

برآورد تبخیر غیر ماندگار از سطح خاک لخت به روش شیب هیدرولیکی صفر و مقایسه با مدل بیلان آب^۱ منصور پاره‌کار، علی نشاط و فریدون گاو^۲

۱- چکیده:

تبخیر از سطح خاک نقش مهمی در بیلان آبی طبیعت دارد به طوری که بخش عمده بارندگی و آب آبیاری در نواحی خشک و نیمه خشک از طریق تبخیر از سطح خاک تلف می‌شود. در این گونه نواحی، مناطقی با سطح ایستابی بالا وجود دارد که با تبخیر از سطح خاک، تجمع املاح در سطح خاک نیز به وقوع می‌پیوندد. بنابراین تبخیر از سطح خاک نه تنها باعث اتلاف رطوبت، بلکه موجب شور شدن خاک^۲ نیز می‌شود. مشکل اصلی دربرآورد دقیق تبخیر غیر ماندگار در شرایط مزرعه‌ای، نبود روابط ساده با حداقل اطلاعات مورد نیاز برای لحاظ کردن تلفات آب در مدل‌های بیلان آب است. هدف اصلی از این مطالعه ارائه روشی ساده، برای محاسبه تبخیر از سطح خاک لخت در مناطق خشک و نیمه خشک با سطح ایستابی عمیق است. در این روش از منحنی رطوبتی خاک، منحنی رطوبت-عمق و حرکت یک بعدی غیر ماندگار استفاده و میزان صحت پیش بینی آن با شرایط واقعی منطقه تعیین شد. در مناطقی که سطح ایستابی عمیق است، به دلیل مشکل بودن شبیه سازی شرایط مرزی پایین دست، استفاده از مدل فیزیکی ناممکن است. با استفاده از مدل بیلان آب در مناطق مختلف و با توجه به وضع موجود و روند تغییرات، پارامترهای کاربردی این مدل تعیین شد. با استفاده از این پارامترها مقدار تبخیر نهایی برای مناطق کرج، تربت حیدریه، و مشهد به ترتیب ۱۷۴، ۱۱۶، و ۲۹۷ میلیمتر در دوره‌های زمانی ۲۰، ۴۴، و ۶۲ روزه در ماه‌های تیر ۱۳۸۲، شهریور و مهرماه ۱۳۸۱، مرداد و شهریور ۱۳۸۱ تخمین زده شد. در این بررسی از روش شیب هیدرولیکی صفر^۳ با شرایط اولیه و مرزی حاکم بر فرایند تبخیر، که مرز زیرین آن عمق نامحدود است، استفاده شد. به این منظور منحنی رطوبت - عمق در صحرا با نمونه برداری رسم شد و با توجه به تعیین پارامترهای فیزیکی خاک در آزمایشگاه و مشخص شدن پتانسیل ماتریک از روی منحنی رطوبتی خاک و موقعیت مکانی آن، منحنی پتانسیل هیدرولیکی - عمق رسم و با استفاده از این منحنی و منحنی فوق، عمق تبخیر و مقدار تبخیر نهایی محاسبه شد. مقادیر تبخیر در مناطق فوق به ترتیب ۱۸۲، ۱۱۷، و ۲۹۷ میلیمتر برای دوره‌های مورد نظر بود. اختلاف نتایج به دست آمده از مدل بیلان آب با روش شیب هیدرولیکی صفر کمتر از پنج درصد در این مناطق است. این مقدار اختلاف در آزمایش‌های صحرائی اهمیت چندانی ندارد و تطابق خوبی بین نتایج وجود دارد.

۲- واژه های کلیدی:

تبخیر از سطح خاک لخت، تبخیر غیر ماندگار، روش شیب هیدرولیکی صفر، سطح ایستابی عمیق، مدل بیلان آب.

۱- برگرفته از رساله دکتری، گروه آبیاری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات

۲- به ترتیب استادیار مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی، دانشجوی دوره دکتری آبیاری، واحد علوم و تحقیقات دانشگاه آزاد

اسلامی، تهران و دانشیار دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات

۳- پیشگفتار:

سطح خاک بخش عمده‌ای از بیلان آبی است و به ویژه در نواحی خشک، و دیمزارها می‌توان آن را بزرگترین جزء در بیلان آبی دانست. به طور کلی روش‌های مؤثر بر کنترل تبخیر از سطح خاک تنها در گرو شناخت فرایند تبخیر در شرایط و حالت‌های مختلف است [۶ و ۱۲].

