

A Review of the Relationships Between the Hydrological Components of the Water Balance in the Assessment of Rainfall Losses

Z. Eslami^{1*}, Kh. Abdollahi²

1,2- PhD Student of Watershed Management and Assistant Professor, Department of Natural Engineering, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Iran.

*(Corresponding Author Email: z.eslami@stu.sku.ac.ir)

Received: 02-06-2022

Revised: 24-07-2022

Accepted: 25-07-2022

Available Online: 21-12-2022

مروری بر روابط مؤلفه‌های هیدرولوژیک بیلان آب در ارزیابی تلفات بارندگی

زهرا اسلامی^{۱*}، خدیار عبدالهی^۲

۱ و ۲- به ترتیب دانشجوی دکتری آبخیزداری و استادیار، گروه مهندسی طبیعت، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، ایران.

*(نویسنده مسئول، E-Mail: z.eslami@stu.sku.ac.ir)

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۰۵/۰۲

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۳/۱۲

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۹/۳۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۵/۰۳

Abstract

In arid and semi-arid regions, a major share of rainfall never reaches streams or groundwater. This part which is known as rainfall loss can play a decisive role in river flow or groundwater recharge. Rainfall losses are used in many hydrological models as one of the basic forecasting components. In this study, the components of the hydrological losses including interception, evapotranspiration, infiltration, and soil moisture have been reviewed, as well as the characteristics of the mentioned components, general concepts, conducted studies, and also the comparison of the useful calculation methods of these components of hydrological losses was reviewed. The review of the studies shows that due to the complex and stochastic nature of the rainfall process and the many factors affecting it, rainfall losses have not yet been comprehensively understood and in many simulations, it is enough to simplify the systems by considering infiltration as a loss function. As a result, in practical applications, fixed values for losses are often used and this simplification leads to a sort of inaccurate runoff simulation. Therefore, firstly, it is recommended to pay attention to the time and place format in the existing rainfall loss models and even their concepts and secondly, more consideration should be paid to the interrelationships among components, because, for example, in the daily time scale, a component such as transpiration may become less important than in long-term time periods, or in an urban watershed due to human manipulation, the loss processes may not be similar to natural watersheds.

Keywords: Hydrological Modeling, Rainfall-Runoff, Infiltration, Initial Losses, Excess Rainfall.

چکیده

در مناطق خشک و نیمه‌خشک سهم قابل‌توجهی از بارندگی هرگز به نهرها یا آب‌های زیرزمینی نمی‌رسد که این بخش به نام تلفات بارندگی شناخته می‌شود و می‌تواند در میزان جریان رودخانه‌ای یا تغذیه آب‌های زیرزمینی نقش تعیین‌کننده‌ای داشته باشد. تلفات بارندگی در بسیاری از مدل‌های هیدرولوژیک به‌عنوان یکی از اجزای اساسی پیش‌بینی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این مطالعه مؤلفه‌های تلفات هیدرولوژیک برگاب، ذخیره چالابی، تبخیر-تعرق، نفوذ و رطوبت خاک مرور شده و همچنین مشخصات مؤلفه‌های مذکور، مفاهیم کلی، مطالعات انجام‌شده و همچنین مقایسه روش‌های مفید محاسباتی این اجزاء تلفات هیدرولوژیک، بیان‌شده‌اند. بررسی مطالعات نشان می‌دهد که با توجه به ماهیت پیچیده و تصادفی فرآیند بارندگی و عوامل متعدد مؤثر بر آن، هنوز از تلفات بارندگی درک جامعی نشده و در بسیاری از شبیه‌سازی‌ها به ساده‌سازی سامانه‌ها از طریق لحاظ نمودن نفوذ به‌عنوان تابع تلفات، بسنده شده است. در نتیجه، غالباً در کاربردهای عملی از مقادیر ثابتی برای تلفات در مدل‌سازی بارندگی استفاده می‌کنند که به لحاظ در نظر نگرفتن تغییرات زمانی و مکانی تلفات، منجر به برآورد نادرستی از کمیت رواناب می‌شود. بنابراین اولاً توجه به قالب زمان و مکان در مدل‌های تلفات بارندگی موجود و حتی مفاهیم آن توصیه می‌شود، ثانیاً باید توجه بیشتری به روابط بین اجزاء شود، زیرا مثلاً در مقیاس زمانی روزانه ممکن است یک مؤلفه نظیر تبخیر-تعرق اهمیت کمتری نسبت به بازه‌های زمانی درازمدت پیدا کند یا در یک حوضه آبخیز شهری به علت دست‌کاری انسانی، فرآیندهای تلفات مشابه حوضه‌های طبیعی نباشد.

واژه‌های کلیدی: مدل‌سازی هیدرولوژیک، بارندگی-رواناب، نفوذ، تلفات اولیه، بارندگی مازاد.

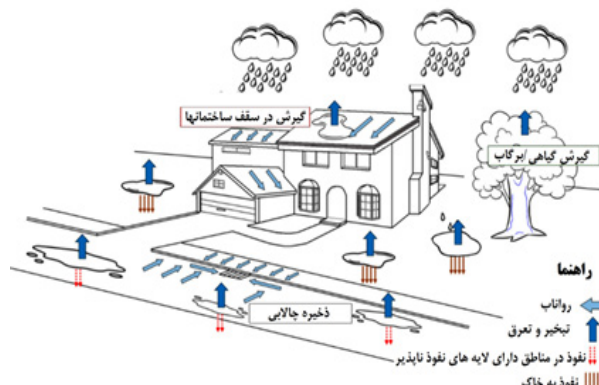
(۲۰۱۴). با این حال، تبخیر یا تبخیر تعرق ممکن است تا ۷۵ درصد از کل بارندگی سالانه را تشکیل دهد (Gray، ۱۹۷۳؛ Brutsaert، ۲۰۰۵). Dickinson و Ullah (۱۹۷۹) دریافتند که ذخیره چالابی نیز نقش مهمی در واکنش هیدرولوژیکی یک حوضه آبریز ایفا می‌کند. گاهی اوقات همه عناصر تلفات هیدرولوژیکی را نمی‌توان به صورت عنصر به عنصر مدل کرد. گاهی نیز محدودیت کاربرد روش داریم؛ همان‌گونه که معادلات نفوذ (مدل‌های نظری) برای برآورد تلفات حوضه‌های آبخیز مناسب نیستند، زیرا آن‌ها فقط تخمین نقطه‌ای ارائه می‌دهند (Ilahee، ۲۰۰۵). در مقابل، مدل‌های مفهومی یکپارچه می‌توانند تلفات را در مقیاس حوضه تعریف کنند (Nandakumar و همکاران، ۱۹۹۴) و تلفات گستره را در نظر بگیرند. مدل‌های هیدرولوژیکی یکپارچه، مقادیر تلفات را در یک رویداد بارندگی در حوضه به صورت جداگانه برآورد می‌کنند. در یک رویداد بارندگی این تلفات تغییرات زمانی و مکانی دارد، بنابراین واکنش تجمعی رواناب به بارندگی به شدت غیرخطی و تابع این تلفات است. با این حال، برای ساده‌سازی گاهی هنگام ترکیب تلفات در مدل‌های هیدرولوژیکی، این تغییرات اغلب نادیده گرفته می‌شوند و از مقادیر ثابت مانند میانگین یا میانه تلفات استفاده می‌نمایند.

با توجه به اهمیت مدل‌سازی هیدرولوژیکی در کاربردهایی نظیر تبیین دبی طراحی در امور سازه‌ای به نظر می‌رسد به بررسی بیشتر روش‌های محاسبه تلفات بارندگی و مفاهیم آن نیاز باشد (Gamage و همکاران، ۲۰۱۴)؛ گرچه این توجه به صورت کلی از قبل به تلفات وجود داشته است اما ارتباط بین عوامل به خوبی دیده نشده است، به‌عنوان مثال McPherson (۱۹۷۸) و Aron (۱۹۸۲) عامل برآورد نادرست بارندگی - رواناب در بسیاری از موارد را عدم انتخاب تابع تلفات مناسب دانسته‌اند و برخی دیگر مانند Yen (۱۹۸۲) و Pilgrim (۱۹۸۶) تأکید کرده‌اند که باید به مطالعه تلفات بارندگی توجه بیشتری نشان داد؛ اما هنوز هم عدم تخمین صحیح تلفات اغلب به‌عنوان یک مشکل اصلی برای مدل‌سازی بارندگی - رواناب خاصه برای حوضه‌های آبخیز شهری و مناطق خشک و نیمه‌خشک شناخته می‌شود. با توجه به موقعیت جغرافیایی و اقلیمی ایران از نظر قرار گرفتن در کمربند خشک و نیمه‌خشک و اهمیت تلفات در مدل‌های هیدرولوژیکی، در این مطالعه انواع تلفات هیدرولوژیکی به شکل برگاب، ذخیره چالابی، تبخیر تعرق، نفوذ و رطوبت خاک بررسی شده است و به بیان مفاهیم کلی و همچنین مطالعات پیشین انجام گرفته در هر بخش و مقایسه روش‌های محاسباتی تلفات پرداخته شده است. نکته دیگری که در این نوع مطالعات بایستی لحاظ کرد، فیزیک مسئله است. فیزیک مسائل وابستگی زیادی به خصوصیات مکانی و مقیاس مطالعه دارد. برای روشن شدن اثر مکان به‌عنوان نمونه در یک حوضه آبخیز شهری (شکل ۱)، مناطق غیرقابل نفوذ نقشی کلیدی در ارتباط با تلفات بارندگی ایفا می‌کنند (Rammal و Berthier، ۲۰۲۰). لذا بررسی ارتباط بین مؤلفه‌ها و

