بررسی روابط بافت خاک و پارامتر مقیاس بندی برای برآورد رطوبت خاک

علی اصغر خوشنود یزدی و بیژن قهرمان[۲]

۱- چکیده:

مدل آریا و پاریس روش معمولاً پذیرفته شده‌ای برای تبدیل منحنی توزیع اندازه ذرات به منحنی مشخصهٔ آب خاک با استفاده از پارامتر مقیاس بندی (Scaling parameter, α) است. در مدل اولیهٔ آریا و پاریس (۱۹۸۱)، پارامتر مقیاس بندی برای تمام گروههای بافتی خاک، ثابت (۱/۳۸) فرض شده بود. در سالهای اخیر، مطالعات متعدد نشان داده است که پارامتر مقیاس بندی مقدار ثابتی نیست و کمیت آن بستگی به توزیع اندازهٔ ذرات خاک دارد. به منظور بررسی روابط بین بافت خاک و پارامتر مقیاس بندی و همچنین برآورد تقریبی منحنی رطوبتی خاک تحقیقاتی انجام شد که نتایج آن دراین مقاله ارائه می‌شود. در این مطالعه، پارامتر α تابعی از عدد مقیاس بندی شدهٔ تعداد ذرات کروی برای تخمین طول خلل و فرج در نظر گرفته شده است . نتایج نشان داد که α مقداری ثابت نیست و با افزایش اندازهٔ ذرات خاک به ویژه برای بخش شن تغییر می‌کند. از آنجا که تعیین پارامتر مقیاس‌بندی مشکل است، برای تخمین پارامتر مقیاس‌بندی بر اساس پارامترهای توزیع اندازه ذرات خاک یک معادلهٔ رگرسیونی به دست آمد (r^2= ۰/۹۶) و دقت برآورد معادله و روش پارامتر با مقدار ثابت (α =۱/۳۸) در تعدادی از خاکهای مناطق آمل، بابل و کرج مقایسه شدند. پیش‌بینی‌های رطوبت خاک نتایج قابل قبول تا عالی را با مقادیر اندازه‌گیری شده نشان داد. استفاده از یک مقدار ثابت (α = ۱/۳۸) برای رطوبتهای کم منتج به پیش بینی‌های کمتر و برای رطوبتهای بیشتر منجر به پیش‌بینی‌های بیشتر شد. منحنی مشخصه آب خاک به طرز قابل قبولی برای سه نمونه خاک شبیه‌سازی شد.

۲- واژه های کلیدی:

بافت خاک، پارامتر مقیاس بندی، توزیع اندازه ذرات، طول خلل و فرج، منحنی مشخصه آب خاک

۱- به ترتیب مربی آموزشکده کشاورزی شیروان، دانشگاه فردوسی مشهد و استادیار گروه آبیاری دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، پیام نگار: bijangh@ferdowsi.um.ac.ir

۳- پیشگفتار:

مطالعه پدیده‌های مربوط به آب در خاک مستلزم آگاهی از مقدار آب موجود و وضعیت انرژی آن (به ترتیب رطوبت و مکش) در خاک است [۱۱]. رطوبت خاک را می‌توان به صورت مستقیم در مزرعه یا آزمایشگاه با روشهای مختلفی از قبیل صفحات فشاری، بلوکهای گچی، پخش نوترون، تابش گاما و انعکاس سنجی زمانی اندازه‌گیری کرد [۹]. روشهای فوق رطوبت خاک را بسته به شرایط آزمایش با دقت کافی اندازه گیری می‌کنند اما مشکلات ناشی از زمان (مثلاً برای صفحات فشاری) و هزینهٔ زیاد (مثلاً برای تابش گاما) مانع از کاربرد عمومی آنها می‌شود. از این‌رو روشهای غیر مستقیم متعددی برای تخمین مقدار رطوبت خاک از روی سایر اطلاعات قابل دسترس پیشنهاد شده است [۲۹].

تأثیر بافت، جرم مخصوص ظاهری، و مواد آلی خاک بر مقدار رطوبت و هدایت هیدرولیکی خاک از مدتها قبل به خوبی تشخیص داده شده است [۸ و ۱۰]. اما با توجه به اینکه خاک محیطی پیچیده و ناهمگن است و خصوصیات هیدرولیکی آن نسبت به زمان و مکان تغییر می‌کند [۱۸]، یافتن رابطه‌ای کاملاً مشخص بین بافت خاک و خصوصیات هیدرولیکی آن بسیار دشوار است [۱۳]. با این حال سعی شده است با استفاده از معادلات رگرسیونی چند متغیره و یا تحلیل شبکه‌های عصبی نقاط مشخصی از منحنیهای رطوبت - مکش - هدایت هیدرولیکی بر اساس بافت، جرم مخصوص ظاهری، مینرالوژی و مواد آلی خاک پیش بینی شود [۱٦، ۲۲، ۲۵ و ۳۰]. بدیهی است بیان ریاضی منحنیهای رطوبت- مکش- هدایت هیدرولیکی به صورت تابع پیوسته نیاز به یک یا چند پارامتر انطباقی دارد [۷، ۱۷ و ۲۸]. این پارامترها معمولاً از طریق رگرسیون و یا روشهای شبکه عصبی از روی خصوصیات اصلی خاک ارزیابی و تعیین می‌شوند [۲۰ و ۲۱]. از آنجا که مقدار رطوبت خاک در حالت تعادل اصولاً تابع اندازه آن حجم از خلل و فرج خاک است که از آب پر مانده‌اند، توزیع اندازهٔ خلل و فرج خاک از پارامترهای تعیین کننده برای پیش بینی مقدار رطوبت و خصوصیات هیدرولیکی خاک محسوب می‌شود [۱٤، ۱۵ و ۱۷]. بر این اساس آریا و پاریس(Arya & Paris, 1981) با ارائهٔ مدلی پیش بینی منحنی مشخصه آب خاک را از روی توزیع اندازهٔ ذرات خاک فراهم ساختند. در این مدل، اندازهٔ منافذ خاک، که به شکل لوله‌های موییین فرض شده است، از طریق مقیاس بندی طول خلل و فرج تعیین می‌شود. چون اندازهٔ ذرات غیرکروی معمولاً بر حسب قطر معادل ذرات کروی با حجم و وزن یکسان بیان می‌شود، در مدل فوق طول خلل و فرج در هر بخش از منحنی توزیع اندازه ذرات خاک از مجموع قطر ذرات کروی تخمین زده می‌شود. سپس طول خلل و فرج محاسبه شده برای ذرات کروی از طریق پارامتر مقیاس‌بندی به خاک طبیعی تعمیم داده می‌شود. در مطالعاتی که این دو محقق روی خاکهای مختلف داشتند نتیجه گرفته‌اند که مقدار پارامتر مقیاس‌بندی دارای محدوده‌ای بین ۱/۳۵ تا ۱/٤۰ است و عدد ۱/۳۸ را به عنوان بهترین میانگین برای این پارامتر پیشنهاد کرده‌اند. مطالعات بعدی آریا و پاریس (Arya & Paris, 1982) نشان داد که پارامتر مقیاس بندی از

۱/۱ برای خاکهای ریز بافت تا ۲/۵ برای خاکهای درشت بافت تغییر می‌کند.

