن آن از داده‌های زودیافت از راه توابع انتقالی انجام شده است (شاه و همکاران، 1988). روشهای گوناگونی برای ایجاد توابع انتقالی خاک وجود دارد. در ابتدا برای ایجاد توابع انتقالی از رگرسیون خطی استفاده می‌شد (گوپتا و لارسون، 1979). به تدریج رگرسیون غیر خطی جایگزین رگرسیون خطی شد (راولز و برکنسیک، 1985). رگرسیون خطی، رابطه خطی بین یک یا بیش از یک متغیر وابسته و یک پارامتر مستقل می‌باشد که میانگین مربعات خطا را در دامنه وسیعی از مشاهدات در مجموعه داده‌ها کاهش می‌دهد (ترونو و همکاران، 2006). رگرسیون خطی و غیر خطی در توابع انتقالی نقطه‌ای (وستن و همکاران، 2001) و پارامتریک برای تخمین خصوصیات هیدرولیکی مورد استفاده قرار می‌گیرند (میناسنی و همکاران، 1999). در تخمین پارامتریک، ابتدا پارامترهای مدل‌های هیدرولیکی مانند مدل ون‌گنوختن (1980) از طریق برازش به دست آمده، سپس رابطه تجربی بین ویژگی‌های پایه‌ای خاک و پارامترهای مدل ایجاد می‌شود (میناسنی و همکاران، 1999).

تاکنون پارامترهای پرشماری برای برآورد منحنی‌های نگهداری آب خاک در توابع انتقالی بکار رفته-اند که عبارتند از: بافت خاک، ماده آلی و جرم مخصوص ظاهری خاک (BD)¹ (گوپتا و لارسون، 1979)، کربن آلی، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (وریکن و همکاران، 1992)، اطلاعات ژنتیکی خاک (تیت جی و تاپکن هینریش، 1993)، تخلخل موثر (اسخاپ و همکاران، 1998)، ریخت شناسی و اندازه خاکدانه‌ها (کوکوک و بولتینک، 1999)، گنجایش تبادل کاتیونی (پاچپسکی و راولز، 1999)، میانگین هندسی قطر دانه‌ها² و انحراف استاندارد هندسی قطر دانه‌ها³ (انگاریو و همکاران، 2005)، مقاومت فروروی (پاچپسکی و همکاران، 1998)، سطح ویژه (والکزاک و همکاران، 2004)، سطح ویژه هندسی⁴

1. Bulk density

2. Geometric mean of particle diameter

3. Geometric standard deviation of particle diameter

4. Geometric surface area

5. Particle size distribution

و گرنیت (2004) با فراسنجه‌های فراکتالی و غیر فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها و خاکدانه‌های ریز بررسی نشده است که در این پژوهش بررسی شده‌اند. در این بررسی از فراسنجه‌های مدل فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها و خاکدانه‌های ریز پریر و بیرد (2002 و 2003) و فراسنجه‌های مدل PSD فردلانند و همکاران (2000) برای پیش-بینی SWRC مدل گرانولت و گرنیت (2004) بهره‌گیری شده است.

اهداف این پژوهش عبارت بودند از: 1- برآورد فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت به کمک متغیرهای آسان خاک. 2- بررسی امکان بهبود برآورد فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت به کمک فراسنجه‌های فراکتالی مدل پریر و بیرد (2002 و 2003) برای توزیع اندازه دانه‌ها و خاکدانه‌های ریز. 3- بررسی امکان بهبود برآورد فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت به کمک فراسنجه‌های مدل PSD فردلانند و همکاران (2000).

تئوری

منحنی نگهداری آب خاک: مدل گرانولت و گرنیت (2004)

در این مدل با پذیرش نقطه $pF=0$ و $pF=6/9$ همانند جایگاهی برای برآورد مقدار آب خاک در دو پایانه تر و خشک مقدار رطوبت در مکش‌های گوناگون از رابطه زیر بدست می‌آید. pF عبارت از لگاریتم پتانسیل آب بر حسب سانتیمتر است. در این رابطه رطوبت خاک در $pF=6/9$ برابر با صفر می‌باشد:

$$\theta(\Delta pF) = K_1 \left\{ \exp\left(\frac{-K_0}{6.9^n}\right) - \exp\left(\frac{-K_0}{pF^n}\right) \right\} \quad (1)$$

K_0 ، K_1 و n پارامترهای برازشی مدل گرانولت و گرنیت و θ نشان دهنده رطوبت حجمی خاک است. گرانولت و گرانیت (2004) گزارش کردند که داشتن یا نداشتن مفهوم فیزیکی این پارامترها باید بررسی شود. منحنی برازش شده محور عرضی (میزان رطوبت) را به گونه عمودی قطع می‌کنند که بهره‌کاربردی آن بدین معنی است که رطوبت حجمی در مکش 1 سانتی‌متر (یعنی $pF=0$) باید برابر با رطوبت اشباع باشد؛ یعنی در خاک منافذی با قطر بزرگتر از 3 میلی‌متر وجود ندارد.

مدل‌های توزیع اندازه دانه‌ها و خاکدانه‌های ریز

مدل پریر و بیرد (2002 و 2003)

برای بدست آوردن فراسنجه‌ها و بعد فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها و خاکدانه‌های ریز از مدل پریر و بیرد (2002 و 2003) بهره‌گیری شد که رابطه آن به گونه زیر است:

$$m(x \leq x_i) = (\alpha^{D-3})(L^{D-3})(x_i)^{3-D} \quad (2)$$

بنابراین شاید فراسنجه‌های مدل‌های توزیع اندازه دانه‌ها برآوردگر خوبی برای SWRC باشند. در این راستا می‌توان مدل‌های توزیع اندازه دانه‌ها را به دو گروه کلی مدل‌های فراکتالی و مدل‌های غیر فراکتالی دسته بندی نمود (بیات و همکاران، 2011). از مدل‌های فراکتالی می‌توان مدل پریر و بیرد (پریر و بیرد، 2002 و 2003) و مدل تیلر و ویت کرفت (تیلر و ویت کرفت، 1992) و از مدل‌های غیرفراکتالی می‌توان مدل فردلانند (فردلانند و همکاران، 2000) و مدل ون‌گنوختن (هاورکمپ و پارلانگ، 1986) را یادآور شد.

در دو دهه گذشته هندسه فراکتالی همانند یک ابزاری سودمند برای توصیف توزیع اندازه دانه‌ها، ساختمان و ویژگی‌های هیدرولیکی خاک درآمده است (باوی و همکاران، 1998). تئوری فراکتالی توانایی مدل کردن ساختمان خاک (تیلر و ویت کرفت، 1990) و بافت خاک (یانگ و کروفرود، 1991) را داشته و استفاده مناسب از فراکتال‌ها به کمی کردن دقیق غیریکنواختی، اعوجاج و پیوستگی منافذ و ذرات جامد خاک با استفاده از برش‌های نازک و یا رابطه توانی اندازه-تعداد بدست آمده از فرایند خرد شدن، منجر می‌شود (یانگ و همکاران، 2001). همچنین فراکتال‌ها قادر به پیش‌بینی اثر هندسه پیچیده ساختمان خاک بر برخی فرایندهای خاک می‌باشند. کروفرود و همکاران (1993) اثر غیریکنواختی و پیوستگی منافذ را بر انتشار گازها مطالعه کردند. کاربرد تئوری فراکتالی شاید ابزار مناسب برای پر کردن فاصله میان استفاده از مدل‌های تجربی و تفسیر فیزیکی پارامترهای آنها باشد (هانگ و ژانگ، 2005).

به منظور توصیف خود تشابهی در یک پدیده فیزیکی یا شیمیایی، از پارامتری بنام بعد فراکتالی استفاده می‌شود (محمدی و رئیسی گهرویی، 1382). وقتی با فراکتال خود تشابه سروکار داریم می‌توان یک رابطه توانی ساده بین ویژگی‌های مرتبط با ساختمان خاک (مانند طول، سطح، جرم و حجم) و مقیاس مشاهده‌ای و یا اندازه‌گیری جستجو کرد. یعنی اینکه طول، سطح، جرم و حجم اندازه‌گیری شده با تغییر مقیاس اندازه‌گیری تغییر می‌کند و مقادیر آنها با کوچک شدن مقیاس افزایش می‌یابد (بیرد و همکاران، 1996). بنابراین اگر پارامتری رفتار فراکتالی نشان دهد با در دست داشتن مقادیر پارامتر در حداقل دو مقیاس می‌توان مقادیر آن در مقیاس‌های دیگر را پیش‌بینی کرد (میلان و اورلانا، 2001).