در مباحث بارندگی - رواناب توافق برآنست که همه بارندگی در تولید رواناب مشارکت ندارد، بلکه بخشی از بارندگی منجر به ایجاد رواناب می‌گردد که به آن بارندگی مازاد یا مؤثر اطلاق می‌شود و آن بخش دیگری از بارندگی کل که به‌طور مستقیم منجر به رواناب نمی‌شود، اصطلاحاً تلفات بارندگی^۱ نامیده می‌شود. تخمین میزان تلفات بارندگی به نظر بسیاری از افراد پیچیده‌ترین مؤلفه فرآیند بارندگی است که احتمالاً کمتر مورد توجه مطالعات واقع شده است (Knapp و همکاران، ۱۹۹۱). تلفات بارندگی می‌تواند از خصوصیات نظیر بارندگی، خصوصیات فیزیکی - جغرافیایی حوضه (به‌عنوان مثال شیب حوضه آبخیز و پوشش گیاهی) (Hill و Mein، ۱۹۹۶) و رطوبت خاک تأثیر بپذیرد. خصوصیات بارندگی تحت تأثیر پارامترهایی از قبیل میزان بارندگی، مدت زمان، شدت و متوسط دوره بازگشت هست. به‌عنوان مثال، رابطه بین تلفات و بارندگی سالانه با رابطه بین تلفات و شدت بارندگی طراحی، متفاوت است (Hill و Mein، ۱۹۹۶؛ Nandakumar و همکاران، ۱۹۹۴). تلفات همچنین می‌تواند مربوط به جریان پایه پیش از رگبار باشد (Hill و Mein، ۱۹۹۶؛ Mein و O'Loughlin، ۱۹۹۱؛ Mein و همکاران، ۱۹۹۵؛ Nathan و همکاران، ۲۰۰۳؛ Siriwardena و Mein، ۱۹۹۶). با این حال مطالعات پیشین گزارش نموده‌اند که جریان پایه، یک ویژگی مستقیم حوضه آبریز نیست، بلکه ترکیبی از دیگر خصوصیات فیزیکی مانند نوع خاک و نوع پوشش گیاهی می‌باشد (Hill و Mein، ۱۹۹۶؛ Gamage و همکاران، ۲۰۱۵). یکی از عوامل مؤثر در تعیین ضریب رواناب، تلفات اولیه بارندگی است. سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS، ۱۹۵۶؛ SCS، ۱۹۷۲) روابطی را برای تخمین ارتفاع رواناب ارائه کرده است که در آن میزان رواناب به بارندگی و حجم نگهداشت آب در خاک بستگی دارد. در روش SCS، رواناب در لحظه اولیه رخ نمی‌دهد، بلکه زمانی شکل می‌گیرد که مقدار مشخصی از بارندگی منجر به تلفات برگاب، ذخیره چالابی و نفوذ شده باشد. به مجموع بارندگی که منجر به این تلفات شود، تلفات اولیه بارندگی گفته می‌شود (SCS، ۱۹۷۲؛ پرهمت و همکاران، ۱۳۹۴).

مجموعه مؤلفه‌های تلفات، تلفات کل را به دست می‌دهند. مدل‌های تلفات موجود برای برآورد تلفات هیدرولوژیکی را می‌توان به‌طور کلی به مدل‌های مفهومی و نظری طبقه‌بندی کرد. مدل‌های مفهومی شامل مدل تلفات اولیه - پیوسته (IL-CL)^۲ و مدل تلفات اولیه - نسبی (IL-PL)^۳ می‌باشد که بر اساس واکنش یکپارچه مکانی حوضه می‌باشند (Nandakumar و همکاران، ۱۹۹۴). مدل‌های نظری معمولاً مبتنی بر معادلات نفوذ هستند و سایر عناصر مانند برگاب، ذخیره چالابی و تبخیر تعرق، نقش اندکی به‌عنوان تلفات نسبتاً جزئی دارند. در برخی موارد، تلفات نفوذ تنها می‌تواند ۳۰٪ از کل بارندگی باشد (Chow و همکاران، ۲۰۱۳؛ Gamage و همکاران،

دقت در مقیاس‌های مکانی و زمانی، می‌تواند به شناخت بیشتر تلفات هیدرولوژیکی و محاسبه دقیق‌تر آن‌ها بینجامد.



شکل ۱- نمودار فرآیندهای فیزیکی حاکم بر تولید رواناب در مناطق شهری

انواع تلفات بارندگی

چند مؤلفه‌ای بودن عوامل مؤثر بر تلفات بارندگی نکته‌ای است که شبیه‌سازی‌های هیدرولوژیکی را پیچیده می‌کند و این مؤلفه‌ها علاوه بر آنکه از نظر فرآیندی، عملکردهای متفاوتی دارند، تقدم و تأخرهای بین معادلات حاکم بر آن‌ها می‌تواند نتایج شبیه‌سازی‌ها را بسیار متفاوت سازد. در اینجا خلاصه فهرستی از این اجزای مؤثر، مرور شده‌اند.

• **برگاب:** از نظر فیزیکی اولین مؤلفه تلفات بارندگی که پس از نزول بارندگی ظاهر می‌شود، برگاب است. آن قسمتی از باران که به دلیل وجود پوشش گیاهی (درخت، درختچه، چمن و لاش برگ) در ساختار پوششی گیاه ذخیره می‌شود را برگاب^۱ گویند. برگاب به عوامل متعددی از جمله شدت، زمان بارندگی، ساختار پوشش گیاهی، نوع پوشش (سوزنی یا پهن برگ) و تبخیر در طول بارندگی و بعد از آن بستگی دارد (Rutter و همکاران، ۱۹۷۵). همچنین اگر به مقیاس‌های زمانی درازمدت توجه شود، به‌طور گسترده‌ای بر اساس فصل متفاوت است، به‌عنوان مثال درختان برگ‌ریز در طول ماه‌های زمستان، پتانسیل ذخیره تاج پوشش خود را از دست می‌دهند (Xiao و McPherson، ۲۰۰۲). تلفات انجام‌شده به شکل برگاب بر اساس نوع پوشش زمین و نوع شیوه‌های مدیریتی مورد استفاده در آن به‌طور قابل‌توجهی تغییر می‌کند. در همین ارتباط مقادیر برآوردی برگاب برای انواع پوشش در جدول (۱) نشان داده شده است. در مقیاس‌های رخدادی، مقدار آب ذخیره‌شده به‌صورت برگاب در ابتدای بارندگی زیاد هست و حتی گاهی اگر تراکم پوشش گیاهی زیاد باشد، می‌تواند تا ۱۰۰ درصد بارندگی را شامل شود، ولی به‌تدریج با اشباع شدن سطوح گیاهی، آب به سطح زمین می‌چکد یا آنکه به‌صورت جریان از شاخ و برگ و تنه به سمت زمین

جریان می‌یابد که این شکل جریان آب را جریان ساقه‌ای یا ساقاب^۲ گویند و بخشی هم از بین فضای خالی درختان به زمین می‌رسد که اصطلاحاً میان بارندگی^۳ نامیده می‌شود. حالتی دیگر آب ذخیره‌شده بر روی تاج پوشش ممکن است تبخیر و وارد جو شده و هیچ‌گاه به سطح زمین نرسد (David و همکاران، ۲۰۰۶؛ Muzylo و همکاران، ۲۰۰۹؛ علیزاده، ۱۳۹۱). اگر میزان مجموع بارندگی اندازه‌گیری شده در بالای پوشش گیاهی از میزان جریان ساقاب و میان بارندگی کم شود، می‌توان سهم ناشی از برگاب را در تلفات محاسبه کرد. در صورت لحاظ تبخیر می‌توان تلفات را از رابطه زیر محاسبه کرد (Lewis و Viessman، ۱۹۹۶):

$$L = S + K E t \quad (1)$$

در این رابطه، L تلفات ناشی از برگاب (برحسب میلی‌متر)، S ذخیره برگابی که بسته به نوع پوشش گیاهی بین ۰/۲۵ تا ۱/۲۵ میلی‌متر متغیر است. K درصد پوشش گیاهی نسبت به سطح کل زمین، E سرعت تبخیر برحسب میلی‌متر در ساعت (در روزی که بارندگی صورت گرفته) و t مدت بارندگی (ساعت) است. باوجود پیشرفت‌های قابل‌توجه در علم هیدرولوژی، برگاب فرآیندی است که در مطالعات هیدرولوژی کمتر به آن توجه شده است، بخشی از دلایل این مهم می‌تواند به علت سختی اندازه‌گیری و تخمین آن باشد. در خصوص اهمیت این مؤلفه تلفات همین بس که گاهی از مقدار کل ریزش بارندگی در طول سال تا ۲۵ درصد آن به دلیل برگاب تلف‌شده و به رواناب تبدیل نمی‌شود (علیزاده، ۱۳۹۱). جهت محاسبه برگاب مدل‌های زیادی به کار گرفته شده است. Muzylo و همکاران (۲۰۰۹) مروری بر مدل‌سازی پایه فیزیکی برگاب بارندگی انجام دادند و متداول‌ترین مدل‌های مورد استفاده، مدل‌های اصلی و پراکنده Gash (۶۹ مورد) و مدل‌های اصلی و پراکنده Rutter (۴۲ مورد) را ذکر کرده‌اند. نامبرندگان عنوان نموده‌اند که در مطالعات برگاب عدم اعتبارسنجی مدل‌ها، مطالعات مقایسه‌ای محدود و توجه نکردن به عدم قطعیت در اندازه‌گیری‌ها و پارامترها، از برجسته‌ترین اشکالات این مدل‌ها بوده است. لذا می‌توان گفت عدم قطعیت موجود در داده‌های ورودی مدل به‌ندرت در مدل‌سازی برگاب باران، مورد توجه قرار گرفته است. برخی از ویژگی‌های فهرست شده در مدل‌های مورد استفاده برای محاسبه برگاب در جدول (۲) نشان شده است.

