



برآورد تبخیر غیرماندگار از سطح خاک بدون پوشش توسط مدل LEACHM و مقایسه نتایج با مدل بیلان آب^۱

علی نشاط

استادیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرمان

فربدون کاوه

دانشیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات-تهران

منصور پاره‌کار

استادیار مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی-کرج

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 قابل توجه آبی که وارد خاک می‌شود، از طریق تبخیر از سطح خاک به جو برمی‌گردد. همچنین در مناطقی که سطح ایستابی در آنها بالا است به سبب تبخیر از سطح خاک، تجمع املاح در نیمرخ خاک نیز به وقوع می‌پیوندد. بنابراین فرآیند تبخیر از سطح خاک نه تنها سبب اتلاف آب می‌گردد، بلکه موجب شور شدن خاک‌ها^۲ نیز می‌شود. مشکل اصلی در برآورد دقیق تبخیر در شرایط مزرعه‌ای عدم وجود روابط اساسی با حداقل اطلاعات مورد نیاز است به طوری که اغلب روابط موجود تجربی بوده و پایه فیزیکی ندارد. هدف اصلی از این مطالعه، محاسبه تبخیر از سطح خاک بدون پوشش با استفاده از روش حل عددی معادله ریچاردز^۳ با شرایط اولیه و مرزی حاکم بر فرآیند تبخیر یک بعدی جریان غیرماندگار در مناطقی با سطح ایستابی پایین است، ضمن آنکه بتوان این عمل را با حداقل اطلاعات ورودی انجام داد. در مناطقی که سطح ایستابی عمیق است، استفاده از مدل فیزیکی، به دلیل مشکل بودن شبیه سازی شرایط مرزی پایین دست غیر ممکن می‌باشد. با استفاده از مدل بیلان آب در مناطق مختلف و با توجه به وضع موجود و روند تغییرات، پارامترهای کاربردی این مدل تعیین گردید. با استفاده از این پارامترها مقدار تبخیر نهایی برای مناطق کرج، تربت حیدریه، مشهد به ترتیب ۱۷۴، ۱۱۶ و ۲۹۷ میلی متر در دوره‌های زمانی ۲۰، ۴۴ و ۶۲ روزه در ماه‌های تیر ۱۳۸۲، شهریور و مهر ماه ۱۳۸۱، مرداد و شهریور ۱۳۸۱ تخمین زده شد. در این بررسی از مدل کامپیوتری LEACHM با شرایط اولیه و

۱- این مقاله تحقیقاتی نتیجه یک طرح تحقیقاتی است که به صورت مشترک در دانشگاه آزاد اسلامی کرمان و مطالعات البرز انجام شده است

2 - Soil Salinization

3 - Richards' Equation

مرزی حاکم بر فرآیند تبخیر، که مرز زیرین آن عمق نامحدود و مدل کامپیوتری فوق آن را زهکشی آزاد بیان می‌کند، استفاده گردید. اساس مدل کامپیوتری LEACHM حل عددی یک بعدی غیرماندگار معادله ریچاردز می‌باشد که مقدار تبخیر نهایی با تعیین پارامترهای ورودی مدل کامپیوتری فوق در صحرا و آزمایشگاه محاسبه شد. مقادیر تبخیر نهایی در مناطق فوق به ترتیب ۱۷۰، ۱۱۱، ۲۹۰ میلی متر برای دوره‌های مورد نظر بود. اختلاف نتایج به دست آمده از مدل بیلان آب با مدل کامپیوتری LEACHM کمتر از پنج درصد در این مناطق می‌باشد. این مقدار اختلاف در آزمایش‌های صحرایی از اهمیت چندانی برخوردار نیست و تطابق خوبی بین نتایج وجود دارد.

واژه‌های کلیدی: تبخیر از سطح خاک بدون پوشش، تبخیر غیر ماندگار، سطح ایستابی عمیق، معادله ریچاردز، مدل بیلان آب، مدل کامپیوتری LEACHM.

مقدمه

در نواحی خشک و نیمه خشک بخش قابل توجهی از ریزش‌های آسمانی که به سطح خاک می‌رسد، بر اثر تبخیر تلف می‌شود. این امر حتی هنگامی که سطح خاک دارای پوشش گیاهی می‌باشد نیز صادق است. بسته به روش آبیاری، مرحله رشد و نوع گیاهان، تبخیر از سطح خاک می‌تواند بین ۱۰ - ۶۰ درصد کل تبخیر و تعرق را تشکیل دهد (۱۱). بنابراین ملاحظه می‌شود که در این مناطق تبخیر از سطح خاک بخش عمده‌ای از بیلان آب را تشکیل می‌دهد به خصوص در نواحی خشک، اراضی بایر و دیمزارها، می‌توان تبخیر از سطح خاک را عمده‌ترین بخش از اجزاء بیلان آب تلقی نمود. این امر یعنی تبخیر از سطح خاک در پاره‌ای از نواحی می‌تواند منجر به شور شدن نیمرخ خاک لایه سطحی و خاک منطقه ریشه گیاهان شود. به طور کلی روش‌های موثر جهت کنترل تبخیر از سطح خاک تنها در گرو شناخت فرآیند تبخیر در شرایط و حالت‌های مختلف مسیر می‌باشد (۶ و ۱۱).

تبخیر از سطح خاک طی سه مرحله انجام می‌گیرد. در مرحله اول، تبخیر با شدت ثابت^۱ از سطح خاک مرطوب صورت گرفته و در این شرایط عوامل موثر بر تبخیر همانند عوامل موثر بر تبخیر از سطح آزاد آب است. شدت تبخیر در این مرحله توسط شرایط خارجی (اقلیمی) کنترل می‌شود. مرحله دوم، تبخیر با شدت نزولی^۲ است. با کاهش رطوبت در خاک لایه سطحی، میزان هدایت هیدرولیکی کاهش می‌یابد لیکن 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 مقدار هدایت هیدرولیکی کاهش یافته ولی اختلاف پتانسیل خاک همزمان افزایش می‌یابد در نتیجه شدت میزان تبخیر نزولی است. مرحله سوم، تبخیر باقی‌مانده با شدت کم^۳ است که پس از خشک شدن بیش از حد لایه سطحی خاک و تاثیر آن در کاهش هدایت هیدرولیکی خاک آغاز می‌شود. در این مرحله از تبخیر، انتقال آب از میان لایه‌های خشک شده به وسیله فرآیند پخشیدگی^۴ بخار آب صورت می‌گیرد. در نتیجه میزان تبخیر در حد کم و تقریباً ثابت می‌ماند (۱۱).