پژوهشهای نظری در زمینه تبخیر از سطح خاک لخت را می‌توان به دو بخش ماندگار و غیر ماندگار تقسیم کرد. تعداد زیادی از محققان، تبخیر از سطح خاک را در حالت ماندگار مطالعه کرده‌اند [۶، ۲۰، ۲۲، ۲۳]. مبنای کلیه این پژوهش‌ها در نظر گرفتن حرکت عمودی و رو به بالای آب در ناحیه غیر اشباع بالای سطح ایستابی ثابت و کم عمق و استفاده از معادله داری باکینگهام^۵ است. تبخیر ماندگار به ندرت فقط در مناطقی که سطح ایستابی بالاست برای مدت زمان کوتاهی در طبیعت رخ می‌دهد [۸]. بنابراین در نظر گرفتن تبخیر به صورت ماندگار، خصوصاً در مناطقی که سطح ایستابی عمیق است، بیانگر شرایط واقعی نیست. 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. محققان متعددی تبخیر را در حالت غیر ماندگار به صورت حل عددی بررسی کرده‌اند [۴، ۵، ۱۰، ۱۱، ۱۳ و ۱۹]. اساس چنین پژوهش‌هایی نیز حل عددی معادلات حاکم بر جریان غیر اشباع در محیط‌های متخلخل است که با توجه به شرایط اولیه و مرزی متفاوت انجام گرفته

پدیده فیزیکی تبخیر از سطح خاک طی سه مرحله اجرا می‌شود. مرحله اول، تبخیر با شدت ثابت^۱ است. این مرحله هنگامی اتفاق می‌افتد که خاک مرطوب است و متناسب با نیاز تبخیری جو، قابلیت هدایت آب را به ناحیه تبخیری دارد. در این مرحله، عوامل مؤثر بر فرایند تبخیر همانند عوامل مؤثر بر تبخیر از سطح آزاد آب است. در طول این مرحله، شدت تبخیر بر اثر شرایط خارجی (جوی) کنترل می‌شود. 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 مویینگی به سطح خاک برسد تا تلفات آب در سطح خاک را تا حدودی که شرایط اقلیمی و خاک اجازه می‌دهد، جبران کند. در این مرحله میزان اختلاف پتانسیل خاک افزایش ولی با کاهش شدید هدایت هیدرولیکی میزان تبخیر نیز کاهش می‌یابد. مرحله سوم، تبخیر باقیمانده با شدت کم^۳ است که بعد از خشک شدن بیش از حد لایه سطحی خاک و تأثیر آن در کاهش هدایت هیدرولیکی خاک آغاز می‌شود. در این مرحله از تبخیر، آب از میان لایه خشک شده از طریق پخشیدگی^۴ بخار آب انتقال می‌یابد [۱۲]. در نتیجه میزان تبخیر در حد کم و تقریباً ثابت می‌ماند.

در نواحی خشک و نیمه خشک بخش قابل توجهی از آب باران که به سطح خاک می‌رسد بر اثر تبخیر تلف می‌شود [۱۲]. بنابراین تبخیر از

1- Constant-Rate Stage

2- Falling-Rate Stage

3- Slow-Rate Stage

4- Diffusion

5- Darcy-Buckingham's Equation (1907)

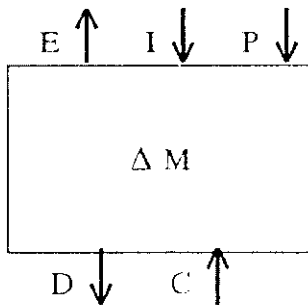
6- Richards' Equation (1931)

چنین مدل فیزیکی در این بررسی قابل قبول نیست، به خصوص با توجه به این امر که شرایط موجود در اکثر نقاط کشور به گونه‌ای است که سطح آبهای زیرزمینی در عمق‌های حدود هشتاد متر قرار گرفته است و لذا امکان شبیه سازی فیزیکی (آزمایشگاهی) وجود ندارد. در نتیجه می‌توان با روش شیب هیدرولیکی صفر و با منحنی رطوبت - عمق مقدار تبخیر نهایی را محاسبه کرد. در این مطالعه روش شیب هیدرولیکی صفر با نتایج به دست آمده از مدل بیلان آب مقایسه و نشان داده شد که روش شیب هیدرولیکی صفر تطابق خوبی با مدل بیلان آب دارد.