در برابر پژوهش‌های فراوانی که برای برآورد SWRC به کمک برآوردگرهای گوناگون انجام شده، تاکنون مقایسه قابلیت برآورد SWRC بویژه مدل گرانولت

دست‌نخورده به کمک سیلندره‌های نمونه‌برداری به بلندای 4/0 سانتیمتر و قطر 5/1 سانتی‌متر انجام شدند. توزیع اندازه دانه‌ها در دامنه 0 تا 2 میلی‌متر به کمک ترکیب الک و هیدرومتر اندازه‌گیری گردید (گی و اور، 2002) که در زمان 24 ساعت 9 بار هیدرومتر خوانده شد، سپس دانه‌های خاک در دامنه‌های قطری شن خیلی-ریز (0/05 تا 0/1 میلی‌متر)، شن ریز (0/1 تا 0/25 میلی‌متر)، شن میانه (0/25 تا 0/5 میلی‌متر)، شن درشت (0/5 تا 1 میلی‌متر) و شن خیلی درشت (1 تا 2 میلی‌متر) با روش الک خشک جداسازی شدند (گی و اور، 2002). توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز در دامنه 0 تا 2 میلی‌متر به کمک روش الک تر و هیدرومتر اندازه‌گیری شد. روش انجام آن همانند توزیع اندازه دانه‌ها بود، با این ناهمانندی که از عامل جدا کننده و پخش کننده خاک بهره‌گیری نشد. در این روش، جداسازی خاکدانه‌های ریز در اندازه شن با الک تر انجام شد. جرم مخصوص ظاهری با روش استوانه‌های نمونه‌برداری اندازه‌گیری شد (گروسمن و رینش، 2002).

برای بدست آوردن پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها و توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز و پارامترهای مدل فردلانند و همکاران (2000) از نرم‌افزار DataFit استفاده شد. در این نرم‌افزار ابتدا هر کدام از مدل‌ها تعریف می‌شود. بدین ترتیب که قطر دانه‌های خاک و خاکدانه‌ها به عنوان متغیر مستقل و درصد تجمعی دانه‌های خاک و خاکدانه‌ها به عنوان متغیر وابسته تعریف می‌شود. سپس نرم‌افزار با استفاده از معادلات تعریف شده پارامترهای آن‌ها را برازش می‌کند.

برای بدست آوردن SWRC در مکش‌های کمتر از 10 kPa از جعبه شن و در مکش‌های بالاتر از آن از دستگاه صفحات فشار¹ بهره‌گیری شد. مقدار رطوبت در مکش‌های 0، 1، 5، 10، 25، 50، 100، 200، 500، 1000 و 1500 kPa برای 69 نمونه برداشت شده اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری‌ها تا مکش 100 kPa بر روی نمونه‌های دست‌نخورده و بالاتر از آن بر روی نمونه‌های دست‌خورده انجام شد. سپس مدل گرانولت و گرنت (2004) به کمک عملگر بهینه‌سازی Solver در نرم‌افزار Excel بر داده‌ها برازش شده و فراسنجه‌های آن بدست آمد. بدین ترتیب که لگاریتم مکش برحسب سانتی‌متر به عنوان متغیر مستقل و مقادیر رطوبت حجمی در هر مکش به عنوان متغیر وابسته تعریف شد و مدل مربوطه در نرم‌افزار اکسل فرمول‌نویسی شد. برای تخمین پارامترهای مدل، ابتدا باید مقادیر اولیه‌ای برای آن‌ها وارد شود، که این مقادیر اولیه

در رابطه فوق $m(x \leq x_i)$: جرم تجمعی یا درصد تجمعی دانه‌ها یا خاکدانه‌های ریز با قطر کوچکتر مساوی α ، x_i : نسبت همانندی، L : فراسنجه مدل و D : بعد فراکتالی می‌باشد. نکته مهم این است که روابط جرم-اندازه در این مدل بر پایه فرض ثابت بودن جرم مخصوص ظاهری است.

مدل فردلانند و همکاران (2000) برای توزیع اندازه دانه‌ها

توزیع اندازه دانه‌ها در این مدل با رابطه زیر مشخص می‌شود (فردلانند و همکاران، 2000):

$$Pp(d) = \frac{1}{\{\ln[\exp(1) + (\frac{a_{gr}}{d})^{n_{gr}}]\}^{m_{gr}}} \left\{ 1 - \left[\frac{\ln(1 + \frac{d_{gr}}{d}}{\ln(1 + \frac{d_{gr}}{d_m})} \right)^7 \right\} \quad (3)$$

در رابطه فوق $Pp(d)$: درصد جرمی ذرات کوچک‌تر از یک قطر معین، d : قطر دانه‌ها، a_{gr} : اولین نقطه شکست منحنی، n_{gr} : تندترین شیب منحنی، m_{gr} : فراسنجه شکل در بخش پایین منحنی، d_m : کوچکترین قطر مجاز دانه‌ها در مدل، d_{gr} : قطر دانه‌های ریز را نشان می‌دهد (در اکثر موارد برابر 0/001 میلی‌متر در نظر گرفته می‌شود).

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه باغات چای شهرستان فومن از استان گیلان بود که در دامنه مختصات $53' - 50' 34''$ شرقی و $38' 27'' - 36' 34''$ شمالی قرار دارد (شکل 1). استان گیلان در ایران، شامل مناطق سرسبز شمال غربی رشته‌کوه البرز و بخش غربی کرانه‌های جنوبی دریای خزر است. طبیعت گیلان، پوشیده از جنگل و دارای آب و هوای معتدل و مرطوب است. میانگین بارندگی در سطح استان حدود 1506 میلیمتر در سال است. دما در استان گیلان، به سبب قرارگیری در بین ارتفاعات البرز و منبع رطوبتی دریای خزر و برخورداری از رژیم اقلیمی معتدل خزری حالت متعادلی دارد و نوسان دما بین شب و روز و بین زمستان و تابستان زیاد نیست. میانگین دمای سالانه استان در حدود 15/8 درجه سانتیگراد است. خاک‌های چای دارای میانگین pH برابر با 4/59 با دامنه 3/73 تا 5/9 می‌باشند. میانگین کربن آلی در این خاکها 2/24 درصد است (شیرین فکر، 1388).

در این پژوهش 69 نمونه از خاک‌های سطحی و زیر سطحی باغات چای شهرستان فومن استان گیلان به گونه دست‌خورده و دست‌نخورده گردآوری شدند. بر پایه بررسی منابع انجام شده تاکنون منحنی مشخصه رطوبتی در باغات چای استان گیلان مورد مطالعه قرار نگرفته است. ژرفای نمونه‌برداری خاک سطحی و زیر سطحی بسته به ضخامت افق‌ها ناهمانند بوده و در هر افق از میان آن انجام شد. نمونه‌برداری دست‌خورده به کمک آگر، و

¹ Pressure plate

به صورت میانگینی از مقادیر گزارش شده در منابع به دست آمد. این مقادیر در فرمول وارد شده و مجموع مربعات خطای مدل محاسبه شد. سپس بهینه ساز Solver مقادیر پارامترها را از طریق به حداقل رساندن مجموع مربعات خطا به دست آورد. یعنی بهینه ساز Solver آن قدر مقادیر پارامترها را تغییر می‌دهد تا کمترین مقدار مجموع مربعات خطا به دست آید.

گام های ساخت توابع

برای ساخت توابع انتقالی درصد رس، درصد شن، جرم مخصوص ظاهری، فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها و توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز و فراسنجه‌های مدل فردلاند و همکاران (2000) همانند متغیر مستقل و فراسنجه‌های منحنی نگهداری آب خاک مدل گرانولت و گرنیت همانند متغیرهای وابسته بکار رفتند. همه داده‌ها شامل متغیرهای مستقل و وابسته به گونه تصادفی به دو گروه دسته‌بندی شدند. یک سوم کل نمونه‌ها برای آزمون و دو سوم برای آموزش بهره‌گیری گردیدند. مقایسه میانگین (t-test) داده‌های آموزش و آزمون برای همه متغیرهای دروندادی و برون‌دادی مدل‌ها (توماسلا و همکاران، 2003) نشان داد که این دو گروه ناهممانندی چشم‌گیری باهم ندارند.