پژوهش‌های نظری انجام شده در زمینه تبخیر از سطح خاک بدون پوشش را می‌توان به دو بخش حالت ماندگار و غیرماندگار تقسیم نمود. پژوهشگران متعددی تبخیر از سطح خاک را در حالت ماندگار مورد مطالعه قرار داده‌اند (۶ و ۲۳ و ۲۵ و ۲۶). اصول پایه‌ای کلیه این پژوهش‌ها، در نظر گرفتن حرکت رو به بالای آب در ناحیه غیراشباع منطقه بالای سطح ایستابی ثابت، کم عمق و

1- Constant – Rate Stage

2 - Falling-Rate Stage

3 - Slow-Rate Stage

4 - Diffusion

استفاده از قانون دارسی - باکینگهام^۱ (۱۹۰۷) است. تبخیر ماندگار به ندرت و فقط در مناطقی که سطح ایستابی بالا است برای مدت زمان کوتاهی در طبیعت رخ می‌دهد (۸). بنابراین در نظر گرفتن تبخیر به صورت حالت ماندگار بیانگر شرایط واقعی به خصوص در مناطقی که سطح ایستابی عمیق می‌باشد، نیست.

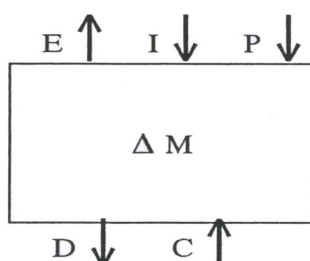
پژوهش‌های انجام شده در زمینه تبخیر حالت غیرمماندگار را نیز می‌توان به دو گروه راه‌حل‌های عددی و تحلیلی معادله ریچاردز (۱۹۳۱) با توجه به شرایط اولیه و مرزی حاکم بر مرحله دوم تبخیر، تقسیم کرد. پژوهشگران زیادی تبخیر را در حالت غیرمماندگار به صورت حل عددی مورد بررسی قرار داده‌اند (۴ و ۵ و ۹ و ۱۰ و ۱۴ و ۲۲). اساس چنین پژوهش‌های 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 است. پژوهشگران دیگری معادلات حاکم بر جریان رو به بالا در محیط غیراشباع را به کمک روش‌های تحلیلی حل نموده‌اند (۲ و ۳ و ۷ و ۱۶ و ۱۷ و ۱۸ و ۱۹ و ۲۴). اساس این مطالعات استفاده از فرضیات ساده شده‌ای به منظور تعیین میزان خیز موئینگی از سطح ایستابی به سطح خاک و یا به محدوده توسعه ریشه گیاهان و نیز برآورد یا شبیه سازی تبخیر حالت غیر ماندگار از سطح خاک با رطوبت اولیه یکسان حاصل از بارندگی یا آبیاری می‌باشد. این فرضیات ساده کننده عمدتاً صرفنظر از اثر دما و نیروی ثقل برای حرکت رو به بالای آب در نیمرخ خاک می‌باشد. لیکن همین فرضیات باعث عدم تطابق مطلوب بین نتایج آزمایشگاهی و تجربی می‌باشد. در ضمن در حل تحلیلی شرایط مرزی باید ثابت باشد در حالی که در روش حل عددی می‌توان شرایط مرزی متفاوت را تعریف نمود.

استفاده از مدل فیزیکی در این نوع مطالعات که سطح ایستابی در عمق زیادی قرار دارد قابل قبول نمی‌باشد. بنابراین، به منظور برآورد میزان تبخیر از سطح خاک بدون پوشش از مدل LEACHM که عملکرد آن با مدل بیلان آب مورد مقایسه قرار گرفت و نشان داده شد که مدل کامپیوتری LEACHM تطابق خوبی با مدل بیلان آب دارد. این مدل کامپیوتری مبتنی بر استفاده از معادله ریچاردز و خصوصیات هیدرولوژیکی خاک است. مدل کامپیوتری فوق از روی خصوصیات فیزیکی خاک و اقلیم مقدار تبخیر نهایی را در دوره مورد نظر محاسبه می‌کند. یکی از سوالات کلیدی که باید در این تحقیق به آن پاسخ داده شود، بررسی امکان استفاده از مدل کامپیوتری LEACHM که نیاز به پارامترهای اندازه‌گیری شده مزرعه‌ای کمی دارد، بوده است.

۴- مواد و روشها

۴-۱- مدل بیلان آب

به علت مشکل بودن شبیه‌سازی شرایط مرز پایین در یک نیمرخ عمیق خاک، امکان استفاده از مدل فیزیکی وجود ندارد. براساس قانون بقاء جرم مقدار آب ورودی به نیمرخ خاک با جمع جبری میزان خروجی و مقدار ذخیره شده برابر می‌باشد. مدل بیلان آب (شکل ۱ و رابطه ۲) مبنای محاسبه میزان تبخیر نهایی گردید. از حرکت افقی آب صرفنظر و مدل به صورت یک بعدی در نظر گرفته شد.



شکل ۱- اجزای مدل بیلان آب

1 - Darcy – Buckingham's Law

$$P + C + I = E + D + \Delta M \quad (1)$$

که در آن: P: بارندگی (L)، C: صعود کاپیلاری (L)، I: عمق آب آبیاری (L)، E: میزان تبخیر نهایی (L)، D: فرونشست عمقی (L)، ΔM : رطوبت ذخیره شده در نیمرخ خاک برای عمق مورد بررسی که مقدار آن از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$\Delta M = \Sigma(\theta - \theta_i) * Z$$

که در آن: θ : رطوبت حجمی هر لایه (L^3L^{-3})، θ_i : رطوبت حجمی اولیه هر لایه (L^3L^{-3})، Z: ضخامت مربوط به هر لایه (L) می‌باشد. در نتیجه رابطه (۱) به صورت زیر برای محاسبه میزان تبخیر مورد استفاده قرار گرفت.

$$E = I - \Sigma(\theta - \theta_i) * Z \quad (2)$$

۲-۴- مدل LEACHM

صحت کارایی مدل LEACHM توسط پژوهشگرانی از جمله هاتسون و کاس^۱ (۱۹۸۷)، کلمنت و همکاران^۲ (۱۹۹۴)، داست و همکاران^۳ (۲۰۰۰) مورد تایید قرار گرفته است. مدل LEACHM یکی از مدل‌هایی است که حرکت آب در خاک غیراشباع را شبیه سازی می‌کند. این مدل از نوع مدل‌های تحقیقاتی است. در صورتی که بتوان برخی از داده‌های ورودی آن را اندازه‌گیری کرد، می‌تواند به عنوان یک مدل مدیریتی مورد استفاده قرار گیرد. LEACHM شامل پنج مدل مجزا از یکدیگر است. اولین مدل LEACHW است که حرکت آب را در ستون خاک بررسی می‌کند. این مدل دارای یک برنامه اصلی^۴ است که وظیفه فراخوانی زیربرنامه‌ها^۵ و محل ثبت متغیرهای اولیه را به عهده دارد. در این تحقیق ورودی‌های اصلی زیر مدل LEACHW معرفی می‌شوند.