نتایج مشابهی را نیز تایلر و ویت کرافت (Tyler & Wheatcraft, 1989) گزارش کرده‌اند. در حالی که شو و همکاران (Schuh *et al*., 1988) پس از بررسی تغییرات پارامتر مقیاس‌بندی روی خاکهایی با بافت متفاوت نتیجه گرفته‌اند که این پارامتر از کمتر از ۰/۹۵ برای خاکهای سیلتی لوم تا ۱/۳ برای خاکهای لوم متغیر است. مقادیر کوچک‌تر از یک برای پارامتر مقیاس‌بندی از نظر تئوری صحیح نیست ولی شو و همکاران (Schuh *et al*., 1988) توضیحی در این زمینه ارائه نکردند.

نتایج بالا نشان می‌دهد که بافت خاک تأثیر زیادی روی کمیت پارامتر مقیاس بندی دارد. از این‌رو تعدادی از محققان [به طور مثال ۱۲ ، ۱۹ و ۲۳] پیشنهاد کرده‌اند اگر این پارامتر بر اساس توزیع اندازهٔ ذرات خاک بیان شود شاید بتوان راه حل قابل اعتمادتری برای تخمین خصوصیات هیدرولیکی خاک پیدا کرد. از طرف دیگر، توزیع اندازهٔ ذرات به طور متداول تنها در سه بخش رس، لای، و شن تعیین می‌شود. هدف این تحقیق (الف) به دست آوردن روابطی بین پارامتر مقیاس بندی و توزیع اندازهٔ ذرات خاک و (ب) برآورد رطوبت و پتانسیل ماتریک خاک برای این سه بخش از منحنی مشخصهٔ آب خاک و مقایسهٔ آنها با مقادیر اندازه‌گیری شده در آزمایشگاه است.

- مبانی نظری:

برای بررسی تأثیر بافت خاک بر پارامتر مقیاس-بندی و پیش بینی منحنی مشخصهٔ آب خاک به مدلی نیاز است که توزیع اندازهٔ ذرات خاک را به میزان رطوبت خاک مرتبط سازد. با مدل اولیه آریا و پاریس (Arya & Paris, 1981) این عمل به خوبی اجرا می‌شود و از سوی دیگر مدل آنها را بعضی از محققان [۲، ٦ ،۱۳ و ۱۹] با موفقیت به کار برده‌اند از این رو در این بررسی نیز ترجیح داده شد از مدل اولیهٔ آریا و پاریس استفاده شود. در این مدل، منحنی توزیع اندازهٔ ذرات خاک به بخشهای متعددی (n کلاس که تعداد کلاسها بستگی به شکل منحنی دارد) تقسیم و فرض می‌شود ذرات موجود در هر دامنه از بافت خاک کروی هستند و ترتیب قرار گرفتن آنها به صورت مکعب است. با این فرضیات، توزیع اندازهٔ ذرات خاک به توزیع خلل و فرج و توزیع خلل و فرج به میزان رطوبت خاک و رطوبت خاک به پتانسیل ماتریک متناظر با این رطوبت تبدیل می‌شود. بدین ترتیب، رطوبت (θ_i) و پتانسیل ماتریک (ψ_i) متناظر با کلاس i از منحنی توزیع اندازهٔ ذرات خاک (کلاس ۱ برای ریزترین بخش خاک) به ترتیب می‌توانند از روابط شمارهٔ ۱ و ۲ به دست آیند:

$$\theta_i = \rho_b \sum_{j=1}^{i} 2\pi (r_j)^2 . n_j . R_j \qquad (۱)$$

$$\psi_i = \frac{2\gamma . \cos\beta}{\rho_w . g . r_i} \qquad (۲)$$

که در آن ρ_b = جرم مخصوص ظاهری خاک بر حسب گرم بر سانتیمتر مکعب، r_j = شعاع خلل و فرج بر حسب سانتیمتر که درصد نسبی وزن ذرات آن W_i است (رابطه شمارهٔ ۳)، n_j = تعداد ذرات

کروی در هر گرم خاک، R_j = میانگین شعاع اندازهٔ ذرات خاک بر حسب سانتیمتر که در خلل و فرجی با میانگین شعاع r_i می سازد، γ = کشش سطحی آب بر حسب گرم بر مجذور ثانیه، β = زاویهٔ تماس آب با سطح جامد، ρ_w = جرم مخصوص آب بر حسب گرم بر سانتیمترمکعب، و g = شتاب ثقل بر حسب سانتیمتر بر مجذور ثانیه است.

$$r_i = 0.816 \quad R_i \left[e\, n_i (1-\alpha_i) \right]^{.5} \qquad (۳)$$

که در آن α_i پارامتر مقیاس‌بندی (بزرگتر از ۱) است. این ضریب، قرار نگرفتن پشت سرهم ذرات کروی خاک را تصحیح می‌کند. مقدار این ضریب در مدل اولیهٔ آریا و پاریس برای کلیهٔ محدودهٔ ذرات خاک ثابت فرض شد اما در مطالعات بعدی (آریا و همکاران، ۱۹۹۹) نشان داده شد که مقدار آن تابعی از اندازهٔ ذرات خاک است.

اگر زاویهٔ تماس آب بر سطح جامد برابر صفر فرض شود، پس از منظور کردن مقادیر عددی کشش سطحی و جرم مخصوص آب در معادلهٔ شمارهٔ ۲ و تلفیق این معادله با معادلهٔ شمارهٔ ۳ خواهیم داشت:

$$\psi_i = \frac{0.18}{R_i \left(e.n_i^{1-\alpha_i} \right)^{0.5}} \qquad (٤)$$

که در آن e نسبت پوکی است. معادلهٔ شمارهٔ ٤ پتانسیل ماتریک (سانتیمتر آب) را بر حسب میانگین شعاع اندازهٔ ذرات خاک، نسبت پوکی، تعداد ذرات کروی در هر گرم خاک، و پارامتر مقیاس بندی تخمین می‌زند.

۴- مواد و روشها:

پنجاه نمونه خاک دست نخورده و دست خورده سطحی (۰-۳۰ سانتیمتر) از اراضی مختلف مناطق آمل، بابل، و کرج انتخاب شد. نمونه‌برداریها در نیمه دوم فصل بهار و به صورت چهارگوشه بندی معمولی و با فواصل یکسان انجام گرفت. نمونه‌های دست خورده پس از خشک شدن در هوا و عبور از الک ۲ میلیمتری برای انجام آزمایشها آماده شد. بافت خاک پس از حذف آهک و مواد آلی به روش هیدرومتری و مادهٔ آلی به روش اکسایشتر تعیین شد [۲۷]. جرم مخصوص ظاهری پس از خشک شدن نمونه‌های دست نخورده در ۱۰۵ درجهٔ سانتیگراد تا رسیدن به وزن ثابت از تقسیم وزن خاک خشک به حجم آن در سه تکرار اندازه‌گیری شد. مقادیر رطوبت وزنی خاکهای دست نخورده در پتانسیلهای ماتریک ۵- ، ۳۳- ، ۱۰۰- ، ۵۰۰- و ۱۵۰۰- کیلوپاسکال با استفاده از صفحات فشاری در سه تکرار اندازه‌گیری و با استفاده از جرم مخصوص ظاهری خاکها به رطوبت حجمی تبدیل و سپس منحنی مشخصه رطوبتی آنها ترسیم شد. جرم مخصوص حقیقی کلیهٔ خاکها ۲/٦٥ گرم بر سانتیمتر مکعب در نظر گرفته شد. جدول شمارهٔ ۱ مشخصات فیزیکی خاکهای مورد مطالعه را به صورت آماری نشان می‌دهد. نگاهی اجمالی به این جدول نشان می‌دهد که خاکهای مورد مطالعه گسترهٔ نسبتاً وسیعی از گروههای بافتی خاک یعنی لوم شنی تا رسی را در بر گرفته است و میزان مواد آلی در این خاکها از مقادیر کم تا نسبتاً زیاد متغیر است.

