



دانشگاه فردوسی مشهد

مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک

جلد شانزدهم، شماره سوم، ۱۳۸۸

www.gau.ac.ir/journals

استفاده از سطح ویژه بخار - مایع در بر آورد تابع هدایت هیدرولیکی غیر اشباع

سمیرا امیدی^۱ و * بیژن قهرمان^۲

^۱ دانشجوی سابق کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، ^۲ دانشیار گروه سازه‌های آبی، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۸۸/۳/۹؛ تاریخ پذیرش: ۸۸/۹/۲۵

چکیده

هدایت هیدرولیکی خاک یک مؤلفه تعیین‌کننده در مدل‌سازی شیوه‌های جریان آب در خاک و تصمیم‌گیری مدیریت آب است. در این پژوهش از اطلاعات مربوط به ۴۱ نمونه خاک با ۱۱ بافت مختلف در محدوده سنی، لوم و رسی از بانک خاک UNSODA استفاده شد تا با مورد توجه قرار دادن مفهوم سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک، تابع هدایت هیدرولیکی خاک (مدل ون گنوختن) تعیین شود. نتایج این پژوهش نشان داد که منحنی سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک با افزایش مکش در تمام خاک‌ها صعودی نبوده و رطوبتی که در آن حداکثر مقدار سطح ویژه فصل مشترک بخار- مایع اطراف ذرات خاک به دست می‌آید می‌شود معادل با رطوبت باقی‌مانده نمی‌باشد، بلکه بسته به خصوصیات منحنی مشخصه رطوبتی هر خاک متفاوت است. نشان داده شد که متغیر فرض کردن لزجت آب اطراف ذرات خاک در محدوده ظرفیت زراعی تا نقطه پژمردگی دائم تأثیر چشم‌گیری بر روی نتایج محاسبه هدایت هیدرولیکی غیر اشباع ندارد. تاثیر متغیر فرض کردن وزن ستون آب در مقایسه با وزن ثابت، منجر به بهبود نتایج می‌شود.

واژه‌های کلیدی: بانک خاک UNSODA، تابع هدایت هیدرولیکی، سطح ویژه بخار- مایع

* مسئول مکاتبه: fjangh@ferdowsi.um.ac.ir

مقدمه

بیشتر فرایندهای مربوط به آب و خاک در مزرعه در وضعیت غیراشباع صورت می‌گیرد. از این رو فقط تحت این شرایط است که گیاه قادر می‌باشد آب و مواد غذایی مورد نیاز خود را از خاک دریافت دارد. دانستن فرایندهای انتقال آب و املاح نیازمند شناخت خصوصیات هیدرولیکی خاک است. در سال‌های اخیر نیز افزایش نگرانی عمومی در مورد آلودگی آب‌های زیرزمینی و تخلیه زیرسطحی فاضلاب‌ها سبب پژوهش‌های جدیدی در زمینه جریان در محیط غیراشباع شده است (دی‌پیترو و همکاران، ۲۰۰۳؛ ورما و همکاران، ۲۰۰۸). دانستن خصوصیات هیدرولیکی خاک برای توصیف و محاسبه متغیرهایی که ممکن است تأثیر زیادی بر طرح‌های کشاورزی، مهندسی و محیط زیست داشته باشند نیز مهم است. منحنی مشخصه رطوبتی و تابع هدایت هیدرولیکی از جمله مهم‌ترین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک می‌باشد که هم درباره مدیریت آب و خاک (گاندولفی و همکاران، ۲۰۰۶) و هم درباره سایر ویژگی‌های فیزیکی خاک مانند رطوبت قابل استفاده، تخلخل خاک و توزیع اندازه منافذ اطلاعات سودمندی ارائه می‌کنند (دکستر، ۲۰۰۴). این دو مشخصه هیدرولیکی خاک به روش‌های مستقیم و غیرمستقیم برآورد می‌شوند که هر یک محاسن و معایب خاص خود را دارد. برای استفاده از روش‌های غیرمستقیم تحلیلی بر مبنای تخمین‌ها و روش‌های عددی، فرمول‌بندی و تبیین صحیح هدایت هیدرولیکی غیراشباع مورد نیاز است. ون‌گنوختن (۱۹۸۰) معادله‌ای را به شکل بسته برای تابع $K(\theta)$ با استفاده از فرضیات معلم (۱۹۷۶) که در واقع به‌عنوان مدل MVG شناخته شده است، ارائه داد. در حال حاضر در بیشتر پژوهش‌های مربوط به جریان آب در محیط غیراشباع از معادله ون‌گنوختن استفاده می‌شود (شاپ و لیژ، ۲۰۰۰؛ خداوردی لو و همایی، ۲۰۰۲؛ سپاس‌خواه و بندار، ۲۰۰۲). این معادله تابعی پیوسته است که در بسیاری از مدل‌های عددی که انتقال آب و املاح را در خاک شبیه‌سازی می‌کنند، مانند $HYDRUS-2D$ (سیمونک و همکاران، ۱۹۹۹)، $SWAP$ (نمس و همکاران، ۲۰۰۳؛ خاکساری و همکاران، ۲۰۰۶؛ آگنس و همکاران، ۲۰۰۷) و $WAVE$ (ون‌دام و همکاران، ۱۹۹۷؛ هایگن و همکاران، ۲۰۰۰؛ مرمود و زو، ۲۰۰۶) به‌کار گرفته می‌شود.

تلاش‌های بی‌شماری برای برآورد تابع هدایت هیدرولیکی صورت پذیرفته است. از جمله این تلاش‌ها می‌توان به تحقیقات اور و تولر (۱۹۹۹) اشاره کرد که مشارکت نیروهای جذب سطحی و موئینگی در برابر پتانسیل ماتریک را مطرح کردند و هندسه جدید فضای منفذ، شامل سطح مقطع منفذ به شکل یک شکاف گوشه‌دار با مساحت سطح داخلی، را ارائه نمودند. تولر و اور (۲۰۰۲) رژیم‌های جریان گوشه‌ای و غشای نازک و منفذی را برای استخراج شاخص هدایت هیدرولیکی، به‌عنوان تابعی از پتانسیل ماتریک مطرح کردند. این نگرش‌ها و مفاهیم مشابه منجر به یک تخمین جدید برای محاسبه تابع هدایت هیدرولیکی خاک برای محدوده وسیعی از کلاس‌های بافت خاک بر مبنای سطح ویژه میانی بخار-مایع اطراف ذرات خاک (SLVIA)^۱ گردید (زندپارسا و سپاس‌خواه، ۲۰۰۴؛ زندپارسا، ۲۰۰۶). نام‌بردگان وزن آب در ستون خاک را ثابت فرض کردند. در حالی‌که با فاصله گرفتن از یک سطح ایستابی فرضی مقدار رطوبت خاک کاهش می‌یابد و بنابراین وزن آب در ستون خاک به عمق بستگی دارد.

هدف اصلی این پژوهش، در نظر گرفتن وزن متغیر آب در ترکیب با مفهوم سطح ویژه بخار-مایع اطراف ذرات خاک به‌منظور تعیین تابع هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از پارامترهای مدل ون‌گنوختن است.

مواد و روش‌ها

برای این‌که نتایج جامع‌تر باشد، از نمونه‌هایی متعلق به مناطق مختلف استفاده شد. بنابراین از داده‌هایی که درستی آن‌ها مورد تأیید بوده و مختص به مناطق مختلف از بانک اطلاعاتی خاک UNSODA^۲ (نمس و همکاران، ۲۰۰۱) بودند، استفاده گردید. این نمونه‌ها شامل ۴۲ نمونه در دو حالت دست‌خورده و دست‌نخورده از افق‌های مختلف خاک می‌باشند. کلاس بافتی نمونه‌های خاک مورد مطالعه به همراه کد نمونه آن‌ها در جدول ۱ ارائه شده است.

1. Specific Liquid-Vapour Interfacial Area
2. Unsaturated Soil Hydraulic Database

جدول ۱- تفکیک نمونه‌های خاک براساس بافت (بانک اطلاعاتی UNSODA) برای برآورد هدایت هیدرولیکی غیراشباع.