بسیاری از نظریه‌ها، استدلال‌ها، روش‌های آماری (مانند رگرسیون‌ها) و آزمون‌های آماری بر پایه فرضیاتی مانند تصادفی بودن و نرمال بودن داده‌ها استوار هستند. در این رابطه لازم است که متغیرها بر پایه توزیع فراوانی نرمال استوار گردند. نرمال نبودن توزیع داده‌ها باعث ایجاد محدودیت در بکارگیری طیف وسیعی از روش‌های آماری می‌گردد، استفاده از میانگین به عنوان شاخص مرکزیت توزیع مورد شک و تردید قرار می‌گیرد (محمودی، 1382) و همچنین احتمال بروز خطای نوع اول (رد کردن فرض صفر زمانی که نباید رد شود) و نوع دوم (رد نکردن فرض صفر زمانی که باید رد شود) به شدت افزایش می‌یابد. این مسئله در مورد تحلیل‌های چند متغیری که نیازمند فرض نرمال بودن چند متغیری هستند اهمیت بیشتری پیدا می‌کند (کان و کو، 2002؛ زور و همکاران، 2007). اگر داده‌ها دارای توزیع نرمال باشند تخمین‌ها از دقت بالایی برخوردار خواهد بود. در غیر این صورت دقت تخمین‌ها کاهش خواهد یافت (محمودی، 1382). بنابراین در آغاز آزمون نرمال بودن داده‌ها انجام و دیده شد که از میان داده‌ها تنها m_{gr} توزیع نرمال داشت و برای دیگر فراسنجه‌ها تبدیل داده‌ها انجام شد. چگونگی دگرگونی متغیرهای غیرنرمال به حالت نرمال به این گونه بود که شن با معادله $0/0016sand^2+0/1654sand$ رس با

معادله $\log(\text{clay})$ جرم مخصوص ظاهری با معادله $\cos BD$ ، فراسنجه فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها (αp) با معادله $ap^2+33/988ap-14/151$ ، بعد فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها (Dp) با معادله $Dp-2$ فراسنجه فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها (Lp) با معادله $Lp^2+34/169Lp-14/235$ فراسنجه فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز (αa) با معادله $aa^2+12/246aa-2/9618$ ، بعد فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز (Da) با معادله $Da-2$ ، فراسنجه فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز (La) با معادله $La^2+12/068La$ ، $1/3388\ln(a_{gr})$ در مدل فردلاند با معادله $-2/9123La^2$ ، n_{gr} مدل فردلاند و همکاران با معادله $3/1851\ln(n_{gr})$ در مدل فردلاند و همکاران با معادله $\log(d_{gr})$ در مدل گرانولت و گرنیت با معادله $0/4862\ln(K_1)$ ، K_0 مدل گرانولت و گرنیت با معادله $0/4705\ln(K_0)$ و در نهایت n در معادله گرانولت و گرنیت با معادله $0/5363n$ نرمال شدند. سپس داده‌ها استاندارد شدند به گونه‌ای که همه متغیرها میانگین صفر و واریانس یک داشتند.

ساخت توابع با بهره‌گیری روش رگرسیون خطی انجام شده و چهار تابع انتقالی ساخته شد. در گام یکم برای ساخت تابع انتقالی نخست (PTF1)، ویژگی‌های پایه خاک یعنی رس، شن و جرم مخصوص ظاهری، همانند متغیرهای ورودی بهره‌گیری شده و فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت برآورد شدند. به علت جلوگیری از بروز همراستایی از درصد سیلت به عنوان ورودی بهره‌گیری نشد.

برای ساخت تابع انتقالی دوم (PTF2)، فراسنجه‌های گام یکم و فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها (αp ، Dp و Lp) به عنوان برآوردگر بکار رفتند.

متغیرهای ورودی تابع انتقالی سوم (PTF3)، شامل فراسنجه‌های گام یکم و فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز (αa ، Da و La) می‌باشند.

در تابع انتقالی چهارم (PTF4) فراسنجه‌های گام یکم و فراسنجه‌های مدل PSD فردلاند و همکاران (a_{gr} ، m_{gr} و n_{gr}) برای برآورد فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت بکار رفتند. چهار گام یادشده برای برآورد هر یک از فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت تکرار شد. در پایان سه PTF1 (برای برآورد K_0 ، K_1 و n)، سه PTF2، سه PTF3 و سه PTF4 ساخت شد. پس از برآورد فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت در هر کدام از چهار گام بالا، از آنها برای به دست آوردن SWRC بهره‌گیری شد. برای نمونه از PTF1‌های ساخته شده برای برآورد K_0 ، K_1 و n بهره‌گیری شد و SWRC به دست آمد. سپس این

داده‌های آموزش و آزمون جداگانه در جدول 1 نشان داده شده‌اند. این جدول شامل همه متغیرهایی است که مستقیماً اندازه‌گیری شده و یا از راه مدل‌های فراکتالی برآورد گردیده‌اند. متغیرهای وابسته به بافت خاک (درصد شن و رس) نشان‌دهنده سنگین تا میانه بودن خاک‌های بهره‌گیری شده در این پژوهش هستند. چرا که میانگین درصد ذرات شن در هر دو گروه آموزش و تعمیم کمتر از میانگین ذرات رس بود. نمونه‌های بهره‌گیری شده در این پژوهش از 12 کلاس بافتی، به جز 5 کلاس شنی، سیلتی، شن لومی، لوم شنی رسی و رسی شنی مابقی را پوشش داده‌اند. بیشتر فراسنجه‌های بکار رفته در این پژوهش دارای دامنه تغییرات میانه‌ای می‌باشند که در بهره‌گیری از توابع ساخته شده باید مدنظر قرار گیرد. مقادیر کمینه و بیشینه داده‌ها در جدول 1 گویای آن است. در بیشتر موارد کمینه و بیشینه داده‌های آزمون در محدوده کمینه و بیشینه داده‌های آموزش بود و بر پایه آزمون t میان این دو گروه برای هیچ کدام از متغیرها ناهمانندی چشم‌گیری نداشتند (داده‌ها ارائه نشده است). بنابراین محدوده تغییرات و میانگین متغیرها برای مجموعه داده‌های آموزش و آزمون همانند است. آنگارو و همکاران (2005) نشان دادند که بهره‌گیری از توابع انتقالی در محدوده داده‌های بکار گرفته شده برای آموزش با درستی بیشتری همراه خواهد بود.

همبستگی میان فراسنجه‌ها و اجزای بافت خاک

همبستگی بعد فراکتالی توزیع اندازه دانه‌های خاک با درصد رس مثبت و چشم‌گیر و با درصد شن منفی و چشم‌گیر بود (نتایج ارائه نشده است). گزارش شده است که افزایش اندازه دانه‌ها و کاهش مقدار رس موجب کاهش ابعاد فراکتالی (تیلر و ویت کرفت، 1992) و کاهش نگهداری رطوبت (هیلل، 1998) می‌گردد. بنابراین یک رابطه مستقیم میان بعد فراکتالی و نگهداری رطوبت وجود دارد.

همبستگی فراسنجه‌های فراکتالی با فراسنجه‌های منحنی نگهداری آب خاک مدل گرانولت و گرنیت

در بررسی اولیه همبستگی خطی ساده چشم‌گیر میان فراسنجه‌های مدل منحنی نگهداری آب خاک گرانولت و گرنیت با فراسنجه‌های فراکتالی و مدل توزیع اندازه دانه‌های فردلاند وجود نداشت. به این علت برای مطالعه دقیق‌تر رابطه غیرخطی این فراسنجه‌ها مورد بررسی قرار گرفت که نتایج در جدول 2 نشان داده شده است. همبستگی میان فراسنجه‌ها با اعمال روش‌های غیرخطی در بیشتر موارد بهبود یافته و چشم‌گیر بوده است. بهبود همبستگی‌ها با اعمال روش‌های غیرخطی نشان دهنده رابطه پیچیده میان فراسنجه‌های مدل منحنی

منحنی با SWRC اندازه‌گیری شده (که از برازش مدل گرانولت و گرنیت بر داده‌های تجربی به دست آمده بود) سنجیده شد. این روند برای مقایسه SWRC تخمینی هر کدام از گام‌ها با SWRC اندازه‌گیری شده انجام شد.