معادلهٔ موییننهای عمدتاً در خاکهایی صادق است که در اثر جذب و دفع آب منبسط و منقبض نمیشوند از این رو مطالعات کانی شناسی در بخش رس پنج نمونه خاک به روش انکسار اشعه ایکس انجام شد [۲۷]. این پنج نمونه بر اساس زیاد بودن مقدار رس در آنها انتخاب شد. در جدول شمارهٔ ۲ کانیهای غالب به ترتیب فراوانی در بخش رس ذکر شده است. این جدول نشان میدهد ایلیت و کلریت کانیهای غالب در بخش رس خاکهای مورد مطالعه هستند. علاوه بر آنها، کانیهای گروه اسمکتیت، کانیهای بین لایهای، و کوارتز نیز به مقدار کم در نمونهها مشاهده میشود. با توجه به اینکه کانیهای رس عمدتاً از انواع غیرقابل انبساط (ایلیت و کلریت) هستند، میتوان نتیجه گرفت که کانیهای رس در این تحقیق بیشتر از نظر کمی (مقدار رس) بر ظرفیت نگهداری رطوبت تأثیر دارند و نقش آنها در معادلهٔ موییننهای ناچیز است.

جدول شمارهٔ ۱- مشخصات فیزیکی خاکهای مورد مطالعه (به نقل از مرجع ۱)

عامل	شن	سیلت	رس	مادهٔ آلی		ρ_b (گرم بر سانتیمتر مکعب)	رطوبت حجمی در پتانسیلهای ماتریک (کیلو پاسکال):					
	درصد						۰	-۵	-۳۳	-۱۰۰	-۵۰۰	-۱۵۰۰
							درصد					
حداکثر	٦٥/٨	٥٢	٥٦	٣/٣٦		١/٦٣	٧٨/٥٠	٥٥/٣٠	٣٩/٧٠	٣٥/١٠	٢٧/٦٠	٢٦/٩٠
حداقل	١٤/٨٠	٢٧/٢٠	١٤	٠/٣٤		١/٢٧	٣٦/٦	٣٣	٢٠	١٦/٣٠	١١/٥٠	٩/٣٠
میانگین	٣٨/٣٢	٣٤/٢٣	٢٧/٤٥	١/٥٠	٤٧	١/٠	٤٧/٤٠	٤١/٨٠	٣٠/٨٠	٢٥/١٠	١٩/٢٠	١٦/٣٠
انحراف معیار	٨/٦٥	٥/٤٦	٧/٦٣	٠/٧٠		٠/٠٥١	٦/٦٦	٤/٢٠	٤/١٠	٣/٧٠	٣/١٠	٣/٤٠
ضریب تغییرات (درصد)	٢٢/٥٧	١٥/٩٥	٢٧/٨٠	٤٦/٦٠	٥٠	٣/٠	١١/٦٠	١٠	١٣/٣٠	١٤/٧٤	١٦/١٥	٢٠/٨٦

جدول شمارهٔ ۲- کانیهای مختلف در بخش رس پنج نمونه خاک (به نقل از مرجع ۱)

شماره ردیف	کانیهای رس به ترتیب فراوانی
۱	ایلیت - کلریت - مونتموریلونیت - کوارتز و فلدسپات
۲	ایلیت - کلریت - ورمیکولیت - کانیهای مختلط
۳	ایلیت - کلریت - مونتموریلونیت - کانیهای مختلط
٤	ایلیت - کلریت - کانیهای مختلط
٥	ایلیت - کلریت - ورمیکولیت - مونتموریلونیت - کوارتز

- محاسبهٔ پارامتر مقیاس بندی

برای تعیین پارامتر مقیاس بندی با روش آریا و پاریس (Arya & Paris, 1981)، رطوبت حجمی محاسبه شده ابتدا به مکش و سپس با معادلهٔ مویینه‌ای مکش به شعاع خلل و فرج تبدیل شد. در این صورت پارامتر مقیاس‌بندی را از طریق حل معادلهٔ شمارهٔ ۳ می‌توان محاسبه کرد. آریا و همکاران (Arya *et al.*, 1999) نشان داده‌اند که $n_i^{\alpha i}$ برابر با عدد مقیاس بندی شده تعداد ذرات کروی برای تخمین طول خلل و فرج در خاک طبیعی است. اگر این عدد با N_i نشان داده شود، رابطهٔ بین تعداد ذرات کروی در خاک فرضی (n_i) و تعداد ذرات کروی مورد نیاز برای پیدا کردن طول خلل و فرج در خاک طبیعی (N_i) عبارت خواهد بود از:

$$n_i^{\alpha_i} = N_i \qquad (۵)$$

که در آن n_i از رابطهٔ شماره ٦ به دست می‌آید:

$$n_i = \frac{3W_i}{4\pi\rho_s R_i^3} \qquad (٦)$$

(ρ_s جرم مخصوص حقیقی خاک بر حسب گرم بر سانتیمتر مکعب است).

در نتیجه پارامتر مقیاس بندی به عنوان تابعی از تعداد ذرات کروی ($\log n_i$) برابر است با:

$$\alpha_i = \frac{\log N_i}{\log n_i} \qquad (۷)$$

در این تحقیق، پارامتر مقیاس بندی برای سه بخش اصلی از توزیع اندازهٔ ذرات خاک (۰/۰۵-۲، ۰/۰۰۲-۰/۰۵ و کوچکتر از ۰/۰۰۲ میلیمتر، به ترتیب شن، سیلت، و رس) از معادلهٔ شمارهٔ ۷ محاسبه شد. این سه بخش حداقل مقداری است که به طور مرسوم در تهیهٔ منحنی دانه‌بندی خاکهای طبیعی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

۵- یافته ها و کاوش:

- تخمین پارامتر مقیاس بندی

محاسبهٔ پارامتر مقیاس‌بندی با معادلهٔ شمارهٔ ۷ یا با مدل اولیهٔ آریا و پاریس [۳] مستلزم در اختیار داشتن اطلاعات زیادی از خصوصیات فیزیکی خاک است. این اطلاعات و به ویژه منحنیهای مشخصه آب خاک گاهی قابل دسترس نیستند، از این رو α_i یا N_i را باید تخمین زد. برای تخمین N_i، رابطهٔ بین $\log(N_i)$ و $\log(W_i/R_i^3)$ در ٤٦ نمونه از ۵۰ نمونه خاک مورد مطالعه را بررسی کردیم (٤ نمونه خاک باقیمانده برای تأیید مدل کنار گذاشته شد) و معادلهٔ خطی برازش شدهٔ زیر به دست آمد:

$$\log N_i = -0.331 + 1.136\log\left(W_i / R_i^3\right) \qquad (۸)$$

$$(r^2 = ۰/۹۵۹)$$

دلیل خطی بودن معادله به ماهیت روابط شمارهٔ ۵ و ٦ مربوط می‌شود.