۴- مواد و روش‌ها:

- مدل بیلان آب

براساس قانون پایستگی ماده، میزان ورودی آب به پروفیل خاک با جمع جنبری میزان خروجی و مقدار ذخیره شده برابر است. از مدل بیلان آب (شکل شماره ۱ و رابطه شماره ۲) میزان تبخیر نهایی محاسبه شد. از حرکت افقی آب صرف نظر و مدل به صورت یک بعدی در نظر گرفته شد.



شکل شماره ۱- مدل بیلان آب

است. مزیت استفاده از روش‌های عددی، امکان بررسی اثر تغییرات زمانی و مکانی در الگوی جریان رو به بالا در نیمرخ خاک است. محققان دیگر معادلات حاکم بر جریان رو به بالا را در محیط غیر اشباع با روش‌های تحلیلی حل کرده‌اند [۲، ۳، ۷، ۱۴-۱۷]. اساس این مطالعات استفاده از فرضیات ساده کننده‌ای به منظور تعیین میزان خیز مویینگی از سطح ایستابی به سطح خاک یا به منطقه ریشه گیاهان و نیز برآورد یا شبیه سازی تبخیر غیر ماندگار از سطح خاک با رطوبت اولیه یکسان حاصل از بارندگی یا آبیاری است. این فرضیات ساده کننده عمدتاً صرف نظر از اثر دما و نیروی ثقل برای حرکت رو به بالای آب در نیمرخ خاک است. ولی همین فرضیات باعث عدم تطابق مطلوب بین نتایج آزمایشگاهی و تجربی است. در ضمن، در حل تحلیلی باید شرایط مرزی ثابت باشد در حالی که در حل عددی می‌توان شرایط مرزی متفاوت را تعریف کرد.

در بررسی تبخیر در مناطق با سطح ایستابی عمیق، شبیه سازی مدل فیزیکی ناممکن است زیرا این مدل از یک ستون خاک با ارتفاع ثابت استفاده می‌کند که در آن شرایط مرزی پایین دست لایه غیر قابل نفوذ و یا زهکشی به صورت لایسیمیتری فرض می‌شود در این صورت فشار هوا در لایه زیرین صفر و در نتیجه شرایط مرزی آن از نظر ریاضی به طور غیردلخواه سطح ایستابی تعریف می‌شود. در صورت استفاده از صفحات متخلخل و ایجاد مکش می‌توان فقط حداکثر هشت متر پتانسیل ماتریک را در انتهای ستون ایجاد کرد. استفاده از

در روش شیب هیدرولیکی صفر یک سطح افقی در پروفیل خاک که در آن پتانسیل هیدرولیکی تغییر جهت می‌دهد تعیین می‌شود. در نقطه تغییر جهت، شیب هیدرولیکی صفر است ($\frac{\Delta\psi_h}{\Delta Z} = 0$) و در نتیجه حرکت آب وجود ندارد. به این ناحیه شیب هیدرولیکی صفر گویند. میزان تغییرات رطوبت پروفیل خاک نسبت به شرایط اولیه در بالای ناحیه فوق نشان دهنده میزان تبخیر از پروفیل خاک است. در نتیجه، برای تعیین تبخیر ابتدا منحنی پتانسیل هیدرولیکی - عمق رسم و بعد سطح شیب هیدرولیکی صفر تعیین می‌شود. از روی منحنی پتانسیل هیدرولیکی - عمق، عمق تبخیر مشخص و با استفاده از رابطه شماره ۴ و منحنی رطوبت- عمق، مقدار تبخیر تعیین می‌شود [۹، ۱۸، ۲۴]:

$$ET_n = \sum_{ground}^{zfp} [\theta_1(t_1) - \theta_2(t_2)] L_i \quad (4)$$

$$r = \sum_{zfp}^{wt} [\theta_1(t_1) - \theta_2(t_2)] L_i \quad (5)$$

که در آن، ET_n : تبخیر و تعرق واقعی (L)، θ_1 و θ_2 : مقدار رطوبت خاک در زمان t_1 و t_2 ، t_1 ، t_2 : دوره‌های زمانی به ترتیب در زمان شروع و انتها، L_i : طول فواصل لایه (L)، r : تغذیه، و wt : سطح ایستابی است.