۱- داده‌های خاک برای لایه‌های مختلف شامل:

- روز شروع و خاتمه آبیاری
- مقدار اولیه رطوبت و یا پتانسیل ماتریک خاک
- ضرایب معادلات منحنی رطوبتی و هدایت هیدرولیکی خاک
- جرم مخصوص ظاهری، حقیقی و مقدار مواد آلی خاک

۲- شرایط مرزی^۶:

- مقادیر بارندگی و یا آبیاری و شدت کاربرد آنها
- متوسط درجه حرارت هوا و نیز تفاوت دمای حداکثر و حداقل
- مقدار تبخیر از تشتک کلاس (A) به صورت هفتگی
- سطح ایستابی، لایسیمتری، لایه غیرقابل نفوذ و زهکشی آزاد که یکی از چهار حالت شرایط مرزی زیرین می‌باشند.

۳- دیگر داده‌های مورد نیاز شامل ضریب پخشیدگی است.

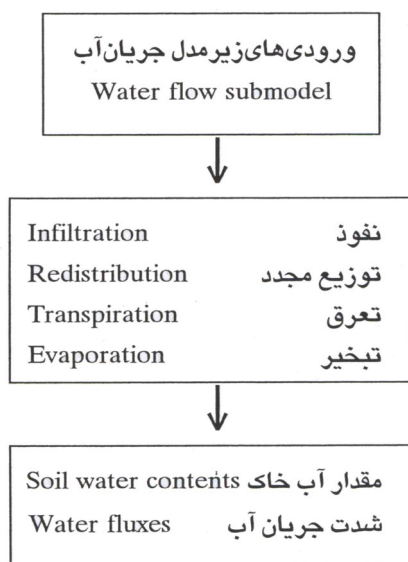
غیر از داده ردیف سوم که بعد از بررسی منابع موجود و یا از طریق کالیبره نمودن مدل مقادیر آنها استخراج می‌شود، بقیه داده‌های مورد نیاز مدل در مزرعه و آزمایشگاه تعیین گردید.

1 - Hutson, and Cass
2 - Clement et al.
3 - Dust, M. et al
4 - Main program
5 - Subroutines
6- Boundary Conditions

مراحل اجرای زیر مدل LEACHW در شکل (۲) نشان داده است. معادله یک بعدی جریان در حالت غیر اشباع از ترکیب معادله داری و رابطه پیوستگی جریان (معادله ریچاردز) به صورت زیر بیان می‌گردد.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi_M}{\partial Z} - K(\theta) \right] - U(Z, t) \quad (3)$$

که در آن: θ : رطوبت حجمی خاک (L^3L^{-3}), Ψ_m : پتانسیل ماتریک خاک (L), $K(\theta)$: هدایت هیدرولیکی متناسب با رطوبت حجمی خاک (LT^{-1}), $U(Z, t)$: مقدار جذب آب توسط ریشه گیاه (T^{-1}), Z : عمق نیمرخ خاک (L), t : زمان (t) می‌باشد. معادله فوق به طریقه عددی با روش تفاضل‌های محدود^۱ جهت پیش‌بینی رطوبت خاک، پتانسیل ماتریک و شدت جریان قابل حل است (۱۲ و ۱۳).



شکل ۲- مراحل اجرای زیر مدل جریان آب در خاک

در مدل LEACHM جهت تعیین رابطه بین رطوبت حجمی و پتانسیل ماتریک خاک با استفاده از معادله کمپل^۲ (۱۹۷۴) که به صورت زیر بیان می‌گردد.

$$\psi = a \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad \theta < \theta_c, \psi < \psi_c \quad (4)$$

که در آن: a, b ضرایب معادله که از برازش داده‌های آزمایشگاهی تعیین می‌شوند، θ_s : رطوبت حجمی اشباع خاک (L^3L^{-3}), ψ : پتانسیل ماتریک خاک (Kpa) است. مدل LEACHM برای تعیین هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک از معادله کمپل به صورت زیر استفاده می‌کند:

1 - Finite Difference Method
2 - Campbell.

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+2+p} \quad (5)$$

که در آن: K_s : هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (LT^{-1})، P : اثر متقابل منافذ که مدل معمولاً عدد یک را برای آن منظور می‌نماید. معادله (۴) یک تابع نمایی بوده که در نقطه $\psi = a$ و $\theta/\theta_s = 1$ دارای عدم پیوستگی است. a نقطه ورود هوا به خاک که به صورت تدریجی انجام می‌گیرد. یک بیان بهتر از وضعیت مکش آب در خاک حقیقی، با جابه جایی تابع نمایی با تابع سهمی در پتانسیل زیاد ایجاد می‌شود. هاتسون و کاس^۱ (۱۹۸۷) یک منحنی سهمی شکل با ضرایب a و b در مکش‌های پایین بین صفر تا ψ_c معرفی کردند. معادله سهمی که در نقطه $\psi = 0$ و $d\theta/d\psi = 0$ می‌شود عبارت است از:

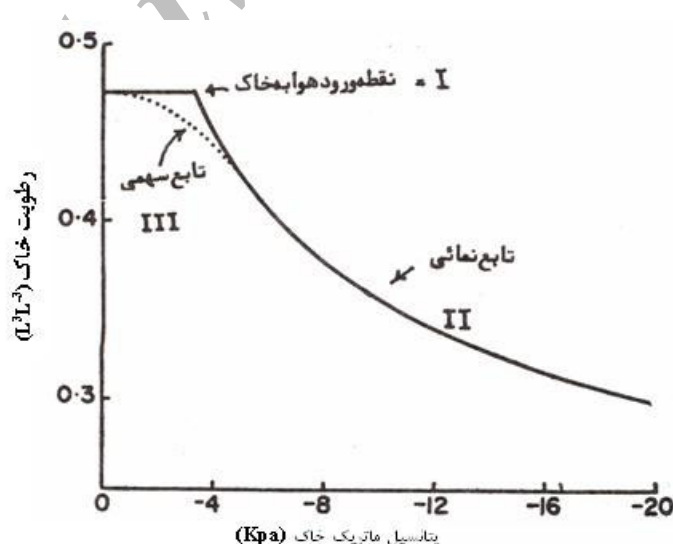
$$\psi = a \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{-b} \longrightarrow \psi = -\left(\frac{1 - \theta/\theta_s}{c}\right)^2 \quad (6)$$