برای تخمین پارامتر مقیاس بندی، معادلهٔ شمارهٔ ۸ با معادله‌های شمارهٔ ٦ و ۷ تلفیق شد و نتیجهٔ زیر به دست آمد:

$$\alpha_i = \frac{\left[-0.331 + 1.136 \log\left(W_i / R_i^3\right)\right]}{\log n_i} \qquad (۹)$$

معادلهٔ شمارهٔ ۹ پارامتر مقیاس بندی را بر حسب پارامترهای توزیع اندازهٔ ذرات خاک یعنی درصد نسبی وزن ذرات (W_i) و میانگین شعاع اندازهٔ ذرات خاک (R_i) بیان می‌کند.

ضرایب عددی معادلهٔ شمارهٔ ۸ که در این تحقیق به دست آمد به طور کامل با ضرایبی که آریا و همکاران (Arya *et al*., 1999) (جدول شماره ۳) گزارش داده‌اند، تأیید نمی‌شود. ما معادلهٔ شمارهٔ ۸ را برای ترکیبی از کلاسهای بافتی خاک تهیه کردیم. بنابراین نتایج خود را با میانگینی از نتایج آریا و همکاران به صورت دو خط مستقیم ترسیم کردیم. این دو خط همدیگر را در ٦/٧٢ = $\log (W_i/R_i^3)$ تلاقی کردند. برای مقادیر کوچکتر و بزرگتر از ٦/٧٢، نتایج ما به ترتیب بیشتر و کوچکتر از نتایج آریا و همکاران بود. تفاوتها در دو حد انتهایی از $\log (W_i/R_i^3)$ یعنی (۰ و ١٤) حداکثر بود ولی نتایج ما به‌طور میانگین تنها ۳ درصد کوچکتر بود.

- ماهیت پارامتر مقیاس بندی

پارامتر مقیاس بندی به عنوان تابعی از لگاریتم تعداد ذرات کروی ($\log n_i$) با معادلهٔ شماره ۷ تعیین شد که در آن N_i مستقیماً از روی منحنیهای مشخصهٔ رطوبتی خاکها به دست آمده بود. همچنین، این پارامتر برای ٤٦ نمونه از خاکهای مورد مطالعه و نیز ٤ نمونه خاک باقیمانده، با معادلهٔ شمارهٔ ۹ تخمین زده شد (٤٦ نمونه خاک مورد مطالعه و ٤ نمونه خاک باقیمانده به ترتیب تحت عنوان خاکهای سری A و B نامگذاری شده‌اند). برخی از خصوصیات فیزیکی خاکهای سری B در جدول شماره ٤ آورده شده است.

جدول شمارهٔ ۳- ضرایب معادلات خطی برای پیش بینی پارامتر مقیاس بندی (به نقل از مرجع ۵)

بافت خاک	b	a
شنی	۱/٤۹۰	-۲/٤۷۸
لوم شنی	۱/۷۷۳	-۳/۳۹۸
لوم	۱/۳۹۵	-۱/٦۸۱
لوم سیلتی	۱/۳۵۳	-۲/٤۸۰
رسی	۱/۳۰۵	-۲/٦۰۰

جدول شمارهٔ ۴- برخی از خصوصیات فیزیکی خاکهای سری B (به نقل از مرجع ۱)

مادهٔ آلی (درصد)	جرم مخصوص ظاهری (گرم بر سانتیمتر مکعب)	بافت خاک	شن (درصد)	سیلت (درصد)	رس (درصد)
۱/۸٤	۱/٤۷	لوم رسی	۳۷/٦	۲۷/۲	۳۵/۲
۱/٦۸	۱/٤۷	لوم رسی	۳٤/۸	۳۵/۲	۳۰
۱/۱۷	۱/۳۲	رس	۱٤/۸	۲۹/۲	٥٦
۱/٦۰	۱/٤۹	لوم شنی	٥۳/۲	۲۸	۱۸/۸

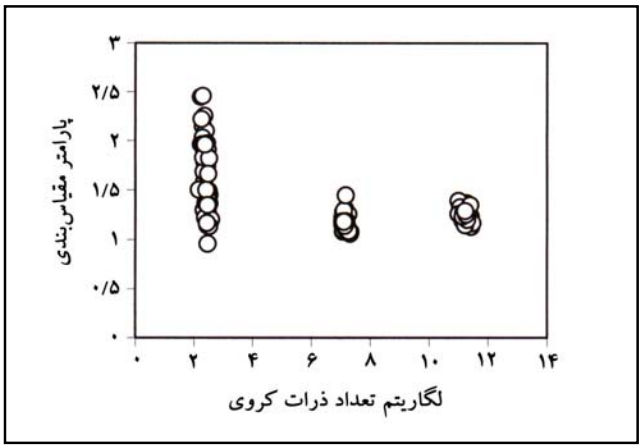
نتایج مقایسه بین پارامتر مقیاس بندی اندازه‌گیری شده با معادلهٔ شمارهٔ ۷ و محاسبه شده با معادلهٔ شمارهٔ ۹ به صورت خطای میانگین (تفاضل میانگین محاسبه شده و اندازه گیری شده) و خطای نسبی میانگین (تفاضل میانگین محاسبه شده و اندازه‌گیری شده تقسیم بر میانگین اندازه‌گیری شده) در جدول شماره ۵ نشان داده شده است. ارقام جدول شماره ۵ نشان می‌دهد که پارامتر مقیاس‌بندی محاسبه شده در بخش شن و سیلت هر دو سری خاک به ترتیب کمتر و بیشتر از مقادیر اندازه‌گیری شده به دست آمده است و در بخش رس قدرمطلق خطای نسبی میانگین برای هر دو سری خاک تقریباً برابر است. به هر حال، خطای نسبی میانگین در بخش شن خاکهای سری B ۰/۱۳۹- است. ما معتقدیم این مقدار خطا در بخش شن زیاد است. زیرا پارامتر مقیاس‌بندی اصولاً عدد کوچکی است و اشتباه ناشی از این میزان خطا سبب می‌شود این پارامتر در بخش شن به طور متوسط ١٤ درصد کمتر از مقدار واقعی تخمین زده شود. برای بررسی این موضوع، تأثیر $\log n_i$ بر پارامتر مقیاس‌بندی بررسی شد (شکل شماره ۱). در این شکل، مقادیر بزرگتر $\log n_i$ مربوط به ذرات ریزتر (ذرات رس) خاک است.

