

رابطه هدایت هیدرولیکی اشباع با حدود آتربرگ و پارامترهای منحنی فشردگی محصور خاک

آزاده صداقت، حسین بیات¹ و علی اکبر صفری سنجانی

دانشجوی پیشین کارشناسی ارشد، گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه بوعلی سینا-همدان؛

azadehsedaghat65@gmail.com

دانشیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه بوعلی سینا-همدان؛ h.bayat@basu.ac.ir

استاد گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه بوعلی سینا همدان؛ aa-safari@basu.ac.ir

دریافت: 96/7/22 و پذیرش: 97/5/24

چکیده

در ایجاد توابع انتقالی خاک، یافتن متغیرهای جدید یک چالش اساسی برای بهبود تخمین خصوصیات هیدرولیکی خاک است. در این تحقیق از رفتار خاک تحت تراکم به‌عنوان متغیرهای جدید به‌همراه برخی خصوصیات پایه‌ای خاک در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع 120 نمونه خاک از 5 استان مازندران، آذربایجان غربی و شرقی، کرمانشاه و همدان استفاده شد. هدایت هیدرولیکی اشباع توسط حدود آتربرگ (حدروانی، حد خمیری و حد انقباض) و پارامترهای منحنی فشردگی محصور به همراه خصوصیات پایه خاک (نسبت سیلت به شن، درصد رس و جرم مخصوص ظاهری) به‌عنوان تخمین‌گر در 3 مرحله تخمین زده شد. در مرحله اول فقط از خصوصیات پایه خاک به‌عنوان تخمین‌گر استفاده شد. توابع انتقالی ایجاد شده با روش رگرسیون نشان دادند که در مرحله 2 ورود پارامترهای منحنی فشردگی محصور به‌همراه خصوصیات پایه خاک در توابع ایجاد شده و در مرحله 3 ورود تنها حدود آتربرگ به‌همراه همان خصوصیات پایه به‌عنوان برآوردگر موجب بهبود نسبی در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع شدند. مقدار مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) در قسمت آموزش برای مرحله 1، 2 و 3 به ترتیب 0/624، 0/620 و 0/584 و برای آزمون به ترتیب 0/887، 0/821 و 0/829 به‌دست آمد. مقدار بهبود نسبی بر اساس معیار RMSE در مراحل دو و سه برای آموزش به ترتیب 0/64% و 6/35 درصد و برای آزمون 7/45% و 6/53 درصد به‌دست آمد. بر اساس ضریب تبیین تعدیل شده (R^2_{adj}) ورود متغیرهای منحنی فشردگی محصور و یا حدود آتربرگ در جوار خصوصیات پایه خیلی در بهبود تخمین مؤثر واقع نشدند. نتایج نشان داد که صحت مدل در مرحله سه (بر اساس مقدار RMSE و معیار اطلاعات آکایک) و قابلیت اعتماد مدل در مراحل دو و سه (بر اساس مقدار RMSE و معیار اطلاعات آکایک) نسبت به مرحله اول بهبود یافت.

واژه‌های کلیدی: تراکم خاک، توابع انتقالی، مدل گمپرتز، معیار اطلاعات آکایک

¹ نویسنده مسئول، آدرس: گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا-همدان، همدان.

مقدمه

هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) و غیراشباع خاک، از مهم‌ترین پارامترهای هیدرولیکی تأثیرگذار بر رفتار آب در خاک می‌باشند (موهانتی و همکاران، 1994). هدایت هیدرولیکی اشباع برای پیش‌بینی مدل‌های هیدرولوژی و همچنین به‌عنوان ورودی اساسی مدلسازی رواناب، زهکشی و انتقال املاح در خاک در نظر گرفته می‌شود (براد و همکاران، 1995؛ مالانتس و همکاران، 1997).

مهمترین ویژگی فیزیکی خاک که در امکان پذیر بودن فنی و اقتصادی پروژه‌های زهکشی زیرزمینی نقش دارد، هدایت هیدرولیکی اشباع است. هدایت هیدرولیکی اشباع تحت تأثیر دو عامل ویژگی‌های هیدرولیکی سیال (گرانروی و جرم حجمی) و ویژگی‌های محیط متخلخل (خاک) قرار دارد. از ویژگی‌های محیط متخلخل می‌توان به تخلخل کل، شکل و هندسه خلل و فرج و توزیع اندازه خلل و فرج اشاره کرد. بنابراین، عوامل مختلفی مانند بافت، ساختمان، مقدار ماده آلی و غلظت املاح که بر ویژگی‌های محیط متخلخل مؤثرند، می‌توانند هدایت هیدرولیکی اشباع را تحت تأثیر قرار دهند (نوبیان و همکاران، 1383).

ویژگی‌های هیدرولیکی خاک به روش‌های مستقیم (آزمایشگاهی و صحرایی) قابل اندازه‌گیری هستند. هرکدام از این روش‌ها مزایا و معایب خاص خود را دارند. به‌طور کلی بهترین حالت، اندازه‌گیری مستقیم ویژگی‌های هیدرولیکی خاک است. با این وجود روش‌های آزمایشگاهی و صحرایی اندازه‌گیری ویژگی‌های هیدرولیکی خاک دارای دشواری‌های حل نشده می‌باشند. به‌همین علت از سال‌ها پیش پژوهش‌گران مانند والزاک و همکاران (2006) و فولادمند و همکاران (1383) به دنبال به‌دست آوردن روش‌های کم هزینه‌تر بوده‌اند. روش‌های غیر مستقیم به‌عنوان راه‌کاری برای حل نسبی این دشواری‌ها ارائه شده‌اند. بیشتر روش‌های غیرمستقیم اندازه‌گیری ویژگی‌های هیدرولیکی، برخلاف روش‌های مستقیم، چندان وقت‌گیر و پرهزینه نیستند، ولی به‌سادگی هم قابل تعمیم به شرایطی غیر از شرایط آزمایشگاهی نمی‌باشند. از طرفی دیگر هدایت هیدرولیکی اشباع دارای تغییرات زمانی و مکانی بالایی بوده (هیلس و همکاران، 1992) و به روش اندازه‌گیری نیز وابسته است (پایگ و هیلل، 1993). این موارد، محققین علوم خاک را ترغیب به بهره‌گیری از روش‌های غیر مستقیم نموده است. یکی از این روش‌های غیر مستقیم توابع انتقالی (PTFs¹) نامیده می‌شود (سنتر و داس، 2008).

از ویژگی‌های متفاوتی مانند درصد شن و رس (وست و همکاران، 2008)، مواد آلی و تخلخل (وستن، 1997)، جرم مخصوص ظاهری (واگنر و همکاران، 2001)، میانگین هندسی قطر ذرات (میشرا و همکاران، 1989؛ کمپل، 1985) و انحراف استاندارد هندسی قطر ذرات (میشرا و همکاران، 1989) برای برآورد K_s بهره‌گیری شده است. بیات و همکاران (1393) و صداقت و همکاران (2016) نیز از پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌های استان گیلان به ترتیب با روش رگرسیون خطی چند متغیره و شبکه‌های عصبی مصنوعی استفاده کردند و گزارش نمودند که پارامترهای فراکتالی می‌توانند به‌عنوان متغیرهای ورودی مناسب در توابع انتقالی بهره‌گیری شده و باعث بهبود برآورد K_s شوند.

دولینر و اسکرابل (2012) بیان کردند که حدود آتربرگ در اغلب موارد مبنای خوبی برای پیش‌بینی دیگر خواص خاک مانند تغییر شکل، انبساط، هدایت هیدرولیکی و مقاومت خاک می‌باشند. نگراج و همکاران (1991) بیان کردند که اگرچه در خاک‌های ریزبافت نسبت پوکی و حد روانی متفاوت هستند، ولی هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع یکسانی دارند. بنسون و همکاران (1994) گزارش کردند هنگامی که حدروانی از 20 به 40 و شاخص خمیری از 10 به 30 افزایش یابد، کاهش هدایت هیدرولیکی اتفاق می‌افتد.

پارامترهایی مانند بافت، ساختمان، مقدار آب، نسبت پوکی، مینرالوژی، تنش و فشردگی بر ویژگی‌ها و رفتارهای آب خاک اثر دارند (فردلان و رهاردجو، 1993). طی فرآیند فشردگی شدن خاک‌ها، در آغاز ساختمان و خاکدانه‌های بزرگ نقش مهمی در رفتارهای آب خاک دارند؛ اما در ادامه فرآیند فشردگی شدن، ذرات ریز نقش مهم‌تری دارند. کلر و آرویدسون (2007) و روخانگل و همکاران (2007) بیان کردند که بهره‌گیری از روابط تنش فشاری- کرنش حجمی، از روش‌های ارزیابی تراکم‌پذیری خاک است. به‌عبارت دیگر چون خاک یک جسم الاستیک و ارتجاعی نیست، در اثر هر بارگذاری- باربرداری، تغییر شکل یا کرنش ماندگار در خاک اتفاق می‌افتد. سه پارامتر مهم که از منحنی تنش-کرنش خاک در آزمایش فشردگی قابل استخراج هستند، عبارتند از: شاخص تراکم² (C_c)، شاخص تورم³ (C_s) و تنش پیش تراکمی. بامگارتل و کوخ (2004) و ایمهورف و همکاران (2004) گزارش کردند که معمولاً قدر مطلق شیب خط فشردگی بکر،

² Compression index

³ Swelling index

¹ Pedotransfer functions

خصوصیات فیزیکی و مکانیکی در ایجاد توابع انتقالی برای بهبود تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع بود.

مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش 120 نمونه خاک دست-خورده و دست‌نخورده با استفاده از سیلندرهایی به ارتفاع 4 سانتی‌متر و قطر 5/1 سانتی‌متر از لایه‌های سطحی و زیرسطحی اراضی پنج استان مازندران (28 نمونه)، کرمانشاه (30 نمونه)، همدان (5 نمونه)، آذربایجان غربی (27 نمونه) و آذربایجان شرقی (30 نمونه) جمع‌آوری شد. غالب نمونه‌ها (106 نمونه) از خاک سطحی به عمق 0 تا 30 سانتی‌متر و 14 نمونه از خاک زیر سطحی به عمق 10 تا 65 سانتی‌متر بسته به ضخامت لایه‌ها برداشت شد. نمونه‌ها پس از رساندن به آزمایشگاه برای برخی از آزمایش‌های فیزیکی و مکانیکی آماده شدند. جدول 1 مختصات جغرافیایی استان‌های نمونه‌برداری شده را نشان می‌دهد.

برای به دست آوردن اجزای بافت، خاک را هوا خشک کرده و سپس از الک 2 میلی‌متری عبور داده شد. برای به دست آوردن اجزای ذرات شن از الک خشک و اجزای دانه‌های سیلت و رس از روش هیدرومتری بهره‌گیری شد (گی و ار، 2002). جرم مخصوص ظاهری با روش سیلندر اندازه‌گیری شد (گروسمن و رینش، 2002). اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع در نمونه‌های دست‌نخورده با روش بار ثابت (کلوت و دیرکسن، 1986) و بار افتان (رینولدز و الریک، 2002) انجام شد. حدروانی و حدخمیری به روش استاندارد BS² شماره 1377 (1975) (ذرات کوچکتر از 0/5 میلی‌متر) اندازه‌گیری شد. حد انقباض نیز با بهره‌گیری از روش استاندارد (ASTM D 427-87) اندازه‌گیری شد.

شاخص فشردگی (C_c) و شیب خط تراکم مجدد شاخص تورم (C_s) نام دارد. نقطه انتقال بین منحنی برگشتی الاستیک و منحنی فشردگی بکر به عنوان تنش پیش تراکمی¹ (P_c) شناخته می‌شود. تنش پیش تراکمی بیان‌گر حداکثر فشاری است که خاک قبلاً تجربه کرده است و به عنوان تنش در آستانه تراکم محسوب می‌شود.

باکس و تایلور (1962) مشاهده کردند که با افزایش جرم مخصوص ظاهری در طی اعمال تنش مکانیکی در خاک غیراشباع، فشار آب منفذی کاهش می‌یابد. مطالعات فراوانی نشان دادند که با افزایش جرم مخصوص ظاهری و یا کاهش نسبت پوکی، تنش پیش تراکمی افزایش و شاخص تراکم کاهش خواهد یافت (کولی و لارسون، 1987). چگالی ذرات با توجه به مقدار رس و نوع کانی‌های خاک به ویژه با مقدار کانی‌های آهن تغییر می‌کند و ممکن است تراکم پذیری خاک را تحت تأثیر قرار دهد (کولت، 1993).

با افزایش رطوبت، تنش پیش تراکمی کاهش می‌یابد. یعنی افزایش رطوبت خاک موجب کاهش ظرفیت باربری خاک می‌شود. لارسون و همکاران (1994) مشاهده نمودند که مقاومت خاک و خاکدانه‌ها با کاهش مقدار رطوبت از حد بالای خمیری به حد پایین خمیری به‌طور معنی داری افزایش یافت. بنابراین عوامل مشابهی مانند اثر رطوبت، مقدار رس، اثر ماده آلی و غیره (در بالا ذکر شده است) هر دو پارامتر، هدایت هیدرولیکی اشباع و پارامترهای منحنی فشردگی محصور را تحت تأثیر قرار می‌دهند.

کاهش هدایت هیدرولیکی در طی فشردگی یک فاکتور مهم و تأثیرگذار بر منحنی فشردگی محصور است (تانگ و همکاران، 2007). با توجه به اینکه اندازه‌گیری منحنی فشردگی محصور به‌طور نسبی سریع و ساده است. بنابراین می‌توان از پارامترهای منحنی فشردگی محصور برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع بهره‌گیری نمود (بامگارتل و کوخ، 2004).

مطالعات زیادی در مورد پیش بینی هدایت هیدرولیکی اشباع انجام شده است (شاپ و همکاران، 1998؛ بیات و همکاران، 1393). علی‌رغم وجود ارتباط نزدیک بین منحنی تراکم محصور و هدایت هیدرولیکی اشباع، تاکنون از خصوصیات منحنی تراکم محصور برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع استفاده نشده است. بنابراین، هدف از این تحقیق استفاده از ورودی‌های جدید مانند ویژگی‌های منحنی تراکم محصور به‌همراه برخی

² British standard

¹ Precompression stress

جدول 1- مختصات جغرافیایی استان‌های نمونه برداری

نام محل	عرض جغرافیایی		طول جغرافیایی	
	حداقل	حداکثر	حداقل	حداکثر
آذربایجان غربی	35°8'	39°46'	44°3'	47°23'
آذربایجان شرقی	36°45'	39°26'	45°5'	48°22'
کرمانشاه	33°41'	35°17'	45°24'	48°06'
همدان	34°00'	35°44'	47°48'	49°28'
مازندران	35°46'	36°58'	50°21'	58°08'

آزمایش فشردگی محصور

برای انجام آزمایش فشردگی محصور (CCT)¹، از دستگاه تک محوری (CBR)² بهره‌گیری شد. آزمایش فشردگی محصور در درون سیلندر صلب توسط پیستون متحرک به سمت پایین متراکم شد و تنش روی پیستون تغییر حجم خاک به‌طور پیوسته ثبت شد. برای انجام این آزمایش از نمونه‌های دست نخورده که از دستگاه صفحات فشاری در مکش یک بار خارج و رطوبت آن تعیین شد بهره‌گیری گردید. اعمال بار بر نمونه توسط پیستون دستگاه CBR، با نرخ بارگذاری 1 میلی‌متر بر دقیقه انجام شد. این آزمایش در دو مرحله بارگذاری و باربرداری صورت گرفت. به این صورت که در مرحله بارگذاری تعداد 100 قرائت با فواصل 0/01 میلی‌متری که در هر یک از این فاصله‌ها به اندازه 9-10 کیلو پاسکال به تنش اعمال شده به نمونه اضافه شد. حداکثر تنش وارد شده حدود 1000 کیلو پاسکال بود و در مرحله بار برداری تعداد 33 قرائت با فواصل 0/03 میلی‌متری انجام شد. زمانی که عقربه یا نشان‌گر نیرو یک دور کامل زد مرحله بارگذاری تمام و مرحله باربرداری آغاز شد (کولن، 1974). بر اساس ارتفاع نشست نمونه برای هر مقدار تنش نرمال اعمال شده (σ)، نسبت پوکی (e) محاسبه شد. با رسم لگاریتم تنش نرمال در مقابل نسبت پوکی منحنی تراکم محصور حاصل شد.

برازش مدل گمپرتز (1825) بر منحنی فشردگی محصور مدل گمپرتز (1825) (معادله 1) با بهره‌گیری از نرم افزار Solver Excel 2010 بر داده‌های بارگذاری فشردگی محصور برازش شد و پارامترهای a ، b ، c و m به‌دست آمدند. با بهره‌گیری از پارامترهای مدل گمپرتز (1825)، شاخص تراکم با معادله 2 (کلر و همکاران، 2011) و شاخص تورم با معادله 3 (کلر و همکاران، 2011) محاسبه شدند. تنش پیش تراکمی (P_c) با روش گرافیکی کاساگراندا (1936) به‌دست آمد.

(1)

$$e = a + c \exp \left\{ - \exp [b(\log \sigma - m)] \right\}$$

(2)

$$C_c = \frac{bc}{\exp(1)}$$

(3)

$$C_{s \text{ Loadin}-25kPa} = \frac{e_0 - e_{25kPa}}{\log(25kPa)}$$

در معادلات فوق e نسبت پوکی بر حسب $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ، e_0 نسبت پوکی اولیه بر حسب $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ، e_{25kPa} نسبت پوکی در تنش 25 کیلو پاسکال بر حسب $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ و σ تنش بر حسب کیلو پاسکال است.

گام‌های ساخت توابع انتقالی

متغیرهای ورودی و خروجی با علامت اختصاریشان در جدول 2 معرفی شده‌اند. ابتدا آزمون نرمال بودن کولموگوروف-اسمیرنوف³ با استفاده از نرم افزار Mini Tab بر روی تمام متغیرها انجام شد (ریان و همکاران، 1976).