که در آن: c مقدار رطوبت^۲ است. در روابط زیر θ_c و ψ_c مختصات نقطه‌ای است که دو منحنی نمایی و سهمی یکدیگر را قطع می‌نمایند و در شکل (۳) نشان داده شده و به طریق زیر محاسبه می‌شوند.

$$c^{\frac{1}{2}} = \frac{(1 - \theta_c/\theta_s)^{\frac{1}{2}} (\theta_c/\theta_s)^b}{a} \quad (7)$$

$$\theta_c = \frac{2b\theta_s}{1+2b} \quad (8)$$

$$\psi_c = a \left[\frac{2b}{1+2b}\right]^{-b} \quad (9)$$



شکل ۳- منحنی پتانسیل ماتریک در مقابل میزان رطوبت خاک

1 - Hutson, and Cass
2 - Water Content

از ترکیب معادله‌های (۶) و (۷) معادله منحنی رطوبتی خاک در دامنه‌ای از تغییرات رطوبت خاک در نقطه عطف (θ_c) ، تا رطوبت نقطه اشباع (θ_s) به دست می‌آید.

$$\psi = a \left(1 - \frac{\theta}{\theta_s}\right)^{\frac{1}{2}} \left(1 - \frac{\theta_c}{\theta_s}\right)^{-\frac{1}{2}} \left(\frac{\theta_c}{\theta_s}\right)^{-b} \quad \theta > \theta_c, \psi > \psi_c \quad (10)$$

جهت استفاده از معادله‌های فوق ابتدا باید مقادیر رطوبت اشباع، رطوبت اولیه و رطوبت نهایی را تعیین کنیم و مقادیر θ_c و ψ_c را با روابط (۸) و (۹) محاسبه شود. از مقایسه θ_c با رطوبت اولیه و نهایی مشخص می‌شود که کدام یک از معادله‌های گفته شده کمپل یا هاتسون با توجه به جدول (۱) باید استفاده شود (۱۲).

جدول ۱. معادله‌های کمپل و هاتسون

نام معادله	شرایط	پتانسیل ماتریک
کمپل	$\theta \leq \theta_c, \psi < \psi_c$	$\psi = a \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{-b}$
هاتسون	$\theta > \theta_c, \psi > \psi_c$	$\psi = a \left(1 - \frac{\theta}{\theta_s}\right)^{\frac{1}{2}} \left(1 - \frac{\theta_c}{\theta_s}\right)^{-\frac{1}{2}} \left(\frac{\theta_c}{\theta_s}\right)^{-b}$

محاسبه تبخیر و تعرق توسط مدل LEACHM

در مدل LEACHM تبخیر و تعرق براساس روش چایلدز و هنکز^۱ (۱۹۷۵) برنامه‌ریزی شده است. مراحل زیر در آغاز هر روز تکرار می‌گردد.

الف) محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل روزانه

$$ET_{day} = (f_{pan} \cdot E_{pan}) / 7 \quad (11)$$

که در آن: ET_{day} : تبخیر و تعرق پتانسیل روزانه (L)، f_{pan} : ضریب تشنگ تبخیر، E_{pan} : تبخیر هفتگی از تشنگ (L) است.

ب) محاسبه تعرق پتانسیل روزانه

$$T_{day} = ET_{day} * f_{crop} \quad (12)$$

که در آن: T_{day} : تعرق پتانسیل روزانه، f_{crop} : درصد پوشش گیاه می‌باشد.

ج) محاسبه تبخیر پتانسیل روزانه

$$E_{day} = ET_{day} - T_{day} \quad (13)$$

در آغاز هر فاصله (گام) زمانی (Δt) نیز مراحل زیر انجام می‌پذیرد و در این مدل فرض می‌گردد که تبخیر و تعرق از ساعت ۷ صبح (۰/۳ روز) شروع شده و تا ۷ شب (۰/۸ روز) ادامه دارد و بین این فاصله زمانی مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل به صورت سینوسی تغییر می‌کند.

$$ET_p = ET_{\max} \sin[2\pi(t - 0.3)] \quad (14)$$

که در آن: ET_p : تبخیر و تعرق پتانسیل (L)، ET_{\max} : تبخیر و تعرق پتانسیل حداکثر در ساعت ۱۳ (۰/۵۵ روز) (L)، t : زمان که بین ۰/۳ تا ۰/۸ روز متغیر است.

با انتگرال گیری از رابطه (۱۴) بین زمان‌های t_1 تا t_2 (شروع و انتهای فاصله زمانی) کسری از کل تبخیر و تعرق تلف شده در طی این فاصله زمانی (Δt) به صورت زیر به دست می‌آید.

$$f = [\cos 2\pi(t_1 - 0.3) - \cos 2\pi(t_2 - 0.3)] / 2\pi \quad (15)$$

تبخیر پتانسیل E_p و تعرق پتانسیل T_p در طی این فاصله زمانی از روابط زیر محاسبه می‌شوند.

$$E_p = f \cdot E_{\text{day}} \quad (16)$$

$$T_p = f \cdot T_{\text{day}} \quad (17)$$

میانگین شدت تبخیر پتانسیل در طی فاصله زمانی (Δt) برابر با $E_p/\Delta t$ است. این مقدار با حداکثر شدت تبخیر ممکن (q_{\max}) بین گره یک خارج از نیمرخ و گره دو بالاترین گره خاک که هدایت هیدرولیکی برای هر دو گره مقدار مساوی می‌باشد. لیکن پتانسیل ماتریک گره دو با پتانسیل ماتریک گره یک که پتانسیل هوای خشک است مورد مقایسه قرار می‌گیرد [$q = k \left(\frac{d\psi_h}{dz} \right)$] و در صورت لزوم مقدار تبخیر واقعی کاهش می‌یابد (۱۳ و ۲۱).

$$E_a = \min \left[\frac{E_p}{\Delta t}, q_{\max} \right] \quad (18)$$

مدل حداقل مقدار داخل پرانتز را انتخاب می‌کند. مقدار تعرق از رابطه زیر محاسبه می‌گردد.

$$T_a = \min [T_p R_T, T_p + E_p - \Delta t E_a] \quad (19)$$

R_T : نسبت تعرق واقعی به تعرق پتانسیل است.