شکل شماره ۱ نشان می‌دهد که مقدار پارامتر مقیاس‌بندی در بخش ریزتر توزیع اندازهٔ ذرات خاک (بخش رس) از ۱/۱۵ تا ۱/۳۸ و برای بخش سیلت از ۱/۰٦ تا ۱/٤٤ متغیر است. در حالی‌که در بخش درشت‌تر، توزیع اندازهٔ ذرات خاک (بخش شن) پارامتر مقیاس‌بندی دارای محدوده‌ای بین ۰/۹۵ تا ۲/۵ است. کاهش دامنهٔ تغییرات α با ریزترشدن اندازه ذرات با نتایج آریا و همکاران (Arya *et al.*, 1999) تطابق دارد. از طرف دیگر، تغییرات زیاد α برای بخش شن و لذا پیش‌بینی آن برای این بخشِ درشت‌تر از توزیع اندازهٔ ذرات خاک که منطبق بر بخش مرطوب منحنی مشخصهٔ آب خاک می‌باشد، مشکل است و کارایی مدل برای این بخش از منحنی مشخصه کاهش می‌یابد. آریا و همکاران نیز نقص روش را برای مکشهای کم گوشزد کرده‌اند. همچنین مقادیر کوچک‌تر از یک برای این بخش ذرات درشت یک نقص به شمار می‌آید. آریا و همکاران حتی مقادیر منفی را برای α و برای محدوده ذرات درشت گزارش کرده‌اند. اما هیچ توجیه فیزیکی برای آن ارائه نکردند. با توجه به تشابه مفهوم α (بر اساس پیشنهاد اولیهٔ آریا و پاریس) با عدد فراکتال (مثلاً مرجع ٢٦)، مقادیر منفی اصولاً توجیه فیزیکی ندارد. در این خصوص بیش از این نمی‌توان اظهارنظر کرد.

جدول شمارهٔ ۵- خطای میانگین و خطای نسبی میانگین در محاسبهٔ پارامتر مقیاس بندی

محدودهٔ اندازهٔ ذرات (میلیمتر)	پارامتر مقیاس بندی	مقدار
۲-۰/۰۵	میانگین اندازه گیری شده	۱/۶۳٤ (۱/۷٦۲)
	میانگین محاسبه شده	۱/۵۰٤ (۱/۵۱۸)
	خطای میانگین	-۰/۱۳ (-۰/۲٤٤)
	خطای نسبی میانگین	-۰/۰۸ (-۰/۱۳۹)
۰/۰۵-۰/۰۰۲	میانگین اندازه گیری شده	۱/۱۷۷ (۱/۱۸۷)
	میانگین محاسبه شده	۱/۲۵۳ (۱/۲۵۵)
	خطای میانگین	۰/۰۷٦ (۰/۰٦۸)
	خطای نسبی میانگین	۰/۰٦۵ (۰/۰۵۷)
کوچکتر از ۰/۰۰۲	میانگین اندازه گیری شده	۱/۲۳۹ (۱/۱۷۸)
	میانگین محاسبه شده	۱/۲۰۷ (۱/۲۰٦)
	خطای میانگین	-۰/۰۳۲ (۰/۰۲۸)
	خطای نسبی میانگین	-۰/۰۲٦ (۰/۰۲٤)

اعداد داخل پرانتز نتایج را برای خاکهای سری B نشان می‌دهد.



شکل شمارهٔ ۱- تغییرات پارامتر مقیاس بندی با لگاریتم تعداد ذرات کروی برای سه بخش از توزیع اندازهٔ ذرات خاک

شکل شمارهٔ ۱ از این جهت نیز اهمیت دارد که نشان می‌دهد بر خلاف مدل اولیه آریا و پاریس (Arya & Paris, 1981) که پارامتر مقیاس‌بندی را تقریباً یک مقدار ثابت (۱/۳۸) فرض می‌کند، این پارامتر برای تمام بخشهای منحنی توزیع اندازهٔ ذرات خاک مقدار ثابت ندارد و میانگین پیشنهادی آنها غالباً برای بخشهای میانی منحنی توزیع اندازهٔ ذرات خاک صادق است. شو (Schuh, 1992) و آریا و همکاران (Arya *et al.*, 1999) نیز پس از بررسی تغییرات پارامتر مقیاس بندی در خاکهایی با بافت متفاوت نشان داده‌اند که برای پیش‌بینی منحنی مشخصه آب خاک، این پارامتر برای تمام گروههای بافتی خاک از یک مقدار ثابت برخوردار نیست.

- پیش‌بینی رطوبت خاک بر اساس پارامتر مقیاس بندی

تأثیر پارامتر مقیاس بندی بر پیش بینی رطوبت خاک با سه روش بررسی شد. در روشهای اول و دوم پارامتر مقیاس‌بندی تابعی پیوسته فرض شد و مقادیر آن برای این دو روش به ترتیب با معادله‌های شمارهٔ ۷ (اندازه گیری مستقیم) و ۹ (تخمینی) محاسبه شد. در روش سوم پارامتر مقیاس‌بندی مقداری ثابت در نظر گرفته شد و برای این منظور از عدد ۱/۳۸ که آریا و پاریس (Arya & Paris, 1981) به عنوان بهترین میانگین برای این پارامتر پیشنهاد کرده بودند استفاده شد. برای مدل ۱ پس از تعیین پارامتر مقیاس‌بندی (معادلهٔ شمارهٔ ۷)، نیروی مکش با معادلهٔ شمارهٔ ٤ محاسبه و با استفاده از منحنیهای مشخصه رطوبتی خاکها به رطوبت تبدیل شد. برای مدلهای دیگر رطوبت با استفاده از معادلهٔ شمارهٔ ۱ محاسبه و سپس با پتانسیل ماتریک به دست آمده با معادلهٔ شمارهٔ ٤ مقایسه شد.