1. Confined compression test

2. California bearing ratio

3. Kolmogorov- Smirnov

جدول 2- علائم اختصاری متغیرها و واحد هر کدام

واحد	علائم	شرح
(%)	C	نسبت سیلت به شن
$g\ cm^{-3}$	BD	جرم مخصوص ظاهری
$(g\ g^{-1}) \times 100$	LL	حد روانی
$(g\ g^{-1}) \times 100$	PL	حد خمیری
$(g\ g^{-1}) \times 100$	SL	حد انقباض
kPa	P_c	تنش پیش تراکمی
1/log kPa	C_c	شاخص تراکم
1/log kPa	C_s	شاخص تورم
kPa	σ	تنش
$cm^3\ cm^{-3}$	e	نسبت پوکی

جدول 3- تبدیل متغیرها برای نرمال شدن توزیع آنها

متغیر	تبدیل	متغیر	تبدیل [±]
$\sqrt{s_i / s}$	Si/S^i	Log (PL)	PL
Log (C)	C	Log (LL)	LL
Log (K_s)	K_s	Log (SL)	SL
Log (P_c)	P_c	Log (C_s)	C_s

تمام علائم اختصاری در جدول 2 معرفی شده است. سایر متغیرهای استفاده شده (BD و C_c) در این تحقیق توزیع نرمال داشتند و نیاز به تبدیل آنها نبود.

جدول 4- متغیرهای ورودی و خروجی تابع ایجاد شده.

توابع انتقالی [±]	ورودی هر مرحله
مرحله 1	C, Si/S, BD
مرحله 2	C, Si/S, BD, P_c , C_c , C_s
مرحله 3	C, Si/S, BD, LL, PL, SL

±. علائم اختصاری متغیرهای ورودی هر مرحله در جدول 1 معرفی شده است.

آن‌ها کمتر از 10 باشد، همراستایی نخواهند داشت (هوکینگ، 2003). در این پژوهش VIF تمام ورودی‌ها با نرم‌افزار SPSS.19 بررسی شد. داده‌های مربوط به فراوانی نسبی هر یک از ذرات رس، شن و سیلت همبستگی خطی قوی با هم نشان دادند. به همین دلیل برای جلوگیری از ایجاد خطا، این متغیرها با هم به‌عنوان متغیر ورودی به‌کار نرفتند (مرادی و همکاران، 1390). در این پژوهش برای اینکه VIF کمتر از 10 باشد و مسأله همراستایی ایجاد نشود، از نسبت سیلت به شن بهره‌گیری شد و VIF همه متغیرها پایین 10 بود. مهربانیان و همکاران (1389) در بررسی کارایی توابع انتقالی جهت برآورد گنجایش تبادل کاتیونی برای جلوگیری از هم‌راستایی خطی از نسبت رس به سیلت بهره‌گیری کردند. بیات و همکاران (1393) نیز در بررسی عملکرد توابع انتقالی برای تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع برای جلوگیری از هم‌راستایی خطی از نسبت رس به سیلت بهره‌گیری کردند.

در صورت نرمال نبودن تبدیل لازم برای نرمال شدن انجام شد (جدول 3). سپس کل متغیرها تبدیل استاندارد شدند تا میانگین صفر و واریانس یک داشته باشند. از روش رگرسیون غیر خطی با نرم افزار Data Fit8.1 برای ایجاد توابع استفاده شد. از 120 نمونه مورد استفاده، دو سوم برای آموزش (80 نمونه) و یک سوم (40 نمونه) برای آزمون بهره‌گیری شد.

فرض معتبر بودن روش رگرسیون، نبودن همراستایی بین متغیرهای مستقل است. در روش رگرسیون چندگانه، اگر بین متغیرهای مستقل همبستگی قوی مشاهده شود، همراستایی چندگانه به‌وجود خواهد آمد. همراستایی نتایج تحلیل رگرسیون را غیر معتبر می‌سازد (رضایی ارشد و همکاران، 1391). برای بررسی همراستایی از فاکتور عامل تورم واریانس (VIF)¹ بهره‌گیری شد. متغیرهایی که VIF

¹. Variance inflation factor

(7)

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

در روابط فوق n_p تعداد پارامترهای مدل که باید برآورد شوند، N تعداد نمونه‌های خاک، y_i و \hat{y}_i به ترتیب هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی شده می‌باشند. $RMSE_i$: ریشه دوم میانگین مربعات خطای مربوط به مرحله اول، و $RMSE_i$: ریشه دوم میانگین مربعات خطای مربوط به مراحل 2 و 3 می‌باشد.

روش مقایسه معنی‌داری با آماره آکایک این‌گونه می‌باشد که نخست یکی از مدل‌ها به‌عنوان مدل پایه گزینش می‌شود و مدل‌های دیگر نسبت به آن سنجیده می‌شوند. اندازه آکایک برای مدل پایه و مدل‌های دیگر تعیین می‌شود. اگر اندازه آماره آکایک مدل مقایسه شونده با مدل پایه از 95% اندازه آکایک به‌دست آمده برای مدل پایه کمتر باشد، به این معنی است که مدل مقایسه شونده با اطمینان 95 درصد بهتر از مدل پایه است و در غیر این‌صورت مدل پایه ترجیح داده می‌شود (هوانگ و همکاران، 2002).

نتایج و بحث

ویژگی‌های آماری

ویژگی‌های آماری (کمینه، بیشینه، میانگین، انحراف استاندارد و ضریب تغییرات) کلیه متغیرهای فیزیکی و مکانیکی برای مجموعه داده‌های آموزش و آزمون به تفکیک در جدول 5 آورده شده است.

در این تحقیق هدایت هیدرولیکی اشباع در 3 مرحله با ورودی‌های مختلف تخمین زده شد. متغیرهای ورودی هر مرحله در جدول 4 نشان داده شده است.

معیارهای ارزیابی صحت و قابلیت اعتماد توابع

در این پژوهش صحت تخمین به‌عنوان میزان یا درجه تشابه داده‌های اندازه‌گیری و برآورد شده برای مجموعه داده‌هایی که توابع انتقالی از آن ایجاد گردیده است؛ یعنی برای داده‌های مرحله آموزش تعریف شده است. قابلیت اعتماد نیز عبارت از میزان یا درجه تشابه داده‌های اندازه‌گیری و برآورد شده از توابع انتقالی برای مجموعه داده‌های مرحله معتبرسازی است (وستن و همکاران، 2001). از آماره‌های معیار اطلاعات آکایک AIC^1 ، بهبود نسبی RI^2 و جذر میانگین مربعات خطا $RMSE^3$ برای بررسی صحت و قابلیت اعتماد توابع انتقالی استفاده شد.

برای نشان دادن جهت خطا از آماره میانگین خطا ME^4 استفاده شد. ME نشان‌دهنده تفاوت مثبت و منفی مقادیر برآورد شده نسبت به مقادیر اندازه‌گیری شده است؛ بنابراین $ME > 0$ نشان‌دهنده کم برآوردی و $ME < 0$ نشان‌دهنده بیش برآوردی مقادیر تخمینی نسبت به مقادیر اندازه‌گیری می‌باشد (شاب و همکاران، 2001؛ تیتجه و تاپکن، 1993). معیار اطلاعات آکایک، AIC (آکایک، 1974):

(4)

$$AIC = N \ln \left[\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{N} \right] + 2n_p$$

بهبود نسبی:

(5)

$$RI = \frac{RMSE_1 - RMSE_i}{RMSE_1} \times 100$$

جذر میانگین مربعات خطا ($RMSE$):

(6)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{N}}$$

میانگین خطا:

1. Akaike's information criterion

2. Relative improvement

3. Root mean square error

4. Mean error

جدول 5- ویژگی‌های آماری متغیرهای مستقل و وابسته مجموعه داده‌های آموزش و آزمون

ضریب تغییرات (%)	بیشینه	کمینه	انحراف استاندارد	میانگین	ضریب تغییرات (%)	بیشینه	کمینه	انحراف استاندارد	میانگین	آموزش (تعداد نمونه = 80)	
										بیشینه	کمینه
93/8	13/47	0/17	2/43	2/59	70/3	7/06	0/02	1/16	1/65	$Si/S (-)^{\pm}$	
62	65/06	3/46	13/92	22/45	58/7	63/90	4/11	13/87	23/63	C(%)	
12/9	1/95	1/02	0/18	1/39	10/4	1/88	1/01	0/15	1/44	BD(g cm ⁻³)	
195/2	93/05	0/003	17/24	8/83	136/9	63/33	0/22	12/76	9/32	$K_s(\text{cm h}^{-1})$	
31/3	82/9	21/5	12/9	41/1	30/5	81/9	18/8	12/6	41/3	$LL(\text{g g}^{-1} \times 100)$	
27/1	52/38	16/76	7/3	26/9	29	56/25	15/38	7/57	26/09	$PL(\text{g g}^{-1} \times 100)$	
25/7	31/92	6/18	4/71	18/29	77/8	34/23	8/86	14/61	18/76	$SL(\text{g g}^{-1} \times 100)$	
41/7	660	125	141	338	35/5	660	70	122	343	$P_c(\text{kPa})$	
32/8	0/823	0/129	0/155	0/472	35/3	0/858	0/117	0/167	0/473	$C_c(\text{kPa}^{-1})$	
66/6	0/021	0/001	0/004	0/006	80	0/028	7×10^{-17}	0/004	0/005	$C_s(\text{kPa}^{-1})$	

[±] علامت اختصاری متغیرها در جدول 2 معرفی شده است.