معیارهای ارزیابی درستی

از آماره‌های پرشماری مانند ضریب تبیین (R^2) ، بهبود نسبی $(RI)^2$ ، انتگرال ریشه میانگین مربعات خطا $(IRMSE)^3$ و انتگرال میانگین خطا $(IME)^4$ برای بررسی درستی و قابلیت اعتماد توابع انتقالی بهره‌گیری شد.

برای ارزیابی خطای کل توابع در هر گام پس از برآورد فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت از آنها برای شبیه‌سازی کل منحنی نگهداری آب خاک بهره‌گیری شد. سپس منحنی شبیه‌سازی شده با منحنی اندازه‌گیری شده از راه آماره‌های زیر سنجیده شد (نتیجه و تاپکن هینریش، 1993).

$$IME = \frac{1}{b-a} \int_a^b (\theta_p - \theta_m) d \log |h| \quad (4)$$

$$IRMSE = \left[\frac{1}{b-a} \int_a^b (\theta_p - \theta_m)^2 d \log |h| \right]^{1/2} \quad (5)$$

IRMSE (m³ m⁻³) انتگرال میانگین خطا،

(m³ m⁻³) انتگرال ریشه میانگین مربعات خطا، h پتانسیل ماتریک بر حسب θ_p و θ_m kPa به ترتیب مقدار رطوبت برآورد شده با توابع انتقالی و مقدار رطوبت اندازه‌گیری شده می‌باشند. یادآور شود که انتگرال میانگین خطا می‌تواند دارای مقادیر مثبت و منفی باشد. بنابراین هر اندازه این آماره به صفر نزدیک باشد درستی برازش بالاتر است. انتگرال ریشه میانگین مربعات خطا تنها دارای مقادیر مثبت می‌باشد. هر چه میزان این آماره کمتر یعنی به صفر نزدیکتر باشد درستی برازش بهتر خواهد بود.

بهبود نسبی با رابطه زیر سنجیده شد:

$$RI = \frac{IRMSE1 - IRMSE_i}{IRMSE1} \times 100 \quad i = 2, 3 \text{ یا } 4 \quad (6)$$

IRMSE1 انتگرال ریشه میانگین مربعات خطای گام یکم و IRMSE_i انتگرال ریشه میانگین مربعات خطای گام‌های دوم تا چهارم می‌باشند.

بحث و نتایج

ویژگی‌های آماری همه متغیرهایی که همانند برآوردگر برای ساخت توابع انتقالی منحنی نگهداری آب خاک در معادلات رگرسیونی وارد شدند؛ برای مجموعه

1. Coefficient of determination

2. Relative improvement

3. Integral root mean square error

4. Integral mean error

ها ودانه‌های خاک پی بردند و از این همانندی برای دگرگونی یکی به دیگری بهره‌گیری کردند. توزیع اندازه خاکدانه‌ها می‌تواند بر منحنی نگهداری آب خاک تأثیر داشته باشد (گوهر و همکاران، 2003). هوانگ و پاورز (2003) نشان دادند که منحنی توزیع احتمال اندازه دانه‌ها و اندازه منافذ خاک که از منحنی توزیع اندازه دانه‌ها بدست آمده کاملاً همسان هستند. هاورکمپ و پارلانگ (1986) برآورد منحنی نگهداری آب خاک را برپایه همانندی ریخت منحنی توزیع اندازه دانه‌ها با منحنی نگهداری آب خاک پایه‌ریزی نمودند. اسخاپ و بوتان (1996) گزارش کردند که بهره‌گیری از فراسنجه‌های منحنی توزیع اندازه دانه‌ها به جای اجزای توزیع اندازه دانه‌ها (رس، شن و سیلت) در برآورد رطوبت و مکش-های گوناگون سودمندتر است.

بیان توزیع اندازه دانه‌های خاک با یک فراسنجه جداگانه که شاخصی از فرم و ماهیت منحنی مربوطه باشد پیوسته مورد علاقه خاک‌شناسان بوده است. تقریباً در همه توابع انتقالی از توزیع اندازه دانه‌ها و یا فراسنجه‌های بدست آمده از آن بهره‌گیری شده است (پاچپسکی و همکاران، 1998؛ پاچپسکی و راولز، 1999). برخی پژوهشگران نیز تنها از توزیع اندازه دانه‌ها همانند ورودی بهره‌گیری کردند (سپاسخواه و تافته، 2011).

مقایسه توابع انتقالی که در آنها از فراسنجه‌های توزیع اندازه دانه‌ها بهره‌گیری شده بود نشان می‌دهد که تابع انتقالی که از فراسنجه‌های فراکتالی (PTF2) برای برآورد SWRC بهره‌گیری نموده‌اند، علی‌رغم داشتن شمار کمتر فراسنجه (سه فراسنجه) نتیجه بهتری را نسبت به تابع انتقالی چهارم (PTF4) که از فراسنجه‌های مدل توزیع اندازه دانه‌ها فردلانگ و همکاران (2000) با چهار فراسنجه بهره‌گیری کرده بود، ساختند (جدول 3 و شکل 2). از این یافته می‌توان چنین برداشت کرد که توزیع اندازه دانه‌ها و منافذ هر دو ماهیت فراکتالی دارند و بهره‌گیری از فراسنجه‌های مدل فردلانگ و همکاران (2000) علی‌رغم شمار فراسنجه‌های بیشتر در برآورد SWRC پیرومند نبود. نظریه فراکتال از مهمترین روش‌های بکار رفته برای مدلسازی ویژگی‌های ساختمان خاک می‌باشد (یوانگ و همکاران، 2001). هندسه فراکتال ابزار شایسته‌ای برای بیان ساختمان خاک و ویژگی‌های هیدرولیکی خاک است (بیوی و همکاران، 1998). تلاش‌های پرشماری جهت وابسته کردن ویژگی‌های هیدرولیکی خاک به مدل‌های فراکتالی انجام گرفته است.

افزودن فراسنجه‌های فراکتالی تعمیم‌پذیری و قابلیت اعتماد PTFها را افزایش داده است (جدول 3 و

نگهداری آب خاک با فراسنجه‌های فراکتالی و مدل توزیع اندازه دانه‌های فردلانگ می‌باشد. احتمالاً یکی از دلایل وجود همبستگی میان فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها و فراسنجه‌های شکل منحنی نگهداری آب خاک، همانندی منحنی دانه‌بندی با منحنی نگهداری آب خاک (آریا و پاریس، 1981؛ هوانگ و پاورز، 2003) باشد. ذو و دانگ (2004) نیز گزارش کردند که توزیع اندازه دانه‌ها دارای بعد فراکتالی یکسان با توزیع اندازه منافذ می‌باشند.

البته در برخی موارد نیز همبستگی‌ها ضعیف بود. چون همه متغیرهای مورد بررسی مستقیماً با پارامترهای مدل گرانولت و گرت (2004) مرتبط نیستند، که این نتیجه خیلی دور از انتظار نیست. چرا که نتیجه مشابهی توسط وریکن و همکاران (1989) برای رابطه بین خصوصیات خاک و پارامترهای معادله بکار رفته (مثل ون گنوختن) گزارش شده است.

برآورد مدل گرانولت و گرت به کمک روش رگرسیون خطی

از این به بعد از PTF1 تا PTF4 برای نشان دادن گام‌های یک تا چهار بهره‌گیری خواهد شد. مقایسه توابع انتقالی ساخته شده در چهار گام به کمک رگرسیون خطی نشان داد که سه تابعی که در آنها از فراسنجه‌های منحنی توزیع اندازه دانه‌ها (PTF2 و PTF4) و خاکدانه‌های ریز (PTF3) بهره‌گیری شده بود؛ برآورد بهتری را از منحنی نگهداری آب خاک نسبت به تابعی که در آن تنها از شن، رس و جرم مخصوص ظاهری بهره‌گیری شده بود (PTF1)، ساختند (جدول 3). در شکل 2 نیز منحنی‌های به‌دست آمده از PTF1 تا PTF4 با منحنی اندازه‌گیری شده برای دو خاک در مرحله آموزش (شکل 2 الف و ب) و دو خاک در مرحله آزمون (شکل 2 ج و د) مورد مقایسه قرار گرفته است. نتایج ارائه شده در شکل 2 تاییدی بر نتایج جدول 3 می‌باشد.