آنالیز حساسیت مدل

آنالیز حساسیت^۱ مدل روشی است که جهت ارزیابی^۲ و کالیبره^۱ نمودن مدل می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. با این روش می‌توان تاثیر پذیری مدل و شرایط واقعی را از داده‌های ورودی مورد بررسی قرار دهد. با توجه به آنکه مدل کامپیوتری LEACHM

1 - Sensitivity Analysis
2 - Evaluation

به داده‌های ورودی زیادی نیاز دارد، آنالیز حساسیت بر روی این داده‌ها انجام شد. روش استفاده برای این آنالیز، روشی است که توسط لن و فریرا^۲ (۱۹۸۰) ارائه شده است. در این روش از رابطه زیر استفاده می‌شود (۱۵ و ۲۰).

$$D_{\max} = \left| \frac{P_m - P_b}{P_b} \right| \times 100 \quad (20)$$

D_{\max} : اختلاف مطلق حداکثر^۳

P_m : مقدار برآورد شده براساس داده ورودی تعدیل شده^۴

P_b : مقدار برآورد شده براساس داده ورودی پایه^۵

براساس مقدار D_{\max} شاخص حساسیت^۶ به صورت زیر تعریف می‌گردد.

$D_{\max} = 0$	$SI = 0$	غیر حساس
$0 < D_{\max} \leq 10$	$SI = 1$	کمی حساس
$10 < D_{\max} \leq 50$	$SI = 2$	حساس
$50 < D_{\max}$	$SI = 3$	خیلی حساس

معیارهای ارزیابی نتایج مدل

برای ارزیابی اعتبار مدل، از تحلیل خطاهای باقی مانده و اختلاف بین مقادیر اندازه‌گیری و پیش‌بینی شده استفاده می‌شود. آماره‌های لازم برای این کار، حداکثر خطا (MBE)، ضریب تغییرات (CV)، ضریب کارایی مدل (EF) می‌باشند. تعریف ریاضی این آماره‌ها به صورت زیر است.

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)}{n} \quad (21)$$

$$CV = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n} \right]^{\frac{1}{2}} \times \frac{100}{\bar{O}} \quad (22)$$

$$EF = \frac{\left[\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 \right]}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (23)$$

که در آن رابطه: P_i : مقدار رطوبت برآورد شده (درصد)، O_i : مقدار رطوبت اندازه‌گیری شده (درصد)، \bar{O} : میانگین مقدار اندازه‌گیری شده (درصد)، n : تعداد نقاط است.

- 1 - Calibration
- 2 - Lane and Ferria
- 3 - Maximum Absolute Difference
- 4 - Modified Value
- 5 - Base Value
- 6 - Sensitivity Index

MBE: خطای متوسط¹

CV: ضریب تغییرات²

EF: کارایی مدل³

مقادیر خطای متوسط، در حالت بهینه یا حالتی که مقادیر برآورد شده و اندازه‌گیری شده مساوی باشند برابر با صفر و مقدار کارایی یا راندمان مدل در این حالت برابر با یک می‌باشد.

خطای متوسط شاخصی جهت مقایسه با مقادیر پایه است به طوری که مقدار نزدیک به صفر آن بیان کننده آن است که متوسط مقادیر برآورده شده و اندازه‌گیری شده مشابه است. در ضمن علامت مثبت آن نشان دهنده این است که مدل مقادیر را بیشتر تخمین می‌زند و علامت منفی نشان دهنده آن است که مدل مقادیر را کمتر پیش‌بینی می‌کند. کارایی مدل نیز نشان دهنده خوبی برازش داده‌ها می‌باشد و از منفی بی نهایت در بدترین حالت تا یک در زمان برازش کامل داده‌ها تغییر می‌کند.

۳-۴- اجرای آزمایشها در مزرعه

در محوطه شرکت خدمات مهندسی آب و خاک کشور واقع در مردآباد کرج پارامترهای فیزیکی خاک با ایجاد نیمرخ و آزمایش‌های لازم تعیین گردید. هر آزمایش سه مرتبه تکرار گردیده که میانگین هندسی آن در جدول (۲) خلاصه شده است. جرم مخصوص ظاهری با استفاده از روش سیلندر و قرار دادن نمونه به مدت ۲۴ ساعت در گرمخانه تعیین شد. بافت خاک با استفاده از روش هیدرومتر بایکوس و استفاده از مثلث بافت خاک تعیین گردید. منحنی رطوبتی خاک توسط دستگاه صفحات فشاری و مقدار رطوبت حجمی توسط رطوبت وزنی تعیین گردید. پس از مشخص شدن تعداد لایه‌ها در نیمرخ خاک، رطوبت اولیه مربوط به هر لایه تعیین و مقدار آب مورد نیاز خاک تا حد اشباع و عمق یک متر با توجه به جدول (۲) محاسبه شد. سه کرت به ابعاد (۱×۱) متر ایجاد شده و مقدار آب مورد نیاز هر کرت طبق رابطه زیر محاسبه و آبیاری انجام شد.

$$i = (n - \theta_i) * d \quad (24)$$

که در آن: i : مقدار آب مربوط به هر لایه (L)، n : تخلخل کل که از رابطه (۲۵) به دست می‌آید، θ_i : رطوبت اولیه هر لایه ($L^3 L^{-3}$)، d : عمق هر لایه (L) می‌باشد.

$$n = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}\right) \times 100 \quad (25)$$

مقدار آب آبیاری از طریق رابطه (۲۶) به دست آمد.

$$I = \sum_{i=1}^n i_n \quad (26)$$

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

1 - Mean Bias Error
2 - Coefficient of Variation
3 - Modeling Efficiency

۵- نتایج و بحث

جدول شماره (۲) خصوصیات فیزیکی خاک منطقه مورد آزمایش را نشان می‌دهد. همانگونه که از این جدول معلوم می‌گردد، خاک منطقه از پنج لایه تشکیل شده بود که به طور عمده خاک سیلتی لوم و رسی لوم می‌باشد. جرم مخصوص ظاهری از ۱/۴۳ تا ۱/۵۹ در نیمرخ خاک متغیر بوده است.

جدول شماره ۲- خصوصیات فیزیکی خاک منطقه مورد بررسی (کرج)

بافت خاک	مواد آلی (درصد)	شن (درصد)	سیلت (درصد)	رس (درصد)	جرم مخصوص ظاهری (گرم بر سانتیمتر مکعب)	عمق (سانتی متر)	شماره لایه ها
رسی لوم	۰/۸	۲۶/۲	۴۶/۸	۲۷	۱/۵۹	۴۰-۰	۱
سیلتی لوم	۰/۳	۱۷/۷	۵۶/۳	۲۶	۱/۴۸	۷۰-۴۰	۲
سیلتی لوم	۰/۳	۱۵/۷	۵۴/۳	۳۰	۱/۴۳	۱۰۰-۷۰	۳
رسی لوم	۰/۲	۲۱/۷	۴۸/۳	۳۰	۱/۴۶	۱۲۰-۱۰۰	۴
سیلتی لوم	۰/۱	۱۹/۳	۵۸/۱	۲۲/۶	۱/۴۷	۱۵۰-۱۲۰	۵

در دو ایستگاه تحقیقاتی تربت حیدریه و مشهد آزمایشات بیلان آب قبلا انجام و به منظور مقایسه نتایج آن در جداول (۳ و ۴) ارائه گردیده است (۱).