بین 1 تا 1/2 گرم بر سانتی‌متر مکعب در خاک رسی شرایط مناسبی از خاک از نظر تراکم خاک را نشان می‌دهد. پایین‌ترین جرم مخصوص مربوط به خاک دست نخورده عمقی از استان مازندران با 10/37 درصد ماده‌آلی و با بافت لوم رسی بود. پایین بودن جرم مخصوص ممکن است به‌علت بالا بودن ماده‌آلی خاک این منطقه باشد. بالاترین و پایین‌ترین تنش-پیش‌تراکمی به‌ترتیب مربوط به نمونه خاک استان‌های کرمانشاه و آذربایجان شرقی با ماده‌آلی 1/75 و 0/52 درصد است که بافت هر دو نمونه خاک لوم سیلتی بود. بنابراین عاملی بجز بافت خاک تفاوت تنش پیش‌تراکمی موجود را ایجاد کرده است.

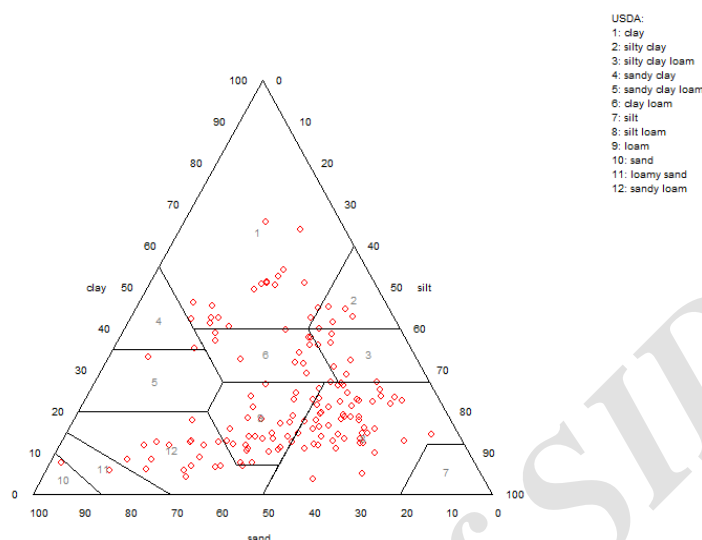
شاخص خمیری، دامنه رطوبت بین حالت مایع و خمیری خاک است. این پارامتر به‌طور مستقیم تراکم‌پذیری خاک و تحمل‌پذیری خاک در برابر بارگذاری و عبور ماشین‌آلات کشاورزی در حالت مرطوب خاک را نشان می‌دهد (هیگس، 2007). میلس و همکاران (1980) تراکم‌پذیری خاک‌ها را براساس حدخمیرای طبقه بندی کردند و گزارش نمودند خاک‌هایی که حدخمیرایی آن‌ها از 45 درصد کمتر است تراکم‌پذیری پایین، بین 45 تا 55 تراکم‌پذیری متوسط و بالای 55 تراکم‌پذیری زیادی دارند. اما در این تحقیق مقدار میانگین حدخمیرایی 26 درصد است که نشان می‌دهد غالب خاک‌های این تحقیق تراکم‌پذیری پایینی دارند.

کلیه ویژگی‌های خاک که در ارتباط با بافت و ساختمان خاک هستند دارای دامنه تغییرات بالایی می‌باشند. به‌عنوان مثال دامنه درصد سیلت به شن و رس به ترتیب برابر با 0/02-13/4 و 3/4-65/06 درصد است. بهره‌گیری از توابع انتقالی در محدوده داده‌های به‌کار گرفته شده برای آموزش با صحت بیشتری همراه خواهد بود (انگارو و همکاران، 2005). چون انتخاب داده‌ها برای آموزش و آزمون به‌صورت تصادفی انجام شد، محدوده تغییرات و میانگین متغیرها برای داده‌های آموزش و آزمون مشابه است. به هر صورت جهت اطمینان از عدم تفاوت، میانگین این دو مجموعه از طریق آزمون t-test مقایسه شدند (توماسلا و همکاران، 2003). نتایج نشان داد که تفاوت بین میانگین دو گروه از نظر هیچ‌کدام از متغیرها معنی‌دار نیست (داده‌ها نشان داده نشده‌اند). این نمونه‌ها از مناطق مختلف کشور ایران و تحت کشت‌های مختلف مانند شالیزار، مرکبات، جنگل، دیم و زمین بایر برداشته شدند.

بالاترین جرم مخصوص ظاهری مربوط به نمونه عمقی از استان همدان با 0/72 درصد ماده‌آلی و با بافت لومی می‌باشد. جرم مخصوص بالا ممکن است به‌علت پایین بودن ماده‌آلی یا فشردگی خاک باشد. طبق تحقیقات هاندرک و بلک (1984) و هونت و گیلکس (1992) جرم مخصوص ظاهری بالاتر از 1/8 گرم بر سانتی‌متر مکعب در خاکی با بافت لوم اثر تراکم شدید و جرم مخصوص

خوبی قرار دارند و تقریباً تمام گروه‌های بافتی خاک از ریز تا درشت را پوشش می‌دهند. در این نمونه‌ها از 12 کلاس بافتی فقط کلاس بافتی سیلتی موجود نیست.

توزیع اندازه ذرات 120 نمونه بهره‌گیری شده در این پژوهش در مثلث بافت خاک (شکل 1) نشان می‌دهد که خاک‌های مورد مطالعه از نظر تنوع بافتی در سطح



شکل 1- توزیع بافت خاک 120 نمونه مطالعه شده در این پژوهش

بهره‌گیری از توابع انتقالی برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع

نویسندگان آگاهند که اندازه‌گیری مستقیم هدایت هیدرولیکی اشباع راحت‌تر و کم هزینه‌تر از اندازه‌گیری ضرایب منحنی فشردگی و حتی ضرایب آتربرگ می‌باشد، ولی بررسی رابطه بین هدایت هیدرولیکی اشباع با خصوصیات مکانیکی خاک مانند ویژگی‌ها و پارامترهای منحنی تراکم محصور و ایجاد توابع انتقالی با استفاده از آنها، تاکنون در هیچ تحقیقی بررسی نشده است. همچنین، هدایت هیدرولیکی اشباع دارای تغییرپذیری مکانی و زمانی بالایی می‌باشد (نیلسون و همکاران، 1973؛ مچیوال و همکاران، 2006)، که موجب می‌شود اندازه‌گیری آن در مقیاس بلا عملاً غیر ممکن باشد. ولی خصوصیات مکانیکی مانند حدود آتربرگ (ذوالفقاری و همکاران، 1392) و تراکم محصور (اوحدی و همکاران، 1394) دارای تغییرپذیری مکانی و زمانی کمتری هستند (همچنین نتایج گزارش شده در جدول 5 نیز این نکته را تایید می‌کند) و شاید استفاده از آنها تخمین‌های مناسبی برای هدایت هیدرولیکی اشباع ایجاد نماید. علاوه بر این در بعضی پایگاه‌های داده‌ای اطلاعات مربوط به خصوصیات مکانیکی مانند حدود آتربرگ و تراکم محصور موجود می‌باشد، ولی هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری نشده است، که در چنین

مواردی توابع ایجاد شده در این تحقیق کارآمد خواهند بود. از طرف دیگر همیشه، لزوماً هدف از ایجاد توابع انتقالی تخمین خصوصیات دیر یافت از سهل‌الوصول نیست. چرا که مقالات بسیار زیادی وجود دارد که جرم مخصوص ظاهری را، که اندازه‌گیری آن ساده‌تر از اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع است، از خصوصیات دیگر مانند ماده آلی، ساختمان خاک و غیره، که اندازه‌گیری آنها سخت‌تر و پرهزینه‌تر از اندازه‌گیری جرم مخصوص ظاهری است، تخمین زده‌اند (ال اوینا و همکاران، 2013؛ کیسترا و همکاران، 2016؛ قنبریان و همکاران، 2017؛ یی و همکاران، 2016). انگیزه و هدف انجام هر کدام از این پژوهش‌ها نیز متفاوت است، اما به‌طور کلی متغیرهای مؤثر قابل دسترس، ولو گران، به عنوان تخمین‌گر انتخاب شده و جرم مخصوص ظاهری به‌علت عدم دسترسی یا دسترسی پایین، ولو ارزان و ساده، مورد تخمین واقع شده است (مثلاً ال اوینا و همکاران، 2013؛ یی و همکاران، 2016).

مراحل 1 تا 3 نشان دهنده نتایج توابع انتقالی ایجاد شده در این تحقیق با روش رگرسیون برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع می‌باشد (جدول 6). با توجه به

مدل‌ها در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع می‌باشد.