برآورد منحنی نگهداری آب خاک از روی اجزای توزیع اندازه دانه‌ها با آریا و پاریس (1981) و آریا و همکاران، (1999a,b) نیز انجام شده است. برخی دیگر از پژوهشگران نیز (هوانگ و پاورز، 2003) با روش آریا و پاریس و به کمک مدل‌های غیرخطی توزیع اندازه دانه‌ها منحنی نگهداری آب خاک را برآورد نمودند و نتیجه‌گیری کردند که روابط غیرخطی توزیع اندازه دانه‌ها با توزیع اندازه منافذ بهتر از رابطه خطی آنها بوده و برآوردهای بهتری از ویژگی‌های هیدرولیکی را می‌سازند. بنابراین از نظر تئوری رابطه نزدیک میان توزیع اندازه دانه‌ها و منحنی نگهداری آب خاک است. هانگ و ژانگ (2005) به همانندی منحنی توزیع تجمعی منافذ، خاکدانه-

برآورد منحنی نگهداری آب خاک در مدل سازی بهره‌گیری کرد.

مدل‌های رگرسیون خطی که بهترین نتایج را ایجاد کرده بود به همراه ضرایب مربوطه در جدول 4 ارائه شده است. لازم به ذکر است که در برخی موارد دقت توابع ایجاد شده چندان بالا نبود. توابع ایجاد شده در این تحقیق توابع پارامتریک می‌باشند. یکی از محدودیت‌های توابع پارامتریک این است که رطوبت خاک در پتانسیل‌های متفاوت توسط متغیرهای متفاوتی کنترل می‌شود و ممکن است این متغیرها مستقیماً با پارامترهای معادله بکار رفته برای منحنی رطوبتی مرتبط نباشند (وریکن و همکاران، 1989؛ شینوست و همکاران، 1997) که نتیجه آن پایین بودن دقت این توابع خواهد بود (نوماسلا و همکاران، 2003). محققان دیگری از جمله وستن و همکاران (2001) نیز دقت پایینی را برای توابع پارامتریک گزارش کرده‌اند. آن‌ها R^2 برابر با 0/2 را برای پارامتر α مدل ون‌گونختن گزارش کردند.

البته لازم به ذکر است که نتایج ضعیف PTF1 تا حدی قابل انتظار بود. چون در آن تنها از شن، رس و جرم مخصوص ظاهری به عنوان تخمین‌گر بهره‌گیری شده بود.

نتیجه‌گیری

بهره‌گیری از فراسنجه‌های فراکتالی و غیر فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها موجب کاهش خطای برآورد منحنی نگهداری آب خاک گردید. ولی فراسنجه‌های فراکتالی از این نظر مؤثرتر بودند. تاثیر فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز در هر دو گام تعمیم و آموزش بر برآورد فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت چشم گیر بود و مایه افزایش درستی، دقت و قابلیت اعتماد توابع گردیدند. چرا که فراسنجه‌های فراکتالی به گونه کارآمدی می‌توانند بافت و ساختمان خاک را کمی کنند. روی هم‌رفته بهره‌گیری از فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز با نبود فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها در برآورد منحنی نگهداری آب خاک سودمند می‌باشد. از این یافته می‌توان چنین برداشت کرد که توزیع اندازه دانه‌ها و خاکدانه‌های ریز هر دو ماهیت فراکتالی دارند. همچنین بهتر است برآورد SWRC بر پایه مقایسه دو منحنی برآوردی و اندازه‌گیری شده انجام گیرد. با توجه به بهبود درستی و قابلیت اعتماد برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی به کمک فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها و توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز پیشنهاد می‌شود که تاثیر این فراسنجه‌ها بر برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی در دیگر

شکل 2) که جنبه مهمی از قابلیت کاربرد توابع انتقالی می‌باشد (دوود و ساراک، 1994).

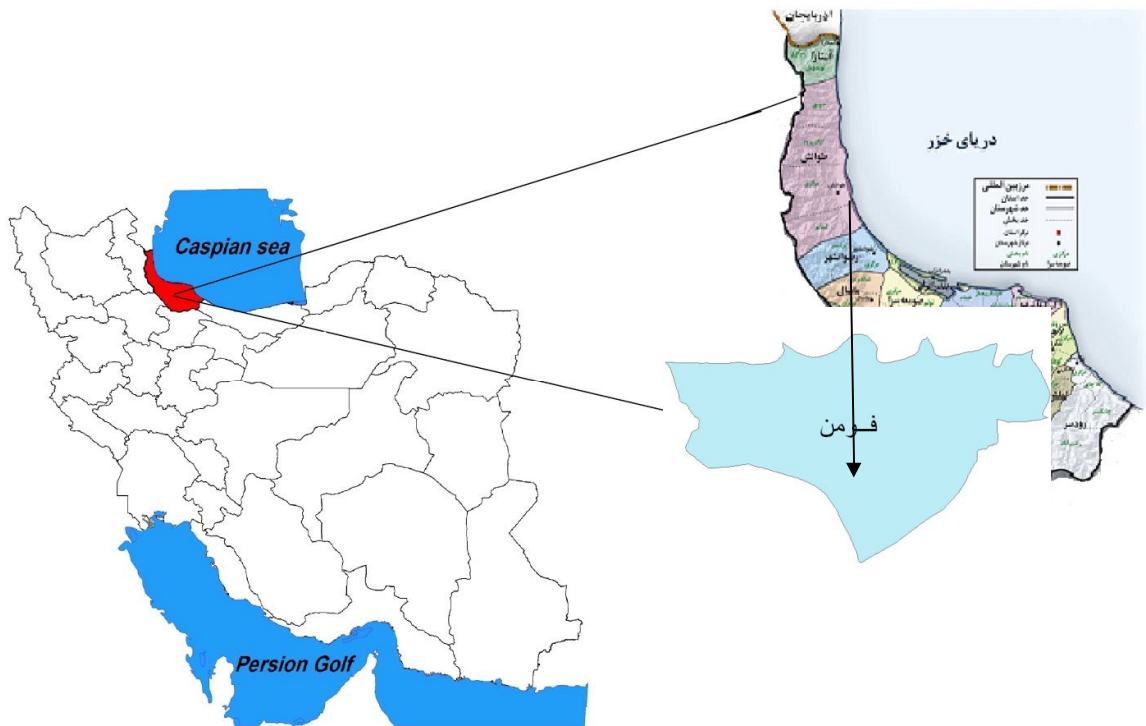
تیلر و ویت گرفت (1992) و دیگر پژوهشگران (ریو و اسپوزیتو، 1991؛ کروفرود و همکاران، 1995) نیز رابطه نزدیک مدل‌های فراکتالی با منحنی نگهداری آب خاک را نشان داده و مدل‌های منحنی نگهداری آب خاک را بسط دادند. هانت و گی (2002) از تحلیل فراکتالی بهره‌گیری کرده و از روی توزیع اندازه دانه‌ها منحنی نگهداری آب خاک را بسط دادند.

در این پژوهش از فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها (PTF2) و توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز (PTF3) به گونه جداگانه برای ساخت توابع انتقالی بهره‌گیری شد که سنجش و آزمون این دو تابع انتقالی، برآورد بهتر منحنی نگهداری آب خاک را با مدل توزیع اندازه دانه‌ها نشان داد (جدول 3 و شکل 2). همان گونه که در روش پژوهش یادآور شد برای برآورد منحنی نگهداری آب خاک در آغاز فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت برآورد شدند و سپس از این فراسنجه‌ها در برآورد منحنی نگهداری آب خاک بهره‌گیری گردید. در برآورد هر یک از فراسنجه‌های مدل گرانولت و گرنیت، بهره‌گیری از فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز نسبت به فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها برآورد بهتری را بدست دادند (داده‌ها ارائه نشده است)؛ اما هنگامی که از این فراسنجه‌ها در مدل گرانولت و گرنیت برای برآورد منحنی نگهداری آب خاک بهره‌گیری و نتایج با منحنی اندازه‌گیری شده آزمون شد، آشکار گردید که توابعی که در آنها از فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز بهره‌گیری شده بود نسبت به فراسنجه‌های توزیع اندازه دانه‌های خاک در برآورد SWRC درستی کم‌تری را داشتند. این یافته نشان می‌دهد که در فرایند بهینه‌سازی در برآورد SWRC از تابع هدفی بهره‌گیری شود که ناهمانندی دو منحنی برآوردی و اندازه‌گیری شده را به کمترین اندازه برساند، نه ناهمانندی فراسنجه‌های برآوردی و اندازه‌گیری شده را. چرا که هدف برآورد رطوبت در مکش‌های گوناگون است نه برآورد فراسنجه‌ها. بنابراین بهتر است که برآوردها به گونه‌ای باشد که ناهمانندی رطوبت اندازه‌گیری شده و برآوردی کمترین باشند (میناسنی و مک‌برانتی، 2002).