مسلماً پیدا کردن سطح شیب هیدرولیکی صفر در مزرعه کار بسیار دشواری است. فاصله زمانی t_1 و t_2 باید طوری انتخاب شود که در این فاصله زمانی مزرعه آبیاری نشود و باران هم نبارد. در این صورت t_2 مبنای محاسبه قرار می‌گیرد و شیب

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

که در آن، P: بارندگی (L)، C: صعود کاپیلاری (L)، I: آب آبیاری (L)، E: تبخیر نهایی (L)، D: فرونشست عمقی (L)، ΔM : رطوبت ذخیره شده در پروفیل خاک برای عمق مورد بررسی، $\Delta M = \Sigma(\theta - \theta_i) * Z$ ، θ : رطوبت حجمی نهایی هر لایه ($L^3 L^{-3}$)، θ_i : رطوبت حجمی اولیه هر لایه ($L^3 L^{-3}$)، و Z: عمق مربوط به هر لایه (L) است. در نتیجه، رابطه شماره ۱ به صورت زیر برای محاسبه تبخیر مورد استفاده قرار گرفت:

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

- شیب هیدرولیکی صفر

آب از نقطه‌ای با پتانسیل بیشتر به نقطه‌ای با پتانسیل کمتر حرکت می‌کند. پتانسیل اسمزی بین نقاط خاک (جز در نواحی‌ای که آب یا خاک، و یا هر دو، شور هستند)، تقریباً یکسان است، و از این رو در این مطالعه از آن صرف نظر شد. در نتیجه پتانسیل هیدرولیکی^۱ در شرایط غیر اشباع از رابطه زیر تعیین می‌شود:

$$\psi_h = \psi_g + \psi_m \quad (3)$$

که در آن، ψ_h : پتانسیل هیدرولیکی (L)، ψ_g : پتانسیل ثقلی (L) و ψ_m : پتانسیل ماتریک (L) است.

هیدرولیکی صفر در آن تاریخ محاسبه می‌شود. چنانچه شیب هیدرولیکی در نقطه‌ای از پروفیل کاملاً صفر نشود، کمترین شیب هیدرولیکی را که در آن ناحیه می‌توان از حرکت آب صرف نظر کرد به عنوان صفحه شیب هیدرولیکی صفر در نظر می‌گیرند. مزیت این روش نسبت به روش بیلان آب این است که نیازی به برآورد میزان آب ورودی و نفوذ عمقی ندارد. در این روش تنها با نمونه برداری و اندازه‌گیری رطوبت و منحنی رطوبتی خاک و در نهایت برآورد پتانسیل هیدرولیکی می‌توان تبخیر و نفوذ عمقی را تخمین زد.

به ابعاد (۱×۱) متر ایجاد و مقدار آب مورد نیاز هر کرت طبق رابطه زیر محاسبه و آبیاری انجام شد:

$$i = (n - \theta_i) * d \quad (6)$$

که در آن، i : مقدار آب مربوط به هر لایه (L)، n : تخلخل کل که از رابطه شماره ۷ به دست می‌آید، θ_i : رطوبت اولیه، و d : عمق هر لایه (L) است.

$$n = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}\right) \times 100 \quad (7)$$

که در آن: ρ_b = جرم مخصوص ظاهری، ρ_s = جرم مخصوص حقیقی است.

مقدار آب آبیاری از طریق رابطه شماره ۸ به دست آمد:

$$I = \sum_{i=1}^n i_n \quad (8)$$

روز بعد از آبیاری نمونه برداری از کرت آغاز و تا زمانی ادامه داده شد که تغییرات رطوبت نسبت به زمان ثابت شد. مقدار آب تا حد اشباع محاسبه شده بود ولی اندازه‌گیری رطوبت یک روز بعد از آبیاری و محاسبه پتانسیل ماتریک شکل شماره ۳ و ۴ نشان می‌دهد که تغییر رطوبت در اعماق بیش از یک متر چنان نیست که حاکی از تبخیر در لایه‌های بالادست، بدون اشباع شدن لایه‌های پایین باشد. با توجه به شکل‌های گفته شده معلوم می‌شود که میزان نفوذ عمقی ناچیز است و به همین دلیل در این مطالعه از آن صرف نظر شده است.

- آزمایش صحرائی

در محوطه شرکت خدمات مهندسی آب و خاک کشور واقع در مردآباد کرخ پارامترهای فیزیکی خاک با ایجاد پروفیل و آزمایش‌های لازم تعیین شد. هر آزمایش سه مرتبه تکرار و میانگین هندسی آن در جدول شماره ۱ خلاصه شده است.

وزن 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 شد. منحنی رطوبتی خاک با دستگاه صفحات فشاری و مقدار رطوبت حجمی از رطوبت وزنی به دست آمد.

پس از مشخص شدن تعداد لایه‌ها در پروفیل خاک، رطوبت اولیه مربوط به هر لایه تعیین و مقدار آب مورد نیاز خاک تا حد اشباع و تا عمق یک متر با توجه به جدول شماره ۱ محاسبه شد. سه کرت

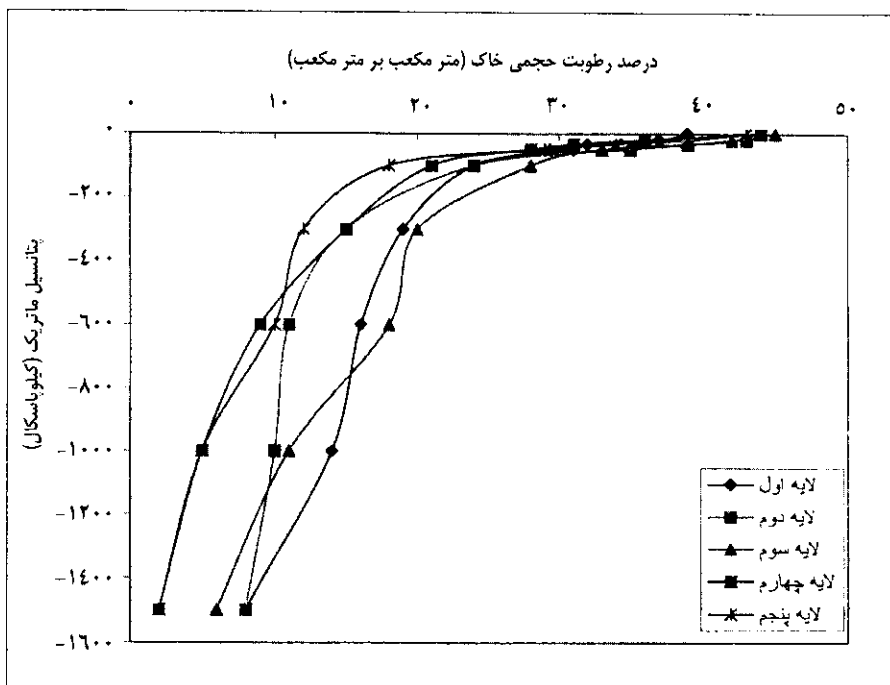
هستند. وزن مخصوص ظاهری از ۱/۵۹ تا ۱/۴۲ در

۵- نتایج و بحث:

جدول شماره ۱، خصوصیات فیزیکی خاک منطقه مورد آزمایش را نشان می‌دهد. همان‌گونه که از این جدول معلوم می‌شود، خاک منطقه از ۵ لایه تشکیل شده است که عمدتاً سیلتی‌لوم و رسی‌لوم است. جدول شماره ۱، خصوصیات فیزیکی خاک منطقه مورد بررسی است. شکل شماره ۲ منحنی رطوبتی ۵ لایه را نشان می‌دهد که لایه ۵ بیشترین توانایی و لایه اول کمترین توانایی ذخیره آب را داراست.

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

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



شکل شماره ۲- منحنی رطوبتی خاک مورد آزمایش (کرج)

در دو ایستگاه تحقیقاتی تربت حیدریه و مشهد آن آزمایش‌ها به منظور مقایسه در جدولهای شماره قبلاً آزمایش‌های بیلان آب قبلاً انجام شد که نتایج ۲ و ۳ ارائه می‌شود [۱].

جدول شماره ۲- خصوصیات فیزیکی خاک مورد آزمایش در منطقه تربت حیدریه

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

جدول شماره ۳- خصوصیات فیزیکی خاک مورد آزمایش در منطقه مشهد

شماره لایه	عمق (سانتی‌متر)	وزن مخصوص ظاهری (گرم بر سانتیمتر مکعب)	رس (درصد)	سیلت (درصد)	شن (درصد)	بافت خاک
۱	۰-۳۰	۱/۱۸۶۲	۸	۳۸	۵۴	لوم
۲	۳۰-۶۰	۱/۶۸۷۲	۳۶	۵۲	۱۲	سیلتی رسی لوم
۳	۶۰-۱۵۰	۱/۴۱	۲۶	۵۲	۲۲	سیلتی لوم

شرایط اولیه و مرزی خاک حقیقی به شرح زیر است:

$$f(z) = \theta v$$

$$Z \leq 0 \quad t=0 \quad \text{شرایط اولیه}$$

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

عمق نامحدود : زیرین

شرایط مرزی زیرین عمق نامحدود در نظر گرفته و شرایط مرزی بالا دست از تجمع آب تا تبخیر تغییر می‌کند. با استفاده از مدل بیلان آب و با توجه به شرایط اولیه و مرزی، مقدار تبخیر کل از رابطه شماره ۲ برای مناطق موجود محاسبه و در جدول شماره ۴ ارائه شده است.

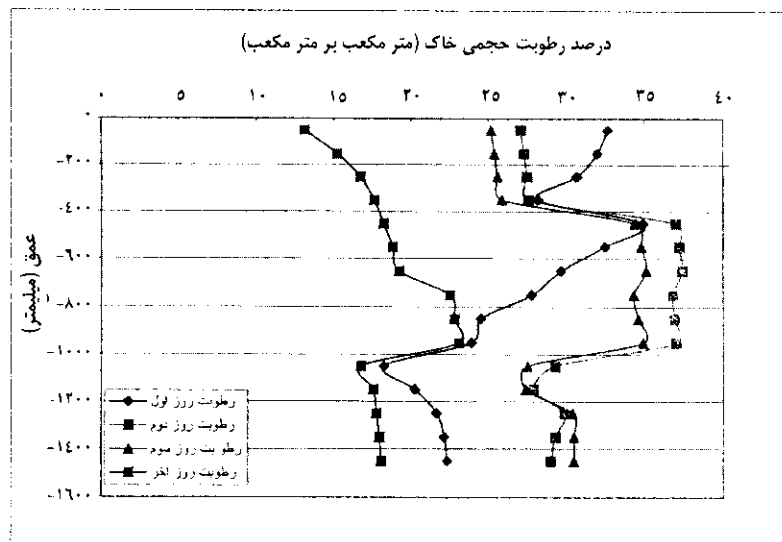
جدول شماره ۴- مقادیر تبخیر نهایی محاسبه شده با مدل بیلان آب

مناطق	دوره (روز)	تبخیر نهایی براساس مدل بیلان آب (میلیمتر)
کرج	۲۰	۱۷۴
تربت	۴۴	۱۱۶
مشهد	۶۲	۲۹۷

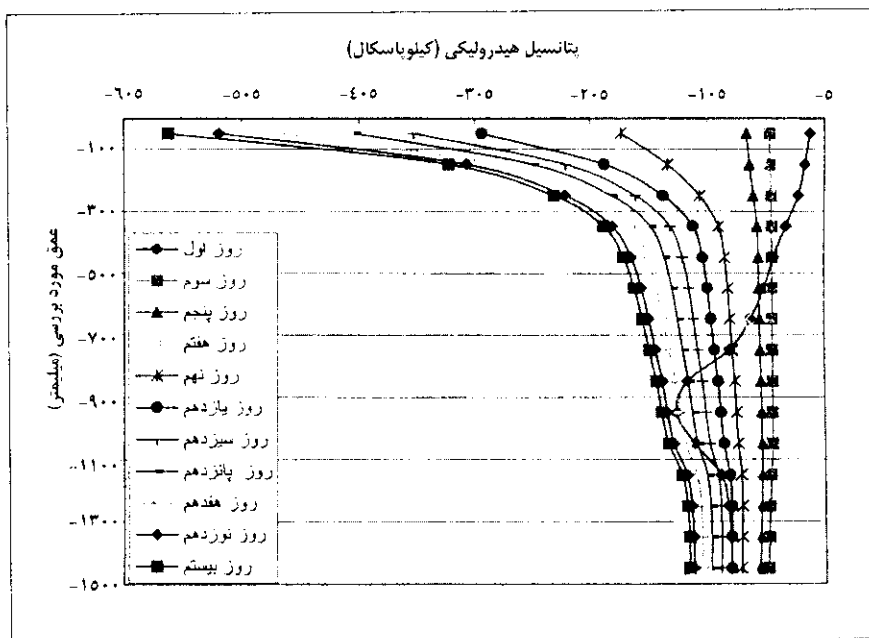
محاسبه تبخیر با استفاده از روش شیب هیدرولیکی صفر

روز بعد از آبیاری، از خاک برای تعیین رطوبت نمونه برداری شد. همان‌گونه که از شکل شماره ۳ مشخص می‌شود، رطوبت روز اول در لایه های خاک تا عمق یک متر زیاد شده است و رطوبت روز دوم و سوم تا عمق ۴۰ سانتیمتر نسبت به روز اول کاهش، ولی از آن به بعد تا عمق یک متر افزایش یافته است. رطوبت در روز بیستم (آخر) نسبت به تمامی روزهای قبل کاهش یافته است. همچنین، تغییرات رطوبتی در عمق یک تا ۱/۵ متری بین روزهای سوم و آخر نشان دهنده عمق معادل ۶۰ میلیمتر آب است. منحنی رطوبتی خاک با استفاده از نمونه برداشت شده، با روش صفحات فشاری رسم شد و منحنی پتانسیل هیدرولیکی - عمق شکل شماره ۴ به دست آمد. همان‌گونه که از منحنی فوق مشخص می‌شود، میزان پتانسیل هیدرولیکی یک روز بعد از آبیاری در سطح نزدیک نقطه اشباع است. ولی رطوبت در طول

پروفیل به رطوبت اشباع نرسیده است. شیب پتانسیل هیدرولیکی در اعماق بیش از یک متر تقریباً صفر و شیب عمومی تمامی خطوط پتانسیل نشان دهنده تبخیر و عدم نفوذ عمقی است. حتی منحنی روز اول تا عمق ۹۵ سانتیمتر نشان دهنده نفوذ عمقی است ولی بعد از آن شیب هیدرولیکی تغییر می‌یابد. در نتیجه، تغییرات ۶۰ میلیمتری نشان داده شده در شکل شماره ۳ حاکی از عمل تبخیر از اعماق پایین است و بیانگر نفوذ عمقی نیست. در این محاسبات θ_1 روز اول و θ_2 روز بیستم در نظر گرفته شد. با بررسی منحنی شکل شماره ۴، مشخص می‌شود که پتانسیل هیدرولیکی روز اول در عمق ۹۵ سانتیمتری تغییر کرده است، در نتیجه، تغییرات رطوبتی بین دو روز اول و آخر تا عمق یک متری به عنوان تبخیر از سطح خاک منظور شد. مقدار آب تبخیر شده با توجه به عمق مشخص شده (شیب هیدرولیکی صفر) از روی منحنی رطوبت - عمق از رابطه شماره ۴ تعیین شد.



شکل شماره ۳- منحنی رطوبت - عمق (کرج)



شکل شماره ۴- منحنی بتانسیل هیدرولیکی - عمق (کرج)

جدول شماره ۵- نتایج محاسبه تبخیر از خاک لخت با روش شیب هیدرولیکی صفر و مقایسه با مدل بیلان آب

مناطق	دوره (روز)	محاسبه تبخیر با روش مدل بیلان آب (میلیمتر)	محاسبه تبخیر با روش شیب هیدرولیکی صفر (میلیمتر)	درصد اختلاف
کرج	۲۰	۱۷۴	۱۸۲	۴
تربت	۴۴	۱۱۶	۱۱۷	۰٫۸
مشهد	۶۲	۲۹۷	۲۹۷	۰

۶- نتیجه گیری:

شد که در آن شرط مرز زیرین عمق نامحدود و مرز بالایی سطح تبخیر است. در جدول شماره ۵ نتایج روش شیب هیدرولیکی صفر با مدل بیلان آب برای محاسبه تبخیر ارزیابی شد و خطای کمتر از ۵ درصد بین نتایج وجود داشت که این مقدار اختلاف در آزمایش‌های صحرائی اهمیت چندانی ندارد و تطابق خوبی بین نتایج وجود دارد. برای محاسبه تبخیر از سطح خاک لخت از روش شیب هیدرولیکی صفر می‌توان استفاده کرد. بدین منظور، پس از مشخص شدن خصوصیات فیزیکی خاک

تبخیر از سطح خاک نقش مهمی در بیلان آبی طبیعت دارد. در این بررسی، برآورد تبخیر با توجه به حرکت یک‌بعدی غیرماندگار در مناطقی با سطح ایستابی پایین و شرایط واقعی منطقه در مرحله دوم ارائه و ارزیابی شد. به دلیل عمق زیاد آب‌های زیرزمینی نمی‌توان مدل فیزیکی را به کار برد. از این رو از روش شیب هیدرولیکی صفر برای تخمین تبخیر از خاک لخت، در حالت یک‌بعدی غیرماندگار با شرایط اولیه و مرزی حاکم بر فرایند تبخیر استفاده

منطقه، منحنی رطوبتی خاک رسم می‌شود. از روی منحنی رطوبتی خاک پتانسیل ماتریک برای رطوبت مورد نظر تعیین می‌شود. با استفاده از پتانسیل ماتریک تعیین شده و موقعیت مکانی در نظر گرفته شده، منحنی پتانسیل هیدرولیکی - عمق رسم و ناحیه شیب هیدرولیکی صفر مشخص می‌شود. با توجه به عمق مشخص شده، مقدار تبخیر از منحنی رطوبت - عمق، و از رابطه شماره ۴ محاسبه می‌شود.