مقادیر کوچک میانگین خطا (جدول 6)، مدل‌های ایجاد شده دارای اریب نمی‌باشند، که نشان‌دهنده عملکرد بالای

جدول 6- آماره‌های برآورد لگاریتم هدایت هیدرولیکی اشباع به روش رگرسیون

<i>ME</i> (log cm/h)	<i>RI</i>	<i>AIC</i>	<i>RMSE</i> (log cm/h)	<i>ME</i> (log cm/h)	<i>RI</i>	<i>AIC</i>	<i>RMSE</i> (log cm/h)	
آزمون (تعداد نمونه=40)				آموزش (تعداد نمونه=80)				
0/0007	-	-7/61	0/887	-0/001	-73	0/624	0/624	مرحله 1
0/02	7/45	-14*	0/821	-0/001	0/64	-74	0/620	مرحله 2
-0/01	6/53	-15*	0/829	-0/001	6/35	-84*	0/584	مرحله 3

±. ورودی هر مرحله در جدول 4 نشان داده شده است. در این پژوهش مقدار α_p براساس تحقیقات میناسی و مک برانتی (2000) که آن را برابر تعداد پارامترهای برآورد شده بیان کردند، برابر با یک در نظر گرفته شد. چراکه هر مدل فقط هدایت هیدرولیکی اشباع را برآورد می‌کند.

و مرحله 3 در سطح 5 درصد معنی‌دار شدند. علت معنی‌داری در سطح 1 درصد برای مدل یک، ولی در سطح 5 درصد برای مدل 3، تعداد کم متغیرهای ورودی در مرحله 1 بود. این نتایج نشان می‌دهند که مدل‌های 1 و 3 از نظر آماری معتبر بوده و در شرایط لزوم قابل استفاده می‌باشند. همچنین در مرحله سه حضور خصوصیات خمیری خاک باعث توجیه بخش معنی‌داری از تغییرات هدایت هیدرولیکی اشباع شدند. هر چند نویسندگان قبول دارند که ضرایب تعیین بدست آمده در این تحقیق پایین هستند، ولی با توجه به تغییرپذیری بالای هدایت هیدرولیکی اشباع این اعداد را می‌توان قابل قبول دانست. البته لازم به ذکر است که بر مبنای R^2_{adj} استفاده از پارامترهای تراکم و حدود اتربرگ بهبودی در تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع ایجاد نکرد.

مرحله 1: در گام نخست ویژگی‌های پایه خاک (رس، سیلت به شن و جرم مخصوص ظاهری) به‌عنوان تخمین-گر بهره‌گیری گردیدند (جدول 6). از بین سه مرحله تخمین K_s ، ضعیف‌ترین نتیجه در مرحله 1 به‌دست آمد. بین مقدار رس و K_s یک رابطه منفی و معنی‌داری (در سطح احتمال 1 درصد) وجود داشت (نتایج نشان داده نشده است). اجزای بافت خاک برای برآورد K_s در خاک-های شنی تخمین‌گر خوبی به‌حساب می‌آیند (جینز و تیلر، 1984). با افزایش درصد شن خاک، K_s افزایش و با افزایش درصد رس خاک K_s کاهش می‌یابد (راولز و براکسنیک، 1982). کلب و هورن برگر (1978) و پراسورمن و همکاران (2006) نیز گزارش کردند که استفاده از جرم مخصوص ظاهری، شن و رس موجب بهبود برآورد K_s می‌گردد. ولی صداقت و همکاران (1393) بیان کردند که بهره‌گیری از ویژگی‌های پایه خاک به‌تنهایی برای برآورد K_s کافی نیستند. نتیجه این تحقیق نیز مشابه نتایج صداقت و همکاران (1393) بود. چراکه

در این تحقیق مقدار *RMSE* در قسمت آموزش برای مرحله 1، 2 و 3 به ترتیب 0/624، 0/620 و 0/584 و برای آزمون به ترتیب 0/887، 0/821 و 0/829 و مقدار *ME* در قسمت آموزش برای هر سه مرحله -0/001- و در قسمت آزمون برای مرحله 1، 2 و 3 به ترتیب 0/0007، 0/02 و -0/01- و مقدار *AIC* در قسمت آموزش برای مرحله 1، 2 و 3 به ترتیب -73، -74 و -84- و برای مرحله آزمون -7/6، -14 و -15- بدست آمد. شاپ و همکاران (2001) با طراحی نرم افزار Rosetta هدایت هیدرولیکی اشباع را با استفاده از اجزای بافت خاک، جرم مخصوص ظاهری و رطوبت در ظرفیت زراعی و نقطه پژمردگی دائم تخمین زدند و دامنه *RMSE* و *ME* را به ترتیب 0/581 تا 0/739 و 0/00 تا -0/004 گزارش نمودند. وستن و همکاران (2001) نیز با استفاده از اجزای بافت خاک، ماده الی، عمق خاک و جرم مخصوص ظاهری هدایت هیدرولیکی اشباع را تخمین زدند و ضریب تعیین را برابر با 0/19 گزارش کردند. همچنین زرین فر و همکاران (1390) توابع انتقالی مختلفی جهت پیش بینی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌های سنگریزه‌ای با استفاده از رگرسیون حداقل مربعات جزئی ایجاد کردند و دامنه *RMSE* را 0/24 تا 0/29 و دامنه R^2_{adj} را 0/13 تا 0/4 به‌دست آوردند. با مقایسه نتایج این تحقیق و نتایج شاپ و همکاران (2001)، وستن و همکاران نیز (2001) و زرین فر و همکاران (1390)، ملاحظه شد که توابع ایجاد شده در مراحل 2 و 3 این تحقیق عملکرد قابل قبولی داشتند.

در جدول 7، نتیجه آزمون مدل‌ها در ستون P-value نشان داده شد. با توجه به این جدول، ضریب تعیین مدل‌های ایجاد شده به ترتیب از مرحله 1 به مرحله 3 افزایش یافت، هر چند بر مبنای R^2_{adj} این روند مشاهده نشد. مدل‌های ایجاد شده در مرحله 1 در سطح 1 درصد،

از تخمین‌گرهای فوق، برآوردهای دقیقی به‌دست آورد. جدول 7 ضرایب رگرسیونی برای مدل‌هایی برآورد کننده هدایت هیدرولیکی اشباع را نشان می‌دهد.

K_s علاوه بر اجزای بافت و جرم مخصوص ظاهری به ویژگی‌های دیگری نیز وابسته است (وستن و همکاران، 2001). بنابراین نمی‌توان انتظار داشت که تنها با استفاده

جدول 7- مدل‌های ایجاد شده برای برآورد K_s

± توابع انتقالی	مدل‌ها و ضرایب	R ²	R	R ² adj	P-value
مرحله 1	$\text{Log}(K_s) = 0/121(Si/S)^{0/5} - 0/259 \text{Log}(C) - 0/232(BD) - 0/018$	0/140	0/375	0/107	0/009**
مرحله 2	$\text{Log}(K_s) = 0/103(Si/S)^{0/5} - 0/263 \text{Log}(C) - 0/261(BD) - 0/005(Pc) - 0/039(C_c) - 0/078 \text{Log}(C_c) - 0/012$	0/151	0/389	0/081	0/056
مرحله 3	$\text{Log}(K_s) = 0/127(Si/S)^{0/5} - 0/223 \text{Log}(C) - 0/365(BD) + 0/034 \text{Log}(LL) - 0/209 \text{Log}(PL) - 0/074 \text{Log}(SL) + 0/009$	0/163	0/404	0/094	0/038**

± علامت‌های اختصاری در جدول 2 آمده است. * ورودی هر مرحله در جدول 4 آمده است. از مقادیر استاندارد شده متغیرها باید در این توابع استفاده کرد.

* و ** به ترتیب نشان‌دهنده معنی داری در سطح 0/05 و 0/01 می‌باشند.

تنش پیش تراکمی و شاخص تراکم تحت تأثیر ساختمان و مینرالوژی رس خاک قرار دارند. هورن (2004) و ویجا و همکاران (2007) اثر سیستم‌های مختلف خاکورزی را بر تنش پیش تراکمی و شاخص تراکم مورد بررسی قرار دادند، و تفاوت این پارامترها را با تفاوت در مقدار جرم مخصوص ظاهری توضیح دادند.

براند و کاسین (1995) اثر پتانسیل آب بر تغییر ساختمان و آرایش منافذ خاک را بررسی کردند. آن‌ها دریافتند هنگامی که خاک نزدیک اشباع است (پتانسیل ماتریک نزدیک 1 کیلو پاسکال)، حتی یک بارگذاری کوچک (50 کیلو پاسکال) می‌تواند ساختمان خاک را تخریب کند. یک بارگذاری متوسط (200 کیلو پاسکال) باعث کاهش محسوس در منافذ درشت و افزایش در منافذ ریز می‌شود. همچنین این محققین بیان داشتند که تخریب ساختمان در اثر فشردگی، باعث افزایش منافذ ریز و کاهش هدایت هیدرولیکی می‌شود. فلورین و هورن (2005) بیان کردند که توابع هیدرولیکی خاک (منحنی مشخصه رطوبتی و تابع هدایت هیدرولیکی غیراشباع) وابستگی زیادی به ساختمان خاک دارند. بنا به دلایل فوق که، عواملی مانند ساختمان و ویژگی‌های ذرات خاک مانند مینرالوژی آنها، هم بر منحنی فشردگی محصور و هم بر هدایت هیدرولیکی اشباع اثر می‌گذارند، پارامترهای منحنی فشردگی محصور مانند تنش پیش تراکمی، شاخص تراکم و شاخص تورم موجب بهبود برآورد کردن K_s در مرحله آزمون گردیدند (جدول 6).