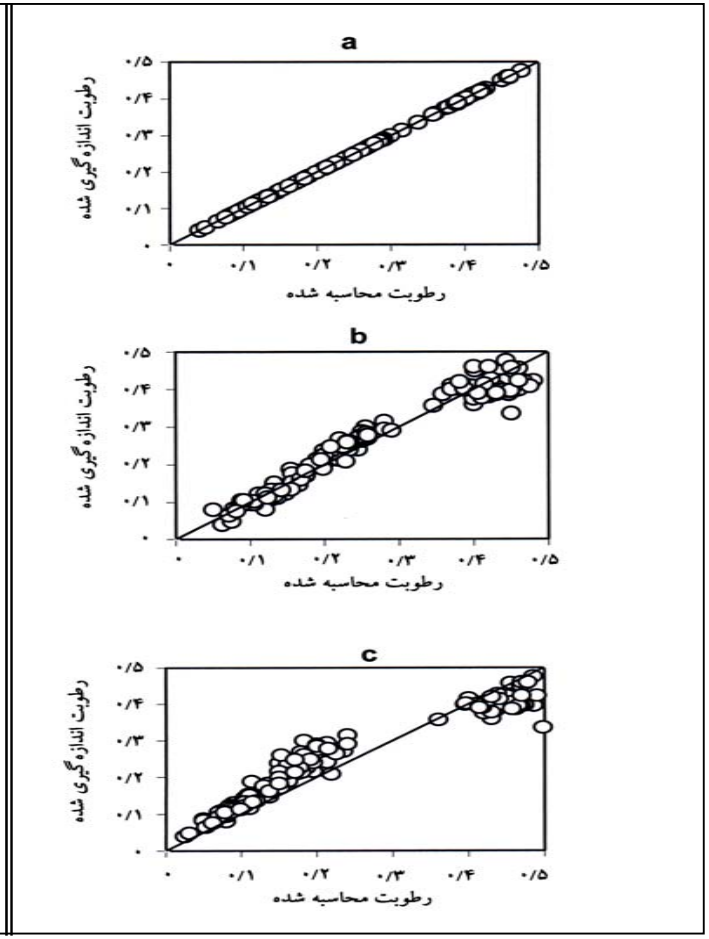
نتایج مقایسه بین رطوبت حجمی اندازه‌گیری شده و محاسبه شده با روشهای ۱ تا ۳ برای خاکهای سری A و B به ترتیب در شکلهای شمارهٔ ۲ و ۳ نشان داده شده است. به منظور تفسیر بهتر نتایج، علاوه بر شکلهای فوق‌الذکر، خطای میانگین و خطای نسبی میانگین در محاسبه مکش (با معادلهٔ شمارهٔ ٤) برای سه بخش از منحنی توزیع اندازه ذرات خاک با روشهای دوم و سوم نیز محاسبه شده است (جدول شمارهٔ ٦). با ملاحظه مندرجات جدول شمارهٔ ٦ و نگرشی بر شکلهای شمارهٔ ۲ و ۳ موارد زیر قابل استنتاج و بحث اند:

الف) با روش اول، که عدد مقیاس‌بندی شده تعداد ذرات کروی (N_i) مستقیماً از روی منحنیهای مشخصهٔ آب خاک به دست آمده بود، رطوبت خاک به طور دقیق پیش‌بینی شده است (شکلهای شمارهٔ ۲a و ۳a) که خود حاکی از این حقیقت است که این روش قادر به پیش‌بینی دقیق نیروی مکش نیز هست. به هر حال، محاسبهٔ پارامتر مقیاس بندی با این روش نیاز به اطلاعات خاصی از جمله منحنیهای مشخصه آب خاک دارد که همیشه قابل دسترس نیست.

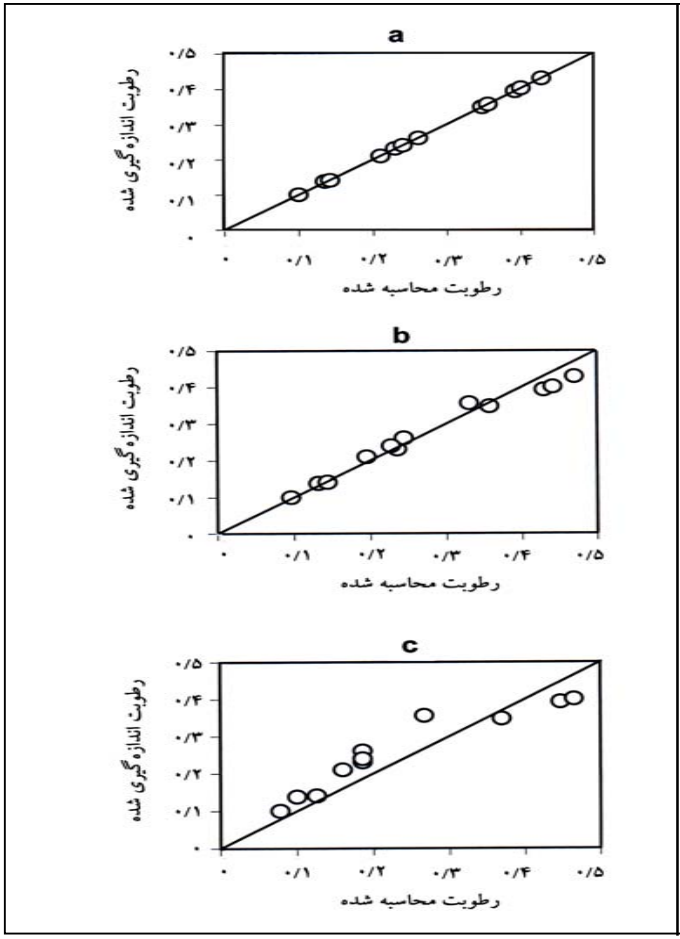
ب) با روش دوم، که پارامتر مقیاس‌بندی با معادلهٔ شمارهٔ ۹ تخمین زده شده بود، خطای نسبی میانگین در پیش‌بینی نیروی مکش کمتر از روش سوم است (جدول شماره ٦).

ج) با روش سوم، که پارامتر مقیاس بندی مقداری ثابت (۱/۳۸) فرض شده بود, رطوبت خاک در نیروهای مکشیِ کم و نیروهای مکشیِ زیاد به ترتیب بیشتر و کمتر پیش‌بینی شده است (شکلهای شماره ۲c و ۳c).

د) با روش دوم، رطوبت خاک در نیروهای مکشی زیاد خیلی خوب پیش‌بینی شده است. در نیروهای مکشی کم با اینکه پیش‌بینیها در حد قابل قبولی است غالباً بیشتر از مقادیر اندازه‌گیری شده برآورد شده است (شکلهای شمارهٔ ۲b و ۳b). دلیل آن احتمالاً می‌تواند دامنهٔ تغییرات زیاد پارامتر مقیاس-بندی در بخش شن و در نتیجه برآورد کمتر این پارامتر در این بخش از منحنی توزیع اندازه ذرات خاک باشد.



شکل شمارهٔ ۲- مقایسه رطوبت حجمی محاسبه شده و اندازه گیری شده بر حسب سانتیمتر مکعب بر سانتیمتر مکعب برای خاکهای سری A با: a) روش اول، b) روش دوم و c) روش سوم



شکل شمارهٔ ۳- مقایسه رطوبت حجمی محاسبه شده و اندازه گیری شده بر حسب سانتیمتر مکعب بر سانتیمتر مکعب برای خاکهای سری B : با a) روش اول، b) روش دوم و c) روش سوم

جدول شمارهٔ ۶- خطای میانگین و خطای نسبی میانگین در محاسبهٔ نیروی مکش بر حسب لگاریتم سانتیمتر آب