۷- منابع:

- ۱- خرقانی، ک. ۱۳۸۲. مفاهیم جدید آب قابل دسترس گیاه تحت تنش آبی. رساله دکتری. دانشکده کشاورزی. دانشگاه آزاد اسلامی. واحد علوم و تحقیقات.
- ۲- زارعی، ق. ۱۳۸۱. تبخیر غیرماندگار از خاک بی پوشش 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. Proceeding of the 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., Ledieu, J., Harrath, A. Ben 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 Ashcroft, G. L. 1980. Applied soil physics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- 10- 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.
- 11- Hillel, D. I. 1977. Computer simulation of soil-water dynamics. Int. Dev. Res. Center. Ottawa. Canada.
- 12- Hillel, D. I. 1998. Environmental soil physics. Chapter 18: Evaporation from bear-surface soils and winds erosion. Academic Press Inc., 508-522.
- 13- Laatste, 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- Parehkar, M. 1998. Recharge processes under arid semi-arid areas. (Laboratory experiment and modeling). Ph. D. thesis. Cranfield Uni. Silsoe College.
- 19- 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.
- 20- Ripple, C. D, Rubin. J. and Vanhyllcome. 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.
- 21- 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.
- 22- Warrick, A. W. 1988. Additional solutions for steady-state evaporation from a shallow water table. *Soil Sci.* 146, 63, 66.
- 23- Willis, W. O. 1960. Evaporation from layered soil in the presences of a water table. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 24: 239-242.
- 24- Wilkinson, W. B. and Downing, R. A. 1991. *Applied ground water hydrology*. Claredon Press, 55-76.

Estimate of Unsteady Evaporation from Bare Soils by Zero Flux Plane (ZFP) Method and Comparison with Water Balance Model

M. PAREHKAR, A. NESHAT AND F. KAVEH

Evaporation from the soil surface has an important role in the water balance model in nature, so that the major part of rain fall and irrigation water in arid and semi-arid regions is lost via evaporation from the soil surface. In such areas, there are some regions with high water table and because of evaporation from the soil surface, salts accumulation also occur in the soil surface. So evaporation from the soil surface not only losses water, but also it is responsible for soil salinization. The main difficulty in accurate estimation of nonsteady evaporation in field conditions is the lack of simple functions with minimum input data for calculating water losses in Water Balance model. The main goal of this study is to introduce a simple method for calculating evaporating from the surface of the bear soil in arid and semi-arid regions with a deep water table. Soil water characteristic curves, water content versus depth curve, nonsteady and one dimensional water movement were used in this method, and the rate of anticipation accuracy was determined by the real conditions of the region. Since it is difficult to make the lower boundary conditions similarity, Applying the physical model in regions with a deep water table is impossible. Applied parameters of this model were determined by using Water Balance model in different regions and with respect to the existing position and trend of changes. By using these parameters, the final amount of evaporations were calculated for Karaj, Torbat Heidarieh and Mashhad 174, 116, and 297 mm respectively during 20, 44, and 62 days periods in June 2003, August and September 2002, July and August 2002. In this study, Zero Flux Plane (ZFP) was applied with the initial and boundary conditions dominant in the evaporation process which unlimited depth forms its lower boundary conditions. Water content – depth curve was drawn by using the results obtained from field. The physical parameters were obtained from laboratory tests using undisturbed soil samples. First the water characteristic curve was drawn, Then the hydraulic potential-depth curve was obtained from those results. The depth of evaporation and final evaporation were obtained based on the above mentioned curves and ZFP. The amount of evaporation in above regions are 182, 117, and 297 mm respectively for the above mentioned periods. The differences between the results obtained from ZFP and Water Balance model were less than 5% which is not so important in field experiments, and there is a good crossrespondance between them.

Key words: Bear Soil Evaporation, Deep Water Table, Nonsteady Evaporation, Water Balance Model, Zero Flux Plane Method