کد نمونه خاک	بافت خاک
۲۱۰۰* - ۱۲۴۰* - ۱۰۱۴*	شن ⁺ (۳)
۲۱۰۵ - ۲۱۰۴ - ۲۱۰۳ - ۲۱۰۲ - ۲۱۰۱ - ۱۰۱۵ - ۱۰۱۳* - ۱۰۱۲* - ۱۰۱۱* - ۱۰۱۰*	شن لومی (۱۰)
۲۳۲۱ - ۲۳۲۰ - ۱۲۶۱* - ۱۲۶۰*	لوم (۴)
۱۱۸۰	لوم رسی (۱)
۱۱۸۴ - ۱۱۸۳	لوم رسی شنی (۲)
۲۱۵۰ - ۱۳۹۲ - ۱۳۹۱ - ۱۳۹۰	لوم شنی (۴)
۳۱۱۲ - ۳۱۱۱ - ۳۱۱۰ - ۳۱۰۲ - ۳۱۰۱ - ۳۱۰۰	لوم رسی سیلتی (۶)
۳۰۹۱ - ۳۰۹۰ - ۲۲۳۲ - ۱۳۳۱ - ۱۲۸۰	لوم سیلتی (۵)
۱۳۳۰	سیلت (۱)
۳۲۸۲ - ۳۲۸۱ - ۱۴۰۰ - ۱۱۸۲ - ۱۱۸۱	رس (۵)
۱۳۸۳	رس سیلتی (۱)

* اعداد داخل پرانتز تعداد خاک‌ها می‌باشد.

* کد خاک‌هایی که در آن‌ها پارامتر n در معادله ون‌گونختن (۱۹۸۰) بزرگ‌تر از ۲ است.

الف- تعیین تابع هدایت هیدرولیکی بر اساس روش سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک (مدل اولیه SLVIA): زندپارسا و سپاس‌خواه (۲۰۰۴) روش جدیدی را برای رسیدن به توزیع آب اطراف ذرات خاک برای شرایط اشباع، میانی و مقادیر کم آب به‌کار بردند. نام‌برندگان بر مبنای روش سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک (SLVIA) با فرض یکسان بودن رطوبت در سرتاسر ستون خاک در مکش h، رابطه ۱ را برای برآورد تابع هدایت هیدرولیکی ارائه کردند:

$$K(\theta) = \frac{\rho_w g}{\nu \mu} \left[\frac{v_s(\theta) [t(\theta)]^3 A_{ws}(\theta)}{\xi(A_{ws})} + \int_{A_{ws}(\theta)}^{A_{wsm}} \frac{v_s(\theta) [t(\theta)]^3}{\xi(A_{ws})} dA_{ws} \right] \quad (1)$$

که در آن چگالی آب (ρ_w ، kg m^{-3})، g شتاب ثقل (m s^{-2})، μ لزجت دینامیکی آب خاک ($\text{kgm}^{-1} \text{s}^{-1}$)، $t(\theta)$ حداکثر ضخامت آب اطراف ذرات خاک به‌عنوان تابعی از رطوبت خاک (θ)، A_{ws} سطح ویژه فصل مشترک بخار- مایع اطراف ذرات خاک (m^{-1})، A_{wsm} حداکثر مقدار A_{ws} ، ξ ضریب اعوجاج (یا نسبت طول مسیر واقعی به طول مسیر مستقیم جریان) به‌عنوان تابعی از سطح ویژه بخار- مایع و $v_s(\theta)$

ضریب کاهش برای لحاظ کردن تأثیرات لزجت متغیر آب نزدیک ذرات خاک به عنوان تابعی از رطوبت خاک می‌باشد. رابطه بین A_{ws} ، θ و h (مکش آب خاک در رطوبت θ) به صورت زیر است:

$$A_{ws} = \frac{h \rho_w g (\theta - \theta_r)}{\sigma \cos \gamma} \quad (2)$$

که در آن σ کشش سطحی آب ($N m^{-1}$)، γ زاویه تماس انحناى آب در منفذ خاک، θ_r رطوبت باقی‌مانده، $A_{ws}(\theta)$ مقدار A_{ws} به عنوان تابعی از مقدار رطوبت θ و $h(\theta)$ منحنی مشخصه آب خاک است که با روش ون‌گونختن به صورت زیر مشخص می‌شود:

$$h(\theta) = \frac{-1}{\alpha} (Se(\theta)^{1/m} - 1)^{1/n} \quad (3)$$

که در آن α ، n و m (به طور متداول، $m=1-1/n$ در نظر گرفته می‌شود) مقادیر ثابت برای هر خاک و $Se(\theta)$ درجه اشباع مؤثر است که با $[(\theta - \theta_r)(\theta_s - \theta_r)^{-1}]$ داده می‌شود به طوری که θ_r و θ_{sat} به ترتیب رطوبت باقی‌مانده و اشباع خاک می‌باشند. در رابطه ۱، $\xi(A_{ws})$ به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\xi(A_{ws}) = \left(\frac{A_{ws}}{f} \right)^{Tr} \quad (4)$$

که در آن f ضریب تبدیل است و مقدار آن به واحد انتخابی برای A_{ws} بستگی دارد (به طوری که اگر A_{ws} برحسب cm^{-1} باشد مقدار آن ۱ و اگر برحسب m^{-1} بیان شود مقدار آن ۱۰۰ است). زندهپارسا و سپاس‌خواه (۲۰۰۴) مقدار ضریب اعوجاج (Tr) را برای یک نمونه خاک مقداری ثابت در نظر گرفتند که باید آن را از روی منحنی رطوبتی و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک محاسبه نمود. زندهپارسا و سپاس‌خواه (۲۰۰۴) در معادله ۱ چگالی متغیر آب نزدیک ذرات خاک را مطرح کردند و $v_s(\theta)$ را به صورت زیر محاسبه نمودند:

$$v_s(\theta) = 2 - \left[1 - e^{-1/0.75 (t(\theta) \times 10^4)^{1/m}} \right]^{-1} \quad (5)$$

پذیرفته شده است که مقدار t در رطوبت باقی‌مانده [یعنی $t(\theta_r)$] حداقل است. زندهپارسا و سپاس‌خواه (۲۰۰۴) و زندهپارسا (۲۰۰۶) مقدار آن را $[\theta_r / A_{ws}(\theta_r)]$ فرض کردند که با توجه به رابطه ۲ با صفر شدن مقدار A_{ws} در θ_r ، مقدار آن بی‌نهایت می‌شود. زندهپارسا (۲۰۰۶) در برنامه UNSATK خود برای رفع این مشکل، مقدار آن را از یک گام بعد از رطوبت باقی‌مانده (یعنی $\theta_r + \Delta\theta$) محاسبه کرده است. مقدار t با افزایش رطوبت زیاد می‌شود و می‌توان مقدار آن را از رابطه ۶ محاسبه کرد:

$$t(\theta) = t(\theta - \Delta\theta) + \frac{\Delta\theta}{A_{ws}(\theta)} \quad (6)$$

که در آن $t(\theta)$ و $t(\theta - \Delta\theta)$ حداکثر ضخامت آب اطراف ذرات خاک به ترتیب در رطوبت‌های θ و $(\theta - \Delta\theta)$ است. اگر فاصله θ_r تا θ_{sat} به بازه‌هایی با فاصله یکسان $\Delta\theta$ تقسیم شود، $\theta = \theta_r + j\Delta\theta$ ، که در آن j شماره گام در تعیین θ می‌باشد، مقدار ضخامت حداکثر آب اطراف ذرات خاک در مقدار رطوبت θ (معادله ۶) با شروع از یک گام بعد از رطوبت باقی‌مانده را می‌توان با معادله زیر مشخص نمود:

$$t(\theta) = \frac{\theta_r + \Delta\theta}{A_{ws}(\theta_r + \Delta\theta)} + \sum_{j=1}^n \frac{\Delta\theta}{(\theta_r + j\Delta\theta)} \quad (7)$$

روش عددی محاسبه $K(\theta)$: زندپارسا (۲۰۰۶) استدلال می‌کند که با تغییر ضخامت آب حداکثر اطراف ذرات خاک، $t(\theta)$ ، حد پائینی انتگرال $A_{ws}(\theta)$ نیز تغییر می‌کند. بنابراین به‌کارگیری معادله ۱ وقت‌گیر خواهد بود. در مقدار رطوبت باقی‌مانده، $A_{ws}(\theta_r)$ حداکثر و $K(\theta_r)$ صفر است. در روش عددی، افزایش مقدار آب خاک با جایگزینی $\theta = \theta_r$ با $\theta = \theta_r + j\Delta\theta$ که در آن j شماره گام‌ها و $\Delta\theta$ افزایش کوچکی در مقدار آب می‌باشد صورت می‌گیرد. سپس مقادیر $A_{ws}(\theta)$ ، $\xi(A_{ws})$ ، $v_s(\theta)$ و $t(\theta)$ به ترتیب از رابطه‌های ۲، ۴، ۵ و ۷ محاسبه شده و در نهایت $K(\theta)$ از رابطه ۸ به‌دست می‌آید. انتخاب $\Delta\theta$ کوچک (تقریباً $3 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)، امکان میانگین‌گیری عوامل معادله در طول آن گام را به‌طور خطی فراهم می‌سازد.

$$K(\theta) = \bar{\beta}(\theta) [t(\theta)]^r - [t(\theta - \Delta\theta)]^r \bar{A}_{ws}(\theta) + K(\theta - \Delta\theta) \quad (8)$$

$$\bar{\beta}(\theta) = \frac{\rho_w g}{r \mu} \left(\frac{\bar{v}_s(\theta)}{\xi(A_{ws})} \right) \quad (9)$$