یافته‌ها نشان می‌دهند که به علت همانندی منحنی توزیع تجمعی منافذ، خاکدانه‌ها و دانه‌های خاک و اثری که این مشخصه‌ها بر نگهداری آب در خاک دارند؛ می‌توان از ابعاد فراکتالی توزیع‌های فوق که شاخصی از اندازه خود همانندی در این مشخصه‌ها می‌باشد برای

و از فراسنجه‌های آنها در برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی خاک با روش‌های دیگر بهره‌گیری شود.

نقاط جهان بررسی شود. همچنین رفتار فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها و توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز بررسی شده



شکل 1- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

جدول 1- ویژگی‌های آماری مجموعه داده‌های آموزش و آزمون

Sand (%)	Clay (%)	BD (gcm ⁻³)	α_p	Dp	Lp	α_a	Da	La	a_{gr}	n_{gr}	m_{gr}	d_{gr}	K_1	K_0	n	
آموزش																
16/77	32/85	1/28	0/79	2/86	0/79	1/17	2/81	1/17	0/04	1/36	0/84	134	6/13	634	3/11	میانگین
																انحراف
10/87	11/41	0/23	0/09	0/04	0/09	0/21	0/06	0/21	0/06	0/44	0/27	176	18/4	1128	1/75	استاندارد
1	13	0/86	0/63	2/73	0/62	0/65	2/6	0/65	0/01	0/8	0/31	8/83	0/39	7/4	0/27	کمینه
59	56	1/7	1/22	2/93	1/22	2/09	2/9	2/90	0/43	2/89	1/81	752	86	4848	6/05	بیشینه
آزمون																
15/23	32/91	1/27	1/16	2/84	1/16	0/78	2/86	0/77	0/03	1/44	0/81	93	23/34	342	2/27	میانگین
																انحراف
8/94	11/61	0/28	0/17	0/08	1/18	0/07	0/04	0/07	0/02	0/46	0/28	117	38/46	1025	1/68	استاندارد
1	14	0/73	0/96	2/68	0/92	0/63	2/77	0/63	0/01	0/81	0/32	7/77	0/49	9/74	0/31	کمینه
36	58	1/7	1/6	2/93	1/6	0/91	2/93	0/91	0/08	2/47	1/48	546	105	4748	5/85	بیشینه

Sand: درصد شن، Clay: درصد رس، BD: جرم مخصوص ظاهری، α_p : نسبت همانندی توزیع اندازه دانه‌ها، Dp: بعد فراکتالی توزیع اندازه دانه‌ها، Lp: ثابت تجربی مدل توزیع اندازه دانه‌ها، α_a : نسبت همانندی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز، Da: بعد فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز، La: ثابت تجربی مدل توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز، a_{gr} : اولین نقطه شکست منحنی در مدل فردلاند، n_{gr} : تندترین شیب منحنی در مدل فردلاند، m_{gr} : فراسنجه شکل منحنی در قسمت پایین در مدل فردلاند، d_{gr} : مقدار ذرات ریز در مدل فردلاند (در اکثر موارد برابر 0/001 می‌باشد)، K_1 و K_0 و n فراسنجه‌های برازشی مدل گرانولت و گرت را نشان می‌دهند.

جدول 2- همبستگی غیرخطی متغیرها با فراسنجه‌های مدل منحنی نگهداری آب خاک

فراسنجه ^a	نوع معادله	فرمول معادله	R	فراسنجه ^a	نوع معادله	فرمول معادله	R
ap-K ₁	Power	$K_1 = 6/9841ap^{-2/1362}$	-0/408	La-K ₁	Exp	$K_1 = 26/9949e^{-0/8462La}$	-0/374
ap-K ₀	Exp	$K_0 = 522/2e^{0/0423 ap}$	+0/439**	La-K ₀	Exp	$K_0 = 2927/6e^{-1/1289La}$	-0/535**
ap-n	Exp	$n = 2/8840e^{-0/0204 ap}$	-0/851**	La-n	Exp	$n = 5/1178e^{-0/3/32La}$	-0/884**
Dp-K ₁	Exp	$K_1 = 1/49 \times 10^{-16} e^{13/4256Dp}$	+0/41**	a _{gr} -K ₁	Power	$K_1 = 4/6918a_{gr}^{-0/2545}$	-0/4**
Dp-K ₀	Exp	$K_0 = 1207524e^{-2/6932Dp}$	-0/444**	a _{gr} -K ₀	Exp	$K_0 = 607/6e^{-3/4132a_{gr}}$	-0/446**
Dp-n	Exp	$n = 104/7e^{-1/26Lp}$	-0/853**	a _{gr} -n	Exp	$n = 2/9673e^{-1/2251a_{gr}}$	-0/852**
Lp-K ₁	Power	$K_1 = 6/9794Lp^{-2/511}$	-0/407**	n _{gr} -K ₁	Exp	$K_1 = 7/5388e^{-0/3181n_{gr}}$	-0/4**
Lp-K ₀	Exp	$K_0 = 523/9e^{0/0384Lp}$	+0/439**	n _{gr} -K ₀	Power	$K_0 = 504/1n_{gr}^{0/2195}$	+0/443**
Lp-n	Power	$n = 2/8578Lp^{0/0285}$	+0/851**	n _{gr} -n	Power	$n = 2/7854 n_{gr}^{0/0633}$	+0/85**
aa-K ₁	Exp	$K_1 = 26/7963e^{-0/8392Lp}$	-0/374**	m _{gr} -K ₁	Power	$K_1 = 5/4309m_{gr}^{-1/938}$	-0/468**
aa-K ₀	Exp	$K_0 = 2597e^{-1/0212aa}$	-0/539**	m _{gr} -K ₀	Power	$K_0 = 6/919m_{gr}^{0/6902}$	+0/456**
aa-n	Exp	$n = 5/2217e^{0/3901aa}$	+0/442**	m _{gr} -n	Power	$n = 3/0659m_{gr}^{0/3581}$	+0/857**
Da-K ₁	Exp	$K_1 = 3/04 \times 10^{-12} e^{10/0903Da}$	+0/197**	d _{gr} -K ₁	Power	$K_1 = 5/2114d_{gr}^{0/1945}$	+0/408**
Da-K ₀	Power	$K_0 = 824/2Da^{-0/0311}$	-0/528**	d _{gr} -K ₀	Exp	$K_0 = 649/4e^{0/00181d_{gr}}$	+0/453**
Da-n	Power	$n = 217/3Da^{-4/0405}$	-0/886**	d _{gr} -n	Power	$n = 3/2206d_{gr}^{-0/0377}$	-0/851**

^a همه فراسنجه‌ها در ذیل جدول 1 معرفی شده‌اند.

* و ** به ترتیب نشان دهنده چشم‌گیری در سطح 5٪ و 1٪ می‌باشند.

