

برآورد پارامتر مقیاس به روش‌های مختلف در مدل آریا و پاریس برای بهبود

تخمین منحنی مشخصه آب خاک

لیلا رضایی¹، محمود شعبانپور^{2*} و ناصر دواتگر³

تاریخ دریافت: 88/11/30 تاریخ پذیرش: 89/12/3

1- دانش آموخته کارشناسی ارشد، گروه خاکشناسی، دانشگاه گیلان

2- استادیار، گروه خاکشناسی، دانشگاه گیلان

3- استادیار پژوهشی، مؤسسه تحقیقات برنج کشور، رشت

* مسئول مکاتبه E-mail: shabanpour@guilan.ac.ir

چکیده

اندازه‌گیری مستقیم منحنی مشخصه آب خاک در آزمایشگاه وقت‌گیر، مشکل و پرهزینه است، به این علت تلاش‌های زیادی انجام گرفته تا بتوان به طور غیرمستقیم منحنی مشخصه آب خاک را از سایر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک برآورد کرد. یکی از روش‌های غیر مستقیم برآورد منحنی مشخصه استفاده از منحنی توزیع اندازه ذرات خاک است. مدل آریا و پاریس منحنی مشخصه آب خاک را با استفاده از داده‌های توزیع اندازه ذرات خاک برآورد می‌کند، در این مدل شعاع منافذ از شعاع ذرات خاک به وسیله پارامتر مقیاس (α) تخمین زده می‌شود. هدف از این تحقیق، تأثیر تخمین α از شش روش مختلف بر بهبود برآورد منحنی مشخصه آب خاک است. نتایج برای 14 نمونه خاک از منطقه شرق استان گیلان با بافت‌های مختلف نشان داد که منحنی‌های برآورد شده با استفاده از α های مختلف نتایج متفاوتی ارائه می‌دهند و وابستگی زیادی به پارامتر مقیاس دارند، بنابراین تعیین دقیق α نقش اساسی در پیش‌بینی منحنی مشخصه ایفا می‌کند. همچنین نتایج این تحقیق نشان داد که α خطی آریا و همکاران و α ثابت، 1/38، آریا و پاریس با بالاترین دقت توانستند منحنی مشخصه آب خاک را تخمین بزنند.

واژه‌های کلیدی: پارامتر مقیاس، توزیع اندازه ذرات خاک، مدل آریا و پاریس (AP)، منحنی مشخصه آب خاک

Estimating the Scaling Parameter of Arya - Paris Model by Various Methods to Improve Estimation of Soil Moisture Characteristic Curve

L Rezaee¹, M Shabanpour^{2*} and N Davatgar³

Received: 19 February 2010 Accepted: 22 February 2011

¹ Former MSc. Student, Soil Sci. Dept., Univ. of Guilan, Iran

² Assist. Prof., Univ. of Guilan, Iran

³ Assist. Prof., Rice Research Institute of Iran (RRII), Rasht, Iran

*Corresponding author: E-mail: shabanpour@guilan.ac.ir

Abstract

Direct measurement of soil moisture curve (SMC) is time consuming, difficult and costly in laboratory. Therefore, many attempts have been made to predict SMC from soil physical and chemical properties indirectly. Arya - Paris model predicts SMC from soil particle size distribution data. The model estimates pore radius from the radius of spherical particles using a scaling parameter (α). The objective of this study was to evaluate estimation of α by six different methods to improve the predicted SMC from Arya - Paris model. Comparisons made on 14 soil samples with different textures collected from the eastern region of the Guilan province showed that the estimated SMC with different α produced different accuracy. It was highly depended on the selected parameter. In other words the method of determining α played a key role in the accuracy of SMC prediction. The results showed that linear α as described by Arya et al. and constant α of 1.38 as recommended by Arya - Paris were the best scaling parameters for estimation of SMC.

Keywords: Arya - Paris model (AP), Particle size distribution (PSD), Scaling parameter, Soil moisture characteristic curve (SMC)

هوپمانس (1998) و هدایت هیدرولیکی خاک را در حالت اشباع و غیر اشباع (پولسون و همکاران 2002، آریا و همکاران 1999) به دست آورد. این اطلاعات در طراحی سیستم‌های آبیاری و زهکشی و انتقال مواد آلاینده کاربرد دارد. منحنی مشخصه آب خاک از دو روش تعیین می‌شود. روش مستقیم به دلیل هزینه و صرف

مقدمه

منحنی مشخصه آب خاک (SMC) از مهمترین خصوصیات هیدرولیکی هر خاک بشمار می‌رود و رابطه بین رطوبت و پتانسیل ماتریک آب خاک را نشان می‌دهد. با تعیین این منحنی می‌توان ضرایب رطوبتی (ونگنوختن 1980)، توزیع اندازه منافذ (کوزوگی و

خاک‌های برزیل نشان دادند که در صورتی که از روش α ثابت ($\alpha=0/977$) و α متغیر (تابعی از مقدار رطوبت خاک، $a=f(q)$) استفاده شود، برآورد بهتری از منحنی مشخصه رطوبتی خاک نسبت به α ثابت آریا و پاریس (1981) به دست می‌آید. رضایی و همکاران (1383) ضرایب a و b در روش خطی آریا و همکاران (1999) برای برآورد پارامتر مقیاس را به خواص فیزیکی خاک ارتباط دادند. نتایج حاصله از تخمین در نه کلاس بافتی دارای میانگین خطای نسبی 0/79 درصد بوده که نشانگر تطابق خوب بین مقادیر پیش‌بینی منحنی مشخصه آب خاک با مقادیر مشاهده‌ای بود. ژانگ و همکاران (2001)، ژو (2004)، میلان و گزنالس-پوسادا (2005)، نیمو و همکاران (2007) و ناستا و همکاران (2009) نیز مدل‌هایی مشابه برای تخمین SMC ارائه دادند.

در این تحقیق، اثر برآورد پارامتر مقیاس به روش‌های مختلف در افزایش دقت و کارایی مدل آریا و پاریس (1981) در تخمین SMC 14 نمونه خاک از شالیزارهای شرق گیلان مورد ارزیابی قرار گرفته است.

مواد و روش‌ها

تئوری مدل آریا و پاریس (1981)

این مدل فیزیکی - تجربی است و مبنای آن بر تشابه شکل بین منحنی توزیع تجمعی اندازه ذرات خاک و منحنی مشخصه رطوبتی خاک است. در این مدل ابتدا منحنی توزیع تجمعی اندازه ذرات به n بخش مجزا ($n=20$) تقسیم شده و قطر ذرات بخش‌های مختلف در این مدل در محدوده 1 تا 2000 میکرومتر در نظر گرفته می‌شود. در هر بخش فرض می‌شود که ذرات به شکل کروی، با اندازه یکسان و منافذ به شکل استوانه‌می‌باشند. حجم منافذ در هر قسمت با استفاده از جرم مخصوص ظاهری و حقیقی خاک محاسبه می‌شود. رطوبت حجمی خاک در هر بخش با استفاده از حجم منافذ و جرم مخصوص ظاهری محاسبه می‌گردد. شعاع منافذ نیز برای هر بخش محاسبه شده و تبدیل به مکش آب خاک می‌شود. با استفاده از مکش و رطوبت حجمی

وقت زیاد عموماً مقرون به صرفه نبوده و بسیاری از محققین تمایلی به استفاده از آن نشان نمی‌دهند. روش غیر مستقیم بر مبنای استفاده از روابط تجربی و مدل‌های ریاضی می‌باشد (رضایی و همکاران 1383). در روش‌های غیر مستقیم اطلاعات موجود در مطالعات خاکشناسی مانند توزیع اندازه ذرات خاک (PSD)، جرم مخصوص ظاهری و مقدار کربن آلی برای تخمین منحنی مشخصه رطوبتی خاک مورد استفاده قرار می‌گیرد.

توزیع اندازه ذرات از اساسی‌ترین مشخصه‌های فیزیکی خاک است و برای تخمین خواص هیدرولیکی خاک مورد استفاده قرار می‌گیرد. آریا و پاریس (1981) منحنی مشخصه رطوبتی خاک را با استفاده از داده‌های توزیع اندازه ذرات برآورد نمودند. هاورکامپ و پارلانژ (1986) نیز مدل مشابهی را برای بافت شنی توسعه دادند. این مدل‌ها فیزیکی - تجربی (ترکیبی از فرضیات فیزیکی و روابط تجربی) بوده و بر پایه تشابه شکلی بین منحنی توزیع اندازه ذرات و منحنی مشخصه آب خاک استوار هستند. در تخمین SMC با استفاده از مدل مذکور، پارامتر مقیاس (α) نقش مهمی دارد. پارامتر مقیاس یک پارامتر تجربی است که برای تخمین شعاع منافذ (r_i) از شعاع ذرات خاک (R_i) استفاده می‌شود.

آریا و پاریس (1981) نشان دادند که مقدار α برای خاک‌های مورد آزمایش در محدوده 1/35 تا 1/4 متغیر بوده و متوسط 1/38 را پیشنهاد کردند. مطالعات آریا و همکاران (1982) نشان داد که مقدار متوسط α برای بافت‌های مختلف خاک می‌تواند از 1/1 تا 2/5 تغییر نماید. این محدوده توسط تیلر و ویتکرافت (1989) که از بُعد فرکتال (D) اندازه ذرات برای تعیین α استفاده کردند نیز گزارش شده است. آریا و درولف (1992) مقدار ثابت 0/938 را برای پارامتر مقیاس ارائه دادند. آریا و همکاران (1999) از سه روش لجستیک، خطی و α ثابت برای پیش‌بینی منحنی مشخصه استفاده نمودند. نتایج این محققین حاکی از برتری روش لجستیک در برآورد SMC بود. واز و همکاران (2005) با ارزیابی اعتبار مدل آریا و پاریس در 104 نمونه از

ذرات کروی خاک (n_i) با ذرات واقعی خاک (N_i) با استفاده از پارامتر مقیاس (α) به هم مرتبط هستند:

$$n_i^a = N_i \text{ یا } a_i = \frac{\text{Log}N_i}{\text{Log}n_i} \quad [8]$$

آریا و همکاران (1999) با استفاده از رابطه زیر مقدار N_i را در قسمت‌های مختلف منحنی PSD تعیین کردند:

$$N_i = 7.371w_i e \frac{h_{mi}^2}{r_s R_i} \quad [9]$$

که در آن h_{mi} مکش آب خاک اندازه‌گیری شده از منحنی مشخصه آب خاک موجود بر حسب سانتی‌متر می‌باشد. در این مطالعه برای تعیین α از شش روش مختلف استفاده شد:

الف) α ثابت

در این تحقیق از α ثابت پیشنهادی آریا و پاریس (1981) با مقدار $1/38$ ، α ثابت آریا و درولف (1992) با مقدار $0/938$ و α ثابت واز و همکاران (2005) با مقدار $0/977$ استفاده شد.

ب) تعیین α با استفاده از معادله لجستیک

آریا و همکاران (1999) با تعیین مقادیر N_i از معادله 9 و محاسبه مقادیر n_i از معادله 4 رابطه بین $\text{Log}N_i$ و $\text{Log}n_i$ را به صورت زیر در نظر گرفتند:

$$(Y + \Delta Y) = \frac{Y_f Y_i}{Y_i + (Y_f - Y_i) \exp[m(X + \Delta X)]} \quad [10]$$

که در آن Y : لگاریتم تعداد ذرات جامد با شکل واقعی $(\text{Log}N_i)$ ، Y_f : مقدار انتهایی یا حد بالایی $(\text{Log}N_i)_f$ ، Y_i : مقدار اولیه یا حد پایینی $(\text{Log}N_i)_i$ ، m : ضریب نرخ تغییرات، X : لگاریتم تعداد ذرات جامد با شکل کروی $(\text{Log}n_i)$ ، $\Delta Y = \Delta \text{Log}N_i$ و $\Delta X = \Delta \text{Log}n_i$ می‌باشد. مقادیر Y_f و Y_i بیشترین و کمترین تعداد اندازه ذرات را به ترتیب در کوچک‌ترین و بزرگ‌ترین بخش اندازه ذرات بر روی منحنی دانه‌بندی خاک نشان می‌دهد. ضرایب فوق در جدول 1 ارائه شده است.

محاسبه شده، منحنی مشخصه آب خاک به دست می‌آید.

روابط پایه‌ای مدل آریا و پاریس (1981)

روابط پایه‌ای مدل که بر اساس آنها، چگونگی ارتباط رطوبت حجمی و مکش آب در خاک برآورد می‌شوند به شرح زیر بیان شده است:

$$V_{vi} = \left[\frac{w_i}{r_s} \right] e = pr_i^2 l_i \quad [1]$$

$$e = (r_s - r_b) / r_b \quad [2]$$

$$q_i = r_b \sum_{j=1}^i V_{vj} \quad [3]$$

$$n_i = \frac{3w_i}{4pr_s R_i^3} \quad [4]$$

$$l_i = 2n_i^a R_i \quad [5]$$

$$r_i = 0.816 R_i \sqrt{en_i^{(1-a_i)}} \quad [6]$$

$$h_i = \frac{2g \cos q}{r_w g r_i} \quad [7]$$

در روابط بالا اندیس i در تمامی مؤلفه‌ها نشان دهنده ارزش مؤلفه در آمین بخش از منحنی PSD است. V_{vi} حجم منافذ خاک، w_i کسر جرمی ذرات خاک، r_s جرم مخصوص حقیقی، r_i میانگین اندازه شعاع منافذ، l_i طول منافذ، e نسبت پوکی، r_b جرم مخصوص ظاهری، q_i رطوبت حجمی خاک هنگامی که تمام منافذ از کوچکترین آنها تا منافذ بخش i ام از آب پر شده باشد، n_i تعداد ذرات خاک با شکل کروی، R_i میانگین اندازه شعاع ذرات جامد کروی خاک، h_i مکش رطوبتی خاک و α پارامتر مقیاس است. r_w و g به ترتیب کشش سطحی و جرم مخصوص آب هستند که در دمای معین مقادیر آنها مشخص است.

تعیین پارامتر مقیاس

برای تعیین α در ابتدا باید تعداد ذرات خاک با شکل واقعی (N_i) را در هر بخش از منحنی دانه‌بندی خاک بدست آورد. از آنجا که ذرات خاک کاملاً کروی نیستند، فرض می‌شود که در هر قسمت از منحنی PSD تعداد

جدول 1- مقادیر تعیین شده $(LogN_i)_i$ ، $(LogN_i)_f$ ، m ، $\Delta LogN_i$ و $\Delta Logn_i$ برای پنج نوع کلاس بافتی (آریا و همکاران 1999)

$\Delta Logn_i$	$\Delta LogN_i$	m	$(LogN_i)_f$	$(LogN_i)_i$	کلاس بافت خاک
0/00032	1/734	0/609	16/602	0/996	شنی
1/849	2/492	0/553	16/983	0/559	لومی شنی
1/977	2/242	0/510	16/614	0/628	لومی
0/684	1/902	0/457	19/686	0/719	لومی سیلتی
2/648	4/766	0/289	21/685	1/993	رسی

پ) معادله خطی

رسم مقادیر n_i در مقابل R_i در مقیاس لگاریتمی، خطی با شیب D و عرض از مبدأ برابر a خواهد بود. آنها D را بُعد فرکتالی ذرات نامیدند و مقدار a را برابر $D-2$ در نظر گرفتند.