که در آن $K(\theta - \Delta\theta)$ ، که می‌تواند از محاسبه‌های انجام شده در گام‌های قبل مشخص شود، $\bar{v}_s(\theta)$ ، $\xi(A_{ws})$ ، $\bar{A}_{ws}(\theta)$ مقادیر میانگین ضرایب کاهش، در نظر گرفتن تأثیرات متغیر لزجت آب نزدیک ذرات خاک، اعوجاج و سطح ویژه فصل مشترک بخار-مایع اطراف ذرات خاک، به ترتیب بین گام‌های زمانی j و $j-1$ می‌باشند. با این شیوه زندپارسا (۲۰۰۶) یک روش عددی آسان و مؤثرتری را برای محاسبه تابع $K(\theta)$ ارائه داد که از یک گام بعد از رطوبت باقی‌مانده شروع می‌شود و در هر گام رطوبتی پس از محاسبه عوامل معادله ۸، مقدار K برای آن گام محاسبه می‌شود. عوامل معادله ۹ به‌صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$\theta = \theta_r + j\Delta\theta \quad (9-الف)$$

$$\bar{A}_{ws}(\theta) = \frac{A_{ws}(\theta) + A_{ws}(\theta - \Delta\theta)}{2} \quad (9-ب)$$

$$\bar{v}_s(\theta) = \nu - \left[1 - \exp \left\{ -1/\nu \bar{t}(\theta) \times 10^4 \right\} / \nu f \right]^{-1} \quad (9-ج)$$

$$\bar{t}(\theta) = \frac{t(\theta) + t(\theta - \Delta\theta)}{\nu} \quad (9-د)$$

$$\bar{\xi}(A_{ws}) = \left(\frac{A_{ws}(\theta) + A_{ws}(\theta - \Delta\theta)}{\nu f} \right)^{Tr} \quad (9-ه)$$

استفاده از یک رابطه خطی برای محاسبه هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s): در شرایط اشباع که رطوبت خاک θ_{sat} است، $A_{ws}(\theta_{sat})$ و بار فشار آب خاک مساوی صفر است و بنابراین براساس معادله ۷ مقدار $t(\theta_{sat})$ قابل محاسبه نیست. بنابراین $t(\theta_{sat})$ و هدایت هیدرولیکی اشباع نمی‌توانند از معادله‌های قبلی به دست آیند. مقادیر $t(\theta)$ ، $v_s(\theta)$ ، $\xi(A_{ws})$ ، $A_{ws}(\theta)$ و $h(\theta)$ از معادله‌های قبلی از مقدار آب خاک $\theta_{sat} - 2\Delta\theta$ به $\theta_{sat} - \Delta\theta$ محاسبه می‌شوند. در دو گام زمانی قبل از مقدار θ_{sat} مقدار $K(\theta)$ محاسبه می‌شود. یک رابطه خطی بین $K(\theta)$ و θ برقرار می‌شود و با پرهیز از مفهوم خیز مؤثنه‌ای تا θ_{sat} برون‌یابی می‌شود. بنابراین مقدار K_s می‌تواند با در نظر گرفتن مقادیر $K(\theta_{sat} - 2\Delta\theta)$ و $K(\theta_{sat} - \Delta\theta)$ به صورت زیر محاسبه شود.

$$K_s = \nu K(\theta_{sat} - \Delta\theta) - K(\theta_{sat} - 2\Delta\theta) \quad (10)$$

تخمین ضریب اعوجاج (Tr): هدایت هیدرولیکی در هر مقداری از رطوبت به دست می‌آید. زندپارسا و سپاسخواه از Tr به عنوان یک عامل انطباق استفاده کرده‌اند به طوری که یک نقطه از تابع هدایت هیدرولیکی (در این جا K_s) محاسبه شده را با یک مقدار اندازه‌گیری شده منطبق کند. مقدار Tr برای نمونه خاک می‌تواند با حداقل کردن مجموع مربعات خطا (SE)^۱ بین هدایت هیدرولیکی محاسبه شده و اندازه‌گیری شده به صورت $SE = (K_{sm} - K_s)^2$ و K_{sm} به ترتیب هدایت هیدرولیکی اشباع محاسبه شده و اندازه‌گیری شده هستند) در روش نیوتن رافسون تخمین زده شود.

برای به دست آوردن تابع هدایت هیدرولیکی یک خاک، با قرار دادن مقدار $\Delta\theta$ برابر $m^3 m^{-3}$ و 0.001^3 و یک مقدار حدسی اولیه برای Tr ، مقادیر هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک، $K(\theta)$ ، از $\theta_r + \Delta\theta$ تا $\theta_{sat} - \Delta\theta$ از معادله ۸ تخمین زده می‌شود. با استفاده از مقدار انتخابی برای ضریب اعوجاج در گام j (یعنی Tr^j)، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (K_{s1}^j) با معادله ۱۰ محاسبه می‌شود.

1. Sums of Error

اگر Tr^j با مقدار ΔTr افزایش یابد، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (K_{sv}^j) به طور مشابه از طریق معادله ۱۰ محاسبه می‌گردد. مقدار ضریب اعوجاج برای تکرار بعدی (Tr^{j+1}) با استفاده از روش نیوتن رافسون به صورت زیر تخمین زده می‌شود:

$$Tr^{j+1} = Tr^j - \frac{(K_{sv}^j - K_{sm})}{\frac{(K_{sv}^j - K_{sm})^2 - (K_{sv}^{j-1} - K_{sm})^2}{\Delta Tr}} \quad (11)$$

که در آن Tr^j و Tr^{j+1} به ترتیب مقادیر تخمینی عامل اعوجاج در تکرار قبلی و مقدار اصلاحی تکرار بعدی می‌باشند. (K_{sv}^j) و (K_{sv}^{j-1}) مقادیر محاسبه‌ای هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به ترتیب در ضرایب اعوجاج Tr^j و $Tr^j + \Delta Tr$ می‌باشند. نتیجه نهایی مقدار قابل قبول Tr به صورت $\frac{|K_{sm} - K_{sv}|}{K_{sm}} < \varepsilon$ (مقدار ε بسیار کوچک است، تقریباً ۰/۰۰۱) می‌باشد.

ب- گسترش مدل SLVIA

تحلیل شاخه‌های منحنی A_{ws} : با قبول فرض یکسان بودن رطوبت در ستون خاک (فرضی)، $w = \rho_w g h \theta A$ بوده و سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک از رابطه ۲ محاسبه می‌شود (زندپارسا و سپاس‌خواه، ۲۰۰۴). به منظور به دست آوردن نقطه حداکثر A_{ws} از رابطه ۲ نسبت به h (یا θ) مشتق اول گرفته شد. با تعیین علامت آن (به منظور تعیین حداکثر یا حداقل بودن نقطه بحرانی) مشخص شد که رفتار A_{ws} با مکش (یا رطوبت) یک‌سویه نمی‌باشد. این نتیجه با نتایج گزارش شده توسط زندپارسا و سپاس‌خواه (۲۰۰۴) هم‌خوانی ندارد. حداکثر مقدار A_{ws} در رطوبتی بیشتر از θ_r رخ می‌دهد. رطوبتی که در آن A_{ws} حداکثر می‌شود (یعنی $\theta_{A_{ws}}$) مطابق رابطه زیر است:

$$\theta_{A_{ws}} = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left(1 + \frac{1}{n-2}\right)^{\frac{1}{n}}} \quad (12)$$

که در آن θ_r ، θ_s و n ضرایب مدل ون گنوختن می‌باشند. این ضرایب با استفاده از نسخه ششم نرم‌افزار RETC (ون‌گنوختن و همکاران، ۱۹۹۱) از روی داده‌های اندازه‌گیری شده منحنی مشخصه رطوبتی و با فرض $m=(1-1/n)$ برآورد گردیدند. معادله ۱۲ تنها برای خاک‌هایی که مقدار n آن‌ها بزرگ‌تر از ۲ باشد قابل استفاده است. امکان دارد که این محدودیت ناشی از ناکارایی مدل ون‌گنوختن برای تحلیل حرکت آب در خاک باشد که در آن حاشیه مویینه‌ای در نظر گرفته نمی‌شود.