جدول شماره ۳- خصوصیات فیزیکی خاک مورد آزمایش در منطقه تربت حیدریه

بافت خاک	شن (درصد)	سیلت (درصد)	رس (درصد)	جرم مخصوص ظاهری (گرم بر سانتیمتر مکعب)	عمق (سانتی متر)	شماره لایه ها
سیلتی لوم	۳۴	۵۲	۱۴	۱/۴۵	۳۰-۰	۱
لوم	۴۴	۴۶	۱۰	۱/۴۴	۶۰-۳۰	۲
لوم	۳۴	۴۸	۱۸	۱/۱۳	۱۰۰-۶۰	۳
لوم شنی	۸۴	۱۰	۶	۱/۴۶	۱۳۰-۱۰۰	۴
شنی لوم	۶۶	۲۶	۸	۱/۲۵	۱۵۰-۱۳۰	۵

جدول ۴- خصوصیات فیزیکی خاک منطقه مشهد

بافت خاک	شن (درصد)	سیلت (درصد)	رس (درصد)	وزن مخصوص ظاهری (گرم بر سانتیمتر مکعب)	عمق (سانتی متر)	شماره لایه ها
لوم	۵۴	۳۸	۸	۱/۱۸	۳۰-۰	۱
سیلتی رسی لوم	۱۲	۵۲	۳۶	۱/۶۸	۶۰-۳۰	۲
سیلتی لوم	۲۲	۵۲	۲۶	۱/۴۱	۱۵۰-۶۰	۳

شرایط اولیه و مرزی خاک حقیقی به شرح زیر می باشد.

$$f(z) = \theta v \quad Z \leq 0 \quad t=0 \quad \text{شرایط اولیه}$$

$$E \quad t > 0 \quad Z = 0 \quad \theta = \theta_s = \text{ponding} \quad \text{شرایط مرزی}$$

عمق نامحدود: زیرین

شرایط مرزی زیرین عمق نامحدود در نظر گرفته که مدل ریاضی آن را زهکشی آزاد بیان می‌کند و شرایط مرزی بالا دست از تجمع آب تا تبخیر تغییر می‌کند.

مقدار تبخیر کل با استفاده از مدل بیلان آب و با توجه به شرایط اولیه و مرزی، از رابطه (۲) $(E=I-\Delta M)$ برای مناطق مورد نظر محاسبه و در جدول (۵) ارائه شده است.

جدول شماره ۵- مقادیر تبخیر نهایی محاسبه شده توسط مدل بیلان آب

مناطق	دوره (روز)	تبخیر نهایی مدل بیلان آب (میلی متر)
کرج	۲۰	۱۷۴
ترت	۴۴	۱۱۶
مشهد	۶۲	۲۹۷

محاسبه تبخیر با استفاده از مدل LEACHM

آنالیز حساسیت مدل

آنالیز حساسیت، روشی است که جهت بررسی تاثیر نتایج مدل نسبت به تغییرات داده‌های ورودی مورد استفاده قرار می‌گیرد. برای این منظور می‌بایست مقادیر اختلاف مطلق (D_{max}) و شاخص حساسیت (SI) برای مقدار رطوبت به عنوان داده‌های خروجی، نسبت به برخی داده‌های ورودی مورد ارزیابی قرار گرفت. خاک دارای ویژگی‌های متعددی است که از بین آنها پارامترهای فاصله گره‌ها، جرم مخصوص ظاهری، هدایت هیدرولیکی اشباع و ضرایب معادله کمپل آنالیز حساسیت روی این ویژگی‌ها انجام شد. نتایج به دست آمده نشان داد که مدل نسبت به پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع از حساسیت کمی برخوردار است لیکن در خصوص ویژگی جرم مخصوص ظاهری خیلی حساس است. افزایش جرم مخصوص ظاهری، کاهش شدید مقدار رطوبت را به دنبال داشته است.

منحنی رطوبتی از طریق ضرایب معادله کمپل (a,b) قابل تعریف می‌باشد. انتخاب این ضرایب جهت آنالیز حساسیت نتایج جالبی را به دنبال داشت. نتایج نشان داد که مدل به ضریب a در معادله کمپل حساسیت کمتری دارد و تاثیر آن در نتایج خروجی از مدل کم است. لیکن مدل نسبت به ضریب b در معادله کمپل حساس است به طوری که اثر آن تاثیر بسزایی در نتایج خروجی مدل ایفا می‌کند. افزایش این ضریب می‌تواند در کاهش مقدار رطوبت خاک موثر باشد. نتایج این آنالیز در جدول شماره (۶) خلاصه شده است.

جدول ۶- نتایج آنالیز حساسیت مدل نسبت به داده‌های ورودی

به داده‌های ورودی		فاصله گره‌ها		جرم مخصوص ظاهری		هدایت هیدرولیکی اشباع		ضریب a در معادله کمپل		ضریب b در معادله کمپل	
SI	D_{max}	SI	D_{max}	SI	D_{max}	SI	D_{max}	SI	D_{max}	SI	D_{max}
۱	۱	۳	۸۲	۴	۳	۱	۴	۱	۲۷	۲	۲

آزمون اعتبار مدل

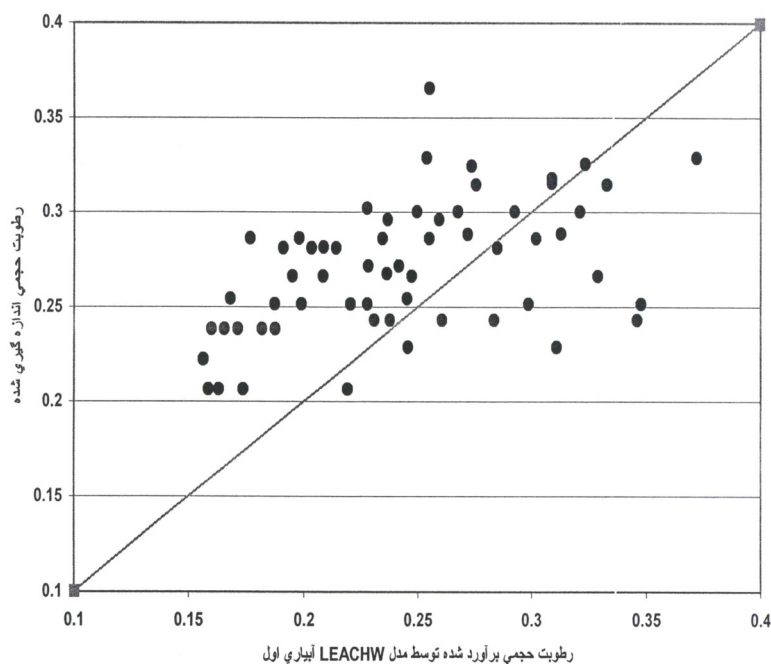
برای انجام کالیبراسیون و بررسی اعتبار یک مدل، لازم است تا نتایج مدل با مشاهدات مزرعه‌ای مقایسه شود. برای اجرای این کار از روش‌های آماری و ترسیمی استفاده شد. بدین منظور خطای متوسط، ضریب تغییرات و کارایی مدل به عنوان شاخص‌های اصلی جهت مشخص نمودن نیاز مدل به کالیبراسیون این پارامترها تعیین شد، اشکال (۴) و (۵) مقادیر رطوبت حجمی اندازه‌گیری شده و برآورد شده را نشان می‌دهد. بدین ترتیب دقت مدل در برآوردهای انجام شده قابل بررسی می‌باشد. نتایج ضریب تغییرات و کارایی مدل و خطای متوسط در جداول (۷) و (۸) خلاصه شده است چون کارایی مدل از دقت خوبی برخوردار است نیاز به کالیبراسیون ندارد.

جدول ۷- نتایج ارزیابی رطوبت حجمی اندازه‌گیری شده و برآورده شده در کرج

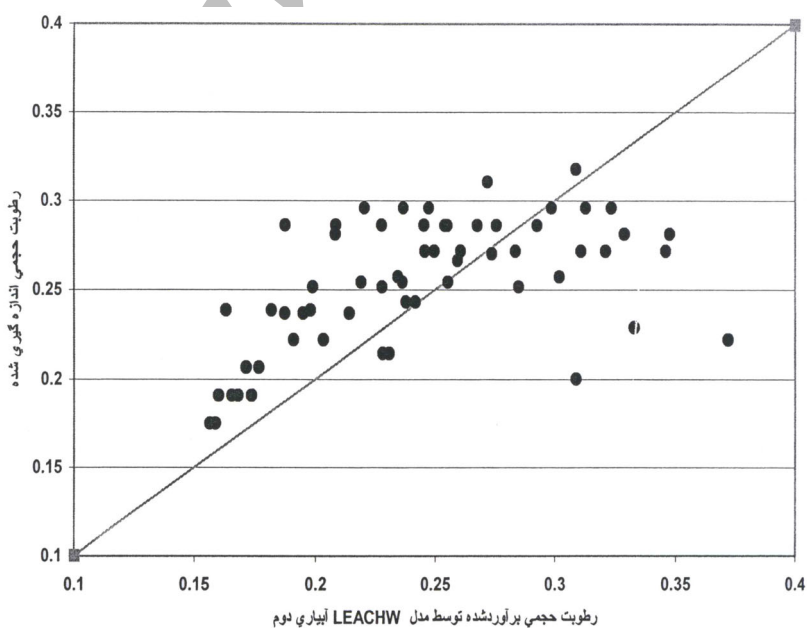
خطای متوسط	ضریب تغییرات	کارایی مدل
-۰/۰۱	۱/۸۸	-۰/۷۸

جدول ۸- نتایج ارزیابی رطوبت حجمی اندازه‌گیری شده و برآورد شده در مناطق تربت و مشهد

خاک بدون کشت مشهد			خاک بدون کشت تربت		
کارایی مدل	ضریب تغییرات	خطای متوسط	کارایی مدل	ضریب تغییرات	خطای متوسط
۰/۷۳	۲/۰۹	-۵/۵۸	۰/۷۷	۱/۹۸	۵/۸۶



شکل ۴- مقایسه رطوبت حجمی برآورد شده توسط مدل LEACHW و رطوبت اندازه‌گیری شده



شکل ۵- مقایسه رطوبت حجمی برآورد شده توسط مدل LEACHW و رطوبت اندازه‌گیری شده

مدل کامپیوتری LEACHM با توجه به آنالیز حساسیت و حساس بودن نسبت به پارامترهای بیان شده و دقت در تعیین پارامترها و اطلاعات مورد نیاز جهت محاسبه تبخیر بر روی خاک بدون پوشش توسط معادله ریچاردز که به صورت عددی تفاضل محدود با شرایط اولیه و مرزی گفته شده تعیین شد. به دلیل آنکه آزمایش‌های مورد نیاز بر روی خاک بدون پوشش انجام شد، در معادله (۱۲) $(T_{day}=ET_{day} * f_{crop})$ مقدار تعرق پتانسیل روزانه صفر $(T_{day}=0)$ است. در معادله (۱۳) $(E_{day}=ET_{day})$ مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل روزانه برابر با تبخیر پتانسیل روزانه می‌شود. پس از محاسبه تبخیر پتانسیل روزانه مدل حداقل مقدار بین حداکثر شدت تبخیر ممکن و شدت تبخیر پتانسیل در فاصله زمانی مورد نظر را به عنوان تبخیر واقعی معادله (۱۸) $E_a = \min[\frac{Ep}{\Delta t}, q_{max}]$ انتخاب می‌کند نتایج آن در جدول شماره (۹) بیان شده است.

جدول ۹- نتایج محاسبه تبخیر توسط مدل LEACHM و مقایسه آن با مدل بیلان آب

مناطق	دوره (روز)	مدل بیلان آب (میلی متر)	مدل LEACHM (میلی متر)	درصد اختلاف
کرج	۲۰	۱۷۴	۱۷۰	۲
تربت	۴۴	۱۱۶	۱۱۱	۴
مشهد	۶۲	۲۹۷	۲۹۰	۲

