

ارائه رابطه کاربردی برای محاسبه تبخیر از خاک بدون پوشش و مقایسه آن با مدل بیلان آب^۱

*علی نشاط^۱ و منصوره پاره کار^۲

^۱استادیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرمان، استادیار مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی کرج

تاریخ دریافت: ۸۳/۸/۱۱؛ تاریخ پذیرش: ۸۴/۱۱/۳۰

چکیده

تبخیر از سطح خاک، به ویژه در مناطق خشک و نیمه خشک، نقش مهمی در چرخش آب در طبیعت دارد. در این نواحی، بخش عمده آبی که وارد خاک می شود از طریق تبخیر از سطح خاک به جو بر می گردد. همچنین در مناطقی که سطح ایستابی در آنها بالا است به سبب تبخیر از سطح خاک، تجمع املاح در سطح خاک نیز به وقوع می پیوندد. مشکل اصلی در برآورد تبخیر در شرایط مزرعه ای عدم وجود روابط ساده با حداقل اطلاعات مورد نیاز برای لحاظ نمودن تلفات آب در مدل های بیلان آب است. هدف از این مطالعه، ارائه رابطه ای کاربردی جهت محاسبه تبخیر از خاک لخت با شرایط اولیه و مرزی واقعی که نتیجه تحلیل عددی یک بعدی و غیرماندگار برای مناطقی که سطح آب زیرزمینی پایین است، می باشد. به دلیل عمیق بودن آب زیرزمینی، از مدل فیزیکی نمی توان استفاده کرد. در شرایط واقعی، از مدل کامپیوتری LEACHM به عنوان ابزاری برای حل عددی معادله ریچاردز با شرایط اولیه و مرزی متفاوت با بررسی های قبلی استفاده شده و چون این مدل نیاز به داده های ورودی فیزیک خاک و تشت تبخیر دارد، این داده ها در آزمایشگاه و صحرا تعیین و مدل اجرا شد. تأثیر تغییر داده های ورودی بر تبخیر از خاک بررسی و رابطه ای کاربردی ارائه گردید. نتایج این رابطه با مدل کامپیوتری و مدل بیلان آب که توسط آزمایش های صحرائی انجام پذیرفت از همبستگی خوبی برخوردارند. عمق تبخیر محاسبه و توسط آن مقدار تبخیر نهایی برای دوره مورد نظر مشخص می شود. از دیگر نتایج این بررسی ارائه رابطه ای جهت محاسبه تبخیر جمعی در روز خاص با داشتن تبخیر روز اول و تبخیر نهایی در دوره معین می باشد.

واژه های کلیدی: تبخیر از سطح خاک بدون پوشش، تبخیر غیرماندگار، معادله ریچاردز، حل عددی، سطح ایستابی عمیق

مقدمه

خشک بخش قابل توجهی از بارندگی بر اثر تبخیر تلف می شود. حتی هنگامی که سطح خاک دارای پوشش گیاهی است، بسته به روش آبیاری و مرحله رشد و نوع گیاهان، حدود ۱۰ تا ۶۰ درصد میزان کل تبخیر و تفرق را تبخیر از سطح خاک تشکیل می دهد (هیلل، ۱۹۹۸).

با مرطوب شدن خاک بر اثر بارندگی، آبیاری و یا بالا آمدن سطح ایستابی، تبخیر از سطح خاک آغاز می شود. مقدار آب تبخیر شده بستگی به ویژگی های خاک و شرایط اقلیمی محیط دارد. در نواحی خشک و نیمه

۱- قسمتی از طرح تحقیقاتی که در دانشگاه آزاد کرمان و شرکت خدمات مهندسی آب و خاک کشور (مطالعات البرز) تهران انجام گردید.

*- مسئول مکاتبه: ali_neshat@yahoo.com

آن در کاهش هدایت هیدرولیکی آغاز می‌شود. در این مرحله از تبخیر، انتقال آب از میان لایه خشک شده به وسیله پخشیدگی^۴ بخار آب صورت می‌گیرد. در نتیجه میزان تبخیر در حد کم و تقریباً ثابت می‌ماند (هیلل، ۱۹۹۸).

پژوهش‌های نظری انجام شده در زمینه فرآیند تبخیر از سطح خاک بدون پوشش گیاهی را می‌توان به دو بخش ماندگار و غیرماندگار تقسیم‌بندی نمود. پژوهشگران متعددی تبخیر از سطح خاک را در حالت ماندگار مورد مطالعه قرار داده‌اند (سالوسی، ۱۹۹۷؛ گاردنر، ۱۹۵۸؛ ویلز، ۱۹۶۰ و واریک، ۱۹۸۸). اصول پایه‌ای کلیه این پژوهش‌ها، در نظر گرفتن حرکت رو به بالای آب در ناحیه غیراشباع منطقه بالای سطح ایستابی ثابت و کم عمق و استفاده از قانون دارسی - باکینگهام^۵ است. تبخیر ماندگار به ندرت فقط در مناطقی که سطح ایستابی بالا است برای مدت زمان کوتاهی در طبیعت رخ می‌دهد. بنابراین در نظر گرفتن تبخیر به صورت ماندگار بیانگر شرایط واقعی، خصوصاً در مناطقی که سطح ایستابی عمیق می‌باشد، نیست (گاردنر، ۱۹۶۲).

پژوهش‌های انجام شده در زمینه تبخیر غیرماندگار را نیز می‌توان به دو گروه راه حل‌های عددی و تحلیلی معادله ریچاردز^۶ با توجه به شرایط اولیه و مرزی حاکم بر مرحله دوم تبخیر تقسیم‌بندی کرد. پژوهشگران زیادی تبخیر را در حالت غیرماندگار به صورت حل عددی مورد بررسی قرار داده‌اند (دوترباند، ۱۹۸۳؛ دان، ۱۹۸۱؛ رینولدز، ۱۹۸۴؛ لاتند، ۱۹۸۰؛ هنگز، ۱۹۶۸ و هیلل، ۱۹۷۷). اساس چنین پژوهش‌هایی نیز حل عددی معادلات حاکم بر جریان ناحیه غیراشباع در محیط‌های متخلخل است که با توجه به شرایط اولیه و مرزی متفاوت به انجام رسیده است. مزیت استفاده از روش‌های عددی امکان بررسی اثر تغییرات زمانی و مکانی در وضعیت جریان رو به بالا در نیمرخ خاک می‌باشد. پژوهشگران

بنابراین تبخیر از سطح خاک بخش عمده‌ای از بیلان آب بوده و به ویژه در نواحی خشک، اراضی بایر و دیمزارها می‌توان آن را عمده‌ترین جزء در بیلان آب دانست. تبخیر باعث خیزش آب‌های زیرزمینی به نزدیکی سطح خاک شده و همچنین عامل شور شدن خاک‌ها در مناطقی است که سطح ایستابی در آنها بالا می‌باشد. به‌طورکلی روش‌های مؤثر جهت کنترل تبخیر از سطح خاک تنها در گرو شناخت فرآیند تبخیر در شرایط و حالت‌های مختلف میسر می‌باشد (گاردنر، ۱۹۵۸؛ هیلل، ۱۹۹۸).

پدیده فیزیکی تبخیر از سطح خاک طی سه مرحله انجام می‌گیرد. مرحله اول، تبخیر با شدت ثابت^۱ است. این مرحله هنگامی اتفاق می‌افتد که خاک مرطوب بوده و متناسب با نیاز تبخیری جو، قابلیت هدایت آب به ناحیه تبخیر را دارد. در این مرحله، عوامل مؤثر بر فرآیند تبخیر همانند عوامل مؤثر بر تبخیر از سطح آزاد آب است. در طول این مرحله، شدت تبخیر به وسیله شرایط خارجی (اقلیمی) کنترل می‌گردد. همراه با پدیده تبخیر، رطوبت خاک کاهش یافته و باعث کاهش هدایت هیدرولیکی می‌گردد و در همان زمان بایستی شیب هیدرولیکی افزایش یابد تا برآیند تأثیر آنها باعث یکنواختی تبخیر از سطح خاک گردد.

مرحله دوم، تبخیر با شدت نزولی^۲ است. با کاهش رطوبت در خاک سطحی، میزان هدایت هیدرولیکی کاهش می‌یابد ولی اختلاف پتانسیل حاکم باعث می‌شود که رطوبت لایه‌های پایین‌تر بر اثر خیز موئینگی به سطح خاک برسد تا تلفات آب در سطح خاک را تا حدودی که شرایط اقلیمی و خاک اجازه می‌دهد، جبران نماید. در این مرحله میزان هدایت هیدرولیکی کاهش ولی اختلاف پتانسیل خاک به‌طور همزمان افزایش می‌یابد. در نتیجه میزان تبخیر نزولی است.

مرحله سوم، تبخیر باقی مانده با شدت کم^۳ است که بعد از خشک شدن بیش از حد لایه سطحی خاک و تأثیر

4 - Diffusion

5- Darcy-Buckingham's Law (1907)

6 -Richards' Equation (1931)

1- Constant-Rate Stage

2- Falling-Rate Stage

3- Slow-Rate Stage

حجمی اولیه هر لایه $(L^3 L^{-3})$ ، Z : عمق مربوط به هر لایه (L) و D : میزان نفوذ عمقی (L) که مقدار آن صفر فرض شد، می باشد.

مدل **LEACHM**: این مدل از نوع مدل های تحقیقاتی است. معادله یک بعدی جریان در حالت غیراشباع از ترکیب معادله دارسی و پیوستگی معادله ریچاردز به صورت زیر بیان می گردد. معادله ریچاردز به طریقه عددی تفاضل محدود جهت پیش بینی رطوبت خاک، پتانسیل ماتریک و شدت جریان قابل حل است.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} [K(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial Z} - K(\theta)] - U(z, t) \quad (2)$$

که در آن: θ : رطوبت حجمی خاک $(L^3 L^{-3})$; ψ_m : پتانسیل ماتریک (L) ، $K(\theta)$: هدایت هیدرولیکی $(L T^{-1})$ ، Z : عمق پروفیل خاک (L) و t : زمان (T) می باشد.

مدل فوق، شدت تبخیر پتانسیل در طی فاصله زمانی Δt یعنی $(\frac{E_p}{\Delta t})$ را با حداکثر شدت تبخیر ممکن (q_{max}) مورد مقایسه قرار می دهد و در صورت لزوم مقدار تبخیر واقعی کاهش می یابد (هاتسون، ۱۹۹۲).

$$E_a = \min[\frac{E_p}{\Delta t}, q_{max}] \quad (3)$$

آزمایش صحرائی: در محوطه شرکت خدمات مهندسی آب و خاک کشور واقع در مردآباد کرج پارامترهای فیزیکی خاک با حفر پروفیل و آزمایش های لازم تعیین گردید. هر آزمایش سه مرتبه تکرار گردیده که میانگین هندسی آن در جدول ۱ خلاصه شده است.

وزن مخصوص ظاهری با استفاده از روش سیلندر و قراردادن نمونه به مدت ۲۴ ساعت در آون تعیین شد. بافت خاک با استفاده از روش هیدرومتر بایکوس تعیین گردید. منحنی رطوبتی خاک توسط دستگاه صفحه فشاری و مقدار رطوبت حجمی توسط رطوبت وزنی تعیین گردید.

پس از مشخص شدن تعداد لایه ها در پروفیل خاک، رطوبت اولیه مربوط به هر لایه تعیین و مقدار آب مورد

دیگری معادلات حاکم بر جریان رو به بالا در محیط غیراشباع را به کمک روش های تحلیلی حل نموده اند (براندی، ۱۹۸۹؛ پاندی و گوپتا، ۱۹۹۰؛ سالوسی، ۱۹۹۷؛ زارعی، ۲۰۰۲؛ لومن، ۱۹۷۸؛ گاردنر، ۱۹۵۹؛ میزانی، ۱۹۹۹ و نوک، ۱۹۸۸). اساس این مطالعات استفاده از فرضیات ساده کننده ای نظیر صرف نظر نمودن از اثر دما و نیروی ثقل در حرکت رو به بالای آب در نیمرخ خاک به منظور تعیین میزان خیز موئینگی از سطح ایستابی به سطح خاک و یا به محدوده ریشه گیاهان و نیز برآورد یا شبیه سازی تبخیر غیرماندگار از سطح خاک با رطوبت اولیه یکسان حاصل از بارندگی یا آبیاری می باشد. ولی همین فرضیات باعث عدم تطابق مطلوب بین نتایج آزمایشگاهی و تجربی می شود. در ضمن، در حل تحلیلی باید شرایط مرزی ثابت باشد، در حالی که در حل عددی می توان شرایط مرزی متفاوت را تعریف نمود.

استفاده از مدل فیزیکی به دلیل سطح ایستابی عمیق امکان پذیر نیست. در شرایط واقعی، از مدل کامپیوتری به عنوان ابزاری جهت ارائه رابطه ای کاربردی برای محاسبه عددی تبخیر در شرایط غیرماندگار به صورت یک بعدی با شرایط اولیه و مرزی متفاوت، که مرز بالادست از تجمع آب تا تبخیر تغییر می کند و مرز پایین دست عمق نامحدود دارد، که مدل کامپیوتری آن را زهکشی آزاد نام گذاشته، استفاده شد. ابتدا عمق تبخیر محاسبه و توسط آن مقدار تبخیر نهایی برای دوره مورد نظر مشخص می شود.

مواد و روش ها

مدل بیلان آب: براساس قانون بقای جرم، مقدار آب ورودی به پروفیل خاک با جمع جبری میزان خروجی و مقدار ذخیره شده برابر گرفته شد و توسط مدل بیلان آب میزان تبخیر نهایی محاسبه گردید. از حرکت افقی آب صرف نظر و مدل به صورت یک بعدی در نظر گرفته شد.

$$E = I - \sum(\theta - \theta_i) * Z - D \quad (1)$$

که در آن: E : تبخیر نهایی (L) ، I : آب آبیاری (L) ، θ : رطوبت حجمی نهایی هر لایه $(L^3 L^{-3})$ ، θ_i : رطوبت

$$I = \sum_{i=1}^n i_n \quad (6)$$

روز بعد از آبیاری نمونه برداری از کرت آغاز و تا زمانی که تغییرات رطوبت نسبت به زمان ثابت شد انجام گرفت.

نتایج و بحث

جدول ۱ خصوصیات فیزیکی خاک منطقه کرج را بیان می‌کند. خاک منطقه از پنج لایه تشکیل شده است که عمدتاً خاک لوم سیلتی و لوم رسی می‌باشد. وزن مخصوص ظاهری از $1/43$ تا $1/59$ گرم بر سانتی‌متر مکعب در پروفیل خاک متغیر است.

در دو ایستگاه تحقیقاتی تربت حیدریه و مشهد آزمایش‌های بیلان آب قبلاً انجام شده که به منظور مقایسه نتایج آنها در جدول‌های ۲ و ۳ ارائه گردیده است (خرقانی، ۲۰۰۳).

نیاز خاک تا حد اشباع و عمق یک متر با توجه به جدول ۱ محاسبه شد. سه کرت به ابعاد 1×1 متر ایجاد شده و مقدار آب مورد نیاز هر کرت طبق رابطه زیر محاسبه و آبیاری انجام شد.

$$i = (n - \theta_i) * d \quad (4)$$

که در آن: i : مقدار آب مربوط به هر لایه (L)، n : تخلخل کل که از رابطه ۵ به دست می‌آید، θ_i : رطوبت حجمی اولیه ($L^3 L^{-3}$) و d : عمق هر لایه (L) می‌باشد.

$$n = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}\right) \times 100 \quad (5)$$

که در آن: ρ_b : جرم مخصوص ظاهری (ML^{-3})، ρ_s : جرم مخصوص حقیقی (ML^{-3}) ذرات خاک است. مقدار آب آبیاری از طریق رابطه ۶ به دست آمد.

جدول ۱- خصوصیات فیزیکی خاک منطقه مورد بررسی (کرج).

بافت خاک	مواد آلی (%)	شن (%)	سیلت (%)	رس (%)	وزن مخصوص ظاهری (gr/cm^3)	عمق (cm)	لایه
لوم رسی	۰/۸	۲۶/۲	۴۶/۸	۲۷	۱/۵۹	۰-۴۰	۱
لوم سیلتی	۰/۳	۱۷/۷	۵۶/۳	۲۶	۱/۴۸	۴۰-۷۰	۲
لوم سیلتی	۰/۳	۱۵/۷	۵۴/۳	۳۰	۱/۴۳	۷۰-۱۰۰	۳
لوم سیلتی	۰/۲	۲۱/۷	۴۸/۳	۳۰	۱/۴۶	۱۰۰-۱۲۰	۴
لوم سیلتی	۰/۱	۱۹/۳	۵۸/۱	۲۲/۶	۱/۴۷	۱۲۰-۱۵۰	۵

جدول ۲- خصوصیات فیزیکی خاک منطقه تربت حیدریه.

بافت خاک	شن (%)	سیلت (%)	رس (%)	وزن مخصوص ظاهری (gr/cm^3)	عمق (cm)	لایه
لوم سیلتی	۳۴	۵۲	۱۴	۱/۴۵	۰-۳۰	۱
لوم	۴۴	۴۶	۱۰	۱/۴۴	۳۰-۶۰	۲
لوم	۳۴	۴۸	۱۸	۱/۱۳	۶۰-۱۰۰	۳
لوم شنی	۸۴	۱۰	۶	۱/۴۶	۱۰۰-۱۳۰	۴
لوم شنی	۶۶	۲۶	۸	۱/۲۵	۱۳۰-۱۵۰	۵

جدول ۳- خصوصیات فیزیکی خاک منطقه مشهد.

بافت خاک	شن (%)	سیلت (%)	رس (%)	وزن مخصوص ظاهری (gr/cm^3)	عمق (cm)	لایه
لوم	۵۴	۳۸	۸	۱/۱۸	۰-۳۰	۱
لوم رس سیلتی	۱۲	۵۲	۳۶	۱/۶۸	۳۰-۶۰	۲
لوم سیلتی	۲۲	۵۲	۲۶	۱/۴۱	۶۰-۱۵۰	۳

شرایط اولیه و مرزی خاک به شرح زیر می باشد:

$$f(L)=\theta_v \quad L \leq 0 \quad t=0 \quad \text{شرایط اولیه}$$

که در آن θ_v : مقدار رطوبت حجمی در عمق مورد نظر (L^3L^{-3})

$$E \rightarrow \text{غرقابی} = \theta_s = \theta: \text{شرایط مرزی بالادست} \quad L=0 \quad t > 0$$

عمق نامحدود: شرایط مرزی پایین دست

شرایط مرزی زیرین عمق نامحدود در نظر گرفته می شود مدل کامپیوتری، این حالت را زهکشی آزاد بیان می کند. مرز بالادست نیز از تجمع آب تا تبخیر تغییر می کند.

مدل کامپیوتری با توجه به شرایط اولیه و مرزی فوق با تغییر پارامترهای ورودی اجرا شد و تأثیر پارامترهای فیزیکی خاک و اقلیم بر تبخیر از خاک بدون پوشش گیاهی بررسی گردید و رابطه کاربردی جهت محاسبه تبخیر از خاک بدون پوشش گیاهی ارائه شده است. ابتدا عمق تبخیر طبق رابطه ۷ محاسبه می شود:

$$L = 66.615 \left(\frac{\rho_b}{\rho_s} \right)^{0.23} * |a|^{0.49} * b^{-0.159} \quad (7)$$

که در آن: L : عمق تبخیر (L) ، ρ_b : وزن مخصوص ظاهری (ML^{-3}) ، ρ_s : وزن مخصوص حقیقی (ML^{-3}) ، a, b : ضرایب خاک در فرمول اصلاح شده کمپل (-) و (L) است.

پس از اینکه مشخص شد از چه عمقی تبخیر صورت گرفته مقدار تبخیر نهایی برای دوره مورد نظر طبق رابطه ۸ محاسبه می شود.

$$\frac{E_T}{E_p} = -0.22 + \frac{1.465}{b} + 0.075 \frac{\theta_v L}{|a|} + 0.371 \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (8)$$

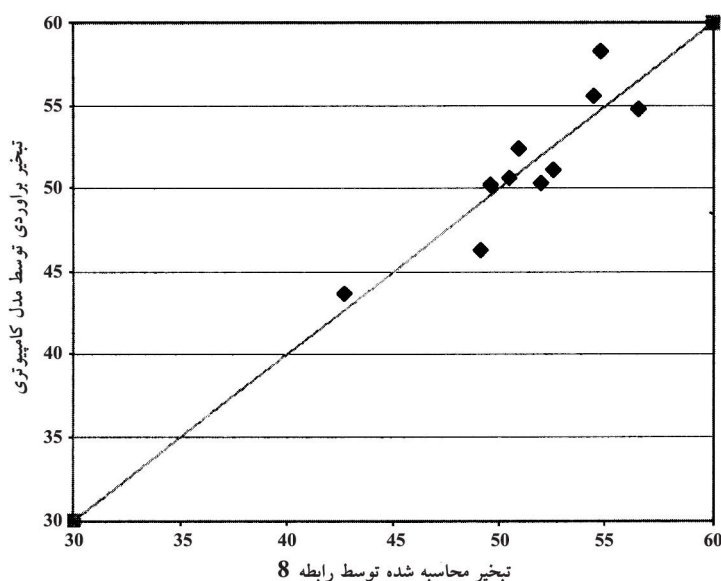
که در آن: E_T : مقدار تبخیر در کل دوره (مقدار تبخیر نهایی که خاک قادر به انجام آن می باشد) (L) ، E_p : تبخیر از تشت تبخیر در کل دوره (L) ، θ_v : مقدار رطوبت حجمی در عمق مورد نظر (L^3L^{-3}) ، و بقیه پارامترها در فرمول ۷ توضیح داده شده است.

شکل ۱ مقایسه بین مقدار تبخیر برآوردی توسط مدل کامپیوتری LEACHM و محاسبه شده توسط فرمول ۸ را نشان می دهد.

محاسبه تبخیر تجمعی: نسبت تبخیر تجمعی به تبخیر کل دوره با توجه به آزمایش های صحرائی $(\frac{E_t}{E_T})$ به صورت تابع نمایشی می باشد.

$$\frac{E_t}{E_T} = 1 - \exp\left(-\frac{tE_0}{E_T}\right) \quad (9)$$

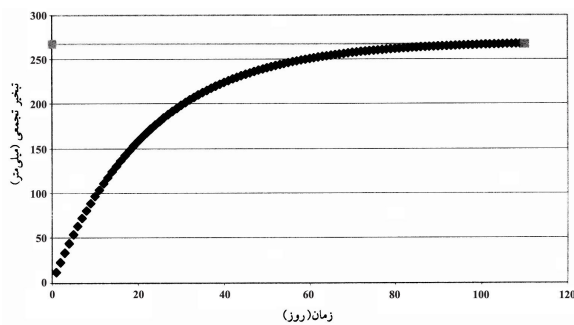
که در آن: E_t : تبخیر در روز t (L) ، E_T : تبخیر کل دوره (L) ، E_0 : تبخیر روز اول (L) است.



شکل ۱- مقایسه تبخیر محاسبه شده توسط فرمول ۸ و تبخیر برآوردی با مدل کامپیوتری برای خاک منطقه کرج

نتیجه گیری

در این بررسی از مدل کامپیوتری LEACHM برای محاسبه تبخیر از خاک لخت به صورت عددی، یک بعدی و غیرماندگار استفاده شد. ضمناً رابطه‌ای جهت محاسبه تبخیر از خاک لخت ارائه گردید. با توجه به استفاده ساده از رابطه ارائه شده، جواب قابل اعتماد آن که شکل ۱ گویای این واقعیت است پیشنهاد می‌شود در محاسبه کاربردی تبخیر از رابطه ۸ استفاده شود. همانگونه که از رابطه ۸ مشاهده می‌شود میزان تبخیر با وزن مخصوص ظاهری، میزان ذخیره رطوبتی (θ_v)، رابطه مستقیم و با وزن مخصوص حقیقی، ضرایب فرمول اصلاح شده کمپل (a, b) رابطه عکس دارد و مهمترین مزیت رابطه فوق نسبت به روابط ارائه شده دیگر تاکنون این امر می‌باشد که در رابطه فوق تبخیر از تشت کلاس A به‌عنوان مهمترین پارامتر هواشناسی که نشان‌دهنده قدرت تبخیر منطقه می‌باشد استفاده شده است. نتیجه مشهود دیگر، مشخص شدن روند تغییرات زمانی تبخیر در مناطق مورد نظر این بررسی (سطح ایستایی عمیق) است. این روند نشان می‌دهد که تبخیر تجمعی با تابع نمایی زمان متناسب است.



شکل ۳- منحنی رشد تجمعی نسبت به زمان برای خاک منطقه کرج.

روابط ۱۰ و ۱۱ عمق و میزان تبخیر در روز اول را محاسبه می‌کنند.

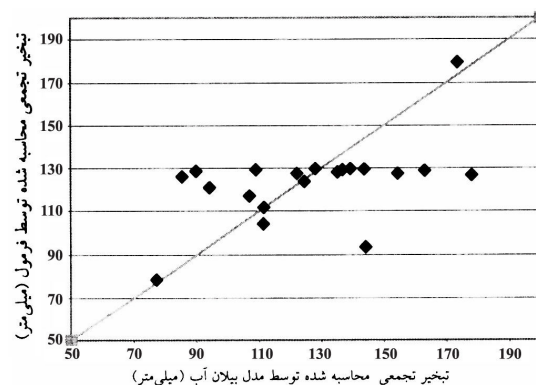
$$L = 99.09 \left(\frac{\rho_b}{\rho_s} \right)^{0.2084} |a|^{0.0363} * b^{0.5498} \quad (10)$$

$$(11)$$

$$E_0 = 10 + 0.313 \frac{\rho_b}{\rho_s} + 0.006 E_T + 0.014 \frac{L \theta_i b}{|a|}$$

در آن: E_0 : تبخیر روز اول (L) و θ_i : رطوبت حجمی اولیه هر لایه خاک ($L^3 L^{-3}$) می‌باشد.

مقایسه تبخیر تجمعی توسط مدل بیلان آب و فرمول ۹ در شکل ۲ نشان داده شده، همانگونه که در شکل ۲ مشخص می‌شود اختلاف تبخیر محاسبه شده از مدل بیلان آب با فرمول از طیف وسیعی برخوردار می‌باشد که نشان‌دهنده خطا در آزمایش‌های بیلان آب به دلیل متغیر بودن پارامترهای فیزیک خاک می‌باشد و شکل ۳ منحنی تبخیر تجمعی - زمان محاسبه شده توسط رابطه ۹ را نشان می‌دهد که روند آن با تئوری تبخیر تجمعی مطابقت دارد و نشان‌دهنده پتانسیل تبخیر خاک نیز می‌باشد.



شکل ۲- مقایسه محاسبه تبخیر تجمعی توسط مدل بیلان آب با فرمول ۹ برای خاک منطقه کرج.

منابع

۱. خرقانی, ک. ۱۳۸۲. مفاهیم جدید آب قابل دسترس گیاه تحت تنش آبی. رساله دکتری. دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات, ص ۱۱۱.
۲. زارعی, ق. ۱۳۸۱. تبخیر غیرماندگار از خاک بی پوشش در حضور سطح ایستایی کم عمق. رساله دکتری دانشکده کشاورزی. دانشگاه تهران, ص ۲۳۹.
3. Brandyk, T., and Romanowicz, R. 1989. Some aspects of soil moisture control for soils with shallow groundwater levels. In Proc. "Symposium groundwater management: Quantity and Quality". IAHS Publ. 188: 19-28.
4. Dane, J.H., and Mathis, F.H. 1981. An adaptive finite difference scheme for the one dimensional water flow equation. Soil Sci. Soc. Am. J. 45: 1048-1054.
5. Dautrebande-Gaspar, S., Ledieu, J., Ben-Harrath, A., and Frankinet, M. 1983. Modeling evaporation from a bare soil. Bull. Rech. Agron. Gembloux. 18(3): 189-196.
6. Gardner, W.R. 1958. Some steady-state solution of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci. 85: 228-232.
7. Gardner, W.R. 1959. Solution of the flow equation for the drying of soils and other porous media. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 23: 183-187.
8. Gardner, W.R., and Hillel, D.I. 1962. The relation of external evaporation condition to the drying of soils. J. Geophys. Res. 67: 4319-4325.
9. Hanks, R.J., and Klute, A. 1968. A numerical method for estimating, infiltration, redistribution, drainage and evaporation of water from soil. Paper 68-214 Amer. Soc. Agr. Eng 1968. Annu. Meet. 16p.
10. Hillel, D.I. 1977. Computer simulation of soil-water dynamics. Int. Dev. Res. Center. Ottawa, Canada.
11. Hillel, D.I. 1998. "Environmental soil physics". Chapter 18: Evaporation from bare-surface soils and wind erosion. Academic Press Inc., pp 508-522.
12. Hutson, J.L., and Wagenet, R.J. 1992. Leaching estimation and chemistry models: A process based model of water and solute movement. Transformations, plant uptake and chemical reaction in unsaturated zone. Version 3. Dept. of Agronomy, Cornell University.
13. Laatz, P.J.M. 1980. Model for unsaturated flow above a shallow water table-applied to regional subsurface flow problem. Pudoc. Wageningen.
14. Lomen, D.O., and Warrick, A.W. 1978. Linearized moisture flow with loss at the soil surface. Soil Sci. Soc. Am. J. 42: 396-400.
15. Menziani, M., Pugnaghi, S., PiLan, L., Santangelo, R., and Vincenzi, S. 1999. Field experiment to study evaporation from saturated bare soil. Phys. Chem. Earth (B). 24(7): 813-818.
16. Novak, M.D. 1988. Quasi-analytical solutions of the soil water flow equation for problems of evaporation. Soil Sci. Soc. Am. J. 52: 916-924.
17. Pandey, R.S., and Gupta, S.K. 1990. Drainage design equation with simultaneous evaporation from soil surface. ICID Bulletin. 39: 19-25.
18. Reynolds, W.D., and Walker, G.K. 1984. Development and validation of a numerical model simulating evaporation from short cores. Soil Sci. Soc. Am. J. 48: 960-969.
19. Ripple, C.D., Rubin, J., and Van Hylcame, T.E.A. 1972. Estimating steady-state evaporation rates from bare soils under conditions of high water table. "Geological Survey water Supply paper 2019, Washington, DC.
20. Salvucci, G.D. 1997. Soil and moisture independent estimation of stage-two evaporation from potential evaporation and albedo or surface temperature. Water Resources Res. 33(1): 111-122.
21. Warrick, A.M. 1988. Additional solutions for steady state evaporation from a shallow water table. Soil Sci. 146: 63-66.
22. Willis, W.O. 1960. Evaporation from layered soil in the presence of a water table. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 24: 239-242.

An Applied method for calculating evaporation from the bare soil and comparing with water balance model

A. Neshat¹ and M. Parezkar²

¹Assistant prof., Science and Research unit, Islamic Azad University, Kerman, Iran., ²Assistant Prof., Karaj Agriculture Research Center, Tehran, Iran.

Abstract

Evaporation from the soil surface has a significant role in hydrological cycle in nature, especially in arid and semi-arid regions. In these regions the main part of water which enters the soil, reaches the atmosphere by evaporation from the soil surface. The accumulation of salts in soil surface also occurs in regions with a high water table because of evaporation from the soil surface. The main difficulty for estimating the evaporation in field conditions is lack of simple relations with minimum input data. The goal of this study is to introduce an applied relation for calculating evaporation from the bare soil with the initial and real boundary conditions using a numerical, one dimensional and non-steady analysis for regions with deep ground water surface. Since the ground water is deep, a physical model can not be applied. In real conditions, computer model LEACHM was applied as a device for numerical solution of Richards' equation with initial and boundary conditions different from the previous examinations. Since this model required much entrance data, it was determined in laboratory and field, and the model was implemented there. The influence of changing entrance data on evaporation from the soil was examined and an applied relation for calculating evaporation from the soil with different initial and boundary conditions was given. The results of given relation have a good correlation with the computer model and water balance model done by field examination. At first evaporation depth is calculated by which the final amount of evaporation for the distinguished period is determined. Another result of this examination is to introduce a relation for calculating the accumulated evaporation in a specific day by evaporation of the first day and final evaporation of the distinguished period.

Keywords: Bare soil evaporation; Non-steady evaporation; Richards' equation; Numerical solution; Deep ground water-table