مرحله 3: در این مرحله از حدود آتربرگ، که شامل حدروانی (LL)، حدخمیری (PL) و حدانقباض (SL) می‌باشد، به‌عنوان برآوردگر به‌همراه خصوصیات پایه

مرحله 2: در این مرحله تنش پیش تراکمی، شاخص تراکم و شاخص تورم (به ترتیب P_c ، C_c و C_s) به همراه ویژگی‌های پایه خاک به‌عنوان برآوردگر وارد مدل شدند. افزودن این برآوردگرها موجب بهبود معنی‌دار برآورد K_s در مرحله آزمون نسبت به مرحله اول گردید، ولی در مرحله آموزش بهبودی مشاهده نشد (جدول 6). بیات و همکاران (2015) از تنش پیش تراکمی، شاخص تراکم و شاخص تورم به‌همراه ویژگی‌های پایه‌ای خاک به‌عنوان برآوردگر در توابع انتقالی پارامتریک برای تخمین هدایت هیدرولیکی غیراشباع استفاده کردند و نشان دادند که استفاده از این متغیرها در هر دو مرحله آموزش و آزمون اثر معنی‌داری بر بهبود تخمین هدایت هیدرولیکی غیراشباع داشت. اثر این متغیرها بر K_s را می‌توان با بررسی همبستگی این متغیرها با ساختمان خاک تفسیر کرد. K_s وابسته به ساختمان و بافت خاک است. ساختمان و منافذ خاک بر تراکم محصور و مؤلفه‌های آن یعنی تنش پیش تراکمی، شاخص تراکم و شاخص تورم در نمونه های دست نخورده اثر می‌گذارند (دکستر 1990؛ هورن 1988). در بیشتر مطالعات نشان داده شده است که با افزایش جرم مخصوص ظاهری، تنش پیش تراکمی افزایش می‌یابد، در حالی که شاخص تراکم کاهش می‌یابد (کولی و لارسون، 1987؛ ویجا و همکاران، 2007؛ کلر و آرویسون، 2007؛ ایمهوف و همکاران، 2004). با این حال جرم مخصوص ظاهری یک مقیاس ضعیف از ساختمان خاک است (دکستر 1990؛ هورن 1988). همچنین علاوه بر جرم مخصوص ظاهری، پارامترهای دیگر ساختمان خاک نیز بر مشخصه‌های تراکم خاک تأثیر دارند. آجای و همکاران (2009 a,b) گزارش کردند که

انبساط‌پذیری، جذب و نگهداری آب و نوع کانی‌های خاک می‌باشند، بنابراین، استفاده از آن‌ها موجب بهبود تخمین K_s شد.

نتیجه‌گیری

در این تحقیق سه تابع انتقالی با ماهیت رگرسیونی به منظور برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع ایجاد شدند. از بین توابع انتقالی ایجاد شده، تابع انتقالی مرحله 3 که در آن از حدود آتربرگ به‌همراه ویژگی‌های پایه به‌عنوان برآوردگر استفاده شد، بهترین نتایج را نشان داد. حدود آتربرگ در ارتباط مستقیم با مقدار رس خاک و مینرالوژی رس‌ها می‌باشند. احتمالاً رابطه بین اندازه منافذ و حدود آتربرگ باعث شده که استفاده از حدود آتربرگ به‌عنوان تخمین‌گر باعث بهبود تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع شود. عوامل کنترل‌کننده‌ای مانند بافت، ساختمان، جرم مخصوص، ماده‌آلی، خصوصیات رس‌ها و توزیع اندازه منافذ هم بر خصوصیات منحنی تراکم (شاخص تراکم، شاخص تورم و تنش پیش تراکمی) و هم بر هدایت هیدرولیکی اشباع اثر دارند، با توجه به این نکته در این تحقیق به این نتیجه رسیدیم که یک رابطه‌ای بین خصوصیات منحنی تراکم و هدایت هیدرولیکی اشباع وجود دارد و می‌توان از یکی برای تخمین دیگری استفاده کرد. بنابراین می‌توان با استفاده از پارامترهای مکانیکی مانند حدود آتربرگ و پارامترهای منحنی فشردگی محصور با صحت قابل قبول برای پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع بسته به شرایط و در دسترس بودن مشخصات خاک استفاده کرد.

بهره‌گیری شد. در هر دو مرحله آموزش و آزمون $RMSE$ نسبت به مرحله اول کاهش یافت (جدول 6) و این متغیرها اثر معنی‌داری بر بهبود برآورد K_s داشتند. همچنین نتایج مرحله 3 بهتر از نتایج مرحله 2 نیز بود، یعنی بهترین تابع انتقالی در مرحله 3 به‌دست آمد. صداقت و همکاران (1395) از متغیرهای ورودی این مرحله در توابع انتقالی پارامتریک برای تخمین هدایت هیدرولیکی غیراشباع با روش شبکه‌های عصبی مصنوعی استفاده کردند و گزارش نمودند که استفاده از متغیرهای مذکور در مرحله آموزش اثر معنی‌داری بر صحت تخمین نشان دادند ولی در مرحله آزمون اثر معنی‌داری نداشتند. بافت خاک، مینرالوژی رس و نوع رس عواملی هستند که هم بر هدایت هیدرولیکی اشباع و هم بر حدود آتربرگ تأثیر می‌گذارند. بنسون و تراست (1995) گزارش کردند که حد روانی و حد خمیری در ارتباط مستقیم با مینرالوژی خاک یا مقدار رس خاک می‌باشند. افزایش در مقدار رس یا کانی‌های رسی به‌طور کلی متناظر با افزایش حدود آتربرگ و کاهش اندازه منافذ است؛ که جریان آب را کنترل می‌کنند و بنابراین هدایت هیدرولیکی کاهش می‌یابد. پس یک همبستگی منفی بین حدود آتربرگ و هدایت هیدرولیکی اشباع وجود دارد. پارامترهایی مانند بافت، ساختمان، مقدار آب، نسبت پوکی، مینرالوژی، تنش و فشردگی بر ویژگی‌ها و رفتارهای آب خاک اثر دارند (فردلاند و رهااردجو¹، 1993). چون اندازه‌گیری مینرالوژی رس سخت است و در مقابل اندازه‌گیری حدود آتربرگ ساده است، بنابراین حدود آتربرگ می‌تواند اثرات مینرالوژی رس را نشان دهند. به همین دلیل از حدود آتربرگ برای تخمین هدایت هیدرولیکی استفاده شد.

میشرا و همکاران (2011) گزارش کردند که همبستگی مثبت و معنی‌داری بین حدروانی مخلوط بتونیت و رس با انبساط‌پذیری بتونیت وجود دارد، که افزایش حدروانی انبساط‌پذیری این مخلوط را افزایش داد. آن‌ها منحنی هدایت هیدرولیکی غیراشباع را در مقابل نسبت پوکی رسم کرده و گزارش کردند که نمونه‌هایی با حدروانی کمتر، شیب هدایت هیدرولیکی بیشتری دارند و ترکیبی از بتونیت با انبساط‌پذیری کم، K_s بیشتری دارد. در نتیجه هدایت هیدرولیکی با کاهش نسبت پوکی، کاهش می‌یابد. از آنجایی که هدایت هیدرولیکی در ارتباط با حجم منافذ است، هرگونه افزایش یا کاهش در انبساط‌پذیری بتونیت بر هدایت هیدرولیکی اثرگذار می‌باشد. چون حدود آتربرگ شاخصی از ویژگی‌های ذرات ریز خاک‌ها (بویژه رس خاک‌ها)، مانند

¹ Fredlund and Rahardjo

فهرست منابع:

1. اوحدی، و.ر؛ حمیدی، ص و امیری، م. 1394. اثر آلاینده فلز سنگین بر ضریب تغییرات مقادیر شاخص تراکم، شاخص انبساط، و ضریب نفوذپذیری بتونیت از منظر ریزساختاری. نشریه مهندسی عمران و محیط زیست دانشگاه تبریز. 45: 7-17.
2. بیات، ح؛ صداقت، آ؛ دواتگر، ن و صفری سنجانی، ع. 1393. کاربرد پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک. نشریه پژوهش‌های خاک (علوم خاک و آب). 2: 447-458
3. عابدی، ط؛ حسینی، س.ع و نقدی، ر. 1389. مطالعه رابطه خواص مکانیکی خاک و ایجاد لغزش در مسیر جاده جنگلی (مطالعه موردی: حوزه آبخیز چفروود استان گیلان). پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز. 1: 17-29
4. صداقت، آ؛ بیات، ح و صفری سنجانی، ع. 1395. رابطه بین ویژگی‌های مکانیکی و منحنی هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک‌ها. دانش آب و خاک.
5. فولادمند، ح؛ سپاسخواه، ع و نیازی، ج. 1383 تخمین منحنی مشخصه آب خاک با استفاده از منحنی دانه‌بندی و چگالی ظاهری خاک مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. 8: 1-13
6. رضایی ارشد، ر؛ صیاد، غ.ع؛ مظلوم، م؛ شرفا، م و جعفرنژادی، ع.ر. 1391. مقایسه روش‌های شبکه عصبی مصنوعی و رگرسیونی برای پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌های استان خوزستان. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک. 60: 107-118
7. زرین فر، س؛ قهرمان، ب؛ و داوری، ک. 1390. ارائه توابع انتقالی جهت پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک- های گراولی با استفاده از رگرسیون حداقل مربعات جزئی. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی). 3: 617-624
8. ذوالفقاری، ز؛ محمدرضا مصدقی، م.ر؛ ایوبی، ش و کلیشادی، ح. 1392. توابع انتقالی برای پیش‌بینی حدود آتربرگ خاک در مقیاس زمین نما در شهرستان کوهرنگ، استان چهارمحال و بختیاری. سیزدهمین کنگره علوم خاک ایران.
9. مرادی، ف؛ خلیل مقدم، ب؛ جعفری، س و قربانی دشتکی، ش. 1390. برآورد نقطه ای و پارامتریک منحنی نگهداشت آب در خاک با استفاده از رگرسیون خطی چندگانه در چند کشت و صنعت استان خوزستان. پنجمین همایش ملی فن آوران نیشکر ایران. 328-337.
10. مهربانیان، م؛ تقی زاده مهرجردی، ر و دهقانی، ف. (1389) "بررسی کارایی توابع انتقالی جهت تخمین ظرفیت تبادل کاتیونی خاک های آهکی و گچی استان یزد". مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک. 17: 113-117
11. نواییان، م؛ لیاقت، ع؛ همایی، م. 1383. تخمین هدایت آبی اشباع با استفاده از توابع انتقالی. سومین کارگاه فنی زهکشی. 23 مهر ماه. 159-170.
12. Ajayi, A.E., Junior, M.d.S.D., Curi, N., Gontijo, I., Araujo-Junior, C.F., and A.I.V. Júnior. 2009a. Relation of strength and mineralogical attributes in Brazilian Latosols. Soil and Tillage Research. 102: 14-18.
13. Ajayi, A.E., Junior, M.d.S.D., Curi, N., Junior, C.F.A., Souza, T.T.T., and A.I.V. Júnior 2009b. Strength attributes and compaction susceptibility of Brazilian Latosols. Soil and Tillage Research. 105: 122-127
14. Akaike, H. 1974. New look at the statistical model identification. IEEE Transactions on Automatic Control. AC-19: 716-723.

15. Al-Qinna, M.I and S.M. Jaber. 2013 Predicting soil bulk density using advanced pedotransfer functions in an arid environment. *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers*. 56: 963-76.
16. Bayat, H., Sedaghat, A., Safari Sinemani, A.A., and A.S. Gregory. 2015. Investigating the relationship between unsaturated hydraulic conductivity curve and confined compression curve. *Journal of Hydrology* 522: 353–368
17. Baumgartl, T., and B. Koeck. 2004. Modeling volume change and mechanical properties with hydraulic models. *Soil Science Society of America Journal*. 68: 57-65.
18. Benson, C., Zhai, H., and X.Wang. 1994. Estimating the hydraulic conductivity of compacted clay liners. *Journal of Geotechnical Engineering, ASCE* 120. 2: 366-387.
19. Benson, C.H., and J.Trast. 1995. Hydraulic conductivity of thirteen compacted clays. 43: 669-681.
20. Box, J. E., and S.Taylor. 1962. Influence of soil bulk density on matric potential. *Soil Science Society of America Journal*. 26: 119-122
21. Braud, I., Dantas-Antonino, A. C., and M. Vauclin. 1995. A stochastic approach to studying the influence of the spatial variability of soil hydraulic properties on surface fluxes, temperature and humidity, *Journal of Hydrology*, 165: 283-310
22. British standard. 1377. 1975. Methods for testing soil for civil engineering purposes. British Standard Institution, London. 134pp.
23. Bruand, A., and I.Cousin. 1995. Variation of textural porosity of a clay-loam soil during compaction. *European Journal of Soil Science*. 46: 377-385.
24. Campbell, G.S. 1985. *Soil Physics with Basic Transport Models for Soil-Plant Systems*. Developments in soil Science, Vol. 14. Elsevier, Amsterdam. 150p
25. Casagrande, A. 1936. The determination of the pre-consolidation load and its practical significance. *Proceedings of the international conference on soil mechanics and foundation engineering*. Cambridge.
26. Culley, J., and W.Larson. 1987. Susceptibility to compression of a clay loam Haplaquoll. *Soil Science Society of America Journal*. 51: 562-567
27. Dexter, A. 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil and tillage research*. 11: 199-238..
28. Culley, J., and W.Larson. 1987. Susceptibility to compression of a clay loam Haplaquoll. *Soil Science Society of America Journal*. 51: 562-567.
29. Cullet, J. L. B. 1993. Density and Compressibility. In: Carter, M.R, *Soil sampling and Method of Analysis*. Canadian Society of soil Science, Lewis Publishers, CRC Press, Boca ration FL, pp.529-539.
30. Dolinar, B., and S.Skrabl. 2012. The matrix potential of fine-grained soils at the liquid limit. *Engineering geology*. 135: 48-51.
31. Florian, S. C., and R. Horn. 2005. Modeling the soil water retention curve for conditions of variable porosity. *Vadose Zone Journal*. 4(3): 602-613.
32. Fredlund, D.G., and H. Rahardjo. 1993. *Soil mechanics for unsaturated soils*. John-Wiley & Sons Inc., New York.
33. Ghanbarian, B., Taslimitehrani, V and Y.A. Pachepsky. 2017. Accuracy of sample dimension- dependent pedotransfer functions in estimation of soil saturated hydraulic conductivity. *Catena*. 149: 374-80.
34. Gee, G. W., and D.Or. 2002. Particle- Size Analysis. In: Warren ,D. (ed) *Methods of Soil Analysis*. Part 4. Physical Methods. Soil Science Society of America Inc. pp .225-295.

35. Gompertz, B. 1825. On the nature of the function expressive of the law of human mortality, and on a new mode of determining the value of life contingencies. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 115: 513–585.
36. Grossman, R. B., and T. G. Reinsch. 2002. Bulk density and linear extensibility. In: Warren, A.D. (ed) *Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods.* Soil Science Society of America Inc. 201-228.
37. Handreck, K. A., and N. D. Black. .1984. *Growing Media for Ornamental Plants and Turf.* (NSW University Press: Kensington, NSW)
38. Hicks, R. W. 2007. Soil engineering properties. In ‘Soils – their properties and management’. 3rd edn. (Eds P. E. V. Charman and B. W. Murphy.) pp. 192–205. (Oxford University Press: Melbourne.)
39. Hills, R., Hudson, D.B., and P.J. Wierenga. 1992. Spatial variability at the Las Cruces trench site Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. *Univ. of California, Riverside.* 529-538.
40. Hocking, R. 2003. *Methods and Applications of Linear Models.* John Wiley & Sons, Hoboken, NJ.
41. Horn, R. 1990. Aggregate characterization as compared to soil bulk properties. *Soil and Tillage Research.* 17: 265-289.
42. Horn, R. 2004. Time dependence of soil mechanical properties and pore functions for arable soils. *Soil Science Society of America Journal.* 68: 1131-1137.
43. Hornberger. 1978. Empirical equations for some soil-hydraulic properties. *Water Resources Resaarch.* 117: 311-314
44. Hunt, N., and R. Gilkes. 1992. *Farm Monitoring Handbook – A practical down-to-earth manual for farmers and other land users.* (University of Western Australia: Nedlands, W. A., and Land Management Society: Como, W. A.)
45. Hwang, S. I., Lee, K.P., Lee, D.S., and Powers, S.E . 2002. Models for estimating soil particle-size distributions. *Soil Science Society of America Journal.* 66:1143-1150
46. Imhoff, S., Da Silva, A.P., and D. Fallow. 2004. Susceptibility to compaction, load support capacity, and soil compressibility of Hapludox. *Soil Science Society of America Journal.* 68: 17-24.
47. Jaynes, D.B., and E. J. Tyler. 1984. Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity. *Soil Science.* 138: 298-305.
48. Keesstra, S., Pereira, P., Novara, A., Brevik, E.C., Azorin-Molina, C., Parras-Alcántara, L., Jordán, A., and A. Cerdà. 2016. Effects of soil management techniques on soil water erosion in apricot orchards. *Science of The Total Environment.* 551: 357-66.
49. Keller, T. and J. Arvidsson. 2007. Compressive properties of some Swedish and Danish structured agricultural soils measured in uniaxial compression tests. *European Journal of Soil Science.* 58: 1373-1381.
50. Keller, T., Lamandé, M., Schjønning, P., and A.R. Dexter. 2011. Analysis of soil compression curves from uniaxial confined compression tests. *Geoderma.*;163:13-23
51. Klute, A., and C. Dirksen. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1.* Soil Sci. Soc. Am. Inc., Wisconsin, USA. 687–734.
52. Koolen, A. 1974. A method for soil compactibility determination. *Journal of agricultural engineering research.* 19: 271-278.
53. Larson, W. E., and F. J. Pierce. 1994. The dynamics of soil quality as a measure of sustainable management. p. 37–51. *In* J.W. Doran et al. (ed.) *Defining soil quality for a sustainable environment.* SSSA Spec. Publ. 35. SSSA and ASA, Madison, WI.