(ث) واز و همکاران (2005)

در این مطالعه از α پیشنهادی واز و همکاران نیز استفاده شد. این محققین پارامتر مقیاس (α) را به صورت تابعی از رطوبت خاک $(a = f(q))$ بیان نمودند:

$$a_i = 0.947 + 0.427 \exp(-q_i / 0.129) \quad [15]$$

که در آن q رطوبت حجمی خاک بر حسب $cm^3 cm^{-3}$ است.

(ج) رضایی و همکاران (1383)

این محققین ضرائب a و b پیشنهادی آریا و همکاران (1999) برای برآورد خطی α را مورد ارزیابی قرار دادند، نتایج نشان داد که با احتساب ضرایب فوق به صورت $a = \log\left(\frac{3}{4pr_s}\right)$ و $b = 1.0156e^{-0.953}$ می-توان پارامتر مقیاس را مستقل از بافت خاک در هر گروه از ذرات محاسبه کرد.

اندازه‌گیری‌ها

در این تحقیق 14 نمونه از خاک‌های شالیزاری در هشت نقطه از شرق استان گیلان برداشته شد. شکل 1 تصویر ماهواره‌ای موقعیت جغرافیایی نمونه خاک‌های

آریا و همکاران (1999) نشان دادند که بین $LogN_i$ و $Log\left(\frac{w_i}{R_i^3}\right)$ رابطه خطی وجود دارد:

$$\log N_i = a + b \log \frac{w_i}{R_i^3} \quad [11]$$

از تلفیق معادله 11 با 4 و 8 خواهیم داشت:

$$a_i = \left[\frac{a + b \log\left(\frac{w_i}{R_i^3}\right)}{\log n_i} \right] \quad [12]$$

ضرایب a و b توسط آریا و همکاران (1999) برای بافت‌های شن، شنی لومی، لومی، سیلتی لومی و رس تعیین شده است که از آنها در این پژوهش استفاده گردید، مقدار $Logn_i$ نیز از معادله 4 به دست آمده است.

(ت) تیلر و ویتکرافت (1989)

تورکت (1986) رابطه بین تعداد ذرات خاک (n_i) و متوسط شعاع ذرات (R_i) را بصورت زیر ارائه کرد:

$$n_i R_i^D = \text{ثابت} \quad [13]$$

تیلر و ویتکرافت (1989) بر پایه معادله بالا ضریب D را از طریق همبستگی بین متوسط شعاع ذرات جامد خاک (R_i) و تعداد ذرات کروی (n_i) در واحد جرم خاک که دارای اندازه مساوی یا بزرگتر از R_i بودند، به دست آوردند:

$$n_i = a R_i^{-D} \quad [14]$$

کربن آلی به روش والکی بلک (پیچ و همکاران 1982)، جرم مخصوص ظاهری نمونه‌های دست نخورده به روش سیلندر (کلوت 1986)، جرم مخصوص حقیقی به روش پیکنومتر (کلوت 1986) و pH خاک به روش گل اشباع (احیایی و بهبهانی‌زاده 1372) اندازه‌گیری شدند. برای ارزیابی دقت مدل‌ها و میزان همبستگی مقادیر مکش برآورد شده با داده‌های اندازه‌گیری شده از آماره‌های زیر استفاده گردید:

ضریب تبیین

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}_i)^2} \quad [16]$$

میانگین خطا

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - y_i)}{N} \quad [17]$$

ریشه میانگین مربعات خطا (نرمال شده)

$$NRMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{N}} / \bar{y} \quad [18]$$

که در آن؛ y_i مقادیر اندازه‌گیری شده مکش خاک، \hat{y}_i مقادیر برآورد شده مکش خاک توسط مدل، \bar{y}_i میانگین مقادیر اندازه‌گیری شده مکش خاک و N تعداد کل مشاهدات می‌باشد.

نتایج و بحث

برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها در جدول 2 نشان داده شده است. بر پایه کلاس‌های بافتی خاک‌های مطالعه شده دامنه وسیعی از خاک‌های سبک بافت (شنی) تا سنگین بافت (رسی) را شامل می‌شود. مقایسه منحنی مشخصه آب خاک اندازه‌گیری شده و برآورد شده از مدل AP با استفاده از روش‌های مختلف تعیین α برای دو نمونه خاک با بافت‌های رس سیلتی و لوم رسی سیلتی در شکل 2 ارائه شده است.

مورد مطالعه را که با استفاده از نرم‌افزار ILWIS تهیه شده است، نشان می‌دهد. کانی غالب در این خاک‌ها اسمکتایت و مهمترین کانی همراه ایلایت بود (ترابی 1380). نمونه‌ها بعد از انتقال به آزمایشگاه در مجاورت هوا خشک شدند و سپس برای انجام آزمایشات فیزیکی و شیمیایی به نرمی کوبیده و از الک دو میلی‌متری عبور داده شدند. رطوبت وزنی در مکش‌های 30، 100، 300، 600، 1000 و 1500 کیلوپاسگال در نمونه‌های دست نخورده با دو تکرار بوسیله صفحات فشاری در آزمایشگاه به دست آمد (کلوت 1986).



شکل 1- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه. نقاط کروی (○) محل نمونه برداری را نشان می‌دهد.

به منظور تعیین منحنی توزیع تجمعی اندازه ذرات خاک از روش هیدرومتری با 8 قرائت برای ذرات ریز ($\leq 0/05\text{mm}$) و از روش غربال (5 غربال) برای ذرات بزرگتر از 0/05 میلی‌متر استفاده شد (کلوت 1986).

جدول 2- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه

شماره خاک	کلاس بافت خاک	شن (%)	سیلت (%)	رس (%)	کربن آلی (%)	pH	چگالی ظاهری* (g cm ⁻³)	چگالی حقیقی (g cm ⁻³)	بُعد فراکتالی	عمق (cm)
1	C	11/4	40/2	48/4	4/8	6/8	0/74	2/2	4/23	20-50
2	Si-C	16/6	42/6	40/8	3/92	7/3	0/82	2/34	3/69	0-12
3	Si-C	9/0	41/7	49/3	2/91	7/5	0/7	2/35	3/93	12-30
4	Si-C-L	17/7	42/4	39/9	4/18	6/3	0/76	2/28	3/97	0-20
5	C-L	37/8	29/0	33/2	2/45	6/3	0/91	2/44	3/24	0-15
6	C-L	31/2	29/8	39/0	1/02	6/7	0/98	2/63	3/26	15-30
7	C-L	20/9	49/4	29/7	2/59	7/0	0/83	2/26	3/62	0-15
8	C-L	30/0	41/5	28/5	1/19	6/4	0/98	2/63	3/61	15-30
9	C-L	27/4	43/5	29/1	1/65	7/3	0/9	2/65	3/44	0-12
10	C-L	33/8	32/5	33/7	4/36	6/0	0/8	2/21	3/71	0-30
11	L	27/2	46/8	26/0	0/39	7/7	1/03	2/69	3/53	12-25
12	Sa-C-L	53/5	17/8	28/7	2/42	6/7	1/1	2/32	3/52	0-10
13	Sa-C-L	56/1	17/1	26/8	1/58	7/2	1/03	2/6	3/55	10-20
14	Sa	98	0/9	1/1	0/25	7/9	1/55	2/86	3/19	0-10

* خاک‌های شالیزاری از چگالی ظاهری کمی برخوردارند (شارما و داتا 1985)

C: رسی، Si-C: رس سیلتی، Si-C-L: لوم رسی سیلتی، C-L: لوم رسی، L: لوم، Sa-C-L: لوم رسی شنی، Sa: شنی



شکل 2- منحنی مشخصه آب خاک. a: بافت رس سیلتی (خاک شماره 2)، b: بافت لوم رسی سیلتی (خاک شماره 4)

خاک با استفاده از α لجستیک آریا و همکاران (1999) در خاک‌های 2، 3، 4 و 11 و با استفاده از پارامتر مقیاس واز و همکاران (2005) در مکش‌های پایین در خاک‌های 2، 5 و 13 حاصل شد. α تیلر و ویتکرافت (1989) از بیشترین دقت در خاک‌های 3، 4 و 6 و α رضایی و همکاران (1383) در خاک‌های 3، 4، 7، 10، 11 برخوردار

ارزیابی دقت مدل‌ها با استفاده از آماره‌های R^2 ، ME و NRMSE نشان داد که دقت برآورد منحنی مشخصه آب خاک با بکارگیری α خطی آریا و همکاران (1999) و α ثابت آریا و پاریس (1981) در خاک‌های 1، 2، 3، 6، 8، 10 و 12 بیشتر از سایر خاک‌های مورد مطالعه است. بیشترین دقت برآورد منحنی مشخصه آب

ویتکرافت (1989) دارای اریب بیشتری نسبت به سایر روشهای تخمین α می‌باشند. مقدار منفی آماره ME نشان می‌دهد که α ثابت آریا و پاریس (1981) و α واز و همکاران (2005) مقدار رطوبت خاک را کمتر از مقادیر واقعی برآورد می‌کنند. مقادیر مثبت این آماره نیز نشان دهنده برآورد رطوبت خاک بیشتر از مقادیر واقعی آن با استفاده از سایر روشهای تخمین α است (جدول 3).

آماره ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده (NRMSE) که معیاری از کیفیت برازش مدل است، برای α خطی آریا و همکاران (1999) و α ثابت آریا و پاریس (1981) به ترتیب با مقادیر 0/27 و 0/31 کمتر از بقیه روشهای برآورد پارامتر مقیاس می‌باشد (جدول 3).

نتایج حاصل نشان می‌دهد که α خطی آریا و همکاران (1999) و α ثابت آریا و پاریس (1981) تقریبی قابل قبول از منحنی مشخصه آب خاک ارائه می‌دهند.

بودند. در خاک 14 با بافت شنی، α خطی آریا و همکاران (1999) و α ثابت آریا و پاریس (1981) بیشترین دقت را در برآورد منحنی مشخصه دارا بودند (نتایج نشان داده نشده است). با توجه به محدودیت این نوع کلاس بافتی لازم است در این زمینه تحقیقات بیشتری صورت گیرد.

مقایسه میانگین ضریب تبیین (R^2) با استفاده از آزمون توکی در سطح احتمال 5 درصد نشان داد که α واز و همکاران (2005)، α خطی آریا و همکاران (1999) و α ثابت آریا و پاریس (1981) دارای بالاترین R^2 هستند (جدول 3).