با قرار دادن θ از معادله ۱۲ در معادله ۲، A_{ws} حداکثر محاسبه می‌شود. پذیرفته شده است که مقدار t با افزایش رطوبت زیاد می‌شود. مقدار t متناظر با گام‌های افزایشده از رطوبت را می‌توان به وسیله جمع کردن یک مقدار ثابتی از t (که فرض می‌شود در A_{ws} حداکثر واقع شده، $\theta_{A_{wsm}} / A_{ws}$) و $\Delta\theta / A_{ws}(\theta)$ برآورد کرد. با افزایش رطوبت، مقدار t از رابطه ۶ محاسبه می‌گردد. سایر مراحل محاسبه تابع هدایت هیدرولیکی مشابه روش اولیه SLVIA (زندپارسا، ۲۰۰۶) می‌باشد. **تحلیل وزن آب در ستون خاک:** در این پژوهش برای محاسبه وزن آب در ستون خاک، در هر نقطه، رطوبت متناظر با مکش h برآورد گردید. بنابراین مقدار w در هر نقطه متفاوت خواهد بود و از رابطه $w = \rho_w g A \int_0^h \theta dh$ به دست می‌آید و بنابراین سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک به جای رابطه ۲ از رابطه ۱۳ محاسبه می‌گردد:

$$A_{ws} = \frac{\rho_w g \int_0^h (\theta - \theta_r) dh}{\sigma \cos \gamma} \quad (13)$$

مشتق رابطه ۱۳ نشان داد که برخلاف حالت قبل، A_{ws} حداکثر در رطوبت θ_r رخ می‌دهد و تابع A_{ws} در رطوبت‌های بیشتر از رطوبت باقی‌مانده همواره صعودی است. با استفاده از رابطه ۱۳ به جای رابطه ۲ در برآورد سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک، و با توجه به این‌که مقدار A_{ws} حداکثر در رطوبت باقی‌مانده می‌باشد، سایر رابطه‌ها در برآورد تابع هدایت هیدرولیکی مشابه مدل اولیه SLVIA است.

ارزیابی مدل‌ها: به منظور ارزیابی مدل‌های مورد بررسی از پارامترهای آماری میانگین قدرمطلق خطا (MAE، رابطه ۱۴)، ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE، رابطه ۱۵)، عوامل نسبت خطای متوسط هندسی (GMER، رابطه ۱۶) و نسبت خطای انحراف استاندارد هندسی (GSDER، رابطه ۱۷) استفاده شد.

$$MAE = \frac{\sum |y_i - \hat{y}_i|}{N} \quad (14)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{N}} \quad (15)$$

1. Mean Absolute Error
2. Root Mean Square Error
3. Geometric Mean Error Ratio
4. Geometric Standard Deviation Error Ratio

$$GMER = \exp\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{Ln}(\varepsilon_i)\right) \quad (16)$$

$$GSDER = \exp\left[\left(\frac{1}{n-1} \sum [\text{Ln}(\varepsilon_i) - \text{Ln}(GMER)]^2\right)^{1/2}\right] \quad (17)$$

در تمام شاخص‌های بالا y_i مقادیر واقعی (اندازه‌گیری شده)، \hat{y}_i مقادیر پیش‌بینی شده، N تعداد کل مشاهده‌ها و ε_i نسبت خطا، $\varepsilon_i = \hat{y}_i / y_i$ است.

MAE و RMSE برابر صفر بیانگر انطباق کامل بین مقادیر اندازه‌گیری و تخمین زده شده است، ولی در عمل مقدار این دو عامل صفر نمی‌شود و همواره بزرگ‌تر از صفر است. GMER برابر با ۱ بیانگر تطابق کامل میان مقادیر اندازه‌گیری شده و تخمین زده شده است. GMER کمتر از ۱ نشان‌دهنده آن است که مقادیر تخمین زده شده کمتر از مقادیر واقعی هستند و برعکس. GSDER برابر با یک بیانگر دقیق‌ترین حالت ممکن می‌باشد و با انحراف مقادیر پیش‌بینی شده از مقادیر اندازه‌گیری شده افزایش می‌یابد. بنابراین بهترین مدل آن است که GMER نزدیک به ۱، GSDER اندک داشته باشد و همچنین مقادیر MAE و RMSE آن نیز اندک باشد.

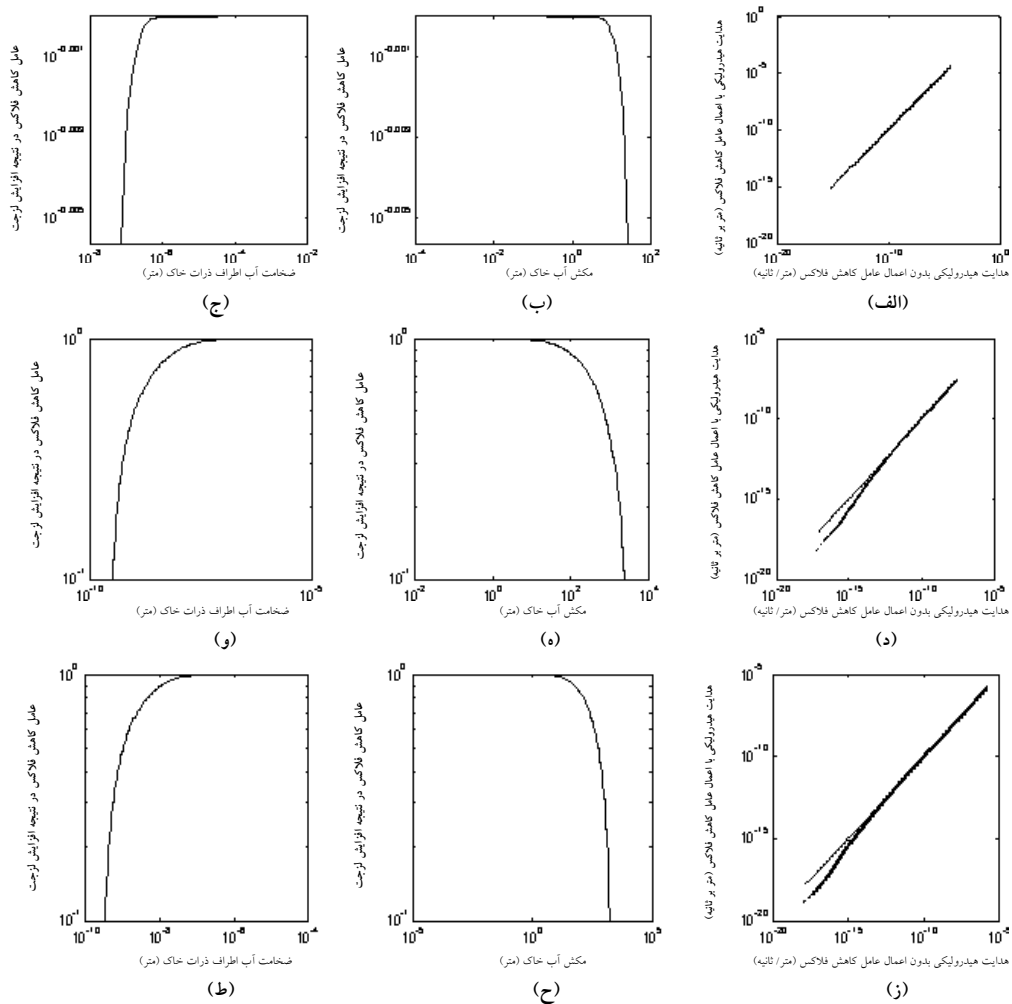
نتایج و بحث

الف- بررسی مدل زندپارسا (۲۰۰۶): متوسط مقادیر عوامل ورودی برنامه به‌منظور برآورد تابع هدایت هیدرولیکی و همچنین مقادیر Tr که به ازای آن تابع هدایت هیدرولیکی همگرا شده در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۲- متوسط عوامل ورودی در برنامه مدل SLVIA و مقادیر نهایی Tr.

بافت	θ_s ($m^3 m^{-3}$)	α (m^{-1})	n	K_s ($m s^{-1}$)	Tr
شنی	۰/۳۳۴۰	۰/۰۵۷۸	۲/۵۹۲۴	۳/۹۳E-۵	۱/۴۸۱۹
لوم	۰/۴۲۶۹	۰/۱۵۷۱	۱/۴۶۹۲	۱/۱۵E-۵	۲/۴۵۳۷
رسی	۰/۴۸۵۲	۴۲/۲۴۹۴	۱/۰۷۴۷	۴/۵۴E-۶	۳/۹۴۳۲

زندپارسا و سپاس‌خواه (۲۰۰۴) افزایش لزجت برای ۳ لایه مولکول اول آب مجاور ذرات خاک را در نظر گرفته و بنابراین مقدار فلاکس آب منفذی با ضریب عامل v_s برای محاسبه فلاکس کاهش می‌یابد. در شکل ۱ رابطه v_s با ضخامت آب اطراف ذرات خاک، رابطه آن با مکش آب خاک و تأثیر آن بر هدایت هیدرولیکی غیراشباع برای یک نمونه از هر کلاس بافت خاک نشان داده شده است.



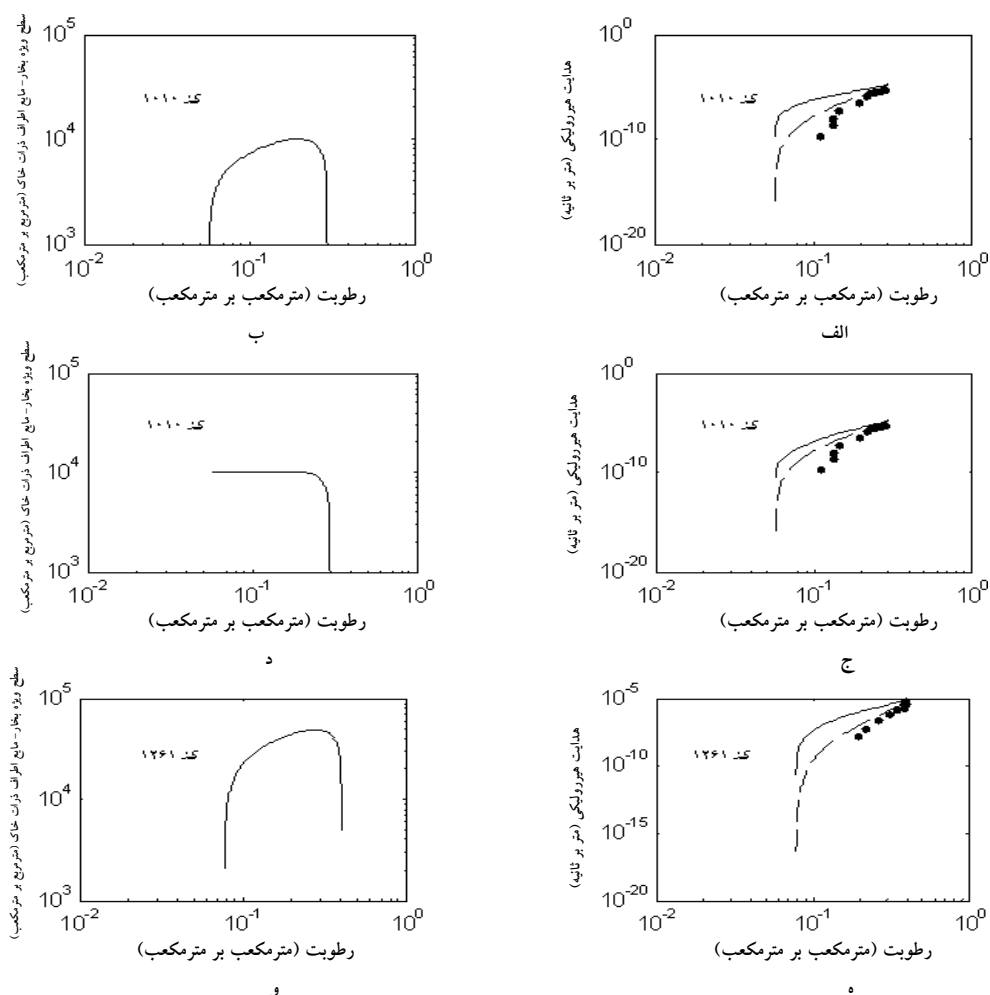
شکل ۱- منحنی رابطه v_s (عامل کاهش فلاکس در نتیجه افزایش لزجت) با ضخامت آب اطراف ذرات خاک (چپ؛ ج، و، ط)، منحنی رابطه v_s با مکش آب خاک (وسط؛ ب، ه، ح) و تأثیر v_s بر روی تابع هدایت هیدرولیکی (راست؛ الف، د، ز) [اعداد متناظر در محورهای عمودی با احتساب v_s و برای افقی بدون احتساب آن می‌باشد]. بافت خاک در نمودارهای ردیف اول (الف، ب، ج) شن (کد ۱۲۴۰)، در نمودارهای ردیف دوم (د، ه، و) لوم (کد ۱۱۸۴) و در نمودارهای ردیف سوم (ز، ح، ط) رس (کد ۳۲۸۱) می‌باشد. اطلاعات از بانک خاک UNSODA است.

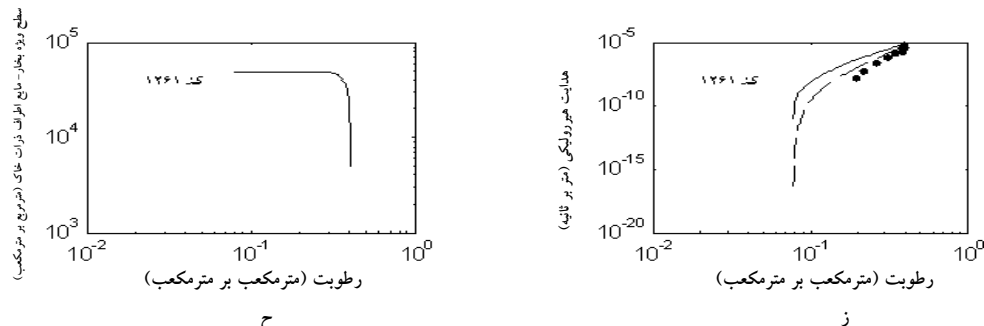
مقدار V_s در ضخامت آب خاک (t) کم، کوچک بوده و مقدار آن با افزایش t افزایش می‌یابد تا در نهایت به مقدار واحد می‌رسد (منحنی سمت چپ مربوط به هر کد خاک در شکل ۱؛ پ، ج، خ). همان‌طور که مشاهده می‌شود، لزجت در شرایطی که ضخامت آب در آن‌ها بیشتر از ۱۰ نانومتر است (خاک بیشتر خیس است) ثابت می‌باشد (V_s برابر واحد) که مطابق با نتایجی است که توسط تولر و اور (۲۰۰۲) گزارش شده است. با بررسی منحنی مربوط به رابطه V_s با مکش آب خاک (منحنی‌های وسط مربوط به هر نمونه خاک در شکل ۱؛ ب، ث، ح)، مشخص می‌شود که با افزایش مکش آب خاک (کاهش رطوبت و بنابراین کاهش t) مقدار V_s نیز به صورت غیرخطی کاهش می‌یابد. همان‌طور که مشاهده می‌شود تغییرات V_s در محدوده مکش $10^0 - 10^0$ متر است. در محدوده بین خاک اشباع تا خاک خشک حالات مختلفی وجود دارد که گیاه با آن مواجه است. اما در این بازه رطوبتی دو حد ظرفیت زراعی (FC^1) و نقطه پژمردگی دائم (PWP^2)، به ترتیب به طور متوسط در مکش‌های ۳ متر و ۱۵۰ متر از نظر کاربردی در آبیاری و روابط آب و خاک اهمیت زیادی دارند. بنابراین مقایسه‌ای روی مقدار V_s در این محدوده مکش در بافت‌های مختلف انجام شد. نتایج نشان داد که تقریباً در تمام خاک‌های مورد بررسی تا مکش ۱۵۰ متر مقدار V_s بین $0/8 - 0/9$ تغییر می‌کرد. بنابراین در نظر گرفتن لزجت متغیر در این محدوده مکش (FC تا PWP) تأثیر به‌سزایی بر نتایج محاسبات ندارد.

در شکل‌های سمت راست در شکل (۱؛ الف، ت، چ)، تأثیر در نظر گرفتن لزجت متغیر آب در مجاورت ذرات خاک بر هدایت هیدرولیکی غیراشباع نشان داده شده است. محورهای افقی و عمودی این منحنی‌ها به ترتیب هدایت هیدرولیکی غیراشباع با ثابت و متغیر فرض کردن لزجت آب در مجاورت ذرات خاک است. با کاهش هدایت هیدرولیکی غیراشباع (معادل مقادیر کم رطوبت) نقاط از خط تطابق کامل (یک به یک) فاصله‌ی بیشتری می‌گیرند که این فاصله متناسب با مقدار V_s می‌باشد. به‌طور کلی در نظر گرفتن لزجت متغیر آب در مجاورت ذرات خاک منجر به کاهش هدایت هیدرولیکی در مکش‌های زیاد می‌شود. در محدوده بافت شنی هیچ‌گونه انحرافی از خط یک به یک مشاهده نمی‌شود. در حالی که در بافت لوم و رسی انحراف از خط یک به یک در مکش‌های بالا افزایش یافته است.

1. Field Capacity
2. Permanent Wilting Point

ب- گسترش مدل SLVIA: ب ۱- یکسان فرض کردن رطوبت در ستون خاک برخلاف نظر زندپارسا و سپاس‌خواه (۲۰۰۴) و زندپارسا (۲۰۰۶) منحنی سطح ویژه بخار مایع اطراف ذرات خاک بر اساس رابطه ۲ برای تمام خاک‌ها صعودی نبوده و رطوبتی که در آن A_{ws} حداکثر می‌شود نیز منطبق بر رطوبت باقی‌مانده (θ_r) نبوده، بلکه بسته به خصوصیات منحنی مشخصه رطوبتی هر خاک متفاوت است (رابطه ۱۲). برای نمونه‌های خاک مورد بررسی که دارای $n > 2$ می‌باشند (تعداد ۹ نمونه خاک ستاره‌دار در جدول ۱)، منحنی سطح ویژه بخار-مایع اطراف ذرات خاک بدون اعمال فرض صعودی بودن A_{ws} با افزایش مکش برای مدل اولیه SLVIA در شکل (۲) آورده شده است.





شکل ۲- منحنی سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک (سمت راست) و تابع هدایت هیدرولیکی (سمت چپ) در مدل اصلاح شده زندپارسا (___)، مدل ون گنوختن (___) و نقاط توپر مربوط به نقاط اندازه گیری شده (بانک خاک UNSODA) می باشد. الف و ج مربوط به تابع هدایت هیدرولیکی به ترتیب با احتساب تغییرات واقعی و اعمال فرض صعودی A_{ws} برای خاک با بافت شنی (کد ۱۰۱۰)؛ ه و ز همین شکل ها برای خاک با بافت لوم (کد ۱۲۶۱) است. ب و د منحنی سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک به ترتیب با احتساب تغییرات واقعی و اعمال فرض صعودی A_{ws} برای خاک با بافت شنی (کد ۱۰۱۰)؛ و ح همین شکل ها برای خاک با بافت لوم (کد ۱۲۶۱) است.

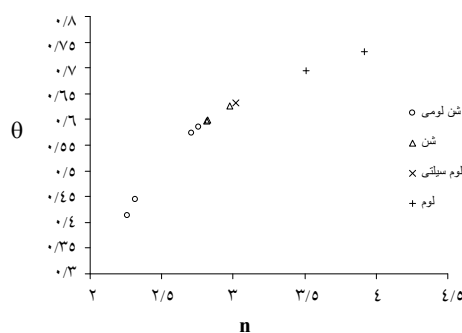
با قبول این که مقدار ضخامت آب اطراف ذرات خاک (t) در A_{wsm} حداقل و برابر $\theta_{A_{wsm}}/A_{wsm}$ (مقدار $\theta_{A_{wsm}}$ از رابطه ۱۲ قابل محاسبه است) باشد و همچنین مقدار آن با افزایش رطوبت زیاد می شود، t از رابطه ۶ محاسبه می شود که این مقدار با مقدار محاسبه شده توسط مدل اولیه SLVIA متفاوت است. تابع هدایت هیدرولیکی با اعمال اصلاحات پیشنهادی با احتساب تغییرات واقعی A_{ws} (شکل های سمت راست) برای مدل SLVIA و مدل ون گنوختن در شکل ۲ ارائه شده است.

از شکل ۲ مشاهده می شود است که اگر در محاسبه ضخامت آب اطراف ذرات خاک به جای رطوبت باقی مانده از رطوبتی که در آن A_{ws} حداکثر است شروع شود، رابطه ۱۲، با کاهش رطوبت تفاوت مدل SLVIA هم با مدل ون گنوختن و هم با مقادیر اندازه گیری شده افزایش می یابد. منحنی K مربوط به مدل SLVIA و ون گنوختن در رطوبت های متناظر با شاخه صعودی منحنی A_{ws} تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند. با این حال در رطوبت های متناظر با شاخه نزولی منحنی A_{ws} ، هر چه رطوبت از رطوبتی که A_{ws} در آن حداکثر می شود کاهش یابد تفاوت مدل یاد شده هم با مقادیر اندازه گیری شده و هم با مدل ون گنوختن (۱۹۸۰) افزایش و دقت آن در برآورد هدایت هیدرولیکی کاهش می یابد (یعنی کارایی مدل در مکش های بیشتر کاهش پیدا می کند). بنابراین این مدل در مکش هایی که رطوبت متناظر

آن‌ها کمتر از $\theta_{A_{wsm}} = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(1 + 1/(n-2))^{1/n}$ است نتایج بهتر و در کلیه نمونه‌های خاک مورد بررسی، همواره در یک مکش خاص نسبت به مقادیر اندازه‌گیری شده و مدل ون‌گونختن برآورد بیشتری از K دارد. این ممکن است یک نوع انحراف سیستماتیک تلقی شود.

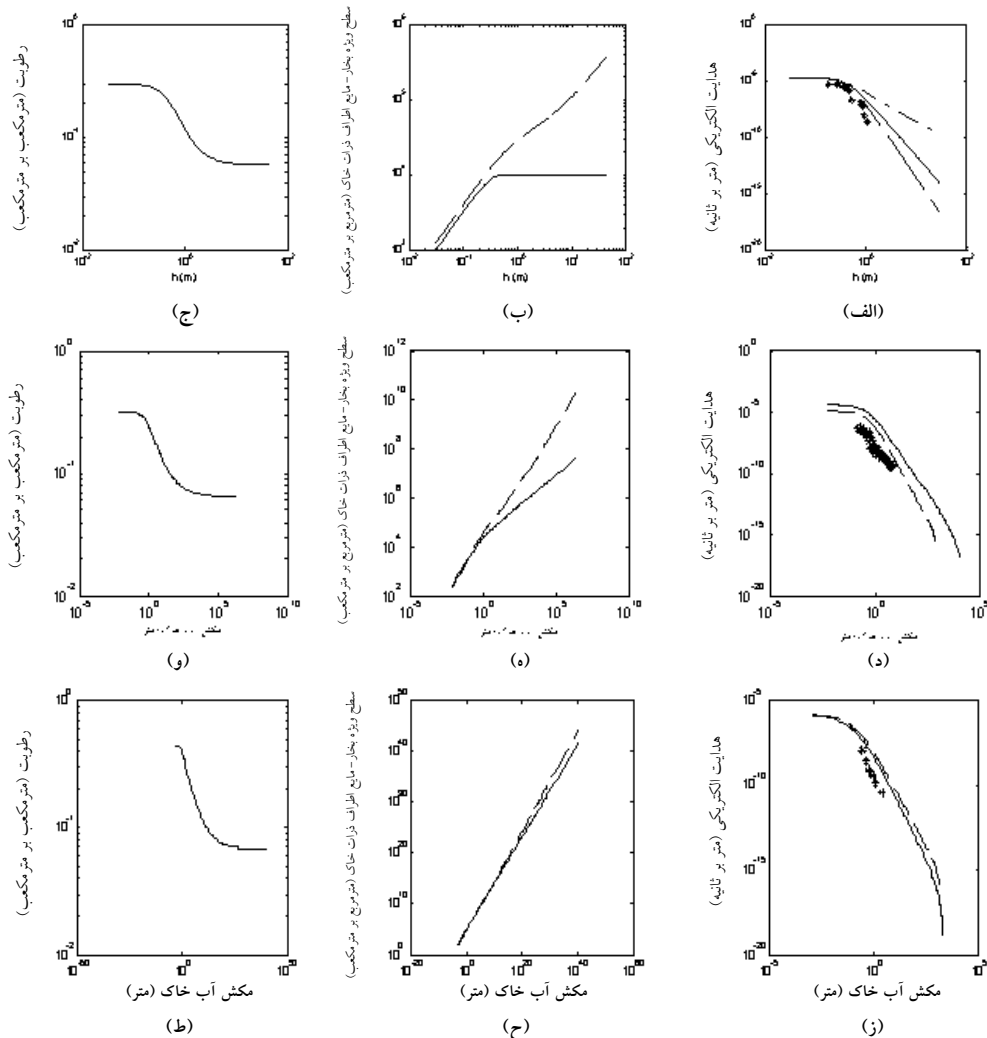
به‌منظور مقایسه $\theta_{A_{wsm}}$ با θ_r (رابطه ۱۲)، $\theta_{A_{wsm}}$ با رابطه $\theta = \frac{\theta_{A_{wsm}} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$ بی‌بعد شده و

منحنی θ در برابر n ، برای نمونه‌هایی که $n > 2$ دارند رسم گردید (شکل ۳). همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود θ با افزایش n به‌طور غیرخطی افزایش می‌یابد. یعنی هرچه n بزرگتر باشد رطوبتی که در آن A_{ws} حداکثر می‌شود، و بنابراین تفاوت با فرضیات مدل SLVIA بیشتر خواهد بود. به تعبیر دیگر در خاک‌هایی که n بزرگتری دارند شاخه نزولی منحنی A_{ws} (یا شاخه افقی، در صورت صعودی فرض کردن منحنی A_{ws} با افزایش مکش) طولانی‌تر است.



شکل ۳- رابطه θ با n برای نمونه‌هایی که در آن‌ها $n > 2$ است.

ب ۲- مفهوم رطوبت متغیر در ستون خاک: اگر به ازای مکش وارد شده بر ستون خاک، رطوبت در هر نقطه از ستون خاک برآورد گردد، سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک از رابطه ۱۳ محاسبه می‌شود. در این رابطه، منحنی A_{ws} صعودی بوده و مقدار حداکثر آن متناظر با رطوبت باقی‌مانده می‌باشد. بنابراین نیازی به اعمال فرض صعودی بودن منحنی A_{ws} نیست. با قبول این که مقدار ضخامت آب اطراف ذرات خاک (t) در A_{wsm} حداقل بوده و برابر با $\theta_{A_{wsm}} / A_{wsm}$ ($\theta_{A_{wsm}}$ برابر رطوبت باقی‌مانده خاک است) باشد و هم‌چنین مقدار آن با افزایش رطوبت زیاد شود، t از رابطه ۶ محاسبه می‌شود. تابع هدایت هیدرولیکی با اعمال اصلاحات پیشنهادی در شکل ۴ ارائه شده است.



شکل ۴- منحنی مشخصه رطوبتی (چپ): منحنی سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک (وسط) [خط ممتد: مدل اولیه SLVIA، خط چین: مدل گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب] و تابع هدایت هیدرولیکی (سمت راست) [خط ممتد: مدل اولیه SLVIA، خط چین: مدل گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب و خط نقطه: مدل گسترش یافته SLVIA با احتساب تغییرات واقعی A_{ws}]. اطلاعات از بانک خاک UNSODA است. الف، د و ز تابع هدایت هیدرولیکی به ترتیب برای خاک با بافت شنی (کد ۱۰۱۰)، بافت لوم (کد ۱۳۹۱) و بافت رسی (کد ۳۲۸۱)؛ ب، ه و ح منحنی سطح ویژه بخار- مایع اطراف ذرات خاک برای همین نمونه‌های خاک؛ و، ط منحنی مشخصه رطوبتی آن‌ها می‌باشد.

ج) مقایسه تابع هدایت هیدرولیکی برآوردی با ۳ روش مورد بررسی: مدل اولیه SLVIA، مدل گسترش یافته SLVIA با A_{ws} متغیر و مدل گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب برای ۳ نمونه از خاک‌هایی با بافت متفاوت در شکل ۴ آورده شده است.

بر اساس نتایج شکل ۴ تفاوت منحنی A_{ws} برآوردی توسط مدل اولیه SLVIA و گسترش یافته SLVIA با احتساب تغییرات واقعی A_{ws} (نمونه‌های دارای $n > 2$) و وزن متغیر آب، در خاک‌های رسی کمتر از خاک‌های لومی و کمتر از خاک‌های شنی است. همچنین مکشی که به ازای آن نتایج مدل‌ها با یکدیگر متفاوت است، مکشی است که به ازای مکش‌های بیشتر از آن، رطوبت آب در خاک کاهش می‌یابد. هرچه کاهش رطوبت شدیدتر باشد، تفاوت مدل‌ها بیشتر است. نظر به این‌که در خاک‌های رسی تغییرات رطوبت در نتیجه تغییرات مکش آب در ستون خاک، کمتر از خاک‌های لوم و شنی است، نتایج به دست آمده منطقی می‌باشد. در برآورد هدایت هیدرولیکی غیراشباع، دقت مدل گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب بیشتر از مدل اولیه SLVIA و مدل گسترش یافته SLVIA با احتساب تغییرات واقعی A_{ws} است.

جدول ۳- آمار توصیفی پارامترهای آماری در روش‌های مختلف برای برآورد هدایت هیدرولیکی غیراشباع در نگرش‌های مختلف مدل سطح ویژه بخار- مایع در اطراف ذرات خاک (SLVIA).

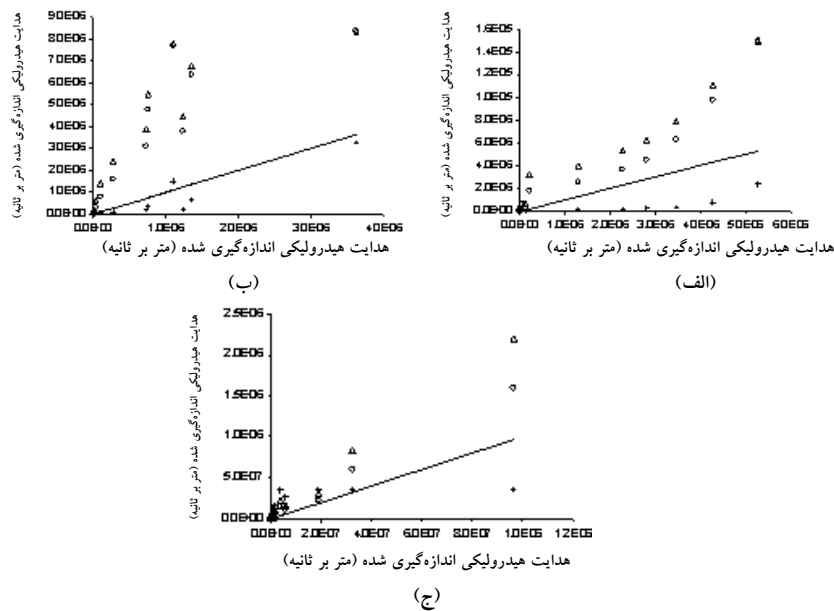
مدل پارامتر	ون‌گون‌ختن	SLVIA	گسترش یافته SLVIA (وزن متغیر)	گسترش یافته SLVIA (A_{ws} متغیر)
MAE				
انحراف معیار	۱/۸۱E-۰۶	۳/۳۶E-۰۵	۲/۳۴E-۰۵	۱/۴۷E-۰۶
میانگین	۸/۷۰E-۰۷	۷/۴۹E-۰۶	۴/۴۳E-۰۶	۹/۹۲E-۰۷
ضریب تغییرات	۲/۰۷۸۰	۴/۴۸۵۹	۵/۲۷۳۸	۱/۴۷۸۳
RMSE				
انحراف معیار	۷/۶۹E-۰۶	۱/۲۵E-۰۴	۸/۷۴E-۰۵	۷/۵۳E-۰۶
میانگین	۳/۷۶E-۰۶	۲/۸۹E-۰۵	۱/۷۵E-۰۵	۶/۳۶E-۰۶
ضریب تغییرات	۲/۰۴۳۹	۴/۳۳۳۴	۵/۰۰۴۷	۱/۱۸۴۹
GMER				
انحراف معیار	۷/۲۶E+۰۰	۴/۰۵E+۰۱	۱/۱۷E+۰۱	۶/۳۶E+۰۰
میانگین	۳/۶۴E+۰۰	۲/۱۰E+۰۱	۸/۶۲E+۰۰	۴/۷۹E+۰۰
ضریب تغییرات	۱/۹۹۵۷	۱/۹۳۲۱	۱/۳۵۶۵	۱/۳۲۸۳
GSDER				
انحراف معیار	۲/۸۷E+۰۰	۶/۵۹E+۰۱	۲/۵۴E+۰۱	۳/۴۵E+۰۰
میانگین	۳/۵۲E+۰۰	۲/۱۷E+۰۱	۱/۲۰E+۰۱	۴/۹۰E+۰۰
ضریب تغییرات	۰/۸۱۷۱	۳/۰۳۸۸	۲/۱۱۲۷	۰/۷۰۳۷

MAE: میانگین قدرمطلق خطا، RMSE: ریشه میانگین مربعات خطا، GMER: نسبت خطای متوسط هندسی، GSDER: نسبت خطای انحراف استاندارد هندسی.

ارزیابی مدل‌های برآورد تابع هدایت هیدرولیکی: انحراف معیار، میانگین و ضریب تغییرات عوامل مربوط به MAE و RMSE و همچنین دو عامل GMER و GSDER روش‌های مختلف مورد بررسی در جدول (۳) ارائه شده است.

نمونه‌ای دارای بهترین نتایج است که کمترین مقادیر MAE، RMSE و GSDER را داشته و عامل GMER آن نیز نزدیک به ۱ باشد. با توجه به نتایج جدول (۳)، MAE و RMSE در مدل SLVIA بیشتر از مدل گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب و مدل گسترش یافته SLVIA با احتساب تغییرات واقعی A_{ws} و نیز بیشتر از مدل ون‌گنوختن است. همچنین GMER و GSDER برای مدل اولیه SLVIA بیشتر از مدل گسترش یافته SLVIA با احتساب تغییرات واقعی A_{ws} و مدل گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب و نیز بیشتر از مدل ون‌گنوختن است. برای پارامترهای آماری MAE و RMSE مدل گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب دارای بیشترین ضریب تغییرات می‌باشد و در مورد پارامترهای GMER و GSDER بیشترین ضریب تغییرات را مدل SLVIA دارد. این در حالی است که مدل گسترش یافته SLVIA با A_{ws} متغیر کمترین ضریب تغییرات را برای کلیه پارامترهای آماری محاسبه شده دارا می‌باشد که یک دلیل محتمل آن کم بودن تعداد نمونه‌های مورد بررسی (۹ نمونه خاک) در روش گسترش یافته SLVIA با احتساب تغییرات واقعی A_{ws} در مقایسه با تعداد نمونه‌ها در مدل SLVIA و گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب (۴۱ نمونه خاک) می‌باشد.

هدایت هیدرولیکی غیراشباع برآوردی به کمک روش‌های مورد بررسی در این پژوهش در مقابل مقادیر واقعی اندازه‌گیری شده هدایت هیدرولیکی غیراشباع برای ۳ نمونه از خاک‌ها با بافت متفاوت در شکل ۵ ترسیم شده است. همان‌طور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود، به‌رغم این‌که تقریباً در تمامی موارد هیچ‌یک از مدل‌ها منطبق با خط یک به یک نمی‌باشند و نتایج مدل‌ها تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند ولی نتایج مدل گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب بهتر از سایر مدل‌هاست.



شکل ۵- منحنی مقادیر واقعی و برآورد شده هدایت هیدرولیکی غیراشباع در مقیاس لگاریتمی برای خاک‌های با بافت شنی (کد ۱۰۱۰) (الف)، لوم (کد ۱۲۶۰) (ب) و رسی (کد ۱۱۸۱) (ج). (Δ): مدل اولیه SLVIA، (○): مدل گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب، (*) مدل گسترش یافته SLVIA با احتساب تغییرات واقعی A_{ws} .

نتیجه‌گیری

در این پژوهش مدل SLVIA (زندپارسا و سپاسخواه، ۲۰۰۴؛ زندپارسا، ۲۰۰۶) برای ۴۱ نمونه از خاک‌های بانک خاک UNSODA بررسی شد. نتایج نشان داد که منحنی سطح ویژه بخار-مایع اطراف ذرات خاک در تمامی خاک‌ها صعودی نبوده و مقدار حداکثر آن نیز در θ_r نمی‌باشد. بلکه با توجه به خصوصیات منحنی مشخصه رطوبتی هر خاک (θ_r, θ_s و n) متفاوت است. بنابراین با افزایش مقدار n تفاوت آن با θ_r (مقدار آن در مدل اولیه SLVIA) بیشتر می‌شود. همچنین متغیر فرض کردن لزجت آب اطراف ذرات خاک در محدوده FC تا PWP (نقاط پتانسیلی مهم در فعالیت‌های کشاورزی) تأثیری بر نتایج محاسبه هدایت هیدرولیکی غیراشباع (K_s) ندارد. در این پژوهش در هر مکشی، برای هر نقطه از ستون خاک مقدار رطوبت محاسبه شد و رابطه برآورد سطح ویژه بخار-مایع اطراف ذرات خاک تصحیح گردید. رابطه ارائه شده در این پژوهش محدودیت‌های مدل اولیه SLVIA (صعودی نبودن منحنی سطح ویژه بدون اعمال فرض صعودی بودن در برنامه

UNSATK و حداکثر نبودن A_{ws} در رطوبت باقی مانده) را ندارد. به طور کلی در تمامی نمونه‌های خاک مورد بررسی مدل گسترش یافته SLVIA با وزن متغیر آب نسبت به مدل اولیه SLVIA برآورد بهتری از K داشت.

منابع

1. Agnese, C., Blanda, F., Drago, A., Iovino, M., Minacapilli, M., Provenzano, Rallo, G., and Sciortino, M. 2007. Assessing the agro hydrological SWAP model to simulate soil water balance in typical Mediterranean crops. Geophysical Research Abstracts.
2. Dexter, A.R. 2004. Soil physical quality: Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effect on root growth. Geoderma, 120:201-215.
3. Di Pietro, L., Ruy, S., and Capowiez, Y. 2003. Predicting water flow in soils by traveling-dispersive waves. J. Hydro. 278:1-4. 64-75.
4. Gandolfi, C., Facchi, A., and Maggi, D. 2006. Comparison of 1D models of water flow in unsaturated soils. Environmental Modelling and Software 21: 1759-1764.
5. Huygen, J., Van Dam, J.C., and Kroes, J.G. 2000. Introduction to SwapGui, the Swap 2.0 Graphical User Interface. Unpublished manual. Wageningen, Netherlands. DLO-Staring Center and Wageningen Agricultural University. 98p.
6. Khaksari, V., Mousavi, S.A.A., Cheraghi, S.A.M., Kamgar Haghighi, A.A., and Zand Parsa, Sh. 2006. Evaluation of SWAP and LEACHC models in field leaching of soil solutes in Chah-Afzal region, Yazd Province. J. Sci. & Technol. Agric. and Natur. Resour. 10:2. 57-68. (In Persian)
7. Khodaverdi lou, H., and Homaei, M. 2002. Derivation of pedo-transfer functions for parametric estimation of retention curve. J. Agri. Engin. Res. 3:10. 35-46. (In Persian)
8. Mermoud, A., and Xu, D. 2006. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. Soil & Tillage Res. 87: 89-100.
9. Mualem, Y. 1976. A new method for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res. 12: 513-522.
10. Nemes, A., Schaap, M.G., Leij, F.J., and Wösten, J.H.M. 2001. Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. J. Hydrol. 251:3-4. 151-162.
11. Nemes, A., Schaap, M.G., and Wösten, L.H.M. 2003. Functional evaluation of Pedotransfer function derived from different scales of data collection. Soil Sci. Soc. Am. J. 67:1093-1102.

- 12.Or, D., and Tuller, M. 1999. Liquid retention and interfacial area in variably saturated porous media: upscaling from single-pore to sample scale model. *Water Resour. Res.* 33:12. 3591-3605.
- 13.Schaap, M.G., and Leij, F. 2000. Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 843-851.
- 14.Sepaskhah, A.R., and Bondar, H. 2002. Estimating Van Genuchten soil water retention curve from some soil physical properties. *Iran Agricultural Research.* 21:2. 105-111.
- 15.Simunek, j., Sejna, M., and Van Genuchten, M.Th. 1999. The HYDRUS-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, Version 2.0. IGWMC-TPS-70, Int. Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines Golden, Co.
- 16.Tuller, M., and Or, D. 2002. Hydraulic conductivity of variably saturated porous media-film and corner flow in angular pore space. *Water Resour. Res.* 37:5. 1257-1276.
17. van Dam, J.C., Wesseling, J.G., Feddes, R.A., Kabat, P., Van Walsum, P.E.V., Groenendijk, P., and Van Diepen, C.A. 1997. Theory of SWAP version 2.0. The Netherlands: Wageningen Agricultural University. Report 71, 167p.
- 18.Van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.
- 19.Van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., and Yates, S.R. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. (Available at http://www.pc-progress.cz/Pg_RetC.htm; verified 29 Aug. 2008). Report No. EPA/600/2-91/065. R.S. Kerr Environ. Res. Lab., USEPA, Ada, OK.
- 20.Verma, P., Singh, P., George, K.V., Singh, H.V., Devotta, S., and Singh, R.N. 2008. Uncertainty analysis of transport of water and pesticide in an unsaturated layered soil profile using fuzzy set theory. *Applied Mathematical Modelling* 33:2. 770-782.
- 21.Zand-Parsa, Sh., and Sepaskhah, A.R. 2004. Soil hydraulic conductivity function based on specific liquid-vapour interfacial area around the soil particles, *Geoderma*, 119: 143-157.
- 22.Zand-Parsa, Sh. 2006. Improved soil hydraulic conductivity function based on specific liquid-vapour interfacial area around the soil particles. *Geoderma*, 132: 20-30.



Gorgan University of Agricultural
Sciences and Natural Resources

J. of Water and Soil Conservation, Vol. 16(3), 2009
www.gau.ac.ir/journals

Estimating unsaturated soil hydraulic conductivity function based on specific liquid-vapor interfacial area

S. Omidi¹ and *B. Ghahraman²

¹Former Graduate student of Irrigation and Drainage, ²Associate Prof., Dept. of Irrigation,
Ferdowsi University of Mashhad

Abstract

Soil hydraulic conductivity is a crucial parameter in modeling flow process in soils and in decision making on water management issues. In this research by using 41 soil samples with 11 different soil textures covering sandy, loam, and clay from the UNSODA database, an investigation was conducted on the applicability of specific liquid-vapor interfacial area around the soil particles concept for predicting soil hydraulic conductivity function fitted by van Genuchten model. The results showed that the specific liquid-vapor interfacial area (A_{ws}) meniscus around the soil particles does not monotonically increase as suction increases for all soils. Soil moisture corresponding to the maximum A_{ws} is not equal to residual water content but its value depends on soil characteristic curve. The results showed that between FC and PWP, variable viscosity of water around soil particles did not have a marked effect on unsaturated hydraulic conductivity computations. Variable weight of water in the soil, as compared with constant water weight, had a marked effect on the results.

Keywords: UNSODA database, Unsaturated hydraulic conductivity function, Specific liquid-vapor interfacial area

* Corresponding Author; Email: fijangh@ferdowsi.um.ac.ir