جدول 3- نتایج آماره‌های برآورد منحنی نگهداری آب خاک مدل گرانولت و گرنت به کمک روش رگرسیون خطی در توابع انتقالی ساخته شده در گام‌های چهارگانه

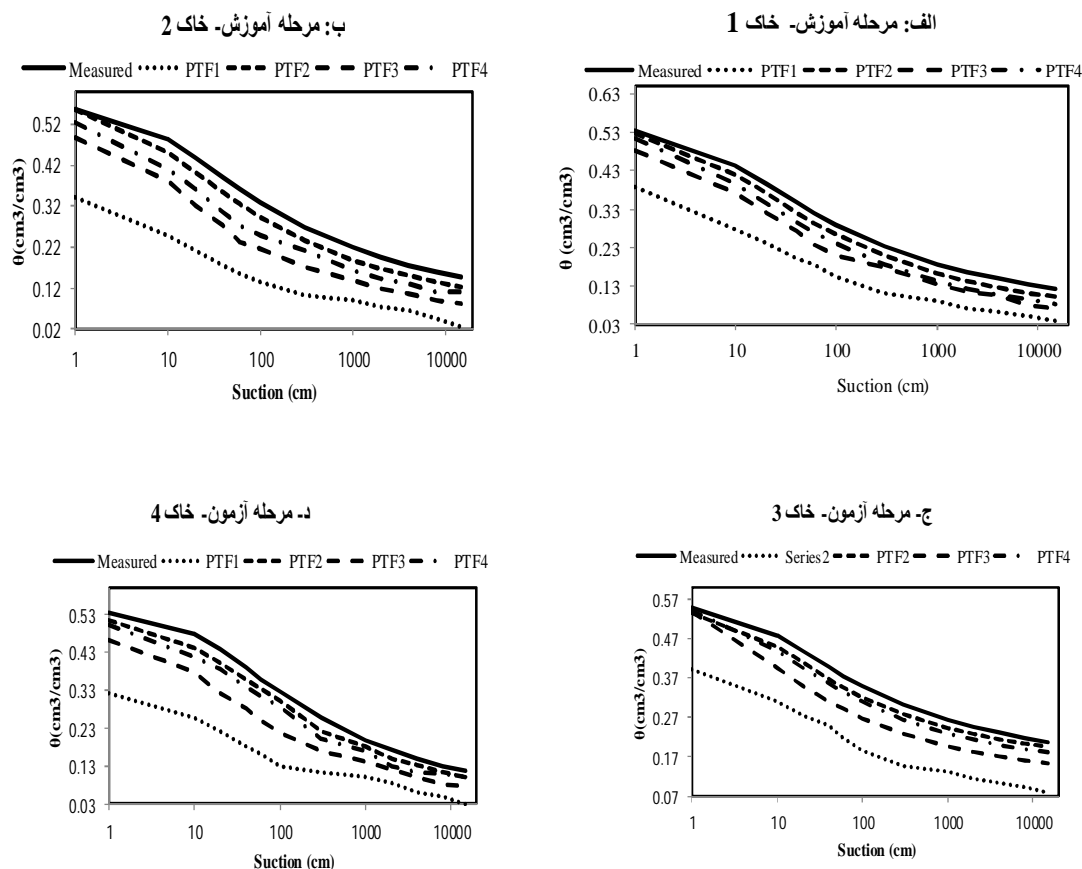
	IME	IRMSE	R ²	RI
آموزش (رگرسیون خطی)				
گام 1	18/65	37/07 ^a	0/219	
گام 2	-1/14	1/35 ^b	0/533	96/35
گام 3	0/97	1/9 ^b	0/417	94/87
گام 4	-0/51	1/59 ^b	0/665	95/71
آزمون (رگرسیون خطی)				
گام 1	25/81	34/42 ^a	0/215	
گام 2	-2/34	2/94 ^b	0/279	91/44
گام 3	-4/2	5/27 ^b	0/243	84/66
گام 4	-1/66	3/04 ^b	0/639	91/15

* وجود یک حرف مشترک نشان دهنده عدم وجود تفاوت معنی‌دار بین گام‌ها می‌باشد.

جدول 4- مدل‌های رگرسیون خطی برازش شده و ضرایب آنها

مدل	a	b	c	d	e	f	g	h	
K ₁	=a×sand+b×clay+c×BD+d	25/795	29/6902	4/5495	-29/3916				
K ₀	=a×sand+b×clay+c×BD+d	-0/2264	-0/2962	0/0994	0/1230				
n	=a×sand+b×clay+c×BD+d	-0/2592	-0/3983	0/0214	0/1783				
K ₁	=a×sand+b×clay+c×BD+d×αp+e×Dp+f×Lp+g	0/4559	0/3416	-0/2196	3/4953	0/1544	-3/5975	-0/1421	
K ₀	=a×sand+b×clay+c×BD+d×αp+e×Dp+f×Lp+g	-0/8032	-1/1478	0/1200	-3/5833	1/0551	4/4600	0/1528	
n	=a×sand+b×clay+c×BD+d×αp+e×Dp+f×Lp+g	-0/8815	-1/0198	0/0491	-3/9040	0/6975	4/6822	0/2277	
K ₁	=a×sand+b×clay+c×BD+d×αa+e×Da+f×La+g	0/3465	0/6066	-0/0117	0/7030	0/0849	-0/6914	-0/1685	
K ₀	=a×sand+b×clay+c×BD+d×αa+e×Da+f×La+g	0/1246	-0/4760	-0/0772	-2/2832	0/07779	2/2635	0/4242	
n	=a×sand+b×clay+c×BD+d×αa+e×Da+f×La+g	0/1182	-0/5341	-0/0776	-2/0482	0/1469	2/1008	0/4772	
K ₁	=a×sand+b×clay+c×BD+d×a _{gr} +e×n _{gr} +f×m _{gr} +g×d _{gr} +h	0/6228	-0/2484	-0/2990	-0/8520	0/0037	-0/5530	-0/2469	-0/1785
K ₀	=a×sand+b×clay+c×BD+d×a _{gr} +e×n _{gr} +f×m _{gr} +g×d _{gr} +h	-0/6408	0/1661	0/1841	0/8477	0/0646	0/5158	-0/0945	0/1273
n	=a×sand+b×clay+c×BD+d×a _{gr} +e×n _{gr} +f×m _{gr} +g×d _{gr} +h	-0/6863	-0/2470	0/0836	0/6463	-0/1233	0/2470	-0/0712	0/1828

^a همه فراسنجه‌ها در ذیل جدول 1 معرفی شده‌اند.



شکل 2- نمودارهای مربوط به مقادیر اندازه‌گیری شده و تخمین زده شده در گام‌های چهارگانه برای دو نمونه خاک در مرحله آموزش (الف و ب) و دو نمونه خاک در مرحله آزمون (ج و د).

فهرست منابع:

1. خداوردی‌لو، ح. و همایی، م. 1381. اشتقاق توابع انتقالی خاک به منظور برآورد منحنی مشخصه رطوبتی. مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی. 35-46: (10)3
2. رضایی، ع. و نیشابوری، م. ر. 1378. تعیین منحنی مشخصه آب خاک با استفاده از منحنی توزیع اندازه ذرات و جرم مخصوص ظاهری خاک. ششمین کنگره علوم خاک ایران. مشهد. ص 306-307.
3. شیرین فکر، ا. 1388. استفاده از مدل‌های هم‌دمای جذب سطحی فسفر و ارتباط آن با خاکهای اسیدی باغ‌های چای. گزارش نهایی. مرکز اطلاعات و مدارک علمی سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی. ص: 1-52
4. محمدی ج.، 1382. پدومتری-جلد اول: آمار کلاسیک. 531 صفحه.
5. محمدی ج.، و رئیسی گهرویی، ف. 1382. توصیف فراکتالی اثرات قرق دراز مدت و چرای مفرط بر الگوی تغییرات مکانی شماری از ویژگی‌های شیمیایی خاک. علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، 4: 25-37.
6. Anderson, A. N., McBratney, A. B. and FitzPatrick, E. A., 1996. Soil mass, surface, and spectral fractal dimensions estimated from thin section photographs. Soil Sci. Soc. Am. J. 60: 962-969.