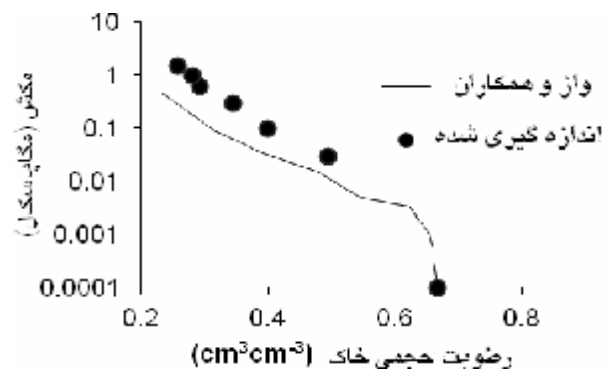
آماره میانگین خطا (ME) که معیاری از وجود اریب در برآورد مدل است، برای α خطی آریا و همکاران (1999) و α ثابت آریا و پاریس (1981) با کمترین مقادیر، نسبت به بقیه مدل‌ها به صفر نزدیکتر و این دو روش دارای حداقل اریب هستند. آماره ME نشان داد که α واز و همکاران (2005) و α تیلر و

جدول 3- مقایسه میانگین‌های ضریب تبیین، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده و میانگین خطا در برآورد منحنی مشخصه آب خاک

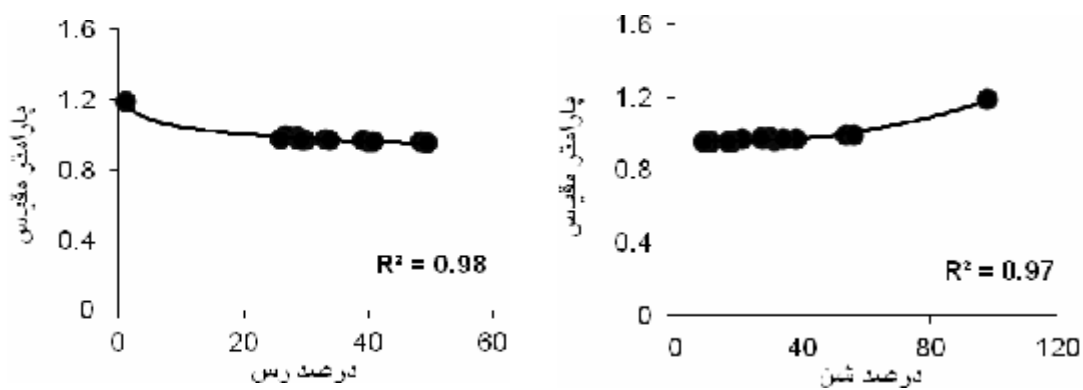
مدل	α	R^2	NRMSE	ME
خطی، آریا و همکاران (1999)	متغیر	0/91	0/27	0/020
آریا و پاریس (1981)	ثابت	0/91	0/31	-0/034
واز و همکاران (2005) $a = f(q)$	متغیر	0/93	0/35	-0/099
لجستیک، آریا و همکاران (1999)	متغیر	0/88	0/42	0/069
تیلر و ویتکرافت (1981)	متغیر	0/87	0/50	0/109
رضایی و همکاران (1383)	متغیر	0/86	0/53	0/093

افزایش یافت (شکل 4). بنابراین به نظر می‌رسد که این پارامتر مفهوم فیزیکی داشته باشد. α ثابت 0/977 (واز و همکاران 2005) و α ثابت 0/938 (آریا و درولف 1992) در تمام خاکهای مورد مطالعه فقط قادر به برآورد رطوبت در مکش‌های 30 و 100 کیلوپاسکال بودند، بنابراین با سایر روشهای تخمین α مقایسه نشدند.

استفاده از α واز و همکاران (2005) در خاک‌های مورد مطالعه با بافت متوسط تا سنگین در برآورد مکش‌های بالا و رطوبت‌های متناظر از کارایی کمتری برخوردار بود. نمونه‌ای از این محدودیت برای یک نمونه خاک با بافت رس سیلتی در شکل 3 نشان داده شده است، که در آن α واز و همکاران (2005) توانایی پیش‌بینی مقدار آب خاک در مکش‌های 1000 و 1500 کیلوپاسکال را نداشته است. همچنین نتایج این تحقیق نشان داد که در خاک‌های مورد مطالعه با افزایش رس، مقدار α واز و همکاران (2005) کاهش و با افزایش شن،



شکل 3- برآورد منحنی مشخصه آب خاک در خاک رس سیلتی (خاک شماره 2) با استفاده از α واز و همکاران (2005) در مدل آریا و پاریس

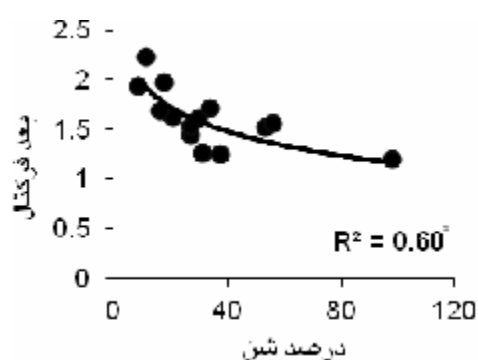
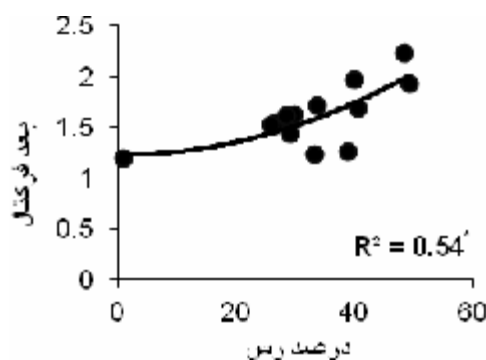