۶- نتیجه‌گیری

تبخیر از سطح خاک نقش مهمی در بیلان آبی طبیعت دارد. مشکل عمده در برآورد دقیق تبخیر در شرایط مزرعه‌ای، عدم وجود روابط ساده با حداقل اطلاعات مورد نیاز است. در این بررسی برآورد تبخیر با استفاده از حل عددی یک بعدی غیرماندگار در مناطقی که سطح ایستابی پایین و شرایط واقعی منطقه در مرحله دوم تبخیر ارائه و مورد ارزیابی قرار گرفت. به دلیل عمق زیاد آبهای زیرزمینی نمی‌توان مدل فیزیکی به کار برد. از حل عددی معادله ریچاردز توسط مدل کامپیوتری LEACHM برای جریان یک بعدی غیرماندگار با شرایط اولیه و مرزی حاکم بر فرآیند تبخیر که در آن شرط مرز زیرین عمق نامحدود استفاده و تبخیر محاسبه شد. بین نتایج حاصل از مدل کامپیوتری فوق با نتایج مدل بیلان آب برای مناطق مورد بررسی جدول شماره (۹) مقدار تبخیر کل محاسبه و از خطای کمتر از پنج درصد برخوردار است. این مقدار اختلاف در آزمایش‌های مزرعه‌ای از اهمیت چندانی برخوردار نیست و تطابق خوبی بین نتایج وجود دارد که صحت مدل کامپیوتری مجدد مورد تایید قرار گرفت. مقدار خطای متوسط مدل کامپیوتری LEACHM بین $5/58 - 5/86$ و کارایی آن بین $0/78 - 0/73$ تغییر می‌کند. با مشخص کردن پارامترهای ورودی مدل کامپیوتری LEACHM و با توجه به آنالیز حساسیت و حساس بودن مدل کامپیوتری فوق به پارامترهای وزن مخصوص ظاهری و ضریب b در معادلات کمپیل و هاتسون و دقت در تعیین آنها برای محاسبه تبخیر از مدل کامپیوتری LEACHM می‌توان استفاده نمود.

منابع و مأخذ:

- ۱- خرقانی، کیوان. ۱۳۸۲. مفاهیم جدید آب قابل دسترس گیاه تحت تنش آبی. رساله دکتری دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.
- ۲- زارعی، قاسم. ۱۳۸۱. تبخیر غیرماندگار از خاک بی‌پوشش در حضور سطح ایستابی کم عمق، رساله دکتری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تهران.
- 3- Brandy K.T. and Romanowicz, R., (1989). Some aspects of soil moisture control for soils with shallow ground water levels. In Proc. "Symposium ground water 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., J. Ledieu, A. Ben, Harrath and M. Frankinet, (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, in filtration, redistribution, drainage and evaporation of water from soil. Paper 68-214 Amer. Soc. Agr. Eng. 1968. Annu. Meet. 16 p.
- 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 winds erosion. *Academic Press Inc:* P: 508-522
- 12- Hutson, J.L. and Cass, A. (1987). A retentivity function for use in soil-water simulation models. *J Soil. Sci.* 38: 105-113.
- 13- Hutson, J.L. and wagent, R.J. (1992). LEACHM. Leaching estimation and chemistry models: A process based model of water and solute movement, trans formations, plant uptake and chemical reactions in unsaturated zone. Version 3. Dept. of Agronomy, cornell University, Ithaca, NY.
- 14- Laatste, P.J.M. (1980). Model for unsaturated flow above a shallow water table-Applied to regional subsurface flow problem. *Pudoc.* Wageningen.
- 15- Lane, J.W. and Ferrira. (1990). Sensitivity analysis. In *CREAMS, A filed scale model for chemical, Runoff and Erosion from Agricultural Management System*, ed. W.G. Knisel, 113-158. Vol A. Model Documentation. USDA Conservation Res. Report NP, 26. Washington, D.C. : GPO.
- 16- 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.
- 17- Menziani, M., S. Pugnaghi, L. Pilan, R. Santangelo and S. Vincenzi, (1999). Field experiment to study evaporation from saturated bare soil. *Phys. Chem. Earth (B).* 24(7): 813-818
- 18- 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.
- 19- Pandey, R.S. and Gupta, S.K. (1990). Drainage design equation with simultaneous evaporation from soil surface. *ICID Bulletin.* 39: 19-25.
- 20- Parehkar, M. (1998). "Recharge Processes under and semi-Arid areas. (Laboratory experiment and modeling)". Ph.D. Thesis. Cranfield Uni. Silsoe Collage.
- 21- Parsinejad.M. and Feng. Y. (2000). Field evaluation and comparison of two simulation models for evaporation from unsaturated soils (7th national seminar of irrigation and evaporation reduction Shahid Bahonar University, Kerman, Iran: 550- 561.
- 22- 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.
- 23- Ripple, C.D, Rubin. J. and Vanhylcame. T.E.A. (1972). Estimating steady-state evaporation rates from bare soils under conditions of high water table. *Geological Survey water supply paper* 2019. USA Geological Survey, Washington, D.C.
- 24- 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.
- 25- Warrick, A.W.(1988). Additional solutions for steady-state evaporation from a shallow water table. *Soil Sci.* 146-63-66.
- 26- Willis, W.O.(1960). Evaporation from layered soil in the presences of a water table. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 24: 239-242.

Estimation of Unsteady Evaporation from Bare Soils by LEACHM Model and Comparison with Water Balance Model

A. Neshat

Assistant Professor, Science and Research Unit, Islamic Azad University, Kerman. Iran.

F. Kaveh

Associate Professor., Science and Research Unit, Islamic Azad University, Tehran. Iran.

M. Parehkar

Assistant Professor.,Karaj, Agricultural engineering Research Institute , Iran.

Keywords: bare soil evaporation, nonsteady evaporation, Richards' equation, water balance model, LEACHM model, deep water-table.

Abstract

Evaporation from the soil surface especially in arid and semi-arid regions has an important role in hydrological cycle of life. In these regions, the major part of water which enters the soil, returns to atmosphere via evaporation from the soil surface. Accumulation of salts also occurs in soil profile in regions with high water table because of evaporation from the soil surface. So evaporation from the soil surface not only loses water, but also it is the major cause of soil salinization. The main difficulty in accurate estimation of evaporation in field condition is the lack of simple functions with the least input data, so that most of the time the available functions are experimental without any physical base. The main goal of this study is to calculate evaporation from the bare soil surface with numerical solution of Richards' equation with initial and boundary condition of nonsteady and one dimensional evaporation in regions with low water table. It is not possible to use physical model in regions with deep water table because making similarity between lower boundary condition is difficult. Using Water Balance Model in various regions and existing condition and trends of changes, determined its parameters. These parameters determined the final evaporation in Karaj, Torbat Heidarieh and Mashhad respectively: 174, 116, 297 mm in 20, 44, 62 days in June 2003, August and September 2002, July and August 2002. LEACHM Computer Model which is called unlimited depth by lower boundary and free drainage by the above computer model, was used in this study with initial and boundary conditions of evaporation. Numerical solution of Richards' nonsteady and one dimensional equation was the base of LEACHM Computer Model. The amount of final evaporation in the above regions was calculated by the input parameters of the above computer model in field and laboratory. The amount of final evaporation in above region was respectively: 170, 111, 290mm for the distinguished periods. The difference of the obtained results of water balance model with LEACHM Computer Model was less than 5 percent in this regions. This amount of difference is not so important in field experiments, and there is a good crosscorrespondance between the results.