7. Anderson, A. N., McBratney, A. B and Crawford, W. J., 1998. Application of fractals to soil studies. *Adv. Agron.* 63:1-76.
8. Arya, L. M. and Paris, J. F., 1981. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle size distribution and bulk density data. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 45: 1023-1030.
9. Arya, L.M., Leij, F.J., Van Genuchten, M.Th. and Shouse, P.J. 1999a. Scaling parameter to predict the soil water characteristic from particle size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 510-519.
10. Arya, L.M., Leij, F.J., Van Genuchten, M.Th. and Shouse, P.J. 1999b. Relation between hydraulic conductivity function and the particle- size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 1063-1070.
11. Bavaye, P., Parlange, J.Y. and Stewart, B.A. 1998. Fractal in soil science. *Advances in soil science.* CRC Press, Boca Raton, FL.
12. Bayat, H., Neyshabouri, M. R., Mahboubi, A. A., Mosadeghi, M.R. (2008) "Prediction of penetration resistance using artificial neural network and comparison with linear and nonlinear regression model". *Turkish journal Agriculture and Forestry.* 32, 425-433.
13. Bird, N.R.A., Bartoli, F. and Dexter, A.R. 1996. Water retention models for fractal soil structures. *Eur. J. Soil Sci.* 47: 1-6.
14. Brooks, R.H. and Corey, A. T. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper no. 3.* Colorado State Univ, Fort Collins, Co. USA.
15. Crawford, J. W., Sleeman, B.D. and Young, I.M. 1993. On the relation between number size distribution and fractal dimension of aggregates. *J. Soil Sci.* 44:555-565.
16. Crawford, J. W., Matsui, N. and Young, I.M. 1995. The relation between the moisture release curve and the structure of soil. *Eur. J. Soil Sci.* 46: 369-375.
17. Dowd, P.A. and Sarac, c. 1994. A neural network approach to geostatistical simulation, *Mathematical geology.* 26 (4):493-503.
18. Fooladmand, H.R., and Hadipour, S. 2011. Parametric pedotransfer functions of a simple linear scale model for soil moisture retention curve. *African Journal of Agricultural Research.* 6(17): 4000-4004.
19. Fredlund, M.D., Fredlund, D.G., Ward Wilson, G. 2000. An equation to represent grain-size distribution. *Can. Geotech. J.* 37: 817-827.
20. Gardner W. 1956. Mathematics of isothermal water conduction in unsaturated soils. Highway Research Board Special Report 40 International Symposium on Physico Chemical Phenomenon in Soils. Washington DC. 78-87.
21. Groenevelt, P.H., Grant, C.D., 2004. A new model for the soil water retention curve that solves the problem of residual water contents. *Eur. J. Soil Sci.* 55: 479-485.
22. Gee, G.W., and Or, D. 2002. Particle-size Analysis In: Warren, A.D. (ed) *Methods of soil analysis. Part 4. Physical Methods.* Soil Sci. Soc. Am. J. pp: 255-295.
23. Grossman, R.B. and Reinsch, T.G. 2002. Bulk density and linear extensibility. In: Warren, A.D. (ed) *Methods of soil analysis. Part 4. Physical Methods* Soil Sci. Soc. Am. J. pp. 201-228.
24. Guber, A.K., Rawls, W.J., Shein, E.V. and Pachepsky, Y.A. 2003. Effect of soil aggregate size distribution on water retention. *Soil Sci.* 168: 223-233.
25. Gupta, S.C and Larson, W.E. 1979a. Estimating soil water retention characteristic from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resour. Res.* 15:1633-1635.
26. Haverkamp, R. and Parlange, J.Y. 1986. Prediction retention curve from particle size distribution, I. Sandy soils without organic matter. *Soil Sci.* 142:325-339.
27. Hillel, D. 1998. *Environmental soil physics.* Academic Press, pp.771.

28. Haung, G.H. and Zhang, R. 2005. Evaluation of soil water retention curve with the pore-solid fractal model. *Geoderma*.127:52-61.
29. Hunt, A.G. and Gee, G.W. 2002. Water retention of fractal soil models using continuum percolation theory: test of handford site soils. *Vadose Zone J.* 1:252-260.
30. Hwang, S.I. and Powers, S.E. 2003. Using particle-size distribution models to estimate soil hydraulic properties. *Soil Sci. Am. J.* 67: 1103-1112.
31. Khlosi, M., Cornelis, W. M., Douak, S., Van Genuchten, M, T., and Gabriel, D. 2008. Performance evaluation of models that describe the soil water retention curve between saturation and oven dryness. *Vadose Zone Journal.* 7: 87-96.
32. Koekkoek, E. J. W. and Booltink, H. 1999. Neural network models to predict soil-water retention. *Eur. J. Soil Sci.* 50489-496.
33. Millan, H. and Orellana, R. 2001. Mass fractal dimensions of soil aggregates from different depths of a compacted vertisol. *Geoderma* 101: 65-76.
34. Minasny, B. and McBratney, A.B. 2002. The Neuro-m method for fitting neural network parametric pedotransfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 352-361.
35. Pachepsky, Y., Rawls, W., Gimenez, D. and Watt, J.P.C. 1998. Use of soil penetration resistance and group method of data handling to improve soil water retention estimates. *Soil and Tillage Res.* 49: 117-126.
36. Pachepsky, Y. and rawls, W. 1999. Accuracy and redliability of pedotransfer functions as a affected by grouping soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63:1748-1757.
37. Perrier, E., Bird, N., 2002. Modelling soil fragmentation: the PSFapproch. *Soil Tillage Res.* 64: 91-99.
38. Perrier, E., Bird, N., 2003. The PSF model of soil structure: a multiscale approach. In: Pachepsky, Ya., Radcliff, D.E., Selim, H.M. (Eds), *scaling methods in soil physics*. CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 1-18.
39. Quinn, G. P. & Keough, M. J. 2002. *Experimental Design and Data Analysis for Biologists*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
40. Rawls, W. J., Brakensiek, D.L., 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling In: jones, E., Ward, T. J. (Eds). *Watershed Manag. Eighties. Proceedig os Symposium ASCE, Denver, CO, 30April-2 May 1985 ASCE, New York, pp. 293-299*
41. Riue, M. and Sposito, G. 1991. Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties. I. *Theor. Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 1231-1238.
42. Schaap, M.G. and Bouten, W. 1996. Modeling water retention curves of sandy soils using neural networks. *Water Resour. Res.* 32: 3033-3040.
43. Schaap, M.G., leij, F.J. and Van genuchten, M.Th. 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62: 847-855.
44. Scheinost, A.C., Sinowski, W. and Auerswald, K. 1997. Regionalization of soil water retention curves in highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function. *Geoderma* 78: 129 – 143.
45. Schuh, W.M., Cline, R.L. and Sweney, M.D. 1988. Comparison of laboratory procedure and a textural model for predicting in situ soil water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 1218-1227.
46. Sepaskhah, A.R., Tafteh, A. 2011. Pedotransfer function for estimation of soil specific surface area using soil fractal dimation of improved particle size distribution. *Agronomy and Soil Science journal*.pp: 1-11
47. Tietje, O. and Tapkenhinrichs, M. 1993. Evaluation of pedo-transfer function. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 1088-1095.
48. Tomasella, J., Pachepsky, Y., Crestana, S. and Rawls, W.J. 2003. Comparison of two technigues to develop pedotransfer functions for water retention. 67: 1085-1092.

49. Tyler, S.W. and Wheatcraft, S.W. 1990. Fractal Process in soil water retention. *Water Resour. Res.* 26:1047-1054.
50. Tyler, S.W. and Wheatcraft, S.W. 1992. Fractal Scaling of soil particle-size distribution: analysis and limitation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:362-369.
51. Ungaro, F., Calzolari, C. and Busano, E. 2005. Development of pedotransfer functions using a group method of data handling for the soil of the Pianura Padano-Veneta region of north Italy: Water retention properties. *Geoderma.* 124:293-317.
52. Van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
53. Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J. and Darius, P. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.* 148:389-403.
54. Vereecken, H., Dielst, J., Van Orahoven, J., Feyen, J. and Bouma, J. 1992. Functional evaluation of pedotransfer for the estimation of soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 1371-1378.
55. Walczak, R., Witkowska-Walczak, B. and Stawinski, C. 2004. Pedotransfer studies in Poland. In Y. Pachepsky, and W. J. Rawls (Eds). *Development of pedotransfer functions in soil hydrology.* Elsevier, Boston, Heidelberg, London, pp. 449-462.
56. Walczak, R.T., Moreno, F., Stawinski, C., Fernande, E. and Arrue, J. L. 2006. Modeling of soil water retention curve using soil solid phase parameters. *J. Hydrol.* 329: 527-533.
57. Wösten, J.H.M., Pachepsky, Y. and Rawls, W.J. 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *J. Hydrol.* 251: 123-150.
58. Xu, Y.F. and Ping Dong. 2004. Fractal approach to hydraulic properties in unsaturated porous media. *Chaos, Solitons and Fractals.* 19: 327-337.
59. Young, I.M. and Crawford, J.W. 1991. The fractal structure of soil aggregates: its measurement and interpretation. *Soil Sci.* 42:187-192.
60. Young, I.M. and Crawford, J.W. and rappoldt, C. 2001. New method and models for characterizing structural heterogeneity of soil. *Soil and Tillage Res.* 61: 33-45.
61. Zuur, A. F., Ieno, E. N. & Smith, G. M. 2007. *Analysing ecological data.* Springer, New York.