محدوده اندازه گیری ذرات (میلیمتر)	نیروی مکش (لگاریتم سانتیمتر آب)	شمارهٔ روش	مقدار
۲-۰/۰۵	خطای محاسبه شده[a]	۲	۱/۱۸۷ (۱/۱۷۷)
		۳	۱/۰۵۱ (۱/۰۳۳)
	خطای میانگین	۲	-۰/۱۲۳ (-۰/۲۷۹)
		۳	-۰/۲۵۹ (-۰/٤۲۳)
	خطای نسبی میانگین	۲	-۰/۰۹ (-۰/۱۹۲)
		۳	-۰/۱۹۸ (-۰/۲۹۱)
۰/۰۵-۰/۰۰۲	میانگین محاسبه شده[b]	۲	۳/۱۰۰ (۳/۰۹٤)
		۳	۳/٥٤۷ (۳/٥۳۳)
	خطای میانگین	۲	۰/۲۷۷ (۰/۲٤٦)
		۳	۰/۷۲٤ (۰/٦۸٥)
	خطای نسبی میانگین	۲	۰/۰۹۸ (۰/۰۸٦)
		۳	۰/۲٥٦ (۰/۲٤۱)
کوچکتر از ۰/۰۰۲	میانگین محاسبه شده[c]	۲	٤/۲۱۰ (٤/٤٦۰)
		۳	٤/۹٤۷ (٥/۱۰۰)
	خطای میانگین	۲	-۰/۱٥۳ (۰/۱۹۷)
		۳	۰/٦۹۲ (۰/۷۳۷)
	خطای نسبی میانگین	۲	-۰/۰۳٥ (۰/۰٤٦)
		۳	۰/۱٦۳ (۰/۱٦۹)

اعداد داخل پرانتز نتایج را برای خاکهای سری B نشان می‌دهد.

a. میانگین اندازه‌گیری شده = (۱/٤٥٦)۱/۳۱۰

b. میانگین اندازه‌گیری شده = (۲/۸٤۸)۱/۸۲۳

c. میانگین اندازه‌گیری شده = (٤/۲٦۳)٤/۲٥٥

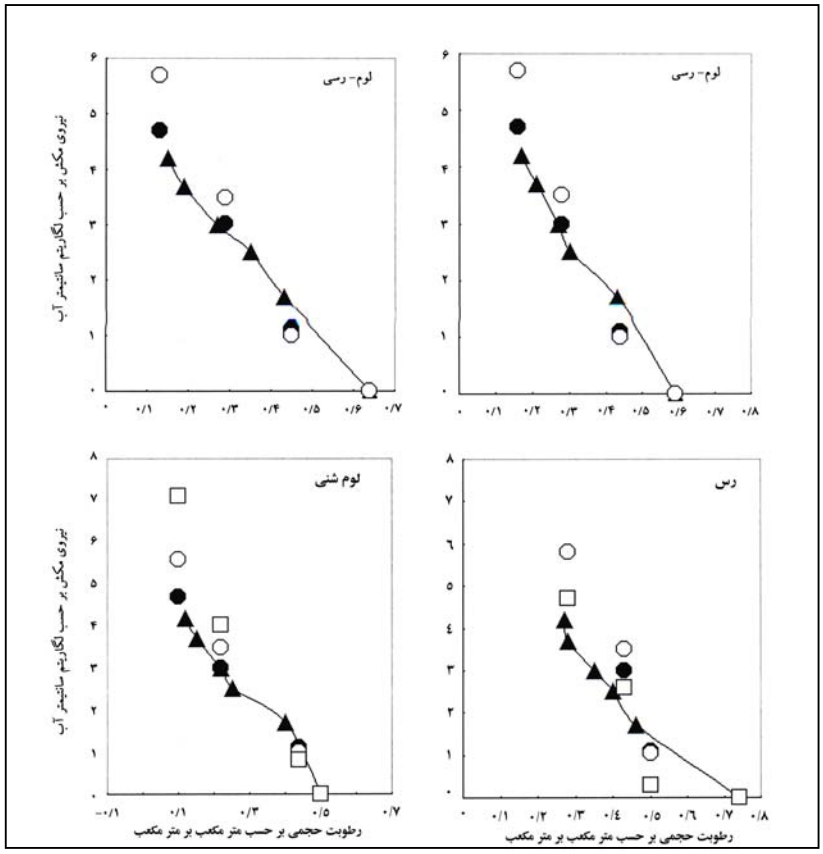
- برآورد منحنی رطوبتی

ما با سه روش برآورد پارامتر مقیاس‌بندی (معادلهٔ شمارهٔ ۹، مقدار ثابت ۱/۳۸ و با استفاده از ضرایب جدول شمارهٔ ۳، مرجع ۵) منحنی رطوبتی ٤ خاک سری B (جدول شمارهٔ ٤) را بازسازی و با مقادیر اندازه‌گیری شده در آزمایشگاه مقایسه کردیم (شکل شمارهٔ ٤). آریا و همکاران برای خاک لوم رسی مقادیری ارائه نداده بودند و لذا روش نامبردگان برای دو نمونه از خاکها قابل اعمال نبود. با بررسی این شکل مشخص می‌شود که:

روش پیشنهادی (معادلهٔ شمارهٔ ۹) در مقایسه با روش α توانسته است به نحو بسیار قابل قبولی شکل کلی منحنی رطوبتی را برای دو نمونه خاک لوم رسی شبیه‌سازی کند.

روش آریا و همکاران در مقایسه با روش α ثابت برای خاک لوم شنی عملکرد بسیار نامناسب‌تری دارد. دلیل این یافته احتمالاً می‌تواند نوسان شدید پارامتر مقیاس‌بندی برای خاکهای درشت بافت باشد. در حالی‌که معادلهٔ پیشنهادی ۹ عملکرد بسیار خوبی را از خود نشان می‌دهد.

عملکرد کلیهٔ روشها برای خاک رسی نامناسب است. به نظر نمی‌رسد که دلیل خاصی در این خصوص وجود داشته باشد.



شکل شمارهٔ ۴- مقایسهٔ منحنیهای رطوبتی اندازه گیری شده و پیش بینی شده برای خاکهای سری (b جدول شمارهٔ ۴). ▲: نقاط اندازه گیری شده، ●: پیش بینی بر اساس معادلهٔ شمارهٔ ۹، o: بر اساس پارامتر مقیاس بندی ثابت، □: بر اساس روش آریا و همکاران (۱۹۹۹)

۷ – نتیجه‌گیری، توصیه، و پیشنهاد:

نتایج این تحقیق از یک سو تأیید کرد که پارامتر مقیاس‌بندی کمیت ثابتی نیست و از سوی دیگر نشان داد که به رغم متفاوت بودن ضرایب معادلهٔ خطی برای پیش‌بینی α (معادلهٔ شمارهٔ ۱۷) با ضرایب ارائه شده توسط آریا و همکاران (Arya *et al*., 1999) (جدول شمارهٔ ۳)، می‌توان α را بر حسب پارامترهای توزیع اندازهٔ ذرات خاک پیش بینی کرد. در هر صورت، شبیه‌سازی نسبتاً موفق نقاط معدودی از منحنی رطوبتی آب خاک توسط سه نقطه اندازه‌گیری شده از منحنی دانه‌بندی ذرات خاک، حاکی از جذاب بودن روش دارد.

به هر حال، چون در این تحقیق رابطهٔ بین پارامتر مقیاس‌بندی و بافت خاک فقط برای سه بخش کلی از منحنی توزیع اندازه ذرات بررسی شده، منحنی مشخصهٔ آب خاک به طور کامل پیش-بینی نشده است. از این‌رو پیشنهاد می‌شود برای تبدیل منحنی توزیع اندازهٔ ذرات به منحنی مشخصهٔ آب خاک، رابطهٔ بین پارامتر مقیاس‌بندی با سایر بخشهای منحنی توزیع اندازهٔ ذرات در انواع کلاسهای بافتی خاک بررسی شود.