جدول ۱- میزان برگاب انواع پوشش گیاهی

منبع	میزان برگاب (اینچ)	نوع پوشش گیاهی
Link و همکاران، ۲۰۰۴	۰/۱۱-۰/۱۷	درختان مخروطی شکل
Xiao و همکاران، ۲۰۰۰	۰/۰۹-۰/۱۴	درختان برگ‌ریز
Linsley و همکاران، ۱۹۸۲	۰/۰۸	مراتع
Linsley و همکاران، ۱۹۸۲	۰/۰۳	زمین زراعی-ذرت
Linsley و همکاران، ۱۹۸۲	۰/۱۶	زمین زراعی-تمام غلات

جدول ۲- ویژگی مدل‌های مورد استفاده برای محاسبه برگاب (برگرفته از Muzylo و همکاران، ۲۰۰۹)

نام مدل	متغیرهای خروجی			مقیاس زمانی	مرجع
	برگاب	میان بارندگی	ساقاب		
Rutter-type Rutter	*	*	*	ساعتی	Rutter و همکاران، ۱۹۷۱
Sellers and lockwood	*	*	*	ساعتی	Sellers و Lockwood، ۱۹۸۱
Massman	*	*	*	۱۰ دقیقه	Massman، ۱۹۸۳
Liu.j	*	*	*	روزانه	Liu، ۱۹۸۸
Liu.s	*	*	*	ساعتی	Liu، ۱۹۹۷
Xiao	*	*	*	ساعتی	Xiao و همکاران، ۲۰۰۰
Ruter sparse	*	*	*	ساعتی	Valente و همکاران، ۱۹۹۷
Gash type Gash	*	*	*	ساعتی	Gash، ۱۹۷۹
Mulder	*	*	*	روزانه	Mulder، ۱۹۸۵
Gash sparse	*	*	*	ساعتی	Gash و همکاران، ۱۹۹۵
Zeng	*	*	*	ساعتی	Zeng و همکاران، ۲۰۰۰
Van Digg and Bruijnzeel	*	*	*	روزانه	Bruijnzeel و van Dijk، ۲۰۰۱
Murakami	*	*	*	ساعتی	Murakami، ۲۰۰۷
Calder Stochastic	*	*	*	ساعتی	Calder، ۱۹۸۶
Calder two-layer	*	*	*	ساعتی	Calder، ۱۹۹۶

در جدول (۳)، میزان ذخیره چالابی در کاربری‌های مختلف و انواع خاک با شیب‌های مختلف نشان داده شده است. در مفهوم‌سازی ذخیره چالابی فرض بر آن است که تمام آب فرصتی برای نفوذ یا تبخیر داشته است. Viessman و Lewis (۱۹۹۶) نشان دادند زمانی که بارندگی پیشین وجود دارد، شدت ذخیره تقریباً به نصف کاهش می‌یابد. همچنین رابطه‌ای را بین شیب روی سطح غیرقابل نفوذ و ذخیره چالابی تعیین کردند که با افزایش شیب و نزدیک شدن به مقدار چهار درصد، ذخیره چالابی ممکن است به صفر نزدیک شود.

Viessman و همکاران (۱۹۷۷) با استفاده از داده‌های غیرقابل نفوذ مناطق کوچک رابطه (۲) را برای ذخیره چالابی (d) براساس درصد شیب (s) به صورت تقریبی برحسب سانتی‌متر ارائه نمودند.

$$d = 0.341 - 0.076 S \quad (2)$$

رابطه تجربی ساده دیگری توسط Linsley و همکاران (۱۹۸۲) ارائه شده است که ذخیره چالابی را تابعی از بارندگی مؤثر می‌داند.

$$SD_i(t) = SD_{i,0} [1 - e^{-pci/SD_{i,0}}] \quad (3)$$

که در آن $SD_i(t)$ ذخیره چالابی در زمان (mm)، $SD_{i,0}$ ظرفیت ذخیره چالابی (mm) و pci : بارندگی مازاد تجمعی روی خاک (mm) است.

• **ذخیره چالابی:** پس از رسیدن باران به زمین، بخشی از بارندگی در قسمت‌هایی از سطح زمین ذخیره می‌شود که به آن ذخیره چالابی^۷ گفته می‌شود. آب ذخیره‌شده در چاله‌ها بعداً داخل زمین نفوذ می‌کند یا نهایتاً تبخیر می‌شود. کمی‌سازی این بخش از بارندگی از آن جهت مهم تلقی شده که در مشاهدات ملاحظه شده که ذخیره چالابی نقش مهمی در رواناب سطحی و رسوب زمین‌های کشاورزی دارد (Dunne و همکاران، ۱۹۹۱؛ Hairsine و همکاران، ۱۹۹۲؛ Huang و Bradford، ۱۹۹۰؛ Govers و همکاران، ۲۰۰۰؛ Takken و Govers، ۲۰۰۰؛ Darboux و همکاران، ۲۰۰۲؛ Abd Elbasit و همکاران، ۲۰۱۹). نکته مهم دیگری که در مناطق شهری اهمیت می‌یابد، این است که ذخیره چالابی هم در سطوح نفوذپذیر و هم نفوذناپذیر وجود دارد، هرچند که به طور نسبی در سطوح دست‌نخورده و نفوذپذیر بیشتر است. اهمیت این اثر ذخیره‌ای در سطح در اینجاست که رواناب تولیدی در مقیاس کوچک به حجم چاله‌ها یا پستی‌وبلندی‌های کوچک سطح زمین بستگی دارد. حجم ذخایر در شبیه‌سازی‌های هیدرولوژیکی با استفاده از عبارتی تحت عنوان «ذخیره چالابی حداکثر»^۸ محاسبه می‌شود. برخی از مهم‌ترین عوامل مؤثر بر ذخیره چالابی شیب، نوع خاک سطحی، کاربری اراضی، بارندگی پیشین و زمان هست (میرزایی و همکاران، ۱۳۹۲).

جدول ۳- مقادیر ذخیره چالابی بر اساس کاربری اراضی، خاک و شیب (میرزایی و همکاران، ۱۳۹۲).

کاربری اراضی	شیب (درصد)	شن	لومی	لومی رسی	لوم	سیلت	سیلت لوم	شنی رسی	شنی لومی	رسی لومی	رسی	سیلی رسی	سیلی	رسی
جنگل	>۰/۵	۸	۷/۵	۷	۶/۵	۶	۵/۵	۵	۴/۵	۴	۳/۵	۳	۲/۵	
	۰/۵-۵	۶/۳۱	۵/۹۱	۵/۵۲	۵/۱۳	۴/۷۳	۴/۳۴	۳/۹۴	۳/۵۵	۳/۱۵	۲/۷۶	۲/۳۷	۱/۹۷	
	۵-۱۰	۳/۹۲	۳/۶۸	۳/۴۳	۳/۱۹	۲/۹۴	۲/۷	۲/۴۵	۲/۲۱	۱/۹۶	۱/۷۲	۱/۴۷	۱/۲۳	
	<۱۰	۱/۹۲	۱/۸	۱/۶۸	۱/۵۶	۱/۴۴	۱/۳۲	۱/۲	۱/۰۸	۰/۹۶	۰/۸۴	۰/۷۲	۰/۶	
مرتع	>۰/۵	۵	۴/۷۳	۴/۴۵	۴/۱۸	۳/۹۱	۳/۶۴	۳/۳۶	۳/۰۹	۲/۸۲	۲/۵۵	۲/۲۷	۲	
	۰/۵-۵	۳/۹۶	۳/۷۳	۳/۵۱	۳/۳	۳/۰۸	۲/۸۷	۲/۶۵	۲/۴۴	۲/۲۲	۲/۰۱	۱/۷۹	۱/۵۸	
	۵-۱۰	۲/۴۵	۲/۳۲	۲/۱۸	۲/۰۵	۱/۹۲	۱/۷۸	۱/۶۵	۱/۵۲	۱/۳۸	۱/۲۵	۱/۱۱	۰/۹۸	
	<۱۰	۱/۲	۱/۱۴	۱/۰۷	۱/۰۱	۰/۹۴	۰/۸۷	۰/۸۱	۰/۷۴	۰/۶۸	۰/۶۱	۰/۵۵	۰/۴۸	
زراعت	>۰/۵	۳	۲/۸۶	۲/۷۳	۲/۵۹	۲/۴۵	۲/۳۲	۲/۱۸	۲/۰۵	۱/۹۱	۱/۷۷	۱/۶۴	۱/۵	
	۰/۵-۵	۲/۳۷	۲/۲۶	۲/۱۵	۲/۰۴	۱/۱۹	۱/۸۳	۱/۷۲	۱/۶۱	۱/۵۱	۱/۴	۱/۲۹	۱/۱۸	
	۵-۱۰	۱/۴۷	۱/۴	۱/۳۴	۱/۲۷	۱/۲	۱/۱۴	۱/۰۷	۱	۰/۹۴	۰/۸۷	۰/۷۴	۰/۷۴	
	<۱۰	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۶۶	۰/۶۲	۰/۵۹	۰/۵۶	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۳۶	
زمین بایر	>۰/۵	۱/۵	۱/۴۵	۱/۴۱	۱/۳۶	۱/۳۲	۱/۲۷	۱/۲۳	۱/۱۸	۱/۱۴	۱/۰۹	۱/۰۵	۱	
	۰/۵-۵	۱/۱۲	۱/۰۹	۱/۰۵	۱/۰۲	۰/۹۹	۹۵	۰/۹۲	۰/۸۸	۰/۸۵	۰/۸۱	۰/۷۸	۰/۷۵	
	۵-۱۰	۰/۷۴	۷۲	۰/۷	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۴۹	
	<۱۰	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۴	

و همکاران، ۱۹۷۴؛ Allen و Pruitt، ۱۹۸۶). ارزیابی دقیق تر انجام شده توسط Jensen و همکاران (۱۹۹۰) نشان می دهد که معادلات پایه فیزیکی به طور کلی دقیق تر هستند. دستیابی داده های تشت تبخیر نسبتاً آسان است، لذا در صورت ثبات محل و برداشت داده های تبخیر به روش مناسب و مداوم می توانند منبع داده ای مناسبی برای تبخیر پتانسیل باشند. این موضوع حتی در فرآورده ای نیاز آبی در کشاورزی نیز اهمیت دارد، به دلیل اینکه برنامه ریزی و مدیریت آبیاری به برآورد دقیق نیازهای آبی محصول بستگی دارد (Michalopoulos و Papaioannou، ۱۹۹۱). نرخ تبخیر تعرق از سطح مرجع که در واقع سطحی فرضی پوشیده شده از چمن هست تحت عنوان تبخیر تعرق مرجع به جای پتانسیل عنوان می شود (Allen و همکاران، ۱۹۹۸). تفاوت بین برخی از مدل های تجربی تبخیر تعرق از نظر داده های ورودی، سری زمانی و نوع کاربرد آن در جداول (۴) و (۵) ارائه شده است.

روش های مختلفی برای تعیین یا تخمین تبخیر ارائه شده است. در این ارتباط می توان با استفاده از رویکردهای مستقیم هیدرولوژیک مانند بیلان آب و خاک-لایسیمتر و یا روش های میکرو-هواشناسی مانند بیلان انرژی، نسبت باونز، آئروپنمیک، همبستگی گردابی و روش های فیزیولوژیکی گیاهی، تبخیر تعرق را تخمین زد (Rana و Katerji، ۲۰۰۰؛ Ngongondo و همکاران، ۲۰۱۳)، یا جهت اندازه گیری تبخیر تعرق واقعی از روش های اندازه گیری خاصی مانند سنجش از دور استفاده شود. داده های سنجش از دور از

• **تبخیر تعرق:** بخشی از بارندگی که از روی سطوح مختلف زمین یا پوشش گیاهی تبدیل به بخار آب یا تعرق می شود و به جو بازمی گردد، تبخیر تعرق^۱ نامیده می شود. به دلیل عملکرد پیوسته فرآیند در حضور آب، تبخیر از سطوح آزاد آب، خاک و تعرق توسط گیاهان در طراحی پروژه های منابع آب، پیش بینی جریان سیل و تعیین نیازهای آبرسانی پروژه های آبیاری دارای اهمیت است. میزان تبخیر بسته به عوامل هواشناسی و ماهیت سطحی که از آن تبخیر انجام می شود، متفاوت است. برخی عوامل هواشناسی مؤثر بر تبخیر عبارتند از: تابش خورشید، اختلاف فشار بخار بین سطح آب و هوای اطراف، رطوبت نسبی، دما، باد، فشار اتمسفر و غیره. به علاوه تبخیر به خصوصیات سطح نیز وابسته است، برای سطوح بزرگ، به دلیل وجود سطوح گسترده تبخیر شونده، اندازه گیری مستقیم تبخیر امکان پذیر نیست. در محاسبات تلفات ناشی از تبخیر به دلیل پیچیدگی در تعیین کمیت تبخیر تعرق واقعی، تبخیر تعرق پتانسیل (ETp) مبنای نظری برای تخمین فراهم می کند که می توان به عنوان حداکثر مقدار آبی که در یک زمان مشخص از یک پوشش گیاهی کامل در صورت عدم محدودیت آبی تبخیر تعرق شود، تعریف کرد (Hulme و Chattopadhyay، ۱۹۹۷). مقادیر روزانه تبخیر تعرق بالقوه معمولاً با استفاده از داده های تشت تبخیر روزانه با یک ضریب تعدیل ماهانه یا با معادلات فیزیکی یا تجربی مبتنی بر متغیرهای هواشناسی، تخمین زده می شود. به نظر می رسد استفاده از هر یک از این رویکردها منطقی باشد (Saxton

فناوری‌های ماهواره‌ای قابل بازیابی هستند و به ارائه اطلاعات در مورد پارامترهای بیوفیزیکی از قبیل نوع و تراکم پوشش گیاهی و آلبیدو سطح می‌پردازند که می‌تواند تبخیرتعرق را ارزیابی نماید. دو رویکرد دمای سطحی رادیومتری جهت جداسازی گرمای نهان محسوس و رویکردهای پوشش گیاهی برگرفته از بازتاب سطحی مانند LAI^۱ و NDVI^{۱۱}، به صورت گسترده در کشاورزی جهت

تخمین تبخیرتعرق مورد استفاده قرار می‌گیرد. تخمین تبخیرتعرق از داده‌های سنجش‌ازدور برآوردی از توزیع مکانی و زمانی را در مقیاس بزرگ فراهم می‌کند (Talsma و همکاران، ۲۰۱۸؛ Ghiat و همکاران، ۲۰۲۱)، ازاین‌رو در مقیاس‌های بزرگ، سنجش‌ازدور می‌تواند کارایی مناسب خود را نسبت به سایر روش‌ها در تخمین تبخیر تعرق نشان دهد (Zhang و همکاران، ۲۰۱۶).

جدول ۴- مقایسه انواع روش‌های برآورد تبخیرتعرق واقعی (جوادیان و همکاران، ۱۳۹۷)

روش	پایه فیزیکی و فرضیات	تفکیک مکانی	پوشش زمانی	دسترسی به ورودی‌ها	سهولت در اجرا	عدم وابستگی به اقلیمی خاص	دقت در توزیع مکانی	دقت از نظر مقداری
بیلان انرژی سطح	SEBAL	متوسط	-	خوب	خوب	ضعیف	متوسط	خوب
	SEBS	ضعیف	-	ضعیف	ضعیف	ضعیف	-	-
	S-SEBI	ضعیف	-	متوسط	متوسط	ضعیف	-	-
گیاه مرجع	ETLook	خوب	-	خوب	ضعیف	خوب	-	-
	ETr	ضعیف	ضعیف	متوسط	خوب	ضعیف	ضعیف	ضعیف
محصولات آماده	MOD16	متوسط	متوسط	متوسط	خوب	ضعیف	ضعیف	ضعیف
	ECMWF	خوب	ضعیف	خوب	خوب	ضعیف	ضعیف	متوسط
	WaPOR	خوب	خوب	ضعیف	خوب	خوب	خوب	ضعیف
	GLEAM	متوسط	ضعیف	خوب	متوسط	ضعیف	ضعیف	ضعیف

جدول ۵- خلاصه‌ای از پرکاربردترین روابط تبخیرتعرق

مدل تبخیر و تعرق	سری زمانی	نوع تبخیر و تعرق	داده‌های ورودی	مرجع
Penman-Monteith	روزانه و ساعتی	پتانسیل-مرجع	تابش خورشیدی، دمای هوا، رطوبت نسبی و سرعت باد	Penman، ۱۹۴۸؛ Monteith و همکاران، ۱۹۶۵؛ Allen و همکاران، ۱۹۹۸
Thorntwaite	ماهانه	پتانسیل-مرجع	دمای هوا	Thorntwaite، ۱۹۴۸؛ Michalopoulou و Papaioannou، ۱۹۹۱
Lowry-Johnson	روزانه	پتانسیل	دمای هوا	Lowry و Johnson، ۱۹۴۲
Blaney-Criddle	روزانه	پتانسیل و مرجع	دمای هوا، رطوبت نسبی، تعداد ساعات آفتابی، سرعت باد	Blaney و Criddle، ۱۹۵۰
Priestley-Taylor	روزانه	پتانسیل-مرجع	دمای هوا، تابش خورشیدی	Priestley و Taylor، ۱۹۷۲؛ Michalopoulou و Papaioannou، ۱۹۹۱
Stanghellini	ساعتی	مرجع (محیط گلخانه)	تابش خورشیدی، دمای هوا، رطوبت نسبی	Stanghellini، ۱۹۸۷
Hargreaves and Samani	روزانه	مرجع	دمای هوا	Samani و Hargreaves، ۱۹۸۵
Turc	سالانه	واقعی	بارندگی، دمای هوا	Turc، ۱۹۵۱

• **نفوذ:** گرچه ممکن است از دیدگاه لغوی تلف شدن آب در اثر نفوذ در تخصص‌های خارج از هیدرولوژی، نامتعارف به نظر بیاید، اما هیدرولوژیست‌ها فرآیند نفوذ^{۱۱} که طی آن بخشی از باران از سطح زمین وارد خاک می‌گردد را بخشی از تلفات بارندگی

می‌دانند. این فرآیند نفوذ آب به خاک نقش اساسی در هیدرولوژی، خاک‌شناسی، هیدروژئولوژی، آبیاری و دستگاه‌های زهکشی دارد (Kale و Sahoo، ۲۰۱۱؛ Ghumman و همکاران، ۲۰۱۸؛ Mahapatra و همکاران، ۲۰۲۰؛ Panahi و همکاران، ۲۰۲۱). نفوذ

ابتدا کمبود رطوبت خاک را تکمیل می‌کند. سپس آب اضافی تحت تأثیر نیروی گرانش به سمت پایین حرکت می‌کند. این حرکت رو به پایین، حرکت عمقی آب نامیده می‌شود؛ چنانچه حرکت آن جانبی باشد، نشت نامیده می‌شود. میزان نفوذ آب داخل خاک به عوامل زیادی از جمله خصوصیات خاک، شرایط سطح خاک و پوشش گیاهی روی آن، رطوبت پیشین خاک، شرایط اقلیمی، مدت و شدت بارندگی، فعالیت‌های انسانی، کیفیت آب و سطح آب زیرزمینی بستگی دارد. برای تعیین چگونگی نفوذ آب به خاک، معادله‌های مختلف وجود دارد که برخی از آن‌ها بر مبنای خصوصیات فیزیکی خاک هستند و برخی دیگر بر اساس ترسیم و تحلیل منحنی بین سرعت نفوذ و زمان بنا شده‌اند و خصوصیات فیزیکی بخصوصی از خاک را در بر نمی‌گیرند. به کارگیری این معادله‌ها از اتلاف وقت و هزینه زیاد اندازه‌گیری نفوذ در مزرعه بخصوص در سطح وسیع، جلوگیری می‌کند (نشاط و پاره‌کار، ۱۳۸۶).

روش‌های اندازه‌گیری تخمین نفوذ آب در خاک را می‌توان پنج دسته تقسیم کرد: روش‌های اندازه‌گیری درجا، تجربی، مدل‌های گرین آمپ، معادله ریچارد و دستگاه‌های اطلاعاتی (Sonaje, ۲۰۱۳). میزان نفوذ آب در خاک را می‌توان به صورت مستقیم با استفاده از نفوذسنج اندازه‌گیری کرد، مانند استفاده از استوانه‌های دوتایی. از جمله معایب روش نفوذسنج کاهش نرخ نفوذ با افزایش عمق و قطر نفوذسنج، تأثیر شرایط اطراف نفوذسنج بر میزان نفوذ، اختلال خاک در اثر راندن حلقه یا لوله نفوذسنج است. همچنین دقت کم و پیچیدگی این روش از جمله محدودیت‌های استفاده از آن می‌باشد. برخلاف پیچیدگی مربوط به روش‌های درجا، مدل‌های تجربی معمولاً به شکل معادلات ساده هستند. آن‌ها تخمینی از نفوذ و نفوذ تجمعی ارائه می‌دهد، مانند معادلات کوستیاکوف، فیلیپ، هورتون، هولتان و SCS. تغییرپذیری مکانی پارامترهای خاک در مدل‌های ریاضی گنجانده شده است. با این حال، آن‌ها قادر به تهیه اطلاعات مربوط به توزیع سطح آب نیستند. مدل‌های گرین-آمپ به حوضچه‌های سطحی و حرکت جبهه مرطوب می‌پردازند. اهمیت اصلی در این روش‌ها ارزیابی پروفیل فشار رطوبتی خاک است و همچنین سادگی در استفاده، سازگاری با سناریوهای مختلف و متغیرهایی که به راحتی قابل اندازه‌گیری هستند. روش‌های گرین-آمپ-فیلیپ بر اساس ساده‌سازی معادله ریچاردز است. معادله ریچاردز که برای حرکت آب در خاک است، بر اساس قانون داریسی باکینگهام می‌باشد. مهم‌ترین شرط برای تجزیه و تحلیل، حرکت عمودی خاک هست. در اینجا مشکل، اساساً یک بعدی بودن هست. این معادله فقط مربوط به نفوذ تجمعی نسبت به زمان هست و اطلاعاتی در مورد مشخصات رطوبت یا توزیع جریان ارائه نمی‌دهد (Philip, ۱۹۹۱). فرض اساسی مورد استفاده در هر دو روش این است که نفوذ زمانی رخ می‌دهد که آب در بالای خاک قرار می‌گیرد. روش SCS برای استفاده با مقادیر بارندگی روزانه طراحی شده است

و هیچ مبنای مفهومی برای استفاده در توصیف تلفات بارندگی درون رویداد بارندگی، وجود ندارد. در پژوهش Tracy و Marino (۱۹۸۷) نشان داده شده است که روش SCS بر اساس شدت بارندگی زمانی که برای رویدادهای بزرگ استفاده می‌شود، تا حدی ممکن است غیرقابل اعتماد باشد. این روش باید در زمانی اعمال شود که شدت‌های بارندگی مورد استفاده برای پیش‌بینی، در همان محدوده‌ای هستند که برای کالیبراسیون استفاده می‌شود. اگر میزان کالیبراسیون و پیش‌بینی متفاوت باشد، استفاده از این معادلات ممکن است معتبر نباشد. در آزمون اعتبارسنجی نشان داده شده است که افزایش ۵۰ درصدی در شدت بارندگی بالاتر از مقادیر کالیبره شده، منجر به پیش‌بینی ضعیف نفوذ می‌شود.

به دلیل اینکه معادلات گرین آمپ و فیلیپ دارای مبنای فیزیکی بیشتر هستند، اغلب اعتقاد بر این است که آن‌ها به طور واقعی‌تری فرآیند نفوذ را توصیف می‌کنند (Wilcox و همکاران، ۱۹۹۰). با این حال، این ارتباطی با بهبود دقت مدل ندارد. دلیل اینکه بیشتر این رویکردهای مبتنی بر پایه فیزیکی، معمولاً دقت بهتری ندارند، ممکن است به دلیل سه عامل باشد (Knapp و همکاران، ۱۹۹۱):
۱- هر دو برای تخمین نفوذ در شرایط آبیگر طراحی شده‌اند. این روش‌ها تمایل دارند که نفوذ را در اوایل رویداد و قبل از آبیگری، بیش‌ازحد تخمین بزنند (Rawls و همکاران، ۱۹۷۶؛ Tracy و Marino, ۱۹۸۷). چندین اصلاح در رویکرد گرین آمپ برای تخمین نفوذ قبل از آبیگری توسعه داده شده است (Mein و Larson, ۱۹۷۳؛ Smith و Parlange, ۱۹۷۸).

۲- در روش‌های با مبنای فیزیکی، بخش بزرگی از مفهوم فیزیکی خود را در حین کالیبره شدن برای خاک‌های دارای کانال‌های بزرگ (نظیر خاک‌های دارای کانال‌های حاصل از حفره‌های ایجاد شده توسط جانداران یا ریشه گیاهان و سایر موارد) از دست می‌دهند (Starr و Gish, ۱۹۸۳).

۳- مقادیر پارامتر تنظیم شده در طول فرآیند کالیبراسیون می‌تواند تا حد زیادی تحت تأثیر تنوع مکانی بارندگی و نفوذ باشد و گاهی نیز ممکن است تحت خطاهای موجود در اندازه‌گیری بارندگی و جریان قرار گیرد (Tracy و Marino, ۱۹۸۷). بنابراین، به دست آوردن مقادیر خوب و ثابت برای پارامترهای نفوذ دشوار است. حتی پارامترهای روش‌های طراحی شده برای استفاده از ویژگی‌های خاک قابل اندازه‌گیری، معمولاً در فرآیند کالیبراسیون تغییر می‌کند. مطالعات پیشین نشان می‌دهد که محققین زیادی روش‌های مختلف نفوذ را بررسی کردند و به بیان مزیت‌ها و معایب آن‌ها پرداختند. در جدول (۶) شرح مختصری از پرکاربردترین معادلات نفوذ نشان داده شده است. نفوذ تجمعی ماهیتی متفاوت از شدت نفوذ است. طی پژوهشی توسط نشاط و پاره‌کار (۱۳۸۶) جهت بررسی سرعت نفوذ، مدل کوستیاکوف را مناسب‌ترین مدل برای برآورد سرعت نفوذ و نفوذ تجمعی دانستند. بر این اساس با افزایش

طول مدت زمان آزمایش نفوذ، ضرایب مدل کوستیاکوف تغییرات بیشتری نسبت به بقیه مدل‌ها دارد؛ بنابراین می‌توان گفت استفاده از ضرایب مدل‌های کوستیاکوف و هورتون به دلیل اینکه مبنای

داده‌های تجربی در کوتاه‌مدت به دست آمده‌اند، برای برآورد نفوذ تجمعی در زمان طولانی، دارای خطای قابل‌ملاحظه‌ای است. همچنین مدل‌های SCS و فیلیپ را در درازمدت مناسب‌تر دانستند.

جدول ۶- معادلات پرکاربرد برآورد نفوذ در مدل‌های مختلف

نام مدل	مرجع	معادله نفوذ	ضرایب	مدل	متغیرهای مستقل
کوستیاکوف	Kostiakov (۱۹۳۲)	$I=ct^a$	c, a	-	زمان
گرین آمپ	Ampt و Green (۱۹۱۱)	$f_p=k_s(L+S)/L$ $I=A+iB$	k_s	PRMS, HEC	ذخیره، زمان
هورتون	Horton (۱۹۴۰)	$f_p=f_c+(f_0-f_c)e^{-kt}$	k	SWMM	زمان
هولتان	Holtan (۱۹۶۱)	$f=af_p^n+f_c$	n, a	USDAHL-74, ANSWERS, HEC	ذخیره
SCS	SCS (۱۹۷۲)	$i=at^b+c$	A, b, c	HEC, TR-20	
فیلیپ	Philip (۱۹۵۴)	$i=St^{0.5}+kt$	S, K	زمان، ذخیره

در پژوهشی دیگر توسط سلیمانی و همکاران (۱۳۹۵) در بررسی مدل‌های فیلیپ، هورتون، گرین-آمپ، کوستیاکوف و سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS)، اهمیت کاربری در این میان مشخص شد و بنابر نتایج آنان در کاربری مرتع، مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا و در کاربری‌های جنگل و زراعت، مدل فیلیپ، به‌عنوان برترین مدل برآورد نفوذ بدست آمده است. همچنین مدل هورتون، ضعیف‌ترین مدل شناخته شد.

به دلیل ماهیت پیچیده، فرآیندهای نرم‌افزاری نقشی کلیدی در محاسبات و شبیه‌سازی نفوذ، ایفا می‌کند. به دلیل تغییرات مکانی، روش دیگر برآورد نفوذ، استفاده از روش‌های مبتنی بر سیستم اطلاعاتی هست که نمونه آن توسط Sonaje (۲۰۱۱) مطرح شد که می‌تواند برای مطالعه اثرات تغییرات در پوشش زمین، اقلیم و مدیریت آب از قابلیت‌های آن استفاده شود و به دودسته کلی نرم‌افزارهای محاسبات عددی و نرم‌افزارهای هیدرولوژیکی تقسیم می‌شود. نرم‌افزارهای محاسبات عددی مانند MATLAB، MathView، Mathematica، Mathcad و Maple، نرم‌افزارهای تحلیل‌گر قوی با قابلیت‌های محاسبات عددی، توابع جبری، مثلثاتی و ماتریسی هستند و دارای دسترسی آسان می‌باشند. از طرفی نرم‌افزارهای هیدرولوژیکی پیچیده هستند و نیاز به جزئیات ورودی زیاد دارند، با این حال دقت پیش‌بینی این مدل‌ها در مقایسه با ورودی‌های دقیق، پایین است. از جمله نرم‌افزارهای هیدرولوژیکی می‌توان HYMOS، WEHY، USGS PRMS، SWAT، و SWAP را نام برد.

• **رطوبت خاک:** بخشی از آب نفوذ یافته در خاک به رطوبت تبدیل می‌شود. رطوبت خاک^{۱۳}، یکی از مهم‌ترین متغیرهای خاک در مطالعات بارندگی-رواناب، پیش‌بینی سیل، زمین‌لغزش، تولیدات کشاورزی و سایر خدمات اکوسیستم است و به همین دلیل، یکی از

اجزای مهم مدل‌های هیدرولوژی، اکولوژی و آب‌وهوایی محسوب می‌شود (Clothier و همکاران، ۲۰۱۱؛ Babaeian و همکاران، ۲۰۱۹؛ Hardie، ۲۰۲۰). رطوبت خاک، در حجم بارندگی که در داخل رودخانه‌ها و جویبارهای نزدیک می‌ریزد دخیل هست. در سراسر جهان، تناوب الگوی های خشک یا مرطوب مشاهده شده می‌تواند بیانگر واکنش الگوهای بارندگی بعدی باشد (Civeira، ۲۰۱۹). روش‌های مختلفی برای این منظور وجود دارد که می‌توان به‌صورت کلی به دودسته روش‌های نظارت مستقیم و غیرمستقیم طبقه‌بندی نمود. روش مستقیم از اندازه‌گیری وزن برای تعیین مقدار آب موجود در خاک استفاده می‌کند. در این حالت یک نمونه خاک پس از جمع‌آوری، وزن می‌شود، در آن خشک می‌شود و دوباره جهت تعیین مقدار آب برحسب جرم یا حجم، وزن‌گیری می‌شود. تعیین رطوبت خاک به‌صورت وزنی استاندارد است برای روش‌های غیرمستقیم که بر اساس آن کالیبره می‌شوند (Hunduma و Kebede، ۲۰۲۰). در روش غیرمستقیم، اندازه‌گیری‌های صورت گرفته با سایر متغیرهای قابل‌اندازه‌گیری، کالیبره می‌شود. بیشتر روش‌های عملی برای پایش آب‌وخاک، غیرمستقیم هستند. از انواع روش‌های اندازه‌گیری غیرمستقیم رطوبت خاک، می‌توان به روش امواج گاما، فن‌آوری کاوش نوترون، روش‌های دی‌الکتریک (FDR^{۱۴}، TDR^{۱۵}، SWR^{۱۶})، تانسومتر، روش‌های نوری، سنسور مقاومتی (بلوک گچی)، سانسورهای خازنی، به‌کارگیری سنسور از دور و شاخص سطح برگ اشاره کرد (SU و همکاران، ۲۰۱۴؛ داوودی، ۱۳۹۷؛ Hardie، ۲۰۲۰). همه این روش‌ها مزایا و معایب خود را دارند و باید با احتیاط، بسته به نیازها و خواسته‌های کاربران استفاده شوند. مناسب بودن هر روش به مسائل مختلفی مانند هزینه، دقت، زمان پاسخگویی، نصب و راه‌اندازی بستگی دارد (Hunduma و Kebede، ۲۰۲۰).

گرچه در ساختار مدل‌های هیدرولوژیکی، ساده‌سازی امری متداول است، اما حذف سایر مؤلفه‌های تلفات نیز بایستی با دقت صورت بگیرد. به‌عنوان مثال در حوضه‌های آبخیز با کاربری کشاورزی، ذخیره چالابی می‌تواند قابل توجه باشد، به‌نحوی که ذخیره چالابی تا ۰/۴۰ اینچ (۱ میلی‌متر) در مزارع با شخم عمیق گزارش شده است (Goldman و همکاران، ۱۹۹۰). به‌طور کلی در حوضه‌های جنگلی، با افزایش مقدار بارندگی، نسبت برگاب و ذخیره چالابی در قیاس بانفوذ به مقدار قابل توجهی کاهش می‌یابد. بنابراین، می‌توان گفت خطاهای ناشی از مدل‌سازی ناقص برای رگبارهای شدید، نسبت به وقایع دیگر، کوچک‌تر است. این خطاهای ساختاری ممکن است دقت کالیبراسیون را برای برآورد واقع‌گرایانه از فرآیند نفوذ در حوضه آبخیز کاهش دهند (Knapp و همکاران، ۱۹۹۱).

مطالعات محققین نشان داده که تلفات بارندگی به شرایط رطوبت خاک قبل از وقوع بارندگی نیز وابسته است. تبخیرتقرق در مناطق خشک و نیمه‌خشک، بزرگ‌ترین عامل مؤثر در برآورد مقادیر رطوبت خاک است. تبخیرتقرق واقعی با پتانسیل متفاوت است، لذا در برآورد رطوبت خاک مبتنی بر بیلان آب در خاک، استفاده از مقادیر میانگین ماهانه تبخیرتقرق پتانسیل یا مقادیر متوسط سالانه، می‌تواند خطاهای بزرگی را در رطوبت خاک تخمین زده شده، ایجاد کند. در باب اهمیت ارتباط بین مؤلفه‌ها، کافی است به این نکته توجه شود که از آنجایی که این اطلاعات برای برآورد نفوذ نیز استفاده می‌شود، این تخمین‌های دارای عدم اطمینان، می‌تواند به‌صورت غیرمستقیم منجر به خطا در تخمین نفوذ شود. معمولاً رطوبت خاک هنگام استفاده از مدل‌های بر پایه رویداد، استفاده نشده و به‌جای آن، عموماً شرایط اولیه، واسنجی و یا به‌صورت دستی توسط کاربر تعیین می‌شود. گاهی نیز وضعیت رطوبت خاک با شاخص بارندگی پیشین (API) از طریق ارتباط دادن مقدار بارندگی تجمعی ماقبل از رویداد رگبار (به‌طورمعمول برای یک دوره ۱ تا ۱۵ روز قبل از وقوع رگبار) مشخص می‌شود. درنهایت می‌توان گفت که بررسی انواع تلفات هیدرولوژیکی و کاربرد آن‌ها، نوعی بینش جدید در مورد بهبود خروجی هیدرولوژیکی به همراه خواهد داشت و دانش علمی موردنیاز برای مدیریت بهتر منابع آب را فراهم می‌کند.

پی‌نوشت

- 1-Rainfall Losses
- 2-Initial losses- continuous losses
- 3-Initial Loss-Proportional Loss
- 4-Interception
- 5-Stemflow
- 6-Throughfall

ساختار مؤلفه‌های فرآیندهای مؤثر بر تبدیل بارندگی به رواناب، منجر به ایجاد تنوع در شبیه‌سازی می‌شود که این موضوع نیز به‌تبع خود ساختار مدل‌ها و نوع داده‌های ورودی و نهایتاً خروجی آن زیر بخش را تغییر می‌دهد. از آنجایی که تلفات بارندگی در مدل‌سازی بارندگی رواناب و پیش‌بینی سیل، خاصه در دبی طراحی، بسیار حائز اهمیت است، در این مطالعه انواع تلفات هیدرولوژیکی و روش‌های محاسبه آن‌ها، مورد بررسی مقایسه‌ای قرار گرفته‌اند. تحلیل عمومی مطالعات انجام‌شده نشان می‌دهد در پژوهش‌های صورت گرفته در زمینه تلفات بارندگی، عموماً تنها به تعداد محدودی از عوامل تلفات مانند برگاب، ذخیره چالابی، تبخیرتقرق و نفوذ و رطوبت خاک پرداخته‌اند و برای مابقی مؤلفه‌هایی که لحاظ نشده‌اند، نگرشی سازمان‌یافته در نظر گرفته نشده است.

در بین انواع مؤلفه‌های تلفات، نفوذ تنها فرآیندی است که در روند محاسبات اغلب مدل‌های بارندگی-رواناب، خصوصاً در مدل‌های بر پایه رویداد، در نظر گرفته می‌شود. دو دلیل توجیهی این تمایز عبارت‌اند از:

۱- نفوذ عمده‌ترین تلفات بارندگی در هنگام بارندگی‌های سنگین تجمعی است.

۲- جداسازی فعل وانفعالات بین فرآیندهای مختلف ریزش باران دشوار است، مگر آنکه مطالعات دقیق میدانی انجام شده باشد (McPherson, ۱۹۷۸).

این نوع گزینش مؤلفه‌های عملگر در ساختار تابع تلفات مدل‌های هیدرولوژیکی، ایجاد رفتارهای خاصی در خروجی‌های پیش‌بینی رواناب می‌کنند؛ زیرا نوع و مقدار تلفات هیدرولوژیکی بر تابع عملکرد مدل تأثیر مستقیم دارد و اختلافات خود را در حجم رواناب شبیه‌سازی شده ظاهر می‌کند. به‌عنوان نمونه برگاب و ذخیره چالابی از عوامل مهم در بیلان کلی آب هستند که به گفته Goldman و همکاران، (۱۹۹۰) می‌تواند به‌عنوان بیشترین تلفات در ۸۰٪ از وقایع بارندگی به حساب آید. تلفات برگاب و ذخیره چالابی را می‌توان در مدل‌سازی هیدرولوژیکی برای پیش‌بینی رواناب برای رویدادها و پوشش زمین مختلف استفاده کرد، به‌خصوص هنگام مدل‌سازی بارندگی‌های سبک تا متوسط، عدم استفاده از تلفات برگاب و ذخیره چالابی به‌عنوان فرآیندهای موجود در مدل‌های هیدرولوژیکی، می‌تواند خطاهای قابل توجهی ایجاد کند. تغییرات مؤلفه‌های مؤثر بر تلفات بارندگی از نظر مکانی تغییرات زیادی بر روی تغییرات مکانی تلفات بارندگی می‌گذارند. در خصوص مقیاس زمانی نیز برخی مؤلفه‌ها در یک مقیاس زمانی خاص یا شرایط خاص (مثلاً بارندگی‌های سنگین) با اهمیت هستند ولی در سایر مقیاس‌های زمانی هیچ‌گونه اهمیتی پیدا نمی‌کنند.

the FAO Blaney-Criddle Method. *ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 112(IR2): 139-155.

Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., and Smith M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. Fao, Rome, 300(9): D05109.

Aron G. 1982. Rainfall Abstractions in Urban storm water hydrology. American geophysical union, Washington, D.C. water resources, 7: 69-86.

Babaeian E., Sadeghi M., Jones S.B., Montzka C., Verwecken H. and Tuller M. 2019. Ground, proximal, and satellite remote sensing of soil moisture. *Reviews of Geophysics*, 57(2): 530-616.

Blaney H.F. and Criddle W.D. 1950. Determining Requirements Water in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Data. Washington Soil Conservation Service, 48.

Brutsaert W. 2005. *Hydrology: an introduction*, Cambridge University Press, New York.

Calder I. 1986. A stochastic model of rainfall interception. *Journal of Hydrology*, 89: 65-71.

Calder I. 1996. Dependence of rainfall interception on drop size: 1. Development of the two-layer stochastic model. *Journal of Hydrology*, 185: 363-378.

Chattopadhyay N. and Hulme M. 1997. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 87(1): 55-73.

Chow V.T., Maidment D.R. and Mays L.W. 2013. *Applied hydrology*; 2 edition, McGraw-Hill New York.

Civeira G. 2019. Introductory Chapter: Soil Moisture. IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/intechopen.73742>.

Clothier B.E.; Hall A.J.; Deurer M.; Green S.R. and Mackay A.D. 2011. Soil Ecosystem Services: Sustaining Returns on Investment into Natural Capital. In *Sustaining Soil Productivity in Response to Global Climate Change: Science, Policy, and Ethics*; John Wiley & Sons, Inc.: West Sussex, UK. (p. 117-139).

Darboux F., Davy P., Gascuel-Oudou C. and Huang C. 2002. Evolution of soil surface roughness and

7-Depression storage
 8-Maximum depression storage
 9-Evapotranspiration
 10-Laef Area Index
 11-Normalized Difference Vegetation Index
 12-Infiltration
 13-Soil moisture
 14-Frequency Domain Reflectometry
 15-Time-Domain Reflectometry
 16-Standing Wave Ratio

منابع

پرهمت، ج.، عباسی، ع.ا. و نظری پویا، ه. ۱۳۹۴. بررسی و مقایسه تلفات اولیه بارندگی و آستانه رواناب بر اساس داده‌های بارندگی و رواناب مشاهده‌ای در سه حوضه نمونه. چهارمین همایش ملی سامانه‌های سطوح آبگیر باران، مشهد مقدس. جوادیان، م.، کردی، ف. و تجریشی، م. ۱۳۹۷. مقایسه روش‌های برآورد تبخیر و تعرق. *مجله اکوهیدرولوژی*، ۶(۱): ۱۲۵-۱۳۶. داوودی، ا. ۱۳۹۷. ارزیابی ارتباط شاخص سطح برگ با تغییرات زمانی و مکانی رطوبت خاک (مطالعه موردی: حوزه آبخیز بهشت‌آباد). پایان‌نامه مقطع دکتری، دانشگاه کاشان.

سلیمانی، ل.، حقی‌زاده، ع. و زینی‌وند، ح. ۱۳۹۵. تعیین بهترین مدل‌های برآورد نفوذ در کاربری‌های مختلف، به‌منظور مدیریت بهینه حوزه‌های آبخیز (مطالعه موردی: حوزه آبخیز کاکا شرف، استان لرستان). *پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز*، ۱۳(۳): ۳۳-۴۱.

علیزاده، ا. ۱۳۹۱. اصول هیدرولوژی کاربردی. انتشارات دانشگاه امام رضا. مشهد.

میرزایی، س.، زینی‌وند، ح. و حقی‌زاده، ع. ۱۳۹۲. تهیه نقشه ظرفیت ذخیره چالابی با استفاده از نرم‌افزار Wetspa در محیط GIS. بیستمین همایش ملی ژئوماتیک.

نشاط، ع. و پاره‌کار، م. ۱۳۸۶. مقایسه روش‌های تعیین سرعت نفوذ عمودی آب در خاک. *مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی*، ۱۴(۳): ۱۸۶-۱۹۵.

Abd Elbasit M. A., Ojha C. S., Abu-Zerig M. M., Yasuda H., Gang L., and Ahmed F. 2019. Estimation of surface depression storage capacity from surface roughness. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, [preprint], <https://doi.org/10.5194/hess-2019-74>.

Allen R.G. and Pruitt W.O. 1986. Rational Use of

- Drainage Engineering, 116(IR6): 752-768.
- Govers G., Takken I. and Helming K. 2000. Soil roughness and overland flow. *Agronomie*, 20(2): 131-146.
- Gray D. M. 1973. Handbook on the principles of hydrology: A General Text with Special Emphasis on Canadian conditions, Water Information Center, Inc, Port Washington, N.Y.
- Green W.H. and Ampt G.A. 1911. Studies on Soil Physics. *The Journal of Agricultural Science*, 4(01): 1-24.
- Hairsine P. B., Moran C. J. and Rose C. W. 1992. Recent developments regarding the influence of soil surface characteristics on overland flow and erosion. *Soil Research*, 30(3):249-264.
- Hardie M. 2020. Review of novel and emerging proximal soil moisture sensors for use in agriculture. *Sensors*, 20(23): 6934.
- Hargreaves G.H. and Samani Z.A. 1985. Reference Crop Evapotranspiration From Ambient Air Temperature. *Pap. Am. Soc. Agric. Eng.* (p. 96-99).
- Hill P.I. and Mein R.G. 1996. Incompatibilities between storm temporal patterns and losses for design flood estimation. In: *Hydrology and Water Resources Symposium*. Institution of Engineers, Hobart, Australia. (p. 445-451).
- Holtan H.N. 1961. Concept for infiltration estimates in watershed engineering. *U.S. Dept. Agr., Agr. Res. Serv., ARS* (p.41-51).
- Horton R.E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 5: 399-417.
- Huang C. H. and Bradford J. M. 1990. Depressional storage for Markov-Gaussian surfaces. *Water resources research*, 26(9): 2235-2242.
- Hunduma S. and Kebede G. 2020. Indirect Methods of Measuring Soil Moisture Content Using Different Sensors. *African Journal of Basic & Applied Sciences*, 12(3): 37-55.
- Ilahee M. 2005. Modelling Losses in Flood Estimation, Queensland University of Technology, Queensland.
- Jensen M.E., Burman R.D. and Allen R.G. (eds.). 1990. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering flowpath connectivity in overland flow experiments. *Catena*, 46(2-3): 125-139.
- David J.S., Valente F., and Gash J.H. 2006. Evaporation of intercepted rainfall. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. <https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa046>.
- Dunne T., Zhang W., and Aubry B.F. 1991. Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resources Research*, 27(9): 2271-2285.
- Gamage S.H.P.W., Hewa G.A. and Beecham S. 2014. Distribution of Hydrological Losses for Varying Rainfall and Antecedent Wetness Conditions, 11th International Conference on Hydroinformatics, New York City, USA.
- Gamage S.H.P.W., Hewa G.A. and Beecham S. 2015. Modelling hydrological losses for varying rainfall and moisture conditions in South Australian catchments. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4(PB): 1-21.
- Gash J., Lloyd C. and Lachaud G. 1995. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *Journal of Hydrology*, 170: 79-86.
- Gash J. 1979. An analytical model of rainfall interception by forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105: 43-55.
- Ghiat I., Mackey H. R. and Al-Ansari T. 2021. A Review of Evapotranspiration Measurement Models, Techniques and Methods for Open and Closed Agricultural Field Applications. *Water*, 13(18): 2523.
- Ghumman A.R., Iqbal M., Ahmad S. and Hashmi H.N. 2018. Experimental and numerical investigations for optimal emitter spacing in drip irrigation. *Irrig. Drain*, 67: 724-737.
- Gish T.J. and Starr J.L. 1983. Temporal Variability of Infiltration under Field Conditions. In *Advances in Infiltration, Proceedings of the ASAE National Conference on Advances in Infiltration*, ASAE Publication. (p. 102-112).
- Goldman D.M., Marino MA. and Feldman A.D. 1990. Runoff Prediction Uncertainty for Ungauged Agricultural Watersheds. *ASCE Journal of Irrigation and*

- during a Steady Rain. *Water Resources Research*, 9 (2): 384-394.
- Mein R.G., Nandakumar N. and Siriwardena L. 1995. Estimation of Initial Loss from Soil Moisture Indices: Pilot Study. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology.
- Michalopoulou H. and Papaioannou G. 1991. Reference crop evapotranspiration over Greece. *Agricultural water management*, 20(3): 209-221.
- Monteith J.L., Szeicz G. and Waggoner P.E. 1965. The measurement and control of stomatal resistance in the field. *Journal of Applied Ecology*, 2(2): 345-355.
- Mulder J. 1985. Simulating interception loss using standard meteorological data. In: Hutchison, B., Hicks, B. (Eds.), *The Forest-Atmosphere Interaction*. Reidel Publishing Company, Dordrecht. (p. 77-196).
- Murakami S. 2007. Application of three canopy interception models to a young stand of Japanese cypress and interpretation in terms of interception mechanism. *Journal of Hydrology*, 342: 305-319.
- Muzylo A., Llorens P., Valente F., Keizer J., Domingo F. and Gash J. 2009. A review of rainfall interception modelling. *Journal of hydrology*, 370: 191-206.
- Nandakumar N., Mein R. and Siriwardena L. 1994. Loss modeling for flood estimation - a review. Clayton, Vic: Cooperative Reserch Center for Catchment Hydrology.
- Nathan R. J., Weinmann P. E. and Hill P. I. 2003. Use of Monte Carlo simulation to estimate the expected probability of large to extreme floods. In M. J. Boyd, J. E. Ball, M. K. Babister, & J. Green (Eds.), *Proceedings of the 28th International Hydrology and Water Resources Symposium* (Vol. 1, pp. 105 - 112). Institution of Engineers Australia.
- Ngongondo C., Xu C.Y., Tallaksen L.M. and Alemaw B. 2013. Evaluation of the FAO Penman-Montheith, Priestley-Taylor and Hargreaves models for estimating reference evapotranspiration in southern Malawi. *Hydrology Research*, 44(4): 706-722.
- Panahi M., Khosravi K., Ahmad S., Panahi S., Heddami S., Melesse A.M., and Lee C.W. 2021. Cumulative Practices No. 70, New York, 332 pp.
- Kale R.V. and Sahoo B. 2011. Green-Ampt infiltration models for varied field conditions: a revisit. *Water Resources Management*, 25(14): 3505-3536.
- Knapp H.V., Durgunoğlu A. and Ortel T.W. 1991. A review of rainfall-runoff modeling for stormwater management. ISWS Contract Report CR 516.
- Kostiakov A.N. 1932. The dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Society of Soil Science*, 14: 17-21.
- Lowry R. L. and Johnson A.F. 1942. Consumptive use of water for Agriculture. *A.S.c.E.*, v. 107, p. 1252.
- Link T.E., Unsworth M. and Marks D. 2004. The dynamics of rainfall interception by a seasonal temperate rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 124: 171 - 191.
- Linsley R.K., Kohler M.A. and Paulhus J.L.H. 1982. *Hydrology for Engineers*, 3rd Edition, New York.
- Liu J. 1988. A theoretical model of the process of rainfall interception in forest canopy. *Ecological Modelling*, 42: 111-123.
- Liu S. 1997. A new model for the prediction of rainfall interception in forest canopies. *Ecological Modelling*, 99: 151-159.
- Mahapatra S., Jha M.K., Biswal S. and Senapati D. 2020. Assessing variability of infiltration characteristics and reliability of infiltration models in a tropical sub-humid region of India. *Sci. Rep*, 10 (1): 1-18.
- Massman W. 1983. The derivation and validation of a new model for the interception of rainfall by forest. *Agricultural Meteorology*, 28: 261-286.
- McPherson M.B. 1978. *Urban Runoff Control Planning*, U.S. Environmental Protection Agency Report EPA-600/9-78-035, mechanism. *Journal of Hydrology*, 342: 305-319.
- Mein R.G. and O'Loughlin E.M. 1991. A new approach for flood forecasting. In: *Hydrology and Water Resources Symposium*. Australian Institution of Engineers, Perth, WA. (p. 219-224).
- Mein R.G. and Larson C.L. 1973. *Modeling Infiltration*

- Combination Method. Transactions of the ASAE 17: 668-672.
- Sellers P. and Lockwood J. 1981. A computer simulation of the effects of differing crop types on the water balance of small catchments over a long time periods. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 107: 395-414.
- Siriwardena L. and Mein R.G. 1996. Development and Testing of a Variable Proportional Loss Model. Hydrology and Water Resources Symposium 1996: Water and the Environment; Preprints of Papers. Institution of Engineers, Hobart, Tasmania, Australia, 709-710.
- Smith R.E. and Parlange J.Y. 1978. A Parameter-Efficient Hydrologic Infiltration Model. Water Resources Research, 14 (3): 533-538.
- Soil Conservation Service (SCS). 1956. Hydrology, National Engineering Handbook, Supplement A, Sect. 4, Chapt. 10, Soil Conservation Service, USDA, Washington, D.C.
- Soil Conservation Service (SCS). 1972. Hydrology. National Engineering Handbook, Supplement A, Section 4, Chapter 10, Soil Conservation Service, USDA, Washington, D.C.
- Sonaje N. 2011. Mathcad a tool for infiltration modeling. Saarbrücken: Lambert academic publishing, Germany.
- Sonaje N. 2013. Modeling of Infiltration Process – A Review. Indian journal of applied research, 3(9): 226-230.
- Stanghellini C. 1987. Transpiration of Greenhouse Crops: An Aid to Climate Management. Ph.D. Thesis, Wageningen University, Wageningen, The Netherlands.
- SU S.L., Singh D.N. and Baghini M.S. 2014. A critical review of soil moisture measurement. Measurement, 54: 92-105.
- Takken I. and Govers G. 2000. Hydraulics of interrill overland flow on rough, bare soil surfaces. Earth Surface Processes and Landforms, 25(13): 1387-1402.
- Talsma C.J., Good S.P., Jimenez C., Martens B., Fisher infiltration and infiltration rate prediction using optimized deep learning algorithms: A study in Western Iran. Journal of Hydrology: Regional Studies, 35: 100825.
- Penman H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London, 193: 120-145.
- Philip J.R. 1954. An infiltration equation with physical significance. Soil Science, 77(2): 153-158.
- Philip J.R. 1991. Horizontal redistribution with capillary hysteresis. Water resources research, 27 (7): 1459-1469.
- Pilgrim D.H. 1986. Bridging the Gap between Flood Research and Design Practice. Water Resources Research, 22 (9): 165-176.
- Priestley C.H. and Taylor R. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. Monthly Weather Review, 100: 81-92.
- Rammal M. and Berthier E. 2020. Runoff losses on urban surfaces during frequent rainfall events: a review of observations and modeling attempts. Water, 12(10): 2777.
- Rana G. and Katerji N. 2000. Measurements and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. European Journal of Agronomy, 13(2-3): 125-153.
- Rawls W.J., Yates P. and Asmussen L. 1976. Calibration of Selected Infiltration Equations for the Georgia Coastal Plain. Agricultural Research Service Report ARS-S-113, Beltsville MD.
- Rutter A., Kershaw K., Robins P. and Morton A. 1971. A predictive model of rainfall interception in forest. I. Derivation of the model from observation in a plantation of Corsican pine. Agricultural Meteorology, 9: 367-384.
- Rutter A., Morton A. and Robins P. 1975. A predictive model of rainfall interception in forests. II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. Journal of Applied Ecology, 12(1): 367-380.
- Saxton K.E., Johnson H.P. and Shaw R.H. 1974. Watershed Evapotranspiration Estimated by the

- T.E. 1977. *Introduction to Hydrology*, Harper and Row: New York.
- Viessman W. and Lewis G.L. 1996. *Introduction to Hydrology*. Chapter 3: Interception and Depression Storage. New York. (p. 40 – 51).
- Wilcox B.P., Rawls W.J., Brakensiek D.L., and Wight J.R. 1990. Predicting Runoff from Rangeland Catchments: A Comparison of Two Models. *Water Resources Research*, 26(10): 2401-2410.
- Xiao Q., McPherson E.G., Ustin S.L. and Grismer M.E. 2000. A new approach to modeling tree rainfall interception. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D23): 29173-29188.
- Xiao Q. and McPherson E.G. 2002. Rainfall interception by Santa Monica's municipal urban forest. *Urban ecosystems*, 6(4): 291-302.
- Yen B.C. 1982. Some Measures for Evaluation and Comparison of Simulation Models. In *Urban Stormwater Hydraulics and Hydrology*, B.C. Yen (ed.), Proceedings of the Second Conference on Urban Storm Drainage, Urbana, IL. 341-349.
- Zeng N., Shuttleworth J. and Gash J. 2000. Influence of temporal variability of rainfall on interception loss. Part 1. Point analysis. *Journal of Hydrology*, 228: 228-241.
- Zhang K., Kimball J.S. and Running S.W. 2016. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 3(6): 834-853.
- J.B., Miralles D.G. and Purdy A.J. 2018. Partitioning of evapotranspiration in remote sensing-based models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 260: 131-143.
- Thornthwaite C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38: 55-94.
- Tracy J.C. and Marino M.A. 1987. Evaluation of Empirical Infiltration Models in SingleEvent Rainfall-Runoff Models. In *Infiltration Development and Application*, Y.-S. Fok (ed.), Proceedings of the International Conference on Infiltration Development and Application, Honolulu, HI. 526-539.
- Turc L. 1951. New formulas for the estimation of runoff, using the average annual values of temperature and precipitation: Proceedings of the academy sciences, Paris, 233: 633-635((in French).
- Ullah W. and Dickinson W.T. 1979. Quantitative description of depression storage using a digital surface model: I. Determination of depression storage. *Journal of Hydrology*, 42(1-2): 63-75.
- Valente F, David J. and Gash J. 1997. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology*, 190(1-2): 141-162.
- Van Dijk A. and Bruijnzeel L. 2001. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model, part 1. Model description. *Journal of Hydrology*, 247(3-4): 230-238.
- Viessman J.W., Knapp J.W., Lewis G.L. and Harbaugh