شکل 4- نمودار رابطه درصد شن و درصد رس با پارامتر مقیاس پیشنهادی واز و همکاران (2005) در 14 خاک مورد مطالعه



شکل 5- تغییرات α با قطر ذرات خاک در روش لجستیک در شش خاک مورد مطالعه

در حالی که α پیشنهادی تیلر و ویتکرافت (1989) فقط بر پایه یک بعد فرکتال بوده است. با افزایش مقدار رس در خاک‌های مورد مطالعه مقدار D افزایش و با افزایش شن خاک D کاهش یافت (شکل 6). تیلر و ویتکرافت (1989) گزارش نمودند که خاک‌های با بافت سنگین دارای D بزرگ‌تر و خاک‌های بافت سبک دارای D کوچک‌تری هستند، همچنین کوچک بودن D در خاک‌های با بافت درشت منجر به برآورد ضعیف از منحنی مشخصه آب خاک می‌گردد. صادقی و همکاران (1388) برای تخمین پارامتر مقیاس در مدل آریا و پاریس (1981) بر پایه هندسه فرکتال، از چند مقدار برای بعد فرکتالی در قسمتهای مختلف منحنی مشخصه رطوبتی استفاده نمودند. نتایج این محققین نشان داد که استفاده از چند بعد فرکتالی، برخلاف تک بعد فرکتال تیلر و ویتکرافت (1989)، نتایج را کمی بهبود می‌بخشد. همچنین تحقیقات این محققین نشان داد که α ثابت آریا و پاریس (1981) در اکثر موارد منجر به نتایج بهتری نسبت به تخمین‌های بر پایه فرکتال گردید.



شکل 6- نمودار رابطه بعد فرکتالی با درصد شن و درصد رس در 14 خاک مورد مطالعه

شده مقایسه گردید. در پیش‌بینی دقیق منحنی مشخصه آب خاک از مدل مذکور تعیین پارامتر α نقش اصلی را ایفا می‌کند. تحقیق حاضر نشان داد که منحنی‌های برآورد شده با استفاده از α های مختلف نتایج متفاوتی ارائه می‌دهند و وابستگی زیادی به پارامتر مقیاس

در برخی از خاک‌های مورد مطالعه، α به دست آمده به روش لجستیک در دامنه 500 تا 2000 میکرومتر از مقادیر بزرگ مثبت یا منفی برخوردار بودند (شکل 5). در این شرایط لگاریتم تعداد ذرات (n_i) با شکل فرضی کروی کمتر از یک بود ($\log n_i < 1$). آریا و همکاران (1999) معتقدند علت بوجود آمدن این مقادیر بزرگ مثبت و منفی ناشی از خطای تخمین در تعداد ذرات هنگامی است که $\log n_i < 0$ باشد. اما بر پایه تعریف لگاریتم در ریاضی، لگاریتم مقادیر کوچکتر از صفر تعریف شده نیست.

α تیلر و ویتکرافت (1989) بر پایه بعد فرکتال است. ارزیابی میانگین آماره‌های R^2 ، NRMSE و ME نشان داد که در خاک‌های مورد مطالعه برآورد صحیحی از منحنی مشخصه آب خاک توسط مدل AP با استفاده از α تیلر و ویتکرافت (1989) وجود ندارد. به نظر می‌رسد در خاک‌های مورد مطالعه رفتار تک فرکتال دیده نمی‌شود. تیلر و ویتکرافت (1989) نشان دادند که در خاک‌های درشت بافت رفتار فرکتال کامل دیده نمی‌شود. بیلتی و همکاران (1999) گزارش نمودند که در ارزیابی توزیع اندازه ذرات بیش از یک بعد فرکتال وجود دارد.

نتیجه‌گیری کلی

در این تحقیق منحنی مشخصه آب خاک 14 نمونه خاک از منطقه شرق استان گیلان در مدل آریا و پاریس (1981) با استفاده از شیوه‌های مختلف تعیین پارامتر مقیاس (α) به دست آمد و با منحنی‌های اندازه‌گیری

آزمایشگاهی مقدور نباشد، توصیه می‌شود. هر چند باید این روش برای خاک‌های بیشتری بررسی شود تا بتوان به نتیجه‌گیری‌های قابل اعتمادتری رسید.

سپاسگزاری

بدینوسیله از همکاری و مساعدت خانم معصومه بصیری و آقای مهندس سعید احمدزاده پرسنل بخش خاک و آب مؤسسه تحقیقات برنج کشور تشکر و قدردانی می‌شود.

دارند، بنابراین تعیین دقیق α نقش اساسی در انطباق میان منحنی مشخصه تخمینی و اندازه‌گیری شده ایفا می‌کند. با توجه به آماره‌های ارزیابی در خاک‌های مورد مطالعه و علیرغم تنوع بافتی، α خطی آریا و همکاران (1999) و α ثابت آریا و پاریس (1981) از دقت قابل قبول در برآورد منحنی SMC برخوردار بودند. بین دو شیوه مذکور، استفاده از α ثابت آریا و پاریس بدلیل سهولت و سرعت در تخمین منحنی مشخصه آب خاک و بویژه در مواردی که دسترسی به امکانات

منابع مورد استفاده

- احیایی م و بهبهانی‌زاده ع ا، 1372. شرح روش‌های تجزیه شیمیایی خاک. جلد اول، مؤسسه تحقیقات خاک و آب، تهران.
- ترابی ح، 1380. پیدایش، رده‌بندی و ارزیابی تناسب خاک‌های اراضی خیس برای کشت برنج در شرق استان گیلان. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه صنعتی اصفهان.
- رضایی ح، نیشابوری م ر و سپاسخواه ع ر، 1383. ارزیابی مدل‌های شبیه‌سازی منحنی مشخصه آب خاک بر اساس توزیع دانه‌بندی ذرات خاک. مجله دانش کشاورزی، جلد 15، شماره 2. صفحه‌های 119 تا 130.
- صادقی م، ایزدی ع و قهرمان ب، 1388. تخمین پارامتر مقیاس‌بندی در مدل آریا و پاریس بر پایه هندسه فراکتل‌ها. مجموعه مقالات یازدهمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه گرگان، گرگان.
- Arya LM and Dierolf TS, 1992. Predicting soil moisture characteristics from particle size distribution: An improved method to calculate pore radius from particle radius. Pp. 115-125. In: van Genuchten M. Th. (ed). Proc. Int. Workshop on indirect method for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils, Riverside, CA.
- Arya LM, Leij FJ, Shouse PJ and van Genuchten MTh, 1999. Relationship between the hydraulic conductivity function and the particle-size distribution. Soil Sci Soc Am J 63: 1063-1070.
- Arya LM, Leij FJ, van Genuchten MTh and Shouse PJ, 1999. Scaling parameter to predict the soil water characteristic from particle size distribution data. Soil Sci Soc Am J 63: 510-519.
- Arya LM and Paris JF, 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.
- Arya LM, Richter JC and Davidson SA, 1982. A comparison of soil moisture characteristic predicted by the Arya Paris model with laboratory measured data. NASA Johnson Space Center, Houston, TX.
- Bittelli M, Cambell GS and Flury M, 1999. Characterization of particle size distribution in soils with a fragmentation model. Soil Sci Soc Am J 63: 782-788.

- Haverkamp R and Parlange JY, 1986. Predicting the water- retention curve from a particle- size distribution: 1- Sandy soils without organic matter. *Soil Sci* 142: 325- 339.
- Klute A (ed), 1986. *Methods of Soil Analysis. Part 1, Physical and Mineralogical Methods.* American Society of Agronomy and Soil Sci Soc Am Madison, Wisconsin, USA.
- Kosugi K and Hopmans JW, 1998. Scaling water retention curves for soils with lognormal pore-size distribution. *Soil Sci Soc Am J* 62: 1496-1505.
- Millan H and Gonzalez-Posada M, 2005. Modelling soil water retention scaling. Comparison of a classical fractal model with a piecewise approach. *Geoderma* 125: 25-38.
- Nasta P, Kamai T, Chirico GB, Hopmans JW and Romano N, 2009. Scaling soil water retention functions using particle size distribution. *Journal of Hydrology* 374: 223-234.
- Nimmo JR, Herkelrath WN and Laguna Luna AM, 2007. Physically based estimation of soil water retention from textural data: general framework, new models and streamlined existing models. *Vadose Zone J* 6:766-773.
- Page AL, Miller RH and Keeney DR (eds), 1982. *Methods of Soil Analysis. Part 2, Chemical and Microbiological Properties.* American Society of Agronomy and Soil Sci Soc Am. Madison, Wisconsin, USA.
- Poulsen TG, Moldrup P, Iversen BV and Jacobsen OH, 2002. Three-region campbell model for unsaturated hydraulic conductivity in undisturbed soils. *Soil Sci Soc Am J* 66: 744-752.
- Sharma PK and De Datta SK, 1985. Effect of puddling on soil physical properties and processes. Pp. 217-234. In: Swaminathan MS (ed). *Soil Physic and Rice.* IRRI, Manila, Philippines.
- Turcotte DL, 1986. Fractal and fragmentation. *J Geophys Res* 91: 1920-1921.
- Tyler W and Wheatcraft W, 1989. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Sci Soc Am J* 53: 987-996.
- Van Genuchten MTh, 1980. A Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci Soc Am J* 44: 892-898.
- Vaz CMP, Iossi MF, Naime JM, Macedo A, Reichert JM, Reinert DJ and Cooper M, 2005. Validation of the Arya and Paris water retention model for Brazilian soils. *Soil Sci Soc Am J* 69: 577-583.
- Xu Y, 2004. Calculation of unsaturated hydraulic conductivity using a fractal model for the pore size distribution. *Geoderma* 3: 549-557.
- Zhuang J, Jin Y and Miyazaki T, 2001. Estimating water retention characteristic from soil particle size distribution using a non-similar media concept. *Soil Sci* 166: 308-321.