۸– مراجع :

۱- خوشنود یزدی، ا. ۱۳۷۰. برآورد منحنی رطوبتی خاک از روی خصوصیات فیزیکی در برخی از خاکهای ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران. ۱۴۰ صفحه.

۲- رضائی، ع. و نیشابوری، م. ر. ۱۳۸۱. تخمین منحنی خصوصیات آب خاک از منحنی توزیع اندازه ذرات جرم مخصوص ظاهری و حقیقی خاک. مجله دانش کشاورزی. جلد ۱۲، شمارهٔ ۳، ۲۹-۳۷.

3-Arya, L. M., and Paris, J. F. 1981. A physicoemprical model to predict soil moisture characteristics from particle-size distribution and bulk density data. Soil Sci. Soc. Am. J. 45, 1023-1030.

4-Arya, L. M., Richter, J. C. and Davidson, S. A. 1982. A comparison of soil moisture characteristic predicted by the Arya-Paris model with laboratory-measured data. P.1-14. *In*: Saxton, K. E. et al (Eds.). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. Washington State Univ., Pullman, WA 99164. Scientific Paper No. 6911.

5-Arya, L. M., Leij, F. J. Van Genuchten, M. Th. and Shouse, P. J. 1999. Scaling parameter to predict soil water chararcteristic from particle-size distribution data. Soil Sci. Soc. Am. J. 63, 510-519.

6-Basile, A., and D'Urso, G. 1997. Experimental correlation of simplified methods for predicting water retention curve in clay-loamy soils from particle-size determination. Soil Technol. 10, 261-272.

7-Brooks, R. H., and Corey, A. T. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Paper 3, Colo. State Univ., Fort Collins.

8-Campbell, G. S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Sci. 117, 311-314.

9-Evans, R., Cassel, D. K. and Sneed, R. E. 1996. Measuring soil water for irrigation scheduling: monitoring methods and devices. North Carolina Cooperative Extension Service. Publication No. AG 452-2

10-Gupta, S. C., and Larson, W. E. 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. Water Resour. Res. 15, 1633-1635.

11-Hillel, D. 1971. Soil and water, Physical principles and processes. New York, Academic press. pp: 288.

12-Jonasson, S. A. 1992. Estimating of Van Genuchten parameters from grain-size distribution. pp. 443-451. *In:* Van Genuchten, M. Th. *et al.* (Ed.) Proceedings of Int. workshop on indirect methods of estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Univ. of California. Riverside. 11-13 Oct. 1989. U.S. Salinity Lab. and Dep. Soil and Envir. Sci. Riverside, CA.

13-Kravchenko, A., and Zhang, R. 1998. Estimating the soil water retention from particle-size distribution: A fractal approach. Soil Sci. 163, 171-179.

14-Marshall, T. J. 1958. A relation between permeability and size distribution of pores. J. Soil Sci. 9, 1-8.

15-Millington, R. J., and Quirk, J. P. 1961. Permeability of porous solids. Trans. Faraday Soc. 57, 1200-1206.

16-Minansy, B., Mc Brantney, A. B. and Bristow, K. L. 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. Geoderma. 93, 225-253.

17-Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res. 12, 513-522.

18-Nielsen, D. R., Biggar, J. W. and Erh, K. T. 1973. Spatial variability of field-measured soil water properties. Hilgardia. 42, 215-260.

19-Nimmo, J. R. 1997. Modeling structured influences on soil water retention. Soil Sci. Soc. Am. J. 61, 712-719.

20-Rajkai, K., Kabos, S. Van Genuchten, M. Th. and Jansson, P. E. 1996. Estimation of water-retention characteristics from bulk density and particle-size distribution of Swedish soils. Soil Sci. 161, 832-845.

21-Schapp, M. G., and Bouten, W. 1996. Modeling water retention curves of sandy soils using neural networks. Water Resour. Res. 32, 3032-3040.

22-Schapp, M. G., Leij, F. J. and Van Genuchten, M. Th. 1999. A bootstrap neural network approach to predict soil hydraulic parameters. pp. 1237-1250. In Van Genuchten, M. Th. *et al* (Ed.) Proceedings of Int. workshop on characterization and measurments of the hydraulic properties of unsaturated porous media. Univ. California, Riverside, CA. 22-24 Oct. 1997. Univ. of California, Riverside, CA.

23-Schuh, W., Cline, R. L. and Sweeny, M. D. 1988. Comparison of a laboratory procedure and a textural model for predicting in situ soil water retention. Soil Sci. Soc. Am. J. 52, 1218-1227.

24-Schuh, W. M. 1992. Calibration of soil hydraulic parameters through separation of subpopulations in reference to soil texture. pp. 489-498. *In:* Van Genuchten, M. Th. et al. (Ed.) Proceedings of Int. workshop on indirect methods of estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Univ. of California. Riverside. 11-13 Oct. 1989. U. S. Salinity Lab. and Dep. Soil and Envir. Sci. Riverside, CA.

25-Tietje, O., and Hennings, V. 1995. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. Geoderma. 69, 71-84.

26-Tyler, S. W., and Wheatcraft, S. W. 1989. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. Soil Sci. Soc. Am. J. 53, 987-996.

27-U. S. D. A. 1982. Procedures for collecting soil samples and methods of analysis for soil survey. Soil Survey Investigations. Report No.1.

28-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.

29-Van Genuchten, M. Th., and Leij, F. 1992. On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. pp. 1-14. *In:* Van Genuchten, M. Th. *et al* (Ed.) Proceeding of. Int. workshop on indirect methods of estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Univ. of California. Riverside. 11-13 Oct. 1989. U. S. Salinity Lab. and Dep. Soil and Envir. Sci. Riverside, CA.

30-Wosten, J. H. M., Lilly, A. Nemes, A. and Le Bas, C. 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of european soil. Geoderma. 90, 169-185.

Investigation of Relationships Between Soil Texture and Scaling Parameter to Predict Soil Water Content

A. Khoshnood Yazdi and B. Ghahreman

The Arya and Paris model is a commonly accepted method to translate a particle-size distribution curve into a corresponding soil moisture characteristic curve using scaling parameter (α). The scaling parameter, in the original model of Arya and Paris (1981), was assumed constant (α=1.38) for all soil texture classes. In recent years, several studies have shown that α is not constant and its quantity depends on soil particle size distribution. The present investigation was conducted in order to determine the relationships between soil texture and scaling parameter. In this study, α, is considered as a function of scaled number of spherical particles to estimate the pore length in a natural soil. Results confirmed that α was not a constant value but changed with increasing particle size, especially for the sand fraction. Since the scaling parameter is difficult to determine, a regression equation (r^2 = 0.96) was obtained to estimate scaling parameter. The predictive ability of the equation and that of the constant (α = 1.38) were compared on a few soils from Amol, Babol, and Karaj regions. Predictions of soil water content showed reasonable to excellent agreement with measured data, while use of a constant value (1.38) led to under-predictions in dry range and over-predictions in wet range.

Keywords: Particle-size Distribution, Pore Length, Scaling Parameter, Soil Moisture Characteristic Curve, Soil Texture.