54. Machiwal, D., Jha, M. K., and Mal, B.C. 2006. Modelling Infiltration and quantifying Spatial Soil Variability in a Wasteland of Kharagpur, India. *Biosystems Engineering*. 95: 569–582.
55. Mallants, D., Jaques, D., Tseng, P. H., Van Genuchten, M. T., and J. Feyen. 1997. Comparison of three hydraulic property measurement methods., *Journal of hydrology*, 199: 295-318
56. Mills, J. J., Murphy, B. W., and H. G. Wickham. 1980. A study of three simple laboratory tests for the prediction of shrink-swell behaviour. *Journal of Soil Conservation NSW* 36: 77–82.
57. Minasny, B. and McBratney, A. (2002). "The Method for Fitting Neural Network Parametric Pedotransfer Functions." *Soil Science Society of America Journal*. **66**: 352-361.
58. Mishra, A.K., Masami Ohtsubo, M. Li. L., and T.Higashi. 2011. Controlling factors of the swelling of various bentonites and their correlations with the hydraulic conductivity of soil-bentonite mixtures. *Applied Clay Science*. 52: 78–84
59. Mishra, S., Parker, J.C., and N.S.Singhal. 1989. Estimating of soil hydraulic properties and their uncertainty from particle size distribution data. *J. Hydrol* .108: 1-18.
60. Mohanty, B., Ankeny, M.D., Horton, R., and R.S. Kanwar. 1994. Spatial analysis of hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. *Water Resources Research*. 30: 2489-2498.
61. Nagaraj, T., Pandian, N.S., and P.S.R. Narasimha Raju. 1991. An approach for prediction of compressibility and permeability behaviour of sand-bentonite mixes. *Indian Geotechnical Journal*.21: 271-282
62. Nielsen, D.R.J.W., Biggar, J.W. and Erh, K.T., 1973. Spatial variability of field-measured soil-water properties. *California Agriculture*, 42:215-259
63. Paige, G., and D.Hillel. 1993. Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. *Soil Science*. 155: 175-189
64. Pandian, N.S., Nagaraj, T.S., and P.S.R. Narasimha Raju. 1995. Permeability and compressibility behaviour of bentonite-sand/soil mixes. *Geotechnical Testing Journal*. 18: 86–93.
65. Parasuraman, K., Elshorbagy, A., and B. C. Si. 2006. Estimating saturated hydraulic conductivity in spatially variable fields using neural network ensembles. *Soil Science Society of America Journal*. 70: 1851-1859.
66. Rawles, W. J., and D.Brakensiek. 1982. Estimating soil water retention from soil properties. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*. 108: 166-171.
67. Reynolds, W. D., and D.Elrick. 2002. Falling head soil core (tank) method. In: Warren, A. D. (Ed) *Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods*. Soil Science Society of America Inc. pp. 809-812.
68. Rücknagel, J., Hofmann, B., Paul, R., Christen, O., and K.J. Hülsbergen. 2007. Estimating precompression stress of structured soils on the basis of aggregate density and dry bulk density. *Soil and Tillage Research*. 92: 213-220.
69. Ryan, T.A., Joiner, B.L., and B.F.Ryan. 1976. *Minitab student handbook* Minitab Inc., State College, PA, USA.
70. Santra, P., and B. S. Das. 2008. Pedotransfer functions for soil hydraulic properties developed from a hilly watershed of Eastern India. *Geoderma*. 146: 439-448.
71. Schaap, M. G., Leij, F. J., and M. T. Van Genuchten. 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *journal of hydrology*. 251:163-176

72. Schaap, M. G., and F. J. Leij. 1998. Using neural networks to predict soil water retention and soil hydraulic conductivity. *Soil and Tillage Research*. 47: 37-42.
73. Sedaghat, A., Bayat, H., and A. A. Safari Sinegani. 2016. Estimation of Soil Saturated Hydraulic Conductivity by Artificial Neural Networks Ensemble in Smectitic Soils. *Eurasian Soil Science*, 49: 347–357
74. Tang, A.M., Cui, Y.J., Eslami, J., and P. Défossez. 2007. Analysing the form of the confined uniaxial compression curve of various soils. *Geoderma*. 148: 282-290.
75. Tomasella, J., Pachepsky, Y., Crestana, S., and W.J. Rawls. 2003. Comparison of two techniques to develop pedotransfer functions for water retention. *Soil Science Society of America Journal*. 67: 1085-1092.
76. Ungaro, F., Calzolari, C., and E. Busoni. 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.
77. Veiga, M.D., Horn, R., Reinert, D.J., and J.M. Reichert. 2007. Soil compressibility and penetrability of an Oxisol from southern Brazil, as affected by long-term tillage systems. *Soil and Tillage Research*. 92: 104-113.
78. Wagner, B., Tarnawski, V.R., Hennings, V., Müller, U., Wessolek, G., and R. Plagge. 2001. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma*. 102: 275-297.
79. Walczak, R., Moreno, F., Sławiński, C., Fernandez, E., and J.L. Arrue. 2006. Modeling of soil water retention curve using soil solid phase parameters. *Journal of Hydrology*. 329: 527-533.
80. West, L.T., Abreu, M.A., and J.P. Bishop. 2008. Saturated hydraulic conductivity of soil in the Southern piedmont of Georgia, USA: Field evaluation and relation to horizon and landscape properties. *Catena*. 73: 174-179.
81. Wösten J.H.M. 1997. Pedotransfer functions to evaluate soil quality. In: Gegerich, E.G., Carter, M.R. (Eds.), *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health*. Developments in Soils Science, vol. 25, Elsevier, Amsterdam 221-245.
82. Wösten, J.H.M., Pachepsky, Y.A., and W.J. Rawls. 2001. Pedotransfer functions: Bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*. 251: 123-150.
83. Yi, X., Li, G., and Y. Yin. 2016. Pedotransfer Functions for Estimating Soil Bulk Density: A Case Study in the Three-River Headwater Region of Qinghai Province, China. *Pedosphere*, 26: 362-73.

Correlation of Saturated Hydraulic Conductivity with Atterberg Limits and Soil Confined Compression Curve Parameters

A. Sedaghat, H. Bayat¹, and A. A. Safari Sinigani

Former MSc. Student of Soil Science, Department of Soil Science, Faculty of Agriculture, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran; E-mail: azadehsedaghat65@gmail.com
Associate Professor., Department of Soil Science, Faculty of Agriculture, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran; E-mail: h.bayat@basu.ac.ir
Professor., Department of Soil Science, Faculty of Agriculture, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran; E-mail: aa-safari@basu.ac.ir

Received: October, 2018 and Accepted: August, 2018

Abstract

In developing new pedotransfer functions, finding new input variables is a major challenge for improving the estimation of soil hydraulic properties. In this study, behavior of soils under compaction along with some basic soil properties were used as new inputs for the estimation of saturated hydraulic conductivity (K_s) of 120 soil samples from five provinces, namely, Mazandaran, West and East Azarbaijan, Kermanshah, and Hamadan. The K_s was estimated using Atterberg limits (liquid limit, plastic limit and shrinkage limit), confined compression curve parameters and basic soil properties (silt/sand, clay percentage and bulk density) as predictors, at 3 steps. At the first step, only the basic soil properties were used as predictors. Pedotransfer functions developed by regression method showed that step 2, with the inputs of confined compression curve parameters, and step 3, with the inputs of only Atterberg limits, both along with basic soil properties, led to relative improvement in the K_s estimates. The root mean square error (RMSE) values in training and testing of the steps 1, 2, and 3 were 0.624, 0.620, 0.584 and 0.887, 0.821, 0.829, respectively. According to RMSE criterion, relative improvement values for the training of the second and third steps were 0.64% and 6.35% and for the testing of the second and third steps were 7.55% and 6.33%, respectively. According to the R^2_{adj} entering confined compression curve parameters or Atterberg limits along with the basic soil properties could not improve the estimations. Accuracy of the third step (according to RMSE and Akaike's information criterion) and reliability of the second and third steps (according to RMSE and Akaike's information criterion) were improved in comparison with the first step.

Keywords: Soil compaction, Gompertz model, Pedotransfer functions, Akaike's information criterion

¹ Corresponding author: Department of Soil Science, Faculty of Agriculture, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran.