

جمهوری اسلامی ایران
سازمان برنامه و بودجه کشور

راهنمای روش‌های برآورد تبخیر در شرایط اقلیمی مختلف

نشریه شماره ۸۷۲

آخرین ویرایش: ۱۴۰۲-۱۲-۱۵

وزارت نیرو

دفتر توسعه نظام‌های فنی، بهره‌برداری و
دیسپاچینگ برق‌آبی

waterstandard.wrm.ir

معاونت تولیدی، فنی و زیربنایی

امور نظام فنی اجرایی، مشاوران و پیمانکاران

nezamfanni.ir



اصلاح مدارک فنی

خواننده گرامی:

امور نظام فنی اجرایی، مشاوران و پیمانکاران معاونت تولیدی، فنی و زیربنایی سازمان برنامه و بودجه کشور، با همکاری دفتر توسعه نظام‌های فنی، بهره‌برداری و دیسپاچینگ برقابی- شرکت مدیریت منابع آب ایران- وزارت نیرو و با استفاده از نظر کارشناسان برجسته در قالب طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور مبادرت به تهیه این نشریه کرده و آن را برای استفاده به جامعه‌ی مهندسی کشور عرضه نموده است.

نظر به تهیه این نشریه به وسیله وزارت نیرو، مسئولیت مطالب تهیه شده، تفسیر و اصلاح آن با مجموعه مرتبط در آن وزارتخانه می‌باشد. دبیرخانه «طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور» مستقر در وزارت نیرو، دریافت کننده نظرات و پیشنهادهای اصلاحی در مورد مفاد این نشریه بوده و اصلاحات لازم را امور نظام فنی اجرایی، مشاوران و پیمانکاران سازمان برنامه و بودجه کشور اعلام خواهد کرد.

با وجود تلاش فراوان، این اثر مصون از ایرادهایی نظیر غلط‌های مفهومی، فنی، ابهام، ابهام و اشکالات موضوعی نیست. از این‌رو، از شما خواننده‌ی گرامی صمیمانه تقاضا دارد در صورت مشاهده هر گونه ایراد و اشکال فنی، مراتب را منعکس فرمایید. کارشناسان مربوط نظرهای دریافتی را به دقت مطالعه نموده و اقدام مقتضی را معمول خواهند داشت. پیشاپیش از همکاری و دقت نظر جنابعالی قدردانی می‌شود.

نشانی برای مکاتبه:

تهران، میدان بهارستان، خیابان صفی علی‌شاه - مرکز تلفن ۳۳۲۷۱ - سازمان برنامه و بودجه کشور، امور نظام فنی، اجرایی مشاوران و پیمانکاران
Email: nezamfanni @chmail.ir **web: nezamfanni.ir**

طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور

تهران، خیابان فلسطین شمالی، پایین‌تر از زرتشت، کوچه پرویز روشن، پلاک ۲۷- شرکت مدیریت منابع آب ایران- دفتر توسعه نظام‌های فنی، بهره‌برداری و دیسپاچینگ برقابی- تلفن: ۰۲۱۴۳۶۸۰۲۶۱ و ۰۲۱۴۳۶۸۰۲۸۹
Email: waterstandard@wrm.ir **web: waterstandard.wrm.ir**



پیشگفتار

ابعاد تبخیر به عنوان پیچیده‌ترین و مهم‌ترین مؤلفه بیلان آب، هنوز تا حدی ناشناخته مانده است. ماهیت این پدیده باعث توسعه روش‌ها و رویکردهای متعددی برای برآورد و محاسبه آن شده است. در میان تنوع گسترده‌ای از روش‌های تبخیرسنجی و برآورد تبخیر، خلاء چارچوبی مشخص و مدون برای انتخاب مناسب‌ترین روش برآورد/محاسبه/اندازه‌گیری تبخیر حسب شرایط منطقه‌ای، اقلیمی، داده و اطلاعات در دسترس و نوع کاربرد آن به شدت احساس می‌شود. از طرف دیگر، کمبود تجهیزات اولیه اندازه‌گیری اجزاء بیلان آبی و حتی کمبود داده‌های هواشناسی در برخی مناطق کشور موجب خطا و عدم قطعیت در برآوردها می‌گردد.

با توجه به اهمیت بحث فوق، امور آب و آبفای وزارت نیرو در قالب طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور، تهیه نشریه «راهنمای روش‌های برآورد تبخیر در شرایط اقلیمی مختلف» را با هماهنگی امور نظام فنی اجرایی، مشاوران و پیمانکاران سازمان برنامه و بودجه کشور در دستور کار قرارداد که به منظور بهره‌برداری جامعه فنی مهندسی کشور، در دسترس عموم قرار گرفته است.

علیرغم تلاش، دقت و وقت زیادی که برای تهیه این مجموعه صرف گردید، این مجموعه مصون از وجود اشکال و ابهام در مطالب آن نیست. لذا در راستای تکمیل و پربار شدن این نشریه از کارشناسان محترم درخواست می‌شود موارد اصلاحی را منعکس فرمایند. نظرات و پیشنهادهای اصلاحی دریافت شده مورد بررسی قرار گرفته و در صورت نیاز به اصلاح در متن نشریه، با همفکری نمایندگان جامعه فنی کشور و کارشناسان مجرب این حوزه، نسبت به تهیه متن اصلاحی، اقدام و از طریق پایگاه اطلاع‌رسانی نظام فنی و اجرایی کشور برای بهره‌برداری عموم، اعلام خواهد شد. به همین منظور و برای تسهیل در پیدا کردن آخرین ضوابط ابلاغی معتبر، در بالای صفحات، تاریخ تدوین مطالب آن صفحه درج شده است که در صورت هرگونه تغییر در مطالب هر یک از صفحات، تاریخ آن نیز اصلاح خواهد شد. از این‌رو همواره مطالب صفحات دارای تاریخ جدیدتر معتبر خواهد بود.

امور نظام فنی اجرایی، مشاوران و پیمانکاران

زمستان ۱۴۰۲



تهیه و کنترل «راهنمای روش‌های برآورد تبخیر در شرایط اقلیمی مختلف» [نشریه شماره ۸۷۲]

مسئول پروژه: بهرام ثقفیان دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و دکتری منابع آب
تحقیقات تهران

اعضای گروه تهیه کننده (به ترتیب حروف الفبا):

بهرام ثقفیان دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و دکتری منابع آب
تحقیقات تهران

مجتبی شفيعی	مرکز پژوهشی آب و محیط زیست شرق	دکتری علوم و مهندسی آب
میثم مجیدی خلیل آباد	مرکز آموزش عالی کاشمر	دکتری علوم و مهندسی آب
نجمه مجیدی خلیل آباد	شرکت مهندسين مشاور تاو آب توسعه	دکتری علوم و مهندسی آب
	فلات شرق	

اعضای گروه نظارت:

مجید دلاور	دانشگاه تربیت مدرس	دکتری منابع آب
حسن نقوی	شرکت آب منطقه‌ای گیلان	فوق لیسانس مهندسی عمران

اعضای گروه تایید کننده (کمیته تخصصی مدیریت منابع آب طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور):

فضلعلی جعفریان	کارشناس آزاد	لیسانس زمین‌شناسی
علی حیدری	شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران	دکتری مهندسی عمران
علی شاه‌حسینی	شرکت مدیریت منابع آب ایران	فوق لیسانس آب زیرزمینی
مهدی شفيعی‌فر	شرکت مهندسين مشاور یکم	فوق لیسانس مهندسی عمران
فاطمه قبادی حمزه‌خانی	شرکت مدیریت منابع آب ایران - طرح	دکتری مهندسی عمران
	تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور	
حسن نقوی	شرکت آب منطقه‌ای گیلان	فوق لیسانس مهندسی عمران



فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	مقدمه
۳	فصل اول - مبانی و مفاهیم تبخیر
۵	۱-۱- مقدمه
۶	۱-۲- مفاهیم و تعاریف
۹	۱-۳- عوامل موثر بر تبخیر
۱۰	۱-۳-۱- عوامل اقلیمی/محیطی
۱۱	۱-۳-۲- عوامل گیاهی
۱۳	۱-۳-۳- عوامل مدیریتی
۱۴	۱-۴- تغییر اقلیم و تبخیر
۱۷	فصل دوم - معرفی روش‌های مناسب برآورد تبخیر تعرق پتانسیل در شرایط اقلیمی مختلف
۱۹	۱-۲- مقدمه
۱۹	۱-۲-۲- تعیین اقلیم ایستگاه
۲۰	۱-۲-۲-۱- داده‌های مورد نیاز
۲۰	۱-۲-۲-۲- شاخص‌های اقلیمی مورد استفاده
۲۳	۱-۲-۲-۳- طبقه‌بندی اقلیمی ایستگاه‌های سینوپتیک کشور
۲۴	۱-۳- ارزیابی معادلات مختلف تبخیر تعرق پتانسیل
۲۴	۱-۳-۱- معادلات برآورد تبخیر تعرق پتانسیل (ET _o)
۲۷	۱-۳-۲- روش ارزیابی معادلات مختلف برآورد تبخیر تعرق پتانسیل
۲۹	۱-۳-۲-۲- رتبه‌بندی روش‌های برآورد تبخیر تعرق پتانسیل
۳۳	۱-۴- جمع‌بندی و پیشنهاد استفاده از روش‌های برآورد تبخیر تعرق پتانسیل
۳۷	فصل سوم - روش‌های برآورد تبخیر تعرق واقعی
۳۹	۱-۳- مقدمه
۴۰	۱-۳-۲- روش‌های اندازه‌گیری و برآورد تبخیر واقعی
۴۰	۱-۳-۲-۱- روش لایسی متری
۴۳	۱-۳-۲-۲- روش نسبت باون (Bowen-Ratio)
۴۵	۱-۳-۲-۳- روش همبستگی ادی (Eddy-Correlation)



فهرست مطالب

عنوان

صفحه

۴۷	۳-۲-۴- روش کنترل سطح ایستابی
۴۸	۳-۲-۵- روش کنترل نیمرخ رطوبتی خاک
۴۸	۳-۲-۶- روش‌های تبدیل یکپارچه تبخیرتغرق واقعی
۴۹	۳-۲-۷- روش‌های تجربی برآورد تبخیرتغرق واقعی
۵۱	۳-۳- آب مورد نیاز گیاهان (روش‌های برآورد تبخیرتغرق گیاهان)
۵۶	۳-۳-۱- روش ضریب گیاهی یک جزیی و دو جزیی
۵۹	۳-۳-۲- تبخیرتغرق گیاه و ضریب گیاهی یک جزیی
۵۹	۳-۳-۳- تبخیرتغرق گیاه و ضریب گیاهی دوجزئی
۶۰	۳-۳-۴- تبخیرتغرق گیاهان تحت شرایط غیراستاندارد
۶۲	۳-۴- برآورد تبخیرتغرق واقعی با استفاده از سنجش از دور
۸۲	۳-۵- برآورد تبخیر واقعی با استفاده از محصولات و پایگاه‌های اطلاعاتی جهانی
۸۵	فصل چهارم - تبخیر از سطح آب
۸۷	۴-۱- مقدمه
۸۷	۴-۲- استفاده از تشت‌های تبخیر
۸۸	۴-۳- روش بیلان انرژی نسبت باون
۸۹	۴-۴- روش‌های ترکیبی
۹۰	۴-۵- روش‌های تابش - دما
۹۱	۴-۶- روش‌های انتقال جرم (دالتون)
۹۲	۴-۷- روش‌های دما - طول روز
۹۳	۴-۸- روش‌های دمایی
۹۳	۴-۹- روش بیلان آب
۹۳	۴-۱۰- تبخیر از آب‌های شور
۹۴	۴-۱۱- روش‌های مناسب برآورد تبخیر از سطح آب
۹۴	۴-۱۱-۱- تحلیل حساسیت روش‌های موجود برآورد تبخیر
۹۵	۴-۱۱-۲- رتبه‌بندی روش‌های برآورد تبخیر از سطح آب
۹۹	فصل پنجم - تبخیر از سطح خاک



فهرست مطالب

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
۱۰۱	۵-۱- مقدمه
۱۰۱	۵-۲- مبانی تبخیر از خاک
۱۰۲	۵-۳- مرحله اول تبخیر از خاک
۱۰۳	۵-۴- مرحله دوم تبخیر از خاک
۱۰۷	فصل ششم - تبخیر از سطح برف و یخ
۱۰۹	۶-۱- مقدمه
۱۰۹	۶-۲- روش‌های برآورد تبخیر از سطح برف و یخ
۱۱۱	فصل هفتم - تبخیر از آب زیرزمینی
۱۱۳	۷-۱- مقدمه
۱۱۳	۷-۲- برآورد تبخیر از آب زیرزمینی
۱۱۷	فصل هشتم - توصیه‌های کاربردی
۱۱۹	۸-۱- مقدمه
۱۱۹	۸-۲- اشتراک در مفاهیم
۱۱۹	۸-۳- روش‌های مختلف برآورد تبخیر
۱۲۱	۸-۴- روش‌های مناسب برآورد تبخیر تعرق پتانسیل
۱۲۲	۸-۵- توصیه‌های تکمیلی و کاربردی
۱۲۵	پیوست ۱ - تبخیر تعرق پتانسیل
۱۴۵	پیوست ۲ - طبقه‌بندی اقلیمی ایران
۱۵۷	پیوست ۳ - روش‌های کاهش تبخیر
۱۷۱	پیوست ۴ - مطالعه موردی
۱۸۵	منابع و مراجع



فهرست جدول‌ها

عنوان	صفحه
جدول ۱-۲- تقسیم‌بندی اقلیمی به روش دومارتن	۲۱
جدول ۲-۲- تقسیم‌بندی اقلیمی به روش کریمی	۲۳
جدول ۳-۲- معادلات استفاده شده در ارزیابی بهترین روش برآورد تبخیرتغرق پتانسیل در هر اقلیم	۲۷
جدول ۴-۲- رتبه‌بندی روش‌های جایگزین برآورد تبخیرتغرق پتانسیل در اقلیم‌های مختلف ایران در شرایط وجود داده‌های کامل	۳۳
جدول ۵-۲- روش‌های مناسب برآورد تبخیرتغرق پتانسیل در اقلیم‌های مختلف ایران در شرایط کمبود داده	۳۵
جدول ۱-۳- نمونه‌هایی از روابط بین تبخیر واقعی و پتانسیل	۴۹
جدول ۲-۳- معیارهای کلی برای انتخاب روش ضریب گیاهی یک جزئی و دو جزئی	۵۷
جدول ۳-۳- روابط تجربی محاسبه ضریب گسیل‌مندی سطحی بر اساس نوع پوشش سطح	۷۱
جدول ۴-۳- باندهای معرف طول‌موج‌های قرمز و مادون‌قرمز و دامنه تغییرات آن‌ها در سنجنده‌های مختلف	۷۱
جدول ۵-۳- مقادیر طول زبری مومنتم (Zom) برای انواع کاربری‌های مختلف اراضی برحسب متر	۷۶
جدول ۶-۳- مشخصات محصولات، مدل‌ها و پایگاه‌های جهانی مربوط به تبخیر و یا تبخیرتغرق واقعی	۸۳
جدول ۱-۴- تحلیل حساسیت روش‌های مختلف برآورد تبخیر از سطوح آبی به داده‌های ورودی	۹۵
جدول ۲-۴- رتبه‌بندی روش‌های برآورد تبخیر بر اساس مقادیر روزانه و ماهانه	۹۵
جدول ۱-۵- مقادیر معمول آب با سهولت قابل تبخیر (REW) برای خاک‌های مختلف	۱۰۳
جدول ۱-۸- راهنمای استفاده از راهنما	۱۲۰
جدول پ.۱-۱- ضریب تشتت کلاس A برای شرایط دارای پوشش گیاهی در اطراف تشت	۱۲۹
جدول پ.۲-۱- ضریب تشتت کلاس A برای شرایط بدون پوشش گیاهی در اطراف تشت	۱۲۹
جدول پ.۳-۱- ضریب تشتت تبخیر (K_p) کلرادو در رابطه با پوشش گیاهی، رطوبت نسبی هوا و سرعت باد	۱۳۱
جدول پ.۴-۱- مقادیر ضریب اصلاحی (N_m) در معادله تورنت‌وایت برای عرض‌های (شمالی) مختلف جغرافیایی در ماه‌های سال	۱۳۹
جدول پ.۵-۱- ضریب مربوط به طول روز (d) برای استفاده از رابطه هارگریوز	۱۴۱
جدول پ.۶-۱- متوسط ماهانه تابش برون زمینی (R_a) برای عرض‌های جغرافیایی شمالی در ماه‌های میلادی سال برحسب معادل میلی‌متر آب قابل تبخیر در روز (mm/d)	۱۴۱
جدول پ.۱-۲- طبقه‌بندی اقلیمی استان آذربایجان غربی	۱۴۶
جدول پ.۲-۲- طبقه‌بندی اقلیمی استان آذربایجان شرقی	۱۴۶



فهرست جدول‌ها

صفحه	عنوان
۱۴۷	جدول پ. ۲-۳- طبقه‌بندی اقلیمی استان اردبیل
۱۴۷	جدول پ. ۲-۴- طبقه‌بندی اقلیمی استان اصفهان
۱۴۸	جدول پ. ۲-۵- طبقه‌بندی اقلیمی استان البرز
۱۴۸	جدول پ. ۲-۶- طبقه‌بندی اقلیمی استان ایلام
۱۴۸	جدول پ. ۲-۷- طبقه‌بندی اقلیمی استان بوشهر
۱۴۹	جدول پ. ۲-۸- طبقه‌بندی اقلیمی استان تهران
۱۴۹	جدول پ. ۲-۹- طبقه‌بندی اقلیمی استان چهارمحال و بختیاری
۱۴۹	جدول پ. ۲-۱۰- طبقه‌بندی اقلیمی استان خراسان جنوبی
۱۴۹	جدول پ. ۲-۱۱- طبقه‌بندی اقلیمی استان خراسان رضوی
۱۵۰	جدول پ. ۲-۱۲- طبقه‌بندی اقلیمی استان خراسان شمالی
۱۵۰	جدول پ. ۲-۱۳- طبقه‌بندی اقلیمی استان خوزستان
۱۵۱	جدول پ. ۲-۱۴- طبقه‌بندی اقلیمی استان زنجان
۱۵۱	جدول پ. ۲-۱۵- طبقه‌بندی اقلیمی استان سمنان
۱۵۱	جدول پ. ۲-۱۶- طبقه‌بندی اقلیمی استان سیستان و بلوچستان
۱۵۱	جدول پ. ۲-۱۷- طبقه‌بندی اقلیمی استان فارس
۱۵۲	جدول پ. ۲-۱۸- طبقه‌بندی اقلیمی استان قزوین
۱۵۲	جدول پ. ۲-۱۹- طبقه‌بندی اقلیمی استان قم
۱۵۲	جدول پ. ۲-۲۰- طبقه‌بندی اقلیمی استان کردستان
۱۵۳	جدول پ. ۲-۲۱- طبقه‌بندی اقلیمی استان کرمان
۱۵۳	جدول پ. ۲-۲۲- طبقه‌بندی اقلیمی استان کرمانشاه
۱۵۴	جدول پ. ۲-۲۳- طبقه‌بندی اقلیمی استان کهگیلویه و بویراحمد
۱۵۴	جدول پ. ۲-۲۴- طبقه‌بندی اقلیمی استان گلستان
۱۵۴	جدول پ. ۲-۲۵- طبقه‌بندی اقلیمی استان گیلان
۱۵۴	جدول پ. ۲-۲۶- طبقه‌بندی اقلیمی استان لرستان
۱۵۵	ادامه جدول پ. ۲-۲۶- طبقه‌بندی اقلیمی استان لرستان
۱۵۵	جدول پ. ۲-۲۷- طبقه‌بندی اقلیمی استان مازندران



فهرست جدول‌ها

صفحه	عنوان
۱۵۵	جدول پ. ۲-۲۸- طبقه‌بندی اقلیمی استان مرکزی
۱۵۶	جدول پ. ۲-۲۹- طبقه‌بندی اقلیمی استان هرمزگان
۱۵۶	جدول پ. ۲-۳۰- طبقه‌بندی اقلیمی استان همدان
۱۵۶	جدول پ. ۲-۳۱- طبقه‌بندی اقلیمی استان یزد
۱۶۵	جدول پ. ۳-۱- نتایج استفاده از روش‌های مختلف کاهش میزان تبخیر از مخازن
۱۶۶	جدول پ. ۳-۲- ویژگی‌های محصولات مورد استفاده برای کاهش میزان تبخیر از سطوح آزاد آبی
۱۸۴	جدول پ. ۴-۱- مقایسه مقادیر سالانه تبخیرتغرق واقعی اراضی فاریاب برآورد شده از دو روش RS و بیلان محدوده مطالعاتی مشهد (برحسب میلی‌متر)

فهرست شکل‌ها

صفحه	عنوان
۹	شکل ۱-۱- اشکال مختلف تبخیر مورد بحث در این راهنما
۲۲	شکل ۱-۲- اقلیم نمای آمبرژه
۳۰	شکل ۲-۲- تعیین اولویت انتخاب معادلات برآورد تبخیرتغرق پتانسیل بر اساس مقادیر WRMSD در اقلیم نیمه‌مرطوب
۳۱	شکل ۳-۲- تعیین اولویت انتخاب معادلات برآورد تبخیرتغرق پتانسیل بر اساس مقادیر WRMSD در اقلیم نیمه‌خشک
۳۱	شکل ۴-۲- تعیین اولویت انتخاب معادلات برآورد تبخیرتغرق پتانسیل بر اساس مقادیر WRMSD در اقلیم خشک
۳۲	شکل ۵-۲- تعیین اولویت انتخاب معادلات برآورد تبخیرتغرق پتانسیل بر اساس مقادیر WRMSD در اقلیم بسیارخشک
۳۲	شکل ۶-۲- تعیین اولویت انتخاب معادلات برآورد تبخیرتغرق پتانسیل بر اساس مقادیر WRMSD در اقلیم مرطوب
۴۱	شکل ۱-۳- لایسی متر زهکش‌دار
۴۲	شکل ۲-۳- لایسی متر وزنی
۴۳	شکل ۳-۳- لایسی متر با سطح آب ثابت
۴۵	شکل ۴-۳- تجهیزات به کار برده شده در روش نسبت باون
۴۶	شکل ۵-۳- نحوه حرکت ادی‌ها
۴۷	شکل ۶-۳- تجهیزات به کار برده شده در روش همبستگی ادی
۵۶	شکل ۷-۳- مراحل رشد انواع محصولات



فهرست شکل‌ها

صفحه	عنوان
۵۶	شکل ۳-۸- حدود معمول ضرایب گیاهی در مراحل مختلف رشد
۶۶	شکل ۳-۹- نمایی از اجزای بیلان تابش سطحی
۶۷	شکل ۳-۱۰- فلوچارت مربوط به محاسبه اجزای شار تابش خالص
۸۰	شکل ۳-۱۱- فلوچارت مربوط به روند محاسبه شار گرمای محسوس
	شکل ۵-۱- نمودار شماتیک سرعت تبخیر از خاک فاقد پوشش گیاهی که نشان دهنده شیب شدید تغییرات بین مرحله اول و دوم تبخیر از خاک است (به عنوان مثال در شرایطی که تبخیر پتانسیل برابر ۵ میلی‌متر در روز است)
۱۰۲	
۱۱۵	شکل ۷-۱- منحنی وایت برای محاسبه درصد تبخیر از تشت به منظور برآورد تبخیر از آب زیرزمینی
۱۱۶	شکل ۷-۲- منحنی‌های جانسون برای محاسبه نسبت تبخیر از آب زیرزمینی به تبخیر پتانسیل
۱۲۸	شکل پ. ۱-۱- تقسیم‌بندی روش‌های برآورد تبخیرتغرق پتانسیل
۱۳۰	الف- تشت مربعی استاندارد انگلیسی، ب- تشت استاندارد آمریکایی کلاس A، ج- تشت استاندارد روسی
۱۳۰	شکل پ. ۱-۲- انواع مختلف تشت‌های تبخیر
۱۵۹	شکل پ. ۳-۱- شکل شماتیک بیلان آبی یک مخزن آبی
۱۶۳	شکل پ. ۳-۲- نمای یک بادشکن
۱۷۴	شکل پ. ۴-۱- موقعیت محدوده مطالعاتی مشهد
۱۸۰	شکل پ. ۴-۲- تبخیرتغرق واقعی روزانه حاصل از روش سبال برای روز ۳۰ مرداد ۹۵
۱۸۱	شکل پ. ۴-۳- تبخیرتغرق واقعی ماهانه حاصل از روش سبال برای شهریور ۹۶
۱۸۲	شکل پ. ۴-۴- تبخیرتغرق واقعی سالانه حاصل از روش سبال برای سال آبی ۹۵-۹۶
۱۸۳	شکل پ. ۴-۵- مقایسه رفتار روش‌های مختلف برآورد تبخیرتغرق پتانسیل در دشت مشهد در مقیاس ماهانه
۱۸۳	شکل پ. ۴-۶- مقایسه مقادیر تبخیرتغرق واقعی حاصل از الگوریتم سبال با مقادیر بیلان مصوب دشت مشهد



مقدمه

پدیده تبخیر، به دلیل تعدد عوامل مختلف تاثیرگذار بر آن، فرآیند پیچیده‌ای است. روش‌های برآورد متنوعی بر اساس نحوه و میزان در نظر گرفتن عوامل مختلف موثر بر تبخیر توسعه یافته‌اند. به دلیل تفاوت در مبانی و داده‌های مورد نیاز این روش‌ها، انتخاب روش مناسب و نحوه استفاده برای شرایط مختلف اقلیمی همواره روشن نیست. از سوی دیگر باید توجه داشت که یکی از محدودیت‌های کلیدی در برآورد تبخیر، نبود و یا بعضاً کمبود داده‌های مورد نیاز در اغلب مناطق کشور است که در نتیجه، شناسایی و معرفی نوع خاصی از روش‌ها را طلب می‌نماید. به علاوه، امروزه با پیشرفت فناوری سنجنده‌های ماهواره‌ای و کاربردهای سنجش از دور در مقیاس‌های منطقه‌ای و ملی، روش‌های متعددی مبتنی بر این فناوری توسعه یافته که این پتانسیل را دارد که ضمن پوشش خلاءهای آماری و میدانی، اطلاعات مهم و قابل اعتمادی از وضعیت تبخیر در گستره مکان ارایه نماید. بنابراین راهنما حاضر به دنبال بررسی و تحلیل جامع انواع روش‌های برآورد تبخیر، دقت و شرایط کاربرد آن‌ها در اقلیم‌های مختلف کشور است.

- هدف

به طور کلی هدف اصلی این راهنما ارایه نحوه برآورد/محاسبه/سنجش تبخیر و تبخیرتعلق با استفاده از روش‌های مناسب بر حسب شرایط اقلیمی و داده‌های در دسترس کشور است. اهداف فرعی عبارتند از:

- تبیین مفاهیم و تعاریف مرتبط با انواع تبخیر (تبخیرتعلق، تبخیر از سطح آب، تبخیر از برف، تبخیر از سطح خاک و تبخیر از آب زیرزمینی)
- معرفی مناسب‌ترین روش برآورد در شرایط مختلف اقلیمی
- معرفی و بهره‌گیری از فنون نوین سنجش از دور جهت تغییر رویکرد در برآورد تبخیر از مقیاس نقطه‌ای به منطقه‌ای (مکانی یا توزیعی)

- دامنه کاربرد

نشریه حاضر با هدف توسعه مرجعی واحد و نسبتاً جامع در محاسبات تبخیر و توصیه روش‌های مناسب و معتبر در شرایط اقلیمی ایران تهیه شده که در آن روش‌های مختلف برآورد تبخیر به منظور کاربردهای مختلف مورد توجه قرار گرفته است تا در اختیار مشاورین، دفاتر مطالعات پایه شرکت‌های آب منطقه‌ای و سازمان‌هایی که در این رابطه فعالیت دارند، گذارده شود. دامنه کاربرد روش‌های ارایه شده به طور خلاصه در جدول زیر نشان داده شده است.

نوع تبخیر	دامنه / مقیاس کاربرد
تبخیر از سطح آب	شامل دریاچه سدها و دریاچه‌های طبیعی در حوضه‌های آبریز
تبخیر از سطح خاک، برف و آب زیرزمینی	در سطح حوضه‌های آبریز و دشت‌ها یا آبخوان‌ها
تبخیرتعلق	در محاسبات بیلان سطح حوضه‌های آبریز و نیز شبکه‌های آبیاری و زهکشی و اراضی کشاورزی فاریاب



فصل ۱

مبانی و مفاهیم تبخیر



۱-۱- مقدمه

ایران به عنوان کشوری خشک و نیمه خشک، شرایط ویژه‌ای را به لحاظ منابع آب در دسترس و تنش آبی تجربه می‌نماید. از طرفی، مصارف آب در بسیاری از مناطق کشور از حدود تعادل و پایداری خود عبور کرده است. آمادگی و مدیریت در شرایط کنونی تشدید تدریجی بحران آب، نیازمند رویکردهای واقع‌بینانه و بلندمدت است. مدیریت منابع آب در شرایط کنونی مستلزم تکیه بر به‌کارگیری علم و فناوری است.

ابعاد تبخیر به عنوان پیچیده‌ترین و مهم‌ترین مولفه بیلان آب، هنوز تا حدی ناشناخته مانده است. ماهیت این پدیده باعث توسعه روش‌ها و رویکردهای متعددی برای برآورد و محاسبه آن شده است. در میان تنوع گسترده‌ای از روش‌های تبخیرسنجی و برآورد تبخیر، خلاء چارچوبی مشخص و مدون برای انتخاب مناسب‌ترین روش برآورد/محاسبه/اندازه‌گیری تبخیر حسب شرایط منطقه‌ای، اقلیمی، داده و اطلاعات در دسترس و نوع کاربرد آن به شدت احساس می‌شود. از طرف دیگر، کمبود تجهیزات اولیه اندازه‌گیری اجزای بیلان آبی و حتی کمبود داده‌های هواشناسی در برخی مناطق کشور، موجب خطا و عدم قطعیت در برآوردها شده است.

تبخیر، به دلیل تعدد عوامل مختلف تاثیرگذار بر آن، فرآیند پیچیده‌ای است. اصولاً نرخ تبخیر عمدتاً با انرژی در دسترس و مورد نیاز تبخیر و امکان پخشیدگی بخار آب به جو، کنترل می‌گردد. روش‌های مختلف برآورد بر اساس نحوه و میزان در نظر گرفتن عوامل مختلف موثر بر تبخیر توسعه داده شده است. بر حسب دقت و سادگی، روش‌های مذکور استفاده گسترده‌ای را شاهد بوده‌اند. به طور کلی، به دلیل تفاوت در مبانی، این روش‌ها و عوامل موثر بر آن‌ها باید برای شرایط مختلف اقلیمی و محیطی مورد ارزیابی قرار گیرند. از سوی دیگر باید توجه داشت که یکی از مهم‌ترین محدودیت‌های برآورد صحیح تبخیر، عدم وجود و یا بعضاً کمبود داده‌های مورد نیاز در اغلب مناطق کشور است. لذا یکی از عوامل نقصان در محاسبات بیلان منابع آب، ضرورت وجود اطلاعات و داده‌های متعدد است. برطرف نمودن این نقصان به لحاظ تجهیز شبکه‌های پایش، باید از اولویت‌های اساسی در حوزه آب کشور باشد.

اغلب روش‌های معمول بر مبنای اندازه‌گیری‌ها یا شبیه‌سازی تبخیر بر اساس اطلاعات و داده‌های نقطه‌ای استوار است. لیکن برآورد تبخیر در مقیاس نقطه‌ای به راحتی نمی‌تواند منجر به حصول نتایج معتبری از تبخیر در مقیاس حوضه‌ای شود. بنابراین علاوه بر کمبود اطلاعات پایه در ایستگاه‌ها، دقت مکانی در برآوردهای کنونی تبخیر محل تردید است.

امروزه با پیشرفت‌های حاصل در تکنولوژی سنجنده‌های ماهواره‌ای و کاربردهای فنون سنجش از دور در مقیاس‌های منطقه‌ای و ملی، روش‌های متعددی مبتنی بر این تکنولوژی، توسعه یافته است که ضمن پوشش خلاءهای آماری میدانی، به کمک آن می‌توان اطلاعات مهم و در عین حال قابل اعتمادی از وضعیت تبخیر و سایر پارامترهای مورد نیاز از منطقه مورد مطالعه با هر وسعتی، به دست آورد. تکنیک‌های سنجش از دور ضمن برآورد تبخیر و بررسی توزیع مکانی آن، می‌تواند عوامل موثری از قبیل دمای سطح و آلودگی را مقارن با شرایط محیطی برآورد نماید. از این رو استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور در برآورد مولفه‌های بیلان آب به ویژه تبخیر، راه‌کاری امید بخش جهت رفع مشکلات فوق



محسوب می‌گردد. از این رو در این راهنما توجه ویژه‌ای به رویکرد بهره‌گیری از داده‌های سنجش از دور در برآورد تبخیر شده است.

هدف این راهنما ارائه نحوه برآورد/محاسبه/سنجش تبخیر و تبخیرتغرق با استفاده از روش‌های مناسب حسب شرایط اقلیمی، داده‌های در دسترس و شرایط حاکم است. ساختار راهنما بدین ترتیب است که در فصل اول به مبانی و مفاهیم تبخیر اشاره می‌شود. در فصل دوم روش‌های مختلف برآورد تبخیر و تبخیرتغرق پتانسیل در شرایط اقلیمی مختلف و اجزای آن بر اساس رویکردهای کاربردی تبیین خواهد شد. در فصل سوم روش‌های برآورد تبخیرتغرق واقعی مورد بحث قرار می‌گیرد. در فصول چهارم تا هفتم به اشکال مختلف تبخیر شامل تبخیر از سطح آب، تبخیر از سطح خاک، برف و یخ و آب زیرزمینی پرداخته شده است. فصل هشتم شامل توصیه‌های کاربردی برای محاسبه تبخیر بوده و در پیوست‌ها نیز مباحث تکمیلی و نتایج پیاده‌سازی راهنما در محدوده منتخب به صورت مطالعه موردی ارائه شده است. در ادامه فصل حاضر مفاهیم اولیه و عوامل موثر بر تبخیر تشریح می‌شود و تقسیم‌بندی اولیه مطالب سایر فصول نیز ارائه می‌گردد.

۲-۱- مفاهیم و تعاریف

تعاریف، گام‌های زمانی، واحدهای اندازه‌گیری و داده‌های ورودی مورد نیاز برای تخمین تبخیر در منابع مختلف مفاهیم مختلفی دارد. در منابع مختلف داخلی و بین‌المللی، تعاریف و مفاهیم مرتبط با تبخیر و فرآیندهای آن ذکر شده است. در این نوشتار برای ایجاد ادبیات مشترک، این تعاریف به صورت خلاصه مطرح می‌شود.

تبخیر به عنوان یکی از اجزاء اصلی چرخه آب در طبیعت، فرآیندی است که طی آن آب از فاز مایع به بخار آب در فاز گازی تبدیل می‌شود و پس از آن بخار آب از سطح تبخیر انتقال می‌یابد. تبخیر از سطوح مختلف نظیر دریاچه‌ها، رودخانه‌ها، پیاده‌روها، خاک، گیاهان و هر سطح مرطوب دیگری اتفاق می‌افتد. در واقع تبخیر به تمامی فرآیندهای تبدیل مایع به بخار در اتمسفر گفته می‌شود (مک‌ماهون و همکاران، ۲۰۱۳). تغییر حالت مولکول‌های آب از مایع به بخار نیازمند صرف انرژی است که این انرژی اغلب از طریق تابش خورشیدی و گرمای هوا تامین می‌شود. اختلاف فشار بخار در سطح تبخیر و هوای مجاور نیروی محرک لازم برای انتقال بخار به اتمسفر را تامین می‌کند. با انجام تبخیر به تدریج هوای مجاور سطح تبخیر اشباع شده و در شرایط انتقال نیافتن هوای مرطوب به اتمسفر، سرعت تبخیر کاهش یافته و ممکن است کامل متوقف شود. جایگزینی هوای اشباع با هوای خشک در سطح تبخیر عمدتاً به سرعت باد بستگی دارد. بنابراین در برآورد تبخیر باید عوامل اقلیمی نظیر تابش خورشیدی، دمای هوا، رطوبت هوا و سرعت باد در نظر گرفته شود.

توضیح: در این راهنما مواردی که واژه تبخیر به طور عام به کار برده شده است مطابق با شکل (۱-۱)، منظور فرآیند تبخیر بوده و در بردارنده تمامی اشکال تبخیر است.

تغرق: به تبخیری که در داخل برگ‌های گیاه به صورت جریان بخار آب از روزنه‌های برگ اتفاق می‌افتد، اطلاق می‌شود (دینگمن، ۱۹۹۲). آب در گیاهان به طور عمده از درون روزنه‌ها خارج می‌شود. روزنه‌ها، منافذ کوچک در سطح



برگ‌ها هستند که گازها و بخار آب از درون آن‌ها عبور می‌کنند. این منافذ در حقیقت فضای بین سلول‌های محافظ در سطح برگ گیاه هستند که به‌خاطر شکل ظاهری خود، پس از آماس سلولی، حالت قلوهای گرفته و فضای بین سلولی ایجاد می‌شود و فرآیند خروج آب از گیاه و تبدیل آن به بخار آب از این فضاها صورت می‌پذیرد. بخش عمده آب جذب شده توسط گیاه به صورت تعرق وارد اتمسفر شده و تنها مقدار بسیار اندک آن به مصرف گیاه رسیده و یا در بافت‌های گیاهی ذخیره می‌شود. فرآیند تعرق نیز همانند تبخیر به عوامل متعددی از جمله ذخیره انرژی، شیب فشار بخار و سرعت باد بستگی دارد. لذا در برآورد تعرق باید عواملی نظیر تابش خورشیدی، دمای هوا، رطوبت هوا و باد در نظر گرفته شود. بدیهی است شرایط ماندابی، شوری، مقدار آب خاک و قابلیت هدایت آن به سمت ریشه‌های گیاه، شرایط محیطی و مدیریتی این فرآیند را تحت تاثیر قرار می‌دهد.

تبخیر تعرق^۱: تبخیر تعرق در یک سطح طبیعی که شامل خاک و پوشش گیاهی و سایر سطوح می‌شود، به طور هم زمان صورت گرفته و روش ساده‌ای برای تفکیک این دو فرآیند وجود ندارد. بدیهی است زمانی که پوشش گیاهی در مراحل اولیه رشد است، تبخیر از سطح خاک غالب بوده و در زمان رشد کامل پوشش گیاهی به نحوی که سطح خاک را پوشانده باشد، عامل تعرق غالب است. لذا به این مجموعه تعرق و تبخیر از سطح خاک اطلاق می‌شود (آلن و همکاران، ۱۹۹۸). به بیانی دیگر، مطابق شکل شماره (۱-۱)، در واقع به کل تبخیر از خاک و سطح آزاد آب و سطح مرطوب گیاه به علاوه تعرق از سطح خشک گیاهان گفته می‌شود (شاتلورث، ۲۰۰۸).

توضیح: در این راهنما هر جا واژه تبخیر تعرق به تنهایی به کار برده شود، منظور تبخیر از ترکیب خاک و پوشش گیاهی است.

تبخیر پتانسیل^۲: اصطلاح «تبخیر پتانسیل» در سال ۱۹۴۸ توسط تورنت‌وایت مطرح شد. به بالاترین میزان تبخیر در شرایط آب و هوایی غالب و بدون محدودیت آب در دسترس، تبخیر پتانسیل گفته می‌شود. به بیان دیگر تبخیر پتانسیل عبارت است از نرخ تبخیر از یک سطح کاملاً خیس در تماس مستقیم با اتمسفر و یا نرخ تبخیر از یک سطح آزاد آب که در حقیقت هیچ‌گونه مقاومتی در برابر سطح تبخیر کننده وجود ندارد. بنابراین تبخیر پتانسیل، بالاترین نرخ تبخیر ممکن است.

تبخیر تعرق پتانسیل^۳: عبارت است از نرخ تبخیر تعرق در شرایطی که هیچ‌گونه محدودیت آبی وجود ندارد. لذا نرخ تبخیر تعرق وابسته به شرایط اتمسفر و خصوصیات سطح از قبیل آلبیدو^۴ و زبری سطح است. بنابراین تبخیر تعرق پتانسیل، در حقیقت بالاترین نرخ تبخیر تعرق است که می‌تواند اتفاق بیفتد. مفهوم تبخیر تعرق پتانسیل نخستین بار توسط پنمن در فاصله سال‌های ۱۹۴۰ الی ۱۹۵۰ میلادی بدین صورت مطرح شد: «مقدار آبی است که در یک زمان

1- Evapotranspiration

2- Potential Evaporation

3- Potential Evapotranspiration

4 Albedo



مشخص توسط یک سطح گیاهی کاملاً سبز و کوتاه در شرایطی که سایه آن کامل سطح زمین را می‌پوشاند، ارتفاع یکنواخت داشته و آب کافی در نیم‌رخ خاک موجود و در دسترس باشد صورت می‌گیرد». قابل ذکر است که در تعریف تبخیر تعرق پتانسیل نرخ تبخیر تعرق به گیاه خاصی نسبت داده نشده است. مهم‌ترین چالش و ابهام تعریف مذکور این بود که انواع مختلف و متعددی از گیاهان در زمره گیاهان کوتاه قرار می‌گرفتند. این موضوع سبب می‌شد بسیاری از متخصصین و محققین در انتخاب نوع گیاه به عنوان گیاه سبز کوتاه دچار سردرگمی شوند. در ادامه و با تعریف تبخیر تعرق مرجع، این موضوع بیش‌تر تشریح شده است.

تبخیر تعرق مرجع^۱: این مفهوم توسط محققین و متخصصین آبیاری در دهه هفتاد میلادی تعریف شده (جنسن، ۱۹۶۸؛ رایت و جنسن، ۱۹۷۲؛ دورن‌بس و پروت، ۱۹۷۵ و ۱۹۷۷) و طبق تعریف، نرخ تبخیر تعرق از یک گیاه مرجع فرضی است که ارتفاع فرضی معادل ۰/۱۲ متر (۴/۷۲ اینچ)، مقاومت سطحی ثابت ۷۰ ثانیه بر متر و ضریب بازتابش (آلبیدو) ۰/۲۳ است. سطح مرجع مشابه یک سطح چمن سبز با ارتفاع یکنواخت، رشد فعال، سایه‌اندازی کامل و تحت آبیاری مطلوب است. ضمن اینکه در این تعریف، ایستگاه هواشناسی و اطلاعات حاصل از آن نیز تعریف شده است به نحوی که ایستگاه جمع‌آوری اطلاعات هواشناسی باید در یک سطح پوشش گیاهی چمن با شرایط فوق قرار گرفته باشد. لذا به لحاظ مفهومی و کاربردی، تبخیر تعرق مرجع و پتانسیل مشابه یکدیگر بوده در حالی که برای تبخیر تعرق مرجع شرایط مشخص‌تری هم به لحاظ نوع پوشش گیاهی و هم نوع ایستگاه هواشناسی که داده‌های آن باید مورد استفاده در محاسبات قرار گیرد، تعریف شده است. امروزه در بسیاری از منابع این دو مفهوم بجای یکدیگر مورد استفاده قرار می‌گیرد و بسیاری از روش‌های مرسوم و معتبر برای برآورد تبخیر تعرق، عملاً تبخیر تعرق مرجع را برآورد می‌کنند که در کاربرد و برای تبدیل به تبخیر تعرق واقعی، همان جایگاه تبخیر تعرق پتانسیل را دارد.

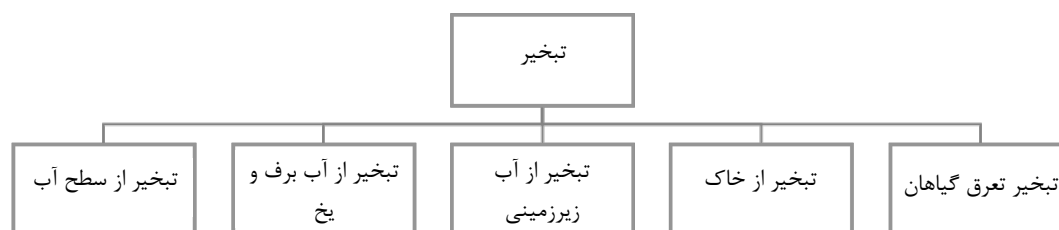
تبخیر تعرق مرجع، بیان‌گر تقاضای تبخیر در اتمسفر در یک مکان و زمان مشخص است و ویژگی‌های گیاه و عوامل مربوط به خاک را در نظر نمی‌گیرد. بنابراین باید در نظر داشت که تقاضای تبخیر در اتمسفر فارغ از نوع گیاه، مرحله رشد آن و عملیات مدیریت زراعی است. هنگامی که آب خاک کافی باشد، تبخیر تعرق مرجع به عوامل مرتبط با خاک بستگی ندارد. با مرتبط ساختن تبخیر تعرق به یک سطح مرجع، تعریف یک سطح جداگانه تبخیر تعرق برای هر گیاه و هر مرحله رشد، غیر ضروری خواهد بود.

تبخیر تعرق واقعی^۲: مقدار آبی است که به طور واقعی از یک سطح تبخیرکننده طی فرآیند تبخیر تعرق بخار می‌شود. تبخیر تعرق واقعی، در واقع تبخیر از سطح خاک و تعرق از سطح گیاه در شرایط واقعی است. بدیهی است تبخیر تعرق واقعی همواره کم‌تر و یا حداکثر مساوی مقادیر پتانسیل است.

1- Reference Evapotranspiration

2- Actual Evapotranspiration





شکل ۱-۱- اشکال مختلف تبخیر مورد بحث در این راهنما

واحدهای سنجش تبخیر: تبخیر را می‌توان به صورت عمق در واحد زمان، مانند میلی‌متر در روز، و یا انرژی در روز بیان کرد. با توجه به اینکه گرمای نهان آب برابر $2/45$ مگاژول بر کیلوگرم (در دمای 20° درجه سانتی‌گراد) است، تبخیر به میزان 1 میلی‌متر در روز معادل $2/45$ مگاژول بر متر مربع در روز است. به علاوه برخی از معادلات، تبخیر را به صورت میلی‌متر بر روز بیان می‌کنند که واحد صحیح، کیلوگرم بر مترمربع در روز است. در این موارد ضریب تبدیل واحد برابر 1 است و لذا ضریب تبدیل از کیلوگرم بر مترمربع به میلی‌متر، در معادلات در نظر گرفته نمی‌شود.

۱-۳- عوامل موثر بر تبخیر

در تبادل مولکول‌های آب بین سطح و هوا، دو فرآیند اصلی دخیل هستند که یکی تبدیل آب به بخار^۱ و دیگری میعان^۲ است. تفاوت بین نرخ تبدیل آب به بخار که تابعی از دما است و نرخ تبدیل بخار به مایع که تابعی از فشار بخار است را نرخ یا شدت تبخیر^۳ می‌نامند (شاتلورث، ۱۹۹۲). شدت تبخیر از هر سطح مرطوبی با سه عامل اصلی کنترل می‌گردد: وضعیت فیزیکی هوای اطراف سطح مرطوب، انرژی و یا گرمای خالص در دسترس و میزان آب یا رطوبت در دسترس سطح تبخیر. وضعیت فیزیکی هوای مجاور توسط دما، فشار بخار و سرعت باد شناخته می‌شود (مانتیت، ۱۹۹۱). انرژی در دسترس برای تبخیر نیز برابر است با تابش خالص که تفاوت بین انرژی‌های ورودی و انرژی‌های خروجی از سطح است. علاوه بر تابش خالص، گرمای لازم برای تبخیر از طریق گیاهان می‌تواند توسط انتقال آشفته از هوا و یا با هدایت توسط خاک تامین گردد. برای اینکه تبخیر اتفاق بیفتد، علاوه بر انرژی لازم برای گرمای نهان تبخیر، فرآیند مکملی نیز باید رخ دهد که بخار آب مجاور سطح تبخیر را حذف کند. لایه مرزی جوی به طور پیوسته به تغییرات و جابجایی‌های آب و هوایی پاسخ می‌دهد که سبب می‌شود همواره حتی در سطح اقیانوس‌ها نیز کمبود بخار آب و رطوبت نسبی وجود داشته باشد.

1- Vaporisation
2- Condensation
3- Evaporation Rate

دو فرآیند تابش انرژی و انتقال آشفته بخار آب، اساس چندین معادله و روش برآورد تبخیر است که در فصول بعدی بدان پرداخته می‌شود. طبق تحقیقات پنمن (۱۹۴۸) مقاومت اصلی در مقابل شار تبخیر، وجود یک لایه نازک غیرآشفته و آرام هوا به ضخامت ۱ تا ۳ میلی متر مجاور سطح است. این مقاومت با عنوان مقاومت آیرودینامیک یا مقاومت جوی شناخته می‌شود. در مورد گیاهان، مقاومت دیگری در مقابل فرآیند خروج بخار آب نیز وجود دارد که مقاومت سطحی نامیده می‌شود و به میزان بازشدگی روزنه‌های گیاه بستگی دارد و میزان تعرق را تنظیم می‌کند. طبق نظریه مانیتیت (۱۹۶۵) هنگامی که هوا جابجا می‌شود، بخار آب با سرعتی معادل مقدار بخار آب و سرعت باد نیز جابجا می‌شود که به آن جریان همرفتی گفته می‌شود.

هنگامی که هوا از روی یک سطح عبور می‌کند، بخار آب با سرعتی معادل تولید میزان بخار و سرعت باد جابجا می‌شود. این انتقال به عنوان جریان همرفتی شناخته می‌شود و در اتمسفر وجود دارد. هنگامی که هوا از یک ناحیه خشک به سمت ناحیه مرطوب حرکت می‌کند، غلظت بخار آب با عبور هوا افزایش می‌یابد. به عبارت دیگر، در این انتقال سرعت تبخیر در مقایسه با سرعت تبخیر در سطح خشک بلافاصله افزایش یافته و سپس به آرامی کاهش می‌یابد تا به تعادل با سطح مرطوب برسد. تبخیر کم‌تر در سطح خشک باعث می‌شود که هوای عبوری گرم‌تر و خشک‌تر شود، بنابراین افزایش انرژی گرمایی در دسترس باعث افزایش تبخیر در جهت باد در منطقه مرطوب می‌شود (مورتون، ۱۹۸۳). لازم به یادآوری است که از آنجایی که دریاچه به عنوان یک سطح وسیع تعریف شده است و لذا تاثیر انتقال از بالادست قابل چشم‌پوشی است، تبخیر کل از دریاچه مستقل از میزان رطوبت محیط بالادست جریان باد است (مورتون، ۱۹۸۳).

۱-۳-۱- عوامل اقلیمی/محیطی

اولین عامل هواشناسی کنترل کننده تبخیر و تبخیرتعرق، تشعشع خورشیدی است. تشعشع خورشیدی منبع اصلی تامین انرژی لازم برای تبخیر است. فاکتورهای مهم دیگر، رطوبت و سرعت باد هستند. دمای هوا نیز بر تبخیر و تبخیرتعرق اثرگذار است، اما اثر مستقیم کمی دارد، اگرچه دارای همبستگی بالایی با تشعشع خورشیدی و تبخیر و تبخیرتعرق است. چون میانگین دماهای روزانه برگ‌های گیاهان، سطوح کم عمق آب و سطوح خاک به دمای هوا نزدیک است، فشار بخار آب در سطح تبخیر و تبخیرتعرق به طور کلی با میانگین دمای هوا به شکل نمایی رابطه دارد. در روش شناسی، اصطلاح فشار بخار به معنی فشار جزئی بخار آب در اتمسفر است. گرادیان بخار آب از گیاه و سطوح خاک به سمت هوا بستگی به فشار بخار سطح و فشار بخار هوا یا رطوبت هوا دارد. هوای خشک تر عموماً منجر به گرادیان فشار بخار بزرگ‌تری می‌شود. علاوه بر گرادیان فشار بخار، سرعت باد بر سرعت انتقال بخار از سطوح تبخیر به سمت هوا اثرگذار است.



- عوامل خاک^۱

مهم‌ترین عوامل خاک که بر نرخ تبخیر از خاک لخت تاثیر می‌گذارند، شامل مقدار آب خاک و منحنی مشخصه آن است که قابلیت خاک در نگهداشت آب، هدایت هیدرولیکی و حرارتی را نشان می‌دهد. هدایت هیدرولیکی در خاک‌های اشباع بیش‌ترین مقدار را دارد که با کاهش مقدار آب، کاهش می‌یابد و بنابراین بر نرخ حرکت آب به سمت سطح تاثیرگذار است. گرادیان هیدرولیکی به سمت سطح با خشک شدن سطح افزایش می‌یابد اما هدایت هیدرولیکی کاهش می‌یابد. یک عامل دیگر که هم میزان و هم سرعت تبخیر از خاک را کنترل می‌کند، تاثیر بقایای ارگانیک و یا ساخته‌های دست انسان در سطح خاک است. این بقایا به عنوان پوشش منعکس‌کننده و عایق حرارتی عمل می‌کند بنابراین مقدار انرژی سطح خاک برای تبخیر را کاهش می‌دهد. مهم‌ترین فاکتور خاک که ممکن است بر تبخیر و تبخیرتعلق اثرگذار باشد بسته به توالی آبیاری و یا بارندگی، ظرفیت نگهداری آب در خاک است.

- سطوح آبی^۲

تخمین تبخیر از سطوح آبی می‌تواند با استفاده از رابطه بین تبخیر از تشت، تخمین تشعشع خالص و نرخ تغییر ذخیره انرژی سطوح آبی و کاربرد معادله پنمن یا پنمن-مانتیت و یا معادلات آیرودینامیکی به دست آید. آلبیدو یک سطح آبی بسیار کوچک‌تر از زمینی با پوشش سبز است (حدود ۰/۰۶ در مقابل ۰/۲ تا ۰/۲۵). آلبیدو به عنوان بازتابی از انرژی خورشیدی ورودی به سطح تعریف می‌شود. دمای آب سطحی تقریباً با میانگین دمای هوا برای سطوح آبی کم عمق برابر است. یک جزء مهم در انرژی قابل دسترس برای تبخیر، همرفتی انرژی در حجم ورودی و خروجی به یا از سطوح آبی (مانند مخازن روی رودخانه) است. وقتی دما آنقدر پایین است که روی سطح آب یخ می‌بندد و در کل زمستان باقی می‌ماند، تخمین تشعشع خالص برای یخ و پوشش برف بسیار پیچیده است. تخمین تبخیر از آب‌های عمیق پیچیده‌تر از آب‌های کم عمق است. در طول دوره ذخیره‌سازی انرژی، پروفیل حرارتی تا عمق ۲۰ متر یا بیش‌تر در آب‌های شفاف ممکن است ادامه یابد و نرخ تبخیر کم‌تر از سطوح آبی کم عمق خواهد بود. در طی مدت کاهش تشعشع خورشیدی، انتقال انرژی ذخیره شده به سطح می‌تواند نرخ تبخیر را به بالاتر از نرخ تبخیر از سطوح کم عمق آبی، افزایش دهد.

۱-۳-۲- عوامل گیاهی

- شاخص سطح برگ^۱

1- Soil Factors
2- Water Bodies



محصولات کشاورزی مهم‌ترین گیاهانی هستند که برآورد تبخیرتغرق برای آن‌ها مورد نیاز است. برای گیاهان یکساله، خاک بعد از کاشت تا رویش گیاهان جدید فاقد پوشش گیاهی است. نرخ تبخیرتغرق از زمان کاشت تا حدود ۱۰ درصد پوشش گیاهی متأثر از عوامل کنترل‌کننده سرعت تبخیر از خاک است. از ۱۰ درصد تا حدود ۷۵ درصد پوشش گیاهی (زمانی که شاخص سطح برگ (LAI) به حدود ۳ برسد)، نرخ تبخیرتغرق تحت تأثیر افزایش شاخص سطح برگ است. LAI به عنوان نسبت سطح یک طرف از برگ‌های گیاه به سطح زمینی که توسط گیاه اشغال شده است (سطح مابین گیاهان و ردیف‌های کاشت) تعریف می‌شود. نرخ تبخیرتغرق به نسبت توسعه سطح برگ تحت شرایط اقلیمی معین تا زمانی که پوشش گیاه به ۷۵ درصد برسد، افزایش می‌یابد. بعد از ۷۵ درصد پوشش، نرخ تبخیرتغرق واقعی نسبت به تبخیرتغرق پتانسیل اساساً ثابت می‌ماند تا گیاه به بلوغ کامل رسیده و پس از آن شروع به کاهش می‌کند (رایت، ۱۹۸۲؛ تونر و جری، ۱۹۷۶؛ ریچه، ۱۹۷۲).

برای گیاهان دوساله ای که خوب آبیاری شده‌اند و در زمستان به خواب می‌روند، نرخ نسبی تبخیرتغرق با افزایش سبزی‌نگی در بهار افزایش می‌یابد. این رفتار در نرخ تبخیرتغرق به طور مشابه در گیاهان سالانه نیز صادق است. نرخ نسبی تبخیرتغرق، اساساً در شرایط تحقق پوشش کامل گیاه و تا زمانی که گیاه برداشت شود، ثابت می‌ماند (مانند گیاهان علوفه‌ای). مدت کوتاهی بعد از برداشت، اگر بقایای علوفه خیلی کوتاه باشد، نرخ نسبی تبخیرتغرق معادل تبخیر از خاک فاقد پوشش گیاهی است. نرخ نسبی تبخیرتغرق در طول رشد مجدد افزایش می‌یابد (رایت، ۱۹۸۲؛ تونر و جری، ۱۹۷۶؛ ریچه، ۱۹۷۲). در شرایط آب و هوایی معین، برای اکثر محصولات زراعی وقتی شاخص سطح برگ به بیش از ۳ رسیده و یا درصد پوشش سطح توسط گیاه به بیش از ۷۵ تا ۸۰ درصد می‌رسد، بیش‌ترین نرخ تبخیرتغرق تقریباً یکسان است (رایت، ۱۹۸۲؛ تونر و جری، ۱۹۷۶؛ ریچه، ۱۹۷۲). ویژگی‌های گیاهان، از جمله مقاومت آبرودینامیک و مقاومت روزنه‌ای نیز بر بیش‌ترین نرخ تبخیرتغرق (مقدار پیک آن) تأثیرگذارند.

۲- پوشش گیاهی

با توجه به محدود بودن منابع آب، عمدتاً مصارف آب توسط گیاهان، بسیار حائز اهمیت است. شرایط سطحی مانند خاک فاقد پوشش گیاهی و نیز سایر سطوح مانند برف، آب، یخ و ... نرخ تبخیری متفاوت از مقادیر پوشش گیاهی دارد. به طور کل، نوع پوشش گیاهی، درصد پوشش سطح زمین، یکنواختی پوشش، نوع گیاه به لحاظ اندازه و شکل برگ‌ها، میزان سطح سایه‌انداز و عواملی از این دست، در افزایش یا کاهش تبخیرتغرق موثر است.

- شکل و اندازه برگ

- 1- Leaf Area Index
2- Vegetation Cover



برای گیاهان برگ ریز که برگ‌هایشان را در پاییز از دست می‌دهند، نسبت تبخیرتغرق واقعی به تبخیرتغرق پتانسیل به سرعت در بهار به دلیل رویش برگ‌های جدید افزایش می‌یابد. مسلماً در برگ‌های غیرسوزنی و بزرگ‌تر، به دلیل احتمال وجود روزنه‌های گیاهی بیش‌تر، میزان تغرق بیش‌تری مورد انتظار است. شکل سطح برگ در قالب پدیده‌هایی مانند چپس سطح و یا کرک‌دار شدن آن، تاثیر بسیاری بر میزان تغرق دارد.

- نوع گیاه

بیش‌ترین نرخ تبخیرتغرق متأثر از ارتفاع پوشش گیاهی است که عموماً برای درختان بیش‌تر از اکثر محصولات کشاورزی است و کنترل تغرق توسط روزنه‌های برگ انجام می‌شود. درختان و درختچه‌ها به طور کلی از محصولات زراعی کنترل روزنه‌ای بیش‌تری دارند. به طور معمول، کنترل روزنه‌ای در درختان همیشه سبز بیش‌تر از درختان برگ‌ریز است.

۱-۳-۳- عوامل مدیریتی^۱

آب قابل دسترس^۲ مهم‌ترین فاکتور مدیریتی موثر بر تبخیر و تبخیرتغرق برای محصولات زراعی و فضای سبز، مقدار آب در خاک است. برای محصولات با ارزش و در صورت امکان تامین آب به حد کافی، کشاورزان تلاش دارند با انجام آبیاری مقدار آب خاک را بالا نگه داشته تا محدودیتی برای میزان تبخیرتغرق و رشد گیاه ایجاد نشود. کم آبیاری جزو اعمال مدیریتی است که بسته به نوع گیاه و معمولاً برای گیاهان با ارزش پایین، در مراحل مختلف رشد می‌تواند انجام شود و تبخیرتغرق کل را کاهش دهد.

سایر عوامل مدیریتی سایر فاکتورهایی که می‌تواند بر نرخ تبخیرتغرق تاثیرگذار باشد شامل فاصله بین ردیف‌های کاشت، تراکم تعداد گیاهان، وضعیت شخم و خاک‌ورزی، سطح شوری خاک (که متأثر از عملیات آبیاری و مدیریت آب است) و اثرات آفات و بیماری گیاهان است. عملکرد محصول نمی‌تواند شاخص خوبی از تبخیر و تبخیرتغرق باشد مگر اینکه مقدار آب خاک، رشد گیاه را محدود کند. به طور کل، هر عاملی که موجب تسهیل خروج آب از خاک شود، در میزان تبخیرتغرق کل موثر بوده و سبب افزایش آن می‌گردد. به عنوان نمونه، شخم عمیق و از بین بردن بقایای گیاهی روی سطح زمین، مهم‌ترین عوامل از دست دادن رطوبت خاک در قالب تبخیر است.

شوری آب: میزان تبخیر و تبخیرتغرق با غلظت املاح موجود در آب رابطه معکوس داشته به طوری که وجود املاح در آب باعث کندی نرخ تبخیر می‌شود. برای مثال به ازای هر یک درصد افزایش چگالی آب در اثر شوری، تبخیر به میزان یک درصد کاهش می‌یابد. کاهش تبخیر به علت کاهش فشار بخار آب شور است (الشمیری، ۲۰۰۲). به عبارتی فشار بخار آب اشباع در مجاورت آب ناخالص کمتر از آب خالص است.

1- Management Factors
2- Available Soil Water



نوع سیستم آبیاری نیز می‌تواند بر تبخیر اثرگذار باشد به خصوص در باغات و تاکستان‌ها که فاصله کاشت زیادی دارند.

۴-۱- تغییر اقلیم و تبخیر

تغییر اقلیم عبارت است از تغییرات رفتار آب و هوایی یک منطقه نسبت به رفتاری که در طول یک افق زمانی بلندمدت از اطلاعات مشاهده یا ثبت شده در آن منطقه، مورد انتظار است. استفاده بیش از حد از سوخت‌های فسیلی، تغییر کاربری اراضی و افزایش جمعیت جهان و به تبع آن گسترش روزافزون فعالیت‌های صنعتی موجب شده است تا پس از انقلاب صنعتی به تدریج تغییرات مشهودی در آب و هوای کره زمین به وجود آید. شاهد اولیه آن افزایش دمای متوسط زمین و به تبع آن افزایش سطح آب دریاها و ذوب شدن یخ‌های قطبی است. اما علاوه بر تغییر در میانگین پارامترهای اقلیمی (مانند افزایش دما و کاهش یا افزایش بارش) افزایش فراوانی رخداد پدیده‌های حدی اقلیمی یا وقایعی که قبلاً به ندرت به وقوع می‌پیوستند (مانند سیل، طوفان، تگرگ، طوفان‌های حاره‌ای، موج‌های گرمایی و خشکسالی) از مهم‌ترین نشانه‌های وجود وقوع پدیده تغییر اقلیم در یک منطقه است. در حقیقت افزایش رخداد پدیده‌های حدی اقلیمی در سال‌های اخیر به دلیل تاثیرگذاری مستقیم آن‌ها بر بخش‌های مختلف اجتماعی و اقتصادی جوامع همچون منابع آب، کشاورزی و سلامت به عنوان بارزترین نشانه تغییر اقلیم شناخته می‌شود. با توجه به تاثیرگذاری پدیده تغییر اقلیم و اثرات آن بر چرخه هیدرولوژی این پدیده به عنوان یکی از مهم‌ترین چالش‌های مدیریت منابع آب در قرن حاضر شناخته می‌شود. تبخیر نیز به عنوان یکی از اجزای اصلی چرخه هیدرولوژی مستقیماً تحت تاثیر تغییرات اقلیمی قرار می‌گیرد. لذا به منظور آمادگی در برابر اثرات نامطلوب پدیده تغییر اقلیم و کاهش خسارت‌های ناشی از آن، بررسی روندها و نوسانات زمانی و مکانی پارامترهای اقلیمی موثر بر تبخیر در هر منطقه اقدامی ضروری است تا سیاست‌ها و برنامه‌های سازگاری برای توسعه و مدیریت منابع آب اتخاذ گردد.

مطالعات متعددی در خصوص تاثیر تغییر اقلیم بر تبخیر در نقاط مختلف جهان انجام شده که نتایج آن‌ها حاکی از این است که هر دو روند افزایشی و کاهشی در برآوردهای تبخیر در سال‌های آتی قابل انتظار است. عوامل اصلی که بر تبخیر موثرند، وابسته به چندین پارامتر اقلیمی نظیر دمای هوا، رطوبت نسبی و بارش هستند. هرگونه تغییر در این پارامترهای اقلیمی در اثر تغییر اقلیم، بر تبخیر نیز تاثیرگذار خواهد بود. در ایران، سبزی پرور و طبری (۲۰۱۰)، با استفاده از معادلات پریستلی-تیلور، ماک کینگ و هارگریوز و مقایسه نتایج این معادلات با معادله فائو پنمن-مانتیث میزان تبخیر تعرق پتانسیل را در دوره‌های آتی پیش‌بینی نمودند و بیان کردند که این میزان در سال‌های آتی در مناطق خشک و نیمه‌خشک ایران افزایش خواهد یافت. علاوه بر تاثیرپذیری مستقیم تبخیر از پدیده تغییر اقلیم، تغییر پارامترهای اقلیمی موثر نیز می‌تواند به صورت غیر مستقیم این فرآیند را دچار تغییر کند. با توجه به تغییرات مشاهده شده در فاکتورهای موثر بر تبخیر در قرن بیستم و پیش‌بینی ادامه روند این تغییرات در سال‌های آتی، تغییرات گسترده



در میزان تبخیر در دوره‌های آتی امری قابل انتظار بوده و انجام مطالعات جامع و دقیق به تفکیک اقلیم‌های متنوع موجود در کشور توصیه می‌شود.



فصل ۲

معرفی روش‌های مناسب بر آورد تبخیر تعرق پتانسیل در شرایط اقلیمی مختلف



۲-۱- مقدمه

مشکلاتی در اندازه‌گیری فصلی مستقیم تبخیرتغرق وجود دارد که مهم‌ترین آن‌ها را می‌توان هزینه بالای آن‌ها و نیز کاربرد کم آن و تمرکز بیش‌تر بر جنبه‌های تحقیقاتی آن اشاره کرد. لذا به منظور توسعه روش‌های برآورد تبخیر به صورت غیرمستقیم و با مدل‌های محاسباتی، تلاش‌های متعددی صورت گرفته است که بر اساس عوامل موثر بر تبخیر و حسب شرایط مناطق مورد تحقیق، روش‌ها و مدل‌ها و معادلات مختلفی توسعه داده شده و تاکنون نیز مورد استفاده قرار گرفته است. روش‌های مذکور اغلب برای برآورد تبخیرتغرق پتانسیل بر اساس دما، تابش، تبخیر از تشت و ترکیب عوامل مختلف ارایه شده است. مبنای این معادلات، اغلب تئوری‌های انتقال جرم، آیرودینامیک، بیلان انرژی، ترکیبی، تجربی و غیره است. باید توجه داشت مبنای تمامی روش‌های مذکور، اطلاعات هواشناسی نقطه‌ای است و مسلماً نتایج حاصل از آن نیز نقطه‌ای خواهد بود. در ادامه به تشریح معتبرترین این روش‌ها پرداخته می‌شود.

هدف این راهنما، بیان نحوه برآورد تبخیر با استفاده از روش‌های مناسب بر حسب شرایط اقلیمی، داده‌های در دسترس و شرایط حاکم است. برای معرفی مناسب‌ترین روش‌ها، لازم است ابتدا مبانی انتخاب تشریح شود. ابتدا وضعیت اقلیمی حاکم بر هر ایستگاه براساس اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی و روش‌های مختلف طبقه‌بندی اقلیمی تعیین می‌گردد. سپس روش‌های مختلف و معتبر برآورد تبخیرتغرق برای شرایط اقلیمی مختلف در چند ایستگاه نمونه مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. ارزیابی روش‌های برآورد تبخیرتغرق بر مبنای روش مرجع (روش پنمن - مانیتث) انجام می‌گیرد. این روش به عنوان معتبرترین روش برآورد تبخیرتغرق در کلیه شرایط اقلیمی و در سطح جهانی شناخته می‌شود و در بسیاری از مطالعات و تحقیقات، مبنای ارزیابی سایر روش‌های برآورد تبخیرتغرق پتانسیل قرار گرفته است. در خصوص روش‌های طبقه‌بندی اقلیمی سعی شد مناسب‌ترین طبقه‌بندی اقلیمی که بتواند حداکثر تشابه را در روش‌های برآورد تبخیرتغرق ایجاد کند، انتخاب شود. در نهایت رتبه‌بندی مناسب‌ترین روش‌های برآورد تبخیرتغرق تعیین و جهت استفاده مخاطبین ارایه می‌گردد.

۲-۲- تعیین اقلیم ایستگاه

اقلیم یک محل یا ناحیه توسط ترکیبی از مجموعه عوامل گوناگون هواشناسی شکل می‌گیرد. به طور کلی می‌توان این عوامل را به چهار دسته تقسیم نمود. دسته اول شامل غلظت تشکیل دهنده‌های جوی اعم از بخار آب، گازکربنیک و هواویز^۱ها است. دسته دوم عوامل مرتبط با تابش خورشیدی و طول موج بلند زمین و اتمسفر هستند. دسته سوم عوامل

¹ aerosol

تابع الگوی سامانه‌ها و کمربندهای فشاری در کره زمین و بالاخره دسته چهارم عوامل جغرافیایی از قبیل توپوگرافی و پوشش‌های گیاهی است. از میان عوامل چهارگانه، میزان بارندگی (رطوبت نسبی) و دمای میانگین از مهم‌ترین عوامل تعیین‌کننده اقلیم هر منطقه به حساب می‌آید. به دلیل تنوع و گوناگونی در عوامل موثر بر اقلیم، طبقه‌بندی اقلیمی می‌تواند گام مهمی در شناخت نواحی اقلیمی به حساب آید. از یک سیستم طبقه‌بندی اقلیمی می‌توان انتظار داشت که اولاً تعاریف به گونه‌ای باشد که نقاطی که تحت عنوان یک اقلیم طبقه‌بندی می‌شوند، دارای مشخصات و صفات مشابه اقلیمی باشند و ثانیاً داده‌های عوامل بنیادی طبقه‌بندی در نقاط مختلف به آسانی در دسترس باشند و اندازه‌گیری پیچیده‌ای نیاز نداشته باشند. معمولاً طبقه‌بندی‌های اقلیمی به دو طریق فرمول یا نمودار و دیاگرام مورد بررسی قرار می‌گیرند. در ادامه تعدادی از روش‌های رایج طبقه‌بندی اقلیمی که در این گزارش نیز مورد توجه بوده‌اند معرفی می‌شوند.

۲-۲-۱- داده‌های مورد نیاز

داده‌های مورد نیاز شامل داده‌های دمای میانگین و بارش کلیه ایستگاه‌های سینوپتیک کشور از سال تاسیس تا پایان سال ۲۰۱۷ میلادی به تفکیک ۳۱ استان از طریق سایت سازمان هواشناسی کشور داندود و دریافت شد. پس از پردازش اولیه و کنترل کیفی داده‌ها و حذف ایستگاه‌های تازه تاسیس (با دوره آماری کم‌تر از ده سال)، در نهایت داده‌های ۳۲۷ ایستگاه سینوپتیک برای تعیین اقلیم هر ایستگاه مد نظر قرار گرفتند. در این خصوص این نکته قابل توجه است که با عنایت به اینکه در این بخش هدف تعیین اقلیم حاکم بر هر ایستگاه بر اساس اطلاعات آن ایستگاه بوده و پهنه‌بندی اقلیمی مد نظر نبوده است، و با عنایت به اینکه تکیه بر دوره آماری مشترک و یا بلند مدت سبب حذف برخی ایستگاه‌ها شده و منجر به ابهام در کاربرد روش مناسب تبخیرتعلق در آن ایستگاه‌ها می‌شود، لذا اقلیم هر ایستگاه بر اساس سری زمانی اطلاعات از بدو تاسیس تعیین گردید. تاکید می‌شود که پهنه‌بندی اقلیمی جزو اهداف این نشریه نبوده است. ضمن اینکه یادآوری می‌گردد به منظور چگونگی استاندارد سازی داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک، لازمست به نشریه شماره ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران و یا FAO56 مراجعه گردد.

۲-۲-۲- شاخص‌های اقلیمی مورد استفاده

تاکنون انواع مختلفی از طبقه‌بندی اقلیمی معرفی شده که بسته به هدف کار و داده‌های در دسترس می‌توان آن‌ها را مورد استفاده قرار داد. در تحقیق حاضر سه روش طبقه‌بندی دومارتن (علیزاده، ۱۳۹۴)، آمبرژه (علیزاده، ۱۳۹۴) و کریمی (احمدیان و همکاران، ۱۳۸۰) به شرح زیر مورد استفاده قرار گرفت:



۲-۲-۲-۱- ضریب خشکی دومارتن^۱

ضریب خشکی دومارتن به صورت رابطه ساده و عملی زیر تعریف می‌شود:

$$I = \frac{P}{T + 10} \quad (۱-۲)$$

که در این رابطه P بارش سالانه بر حسب میلی‌متر و T دمای میانگین سالانه بر حسب درجه سانتی‌گراد است. بر اساس این رابطه، دومارتن شش نوع اقلیم را به شرح جدول زیر تعریف نمود:

جدول ۲-۱- تقسیم‌بندی اقلیمی به روش دومارتن (علیزاده، ۱۳۹۴)

نوع اقلیم	ضریب خشکی دومارتن
خشک	کم‌تر از ۱۰
نیمه‌خشک	۱۰ - ۲۰
مدیترانه‌ای	۲۰ - ۲۴
نیمه‌مرطوب	۲۴ - ۲۸
مرطوب	۳۵
بسیار مرطوب	بزرگ‌تر از ۳۵

توجه به این نکته ضروری است که در رابطه دومارتن وقتی مقدار دما به منفی ۱۰ میل کند، روند تغییرات مقدار ضریب I غیر منطقی شده و در نهایت نوع اقلیم آن نمی‌تواند صحیح باشد، بنابراین رابطه دومارتن برای مناطقی که در آنها دما کمتر از منفی ۱۰ است ($T = -10$) توصیه نمی‌گردد. در حالت حدی اگر $T = -10$ ، آن‌گاه ضریب I برابر بی‌نهایت شده و صرف‌نظر از میزان بارش سالانه‌اش، ناحیه مذکور جزء اقلیم‌های خیلی مرطوب طبقه‌بندی می‌شود. البته این نواحی که دمای متوسط سالانه آنها کمتر از ۱۰ درجه سانتیگراد باشد محدود بوده و عموماً این نواحی در پهنه اقلیمی پیرامون خود قرار می‌گیرند. چنین محدودیت‌هایی برای تمام روابط تجربی وجود دارد.

۲-۲-۲-۲- ضریب بارش و اقلیم‌نمای آمبرژه^۲

متوسط عوامل جوی از نظر تعیین شرایط محیط برای زندگی موجودات زنده نمی‌تواند به تنهایی کارایی مطلوبی داشته باشد، بلکه توزیع سالانه نیز اهمیت دارد. علاوه بر این یک رژیم سالانه (مثل بارش) نیز بسته به این که فصل خشک سال منطبق بر دوره رشد گیاه باشد یا نباشد، تاثیر متفاوتی بر فعالیت کشاورزی دارد. به این دلیل، آمبرژه در روابط بنیادی اقلیمی به ویژه در مواردی که به اکولوژی گیاهی مربوط می‌شود، تجدیدنظر کرد و عوامل دما و رژیم بارش سالانه را در طبقه‌بندی خود مورد توجه قرار داد. آمبرژه دانشمند گیاه‌شناس فرانسوی برای رفع کاستی ضریب اقلیمی دومارتن، روش‌های مختلفی ارائه نمود. از جمله این که پیشنهاد نمود به جای دمای میانگین مقادیر کمینه و بیشینه دما

1- De Martonne

2- Emberger



جایگزین شوند. علاوه بر این به جای مقدار P رابطه $\frac{PN}{365}$ را قرار داد که در آن N تعداد روزهای بارانی سال است. به این ترتیب، آمبرژه اولین رابطه اقلیمی خود را به صورت زیر ارائه نمود:

$$Q = \frac{PN}{365(M+m)(M-m)} \quad (2-2)$$

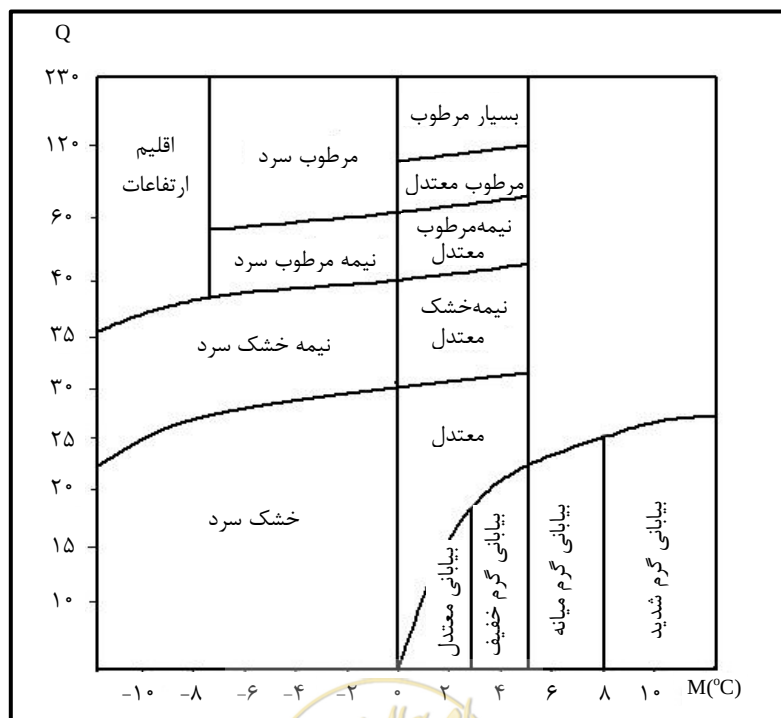
که در این رابطه P بارش سالانه بر حسب میلی‌متر و M و m به ترتیب میانگین دمای بیشینه گرم‌ترین ماه سال و دمای کمینه سردترین ماه سال بر حسب درجه کلوین هستند.

نقص این رابطه در این است که مقدار N در بیش‌تر ایستگاه‌ها گزارش نمی‌شود. علاوه بر این به ازای دو مقدار قرینه m مثلاً $(+3^\circ \text{C}$ و -3°C درجه سانتی‌گراد) مقدار Q یکسان می‌شود. برای رفع این نواقص دما را بر حسب درجه مطلق (کلوین) به کار می‌برند. علاوه بر این چون آمبرژه مطالعات خود را تنها به نواحی مدیترانه‌ای محدود کرده بود، لزومی به دخالت توزیع فصلی بارش ندید زیرا در این نواحی رژیم سالانه بارش نسبتاً یکسان است و بارش در فصول سرد سال اتفاق می‌افتد. به این ترتیب P به تنهایی می‌تواند مبین نوع ریزش‌های جوی منطقه باشد. رابطه $(2-2)$ پس از اصلاح به شکل زیر درآمد:

$$Q = \frac{2P}{(M+m)(M-m)} \quad (3-2)$$

دومین ضریب بارش آمبرژه به صورت زیر است:

$$Q = \frac{2000P}{M^2 - m^2} \quad (4-2)$$



شکل ۲-۱- اقلیم نمای آمبرژه (منبع: علیزاده، ۱۳۹۴)

لازم به یادآوری است که ضریب بارش آمبرژه به تنهایی نمی‌تواند یک شاخص اقلیمی به حساب آید و بسیار دیده شده است که در چند منطقه با وجود یکسانی ضریب مذکور، ویژگی‌های زیست اقلیمی یکسانی وجود ندارد. از آن جا که همواره بین میزان گرما و رشد و نمو گیاهان رابطه مستقیم وجود دارد، آمبرژه علاوه بر ضریب Q مقدار m را که یکی از عوامل محدودکننده انتشار گیاهان است نیز در سیستم طبقه‌بندی خود دخالت داد.

۲-۲-۳- شاخص اقلیمی کریمی

شاخص اقلیمی کریمی با استفاده از سه عامل گرما، سرما و رطوبت، اقلیم منطقه را معرفی می‌نماید. شاخص رطوبتی کریمی به صورت رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$I = \frac{5T}{P} \quad (2-5)$$

که در این رابطه I شاخص رطوبتی کریمی، P مجموع بارندگی سالانه و T مجموع درجه حرارت ماه‌هایی است که دمای میانگین آن‌ها بیش از 10° درجه سانتی‌گراد است. بر اساس شاخص اقلیمی کریمی، مناطق اقلیمی به شرح زیر طبقه‌بندی می‌شوند:

جدول ۲-۲- تقسیم‌بندی اقلیمی به روش کریمی (احمدیان و همکاران، ۱۳۸۰)

نوع اقلیم	ضریب اقلیمی کریمی
بسیار مرطوب	کم‌تر از $0/5$
مرطوب	بین $0/5$ و 1
نیمه‌مرطوب	بین 1 و 3
نیمه‌خشک	بین 3 و 6
خشک	بین 6 و 10
بسیار خشک	بزرگ‌تر از 10

۲-۲-۳- طبقه‌بندی اقلیمی ایستگاه‌های سینوپتیک کشور

همان‌طور که پیش‌تر نیز مطرح شد، در قالب این راهنما، تلاش شده است تا وضعیت اقلیمی در ایستگاه‌های سینوپتیک کل کشور بر اساس اطلاعات موجود مشخص گردد. این موضوع ضمن اینکه جنبه کاربردی در این راهنما را داشته است، می‌تواند راهنمایی برای کاربران در صورت تشابه دوره‌های آماری باشد. به دلیل رعایت حجم راهنما، نتایج طبقه‌بندی اقلیمی در ۳۱ استان کشور به تفکیک ایستگاه‌های سینوپتیک در هر استان و بر اساس سه روش طبقه‌بندی اقلیمی دوماترن، آمبرژه و کریمی در پیوست شماره ۲ ارائه شده است.

در جمع‌بندی می‌توان گفت که ضرایب اقلیمی مبتنی بر رطوبت (آمبرژه و کریمی) همخوانی بیشتری با اقلیم‌های ایران نشان می‌دهند. هرچند بحث و نتیجه‌گیری در خصوص طبقه‌بندی اقلیمی کشور بسته به نوع کاربرد مورد نیاز، تحقیقات مستقلی را طلب می‌کند، تفکیک و تمایز اقلیم‌های ایران بر اساس روش‌های آمبرژه و مخصوصاً کریمی که نقش



بیش‌تری به عامل بارش در مقایسه با دمای هوا می‌دهند، بهتر از شاخص خشکی دومارتن نشان داده شده است. این امر با توجه به تنوع بارش و تغییرپذیری این عامل در نقاط مختلف ایران آشکار به نظر می‌رسد.

۲-۳- ارزیابی معادلات مختلف تبخیر تعرق پتانسیل

در این بخش معادلات برآورد تبخیر تعرق پتانسیل در اقلیم‌های مختلف (به روش کریمی) برای تعیین روش مناسب ارزیابی می‌شود. با عنایت به اینکه جمع‌بندی در خصوص مناسب‌ترین روش برآورد تبخیر تعرق پتانسیل در اقلیم‌های حاصل از سایر روش‌های طبقه‌بندی اقلیمی (به جز روش طبقه‌بندی اقلیمی کریمی) منجر به پاسخ یکسان و یا دست کم پاسخ قطعی در خصوص روش مناسب تبخیر تعرق پتانسیل نشده است، مناسب‌ترین روش برآورد تبخیر تعرق پتانسیل برای مناطق مختلف اقلیمی کشور، منطبق با طبقه‌بندی اقلیمی کریمی توصیه می‌گردد (مجیدی و علیزاده، ۱۳۹۰). در این خصوص نیز ذکر این نکته ضروری است که این انتخاب دو مبنا دارد. اول سوابق تحقیقاتی و دیگری تحلیل و مقایسه‌ای که در این راهنما صورت گرفت. در مجموع، روش‌های مختلف تبخیر تعرق پتانسیل در طبقه‌بندی اقلیمی کریمی، رفتار همگن‌تری نسبت به سایر روش‌های اقلیمی نشان داد.

۲-۳-۱- معادلات برآورد تبخیر تعرق پتانسیل (ET_o)

بر اساس آنچه در فصول قبلی منطبق با منابع و مراجع مختلف داخلی و خارجی مطرح گردید، روش‌های برتر برآورد تبخیر تعرق در این بخش انتخاب و مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. مدل‌های مورد بررسی برآورد تبخیر تعرق پتانسیل عبارتند از معادلات بر پایه دما (تورنت‌وایت، هارگریوز و بلانی - کریدل)، معادلات بر پایه تابش (تارک، جنسن - هیز) و معادله پنمن-مانتیت. این معادلات و اجزای آن مجدداً به شرح ذیل معرفی می‌گردد:

معادله تورنت‌وایت: این معادله توسط تراچکویچ (۲۰۰۷) به صورت معادله (۶-۲) با برقراری رابطه بین میانگین دمای ماهانه و تبخیر تعرق اصلاح شده است (مجیدی و علیزاده، ۱۳۹۰):

$$ET_o = \frac{16N}{360} \left(\frac{10T}{\sum_{k=1}^{12} (0.2T_k)^{1.514}} \right)^{0.016 \sum_{k=1}^{12} (0.2T_k)^{1.514} + 0.5} \quad (6-2)$$

که در این معادله N حداکثر ساعات تابش آفتابی ممکن (hr)؛ T میانگین دما (°C)؛ T_k میانگین دما در ماه (°C) مورد نظر (K=1,2,...,12) است.

معادله هارگریوز: آلن و همکاران (۱۹۹۸) پیشنهاد کردند در شرایطی که تمام داده‌های مورد نیاز معادله پنمن-مانتیت موجود نباشد، از معادله هارگریوز استفاده شود. این معادله در اقلیم‌های مرطوب تبخیر تعرق را دست بالا و در



اقلیم گرم و خشک، دست پایین برآورد می‌کند. این معادله به دلیل کم بودن داده‌های ورودی مورد نیاز و سادگی معادله مورد توجه است ولی در مطالعات متعددی لزوم واسنجی آن در شرایط محلی توصیه و انجام شده است.

معادلات هارگریوز اصلاح شده موسوم به هارگریوز-سامانی به صورت رابطه ذیل بیان شده است:

$$ET_{o,har} = 0.0023 \times 0.408 \times R_a \times (T_{avg} + 17.8) \times TD^{0.5} \quad (۷-۲)$$

شکل دیگر معادله هارگریوز توسط تراچکویچ (۲۰۰۹) به شکل زیر اصلاح و ارایه گردید:

$$ET_{o,har,Tra} = 0.0023 \times 0.408 \times R_a \times (T_{max} - T_{min})^{0.424} \left(\frac{T_{max} + T_{min}}{2} + 17.8 \right) \quad (۸-۲)$$

دروگرز و آلن مقادیر ماهانه ET_o روش پنمن-مانتیت را با مقادیر حاصل از روش هارگریوز برای ۵۶۰۰۰ ایستگاه در سطح دنیا مقایسه نمودند و نشان دادند که رابطه (۷-۲) در مناطق خیلی خشک و خیلی مرطوب، مقادیر ET_o را به ترتیب کم برآورد و بیش برآورد می‌نماید. آن‌ها برای کاهش این خطا، عامل بارندگی ماهانه را به شرح زیر به رابطه افزودند:

$$ET_{o,har,D;A} = 0.0013 \times 0.408 \times R_a \times (T_{avg} + 17) \times (TD - 0.0123P)^{0.76} \quad (۹-۲)$$

انتخاب پارامتر اصلاحی با این استدلال انجام شد که بارش ماهانه می‌تواند تا حدی جایگزین اثر نسبی رطوبت باشد. در معادلات (۷-۲) تا (۹-۲)، T_{max} ، T_{min} و T_{avg} به ترتیب مقدار حداقل، حداکثر و میانگین دمای روزانه ($^{\circ}C$)؛ TD تفاوت بین حداقل و حداکثر دمای روزانه ($^{\circ}C$)؛ R_a تابش برون زمینی ($MJ/m^2/day$)؛ P مقدار بارش ($mm/month$) و ET_o مقدار تبخیرتغرق پتانسیل (mm/day) است.

معادله بلانی - کریدل: بلانی و کریدل نیز بر اساس دما و ساعات روشنایی روز در نواحی خشک غرب امریکا رابطه‌ای جهت برآورد تبخیرتغرق پتانسیل با متغیرهای محدود ارایه نمودند. شکل ساده این معادله به صورت رابطه زیر است (مجیدی و علیزاده، ۱۳۹۰).

$$ET_o = p(0.46T_{avg} + 8.13) \quad (۱۰-۲)$$

تکه در آن p ضریب روشنایی یا درصد ساعات روشنایی در هر یک از روزهای ماه مورد نظر نسبت به تعداد کل ساعات روشنایی در سال در محل مورد نظر است.

معادله تارک: این معادله برآورد تبخیرتغرق پتانسیل، از جمله معادلاتی است که بعد از مدل پنمن-مانتیت در اقلیم مرطوب نتایج بسیار مطلوبی ارایه می‌نماید و به همین دلیل اغلب از آن در برآورد ET_o در اقلیم‌های مرطوب استفاده می‌شود. هر چند اقلیم ایران غالباً در محدوده نیمه خشک و نیمه مرطوب قرار می‌گیرد، اما برای مقایسه و بررسی امکان اصلاحات مورد نیاز در آینده، از معادله تارک نیز به شرح زیر استفاده می‌شود (مجیدی و علیزاده، ۱۳۹۰):

$$ET_o = 0.013 \times (23.88 \times R_s + 50) \times T_{avg} \times (T_{avg} + 15)^{-1} \quad (۱۱-۲)$$

که در این معادله R_s تابش خورشیدی ($MJ/m^2/day$) است. معادله فوق به دلیل کم‌برآورد نمودن تبخیرتغرق پتانسیل در شرایط بادخیز و برعکس، نسبت به سرعت باد به شکل زیر اصلاح گردید:



$$ET_0 = C_u \times 0.013 \times (23.88 \times R_s + 50) \times T_{avg} \times (T_{avg} + 15)^{-1} \quad (12-2)$$

که در آن C_u عامل تصحیح سرعت باد بوده و از رابطه ذیل به دست می‌آید:

$$C_u = -0.0211 \times U_2^2 + 0.1109 \times U_2 + 0.9004 \quad (13-2)$$

که در آن، U_2 میانگین سرعت باد در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین است. برای مقایسه بهتر معادله (۱۲-۲)، سرعت باد میانگین منطقه و میانگین ایستگاه نیز در محاسبه C_u استفاده و سپس ET_0 برآورد شد و در کنار سایر روش‌ها برای تخمین بهترین روش محاسبه در هر اقلیم مورد مقایسه قرار گرفت.

معادله جنسن-هیز: معادله تجربی جنسن-هیز به صورت ذیل ارائه شده است (مجیدی و علیزاده، ۱۳۹۰):

$$ET_0 = C_T \times (T_{avg} - T_x) \times 0.408 R_s \quad (14-2)$$

ضرایب معادله آنگستروم (رابطه پ ۱-۴۵) نیز برای محاسبه R_s توسط علیزاده برای ایران اصلاح و به صورت زیر پیشنهاد شد:

$$R_s = (0.23 + 0.44 \frac{n}{N}) R_a \quad (15-2)$$

n و N تعداد ساعات آفتابی و ساعات روشنایی روز است. چنانچه داده ساعت آفتابی موجود نباشد پارامتر R_s از اختلاف حداکثر و حداقل دما قابل تخمین است (هارگریوز و همکاران، ۱۹۸۵a):

$$R_s = 0.16 \times (T_{max} - T_{min})^{0.5} \times R_a \quad (16-2)$$

معادله (۲-۱۴) نیز به جهت مشکل تخمین تابش خورشیدی به صورت ذیل اصلاح گردید:

$$ET_0 = C_T \times (T_{avg} - T_x) \times K_T \times 0.408 R_a \times TD^{0.5} \quad (17-2)$$

که در آن K_T از معادله (پ ۱-۴۷) به دست می‌آید.

معادله پنمن-مانتیت: این مدل به عنوان یک روش استاندارد برای برآورد تبخیرتغرق در مناطق اقلیمی مختلف در سطح دنیا شناخته شده است. اغلب توصیه می‌شود هنگامی که داده‌های لایسیمتری جهت مقایسه برآوردهای تبخیرتغرق موجود نیست، از مدل پنمن-مانتیت با داده‌های کامل به عنوان معیار جهت ارزیابی سایر معادلات استفاده شود (مجیدی و علیزاده، ۱۳۹۰). این معادله به صورت ذیل ارائه شده است:

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left[\frac{900}{(T_{avg} + 273)} \right] U_2 \times VPD}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \quad (18-2)$$

که در آن، Δ : شیب منحنی فشار بخار ($kPa^\circ C^{-1}$); R_n : تابش خالص در سطح پوشش گیاهی ($MJm^{-2}day^{-1}$); G : شار گرما به داخل خاک ($MJm^{-2}day^{-1}$); γ : ضریب رطوبتی ($kPa^\circ C^{-1}$) و VPD : کمبود فشار بخار (kPa) است. برآورد تبخیرتغرق پتانسیل با این معادله به داده‌های هواشناسی متعددی نیاز دارد.



جدول (۳-۲) شماره معادلات استفاده شده در ارزیابی قسمت بعد را به همراه علامت‌های اختصاری استفاده شده برای هر کدام نشان می‌دهد.

جدول ۳-۲ - معادلات استفاده شده در ارزیابی بهترین روش برآورد تبخیرتغرق پتانسیل در هر اقلیم

ردیف	علامت اختصاری	معادله
۱	HARG 1	هارگریوز معادله (۷-۲)
۲	HARG 2	هارگریوز معادله (۸-۲)
۳	HARG 3	هارگریوز معادله (۹-۲)
۴	J H 1	جنسن - هیز معادله (۱۴-۲) با RS معادله (پ ۴۵-۱)
۵	J H 2	جنسن - هیز معادله (۱۴-۲) با RS معادله (۱۶-۲)
۶	J H 3	جنسن هیز اصلاح شده معادله (۲۱-۲)
۷	J H 4	جنسن - هیز معادله (۱۴-۲) با RS معادله (۱۵-۲)
۸	TURC 1	تارک معادله (۱۱-۲) و RS معادله (۱۵-۲)
۹	TURC 2	تارک معادله (۱۱-۲) و RS معادله (۱۷-۲)
۱۰	TURC 3	تارک معادله (۱۲-۲) اصلاح شده با سرعت باد روزانه ایستگاه و RS معادله (۱۵-۲)
۱۱	TURC 4	تارک معادله (۱۲-۲) اصلاح شده با سرعت باد روزانه ایستگاه و RS معادله (۱۷-۲)
۱۲	TURC 5	تارک (۱۲-۲) اصلاح شده با سرعت باد متوسط ایستگاه و RS معادله (۱۵-۲)
۱۳	TURC 6	تارک معادله (۱۲-۲) اصلاح شده با سرعت باد متوسط ایستگاه و RS معادله (۱۷-۲)
۱۴	TURC 7	تارک معادله (۱۲-۲) اصلاح شده با سرعت باد متوسط منطقه و RS معادله (۱۵-۲)
۱۵	TURC 8	تارک معادله (۱۲-۲) اصلاح شده با سرعت باد متوسط منطقه و RS (۱۷-۲)
۱۶	TURC 9	تارک معادله (۱۲-۲) اصلاح شده با سرعت باد ۲ m/s و RS معادله (۱۵-۲)
۱۷	TURC 10	تارک معادله (۱۲-۲) اصلاح شده با سرعت باد 2 m/s و RS (۱۷-۲)
۱۸	Blany C	بلانی - کریدل معادله (۱۰-۳)
۱۹	THORNT	تورنت‌وایت ترانکوپیج معادله (۶-۳)

۲-۳-۲ روش ارزیابی معادلات مختلف برآورد تبخیرتغرق پتانسیل

روش‌های مختلف معرفی شده در بخش قبلی، جهت ارزیابی و رتبه‌بندی نسبت به روش مبنا یعنی روش پنمن - مانیتیت (با داده‌های کامل) مورد مقایسه قرار گرفتند. بدین منظور ابتدا روش‌های معرفی شده برای ایستگاه‌های منتخب و در مقیاس روزانه مورد استفاده قرار گرفتند. سپس نتایج تبخیرتغرق حاصل از هر روش، با شاخص‌های مختلف ارزیابی با نتایج حاصل از روش مبنا یعنی پنمن - مانیتیت مورد مقایسه و ارزیابی قرار گرفت. جهت مقایسه و ارزیابی، از معیارهایی همچون حداکثر اختلاف مطلق (MXE)، میانگین اختلاف مطلق (MAE)، میانگین مجذور مربعات اختلاف (RMSD)، میانگین مجذور مربعات اختلاف اصلاح شده (ARMSD)، میانگین مجذور مربعات اختلاف وزن دار (WRMSD)، خطای نسبی (RE)، خطای استاندارد تخمین (SEE) و شیب خط رگرسیونی (b) استفاده شد. مقادیر MXE و MAE با روابط ذیل تعیین می‌شود:

$$MXE = \max(|ET_{PM,FULL,i} - ET_{eq,i}|)_{i=1}^M \quad (۱۹-۲)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^M (|ET_{PM,FULL,i} - ET_{eq,i}|)}{M} \quad (۲۰-۲)$$



میانگین مجذور مربعات اختلاف (RMSD) با رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$RMSD = \left[\frac{\sum_{i=1}^M (ET_{PM,FULL,i} - ET_{eq,i})^2}{M} \right]^{0.5} \quad (21-2)$$

در روابط فوق $ET_{PM,FULL}$ مقادیر تبخیر تعرق پتانسیل برآورد شده به روش پنمن-مانتیت با داده‌های کامل ($mm\ day^{-1}$); ET_{eq} مقادیر تبخیر تعرق پتانسیل متناظر برآورد شده با سایر معادلات ($mm\ day^{-1}$) و M : تعداد کل مشاهدات است. خطای نسبی (RE) با رابطه ذیل تعیین می‌شود:

$$RE = \frac{RMSD}{\overline{ET_{PM,FULL}}} \quad (22-2)$$

که در آن $\overline{ET_{PM,FULL}}$: میانگین مقادیر تبخیر تعرق پتانسیل حاصل از معادله کامل پنمن-مانتیت است. بین مقادیر برآورد شده ET_0 به روش پنمن-مانتیت با داده‌های کامل و سایر معادلات، با رابطه ذیل رگرسیون خطی ایجاد گردید:

$$ET_{PM,FULL} = b \times ET_{eq} \quad (23-2)$$

که در آن b ضریب رگرسیون یا همان شیب خط است. استفاده از رگرسیون از مبدا به این دلیل است که میزان تناسب بین مقادیر تخمینی از معادله استاندارد و سایر معادلات مقایسه‌ای ارزیابی شود، زیرا به لحاظ تئوری در مبدا مختصات این مقادیر باید رفتار مشابهی داشته باشند. از ضریب رگرسیون حاصله (b)، برای ارزیابی مقادیر بازسازی شده بر اساس این ضریب و میانگین مجذور مربعات اختلاف (ARMSD) اصلاح شده استفاده می‌شود:

$$ARMSD = \left[\frac{\sum_{i=1}^M (ET_{PM,FULL,i} - b \times ET_{eq,i})^2}{M} \right]^{0.5} \quad (24-2)$$

که در آن، RMSD: میانگین مجذور مربعات اختلاف اصلاح شده ($mm\ day^{-1}$) است. این معیار بیان‌گر قابلیت برآورد صحیح ET_0 توسط هر کدام از معادلات است هنگامی که گرایش (چولگی) ثابت مقادیر، حذف شود. در واقع ترکیب این دو معیار (RMSD و ARMSD) برای ارزیابی مقادیر، اولاً دقت برآوردهای معادلات را مشخص نموده و دیگر اینکه امکان تصحیح معادلات با یک رگرسیون خطی ساده را بررسی و ارزیابی می‌کند. مقادیر RMSD، برای تمامی ماه‌های سال و ماه پیک محاسبه گردید. سپس میانگین مجذور مربعات اختلاف وزن‌دار (WRMSD) با رابطه ذیل تعیین شد:

$$WRMSD = 0.7 \times (0.67RMSD + 0.33ARMSD) + 0.3 \times (0.67RMSD_p + 0.33ARMSD_p) \quad (25-2)$$

که در این رابطه، MSD: میانگین مجذور مربعات اختلاف وزن‌دار ($mm\ day^{-1}$); MSDP: میانگین مجذور مربعات اختلاف برای ماه پیک ($mm\ day^{-1}$) و RMSDp: میانگین مجذور مربعات اختلاف اصلاح شده برای ماه پیک ($mm\ day^{-1}$) است. مقادیر WRMSD می‌تواند توانایی معادلات برای برآورد های صحیح تبخیر تعرق پتانسیل در تمام ماه‌های سال (1)



(۴۷٪ وزن کل)، توانایی برآورد دقیق در ماه پیک (۲۰٪ وزن کل) و قابلیت اصلاح مقادیر برآورد شده با یک رگرسیون خطی (۳۳٪ وزن کل) را مشخص نماید. بدین طریق رتبه‌بندی نهایی معادلات مختلف در برآورد های دقیق تبخیر تعرق پتانسیل بر اساس این معیار انجام می‌گیرد.

خطای استاندارد برآورد (SEE) با رابطه ذیل مشخص می‌شود:

$$SEE = \left[\frac{\sum_{i=1}^M (ET_{PM,FULL,i} - ET_{eq,i})^2}{M-1} \right]^{0.5} \quad (26-2)$$

که در آن SEE خطای استاندارد برآورد (mm day⁻¹) است.

در نهایت مشخصه راندمان مدل^۱ معرفی می‌گردد که یک معیار ارزیابی برای سنجش عملکرد و کارایی مدل یا معادله مورد استفاده در برآورد تبخیر تعرق پتانسیل است:

$$Efficiency = 1 - \frac{\sum_{i=1}^M (ET_{PM,FULL,i} - ET_{eq,i})^2}{\sum_{i=1}^M (ET_{PM,FULL,i} - ET_{eq,m})^2} \quad (27-2)$$

که در این رابطه، $T_{eq,m}$: مقدار میانگین تبخیر تعرق پتانسیل محاسبه شده با معادله مقایسه‌ای مورد نظر است. معمولاً چنانچه راندمان مدل بیش از ۹۰٪ باشد، نشان دهنده این است که مدل یا معادله مذکور عملکرد مناسب و رضایت بخشی دارد. مقادیر راندمان بین ۸۰٪ تا ۹۰٪ نشان دهنده عملکرد نسبتاً خوب مدل و مقادیر کمتر از ۸۰٪ بیان‌گر عدم رضایت بخشی مدل است.

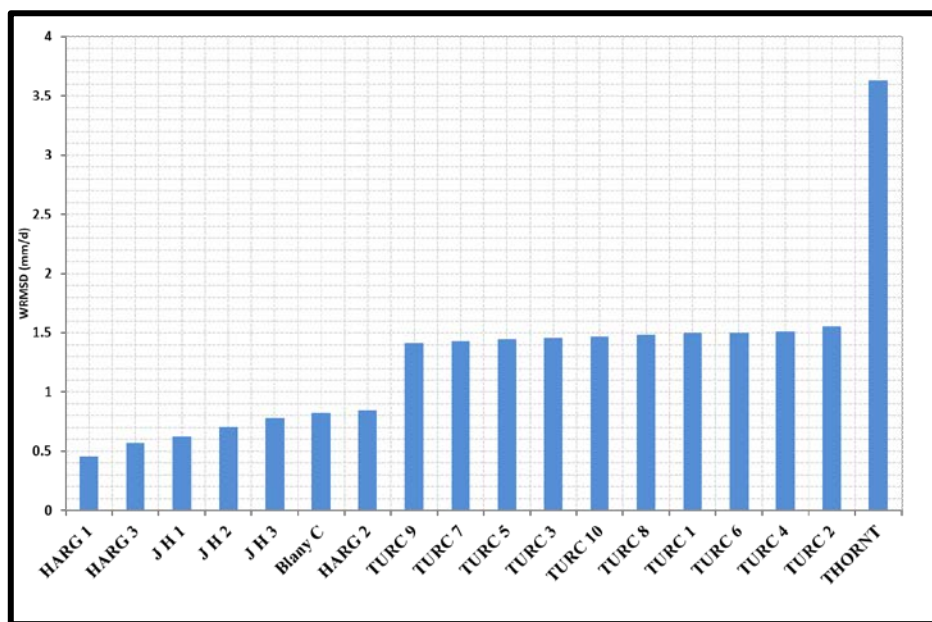
۲-۳-۳- رتبه‌بندی روش‌های برآورد تبخیر تعرق پتانسیل

با توجه به حجم بالای محاسبات و خروجی‌ها، در این بخش سعی می‌شود ضمن تحلیل نتایج، به بررسی چگونگی عملکرد معادلات مختلف بدون بیان جزئیات پرداخته شود. نتایج نشان داد که در اقلیم‌های مختلف، روش‌های متفاوت برآورد بسیار نزدیکی به مقادیر تبخیر تعرق حاصله از معادله پنمن-مانتیت با داده‌های کامل (PMFULL) دارند. در ادامه به مقایسه روش‌های مختلف به تفکیک اقلیم پرداخته می‌شود. از میانگین مجذور مربعات اختلاف وزن‌دار (WRMSD) برای رتبه‌بندی روش‌ها استفاده شد. این رتبه‌بندی برای شرایط اقلیمی مختلف به طور مجزا انجام گردید.

¹ Model Efficiency



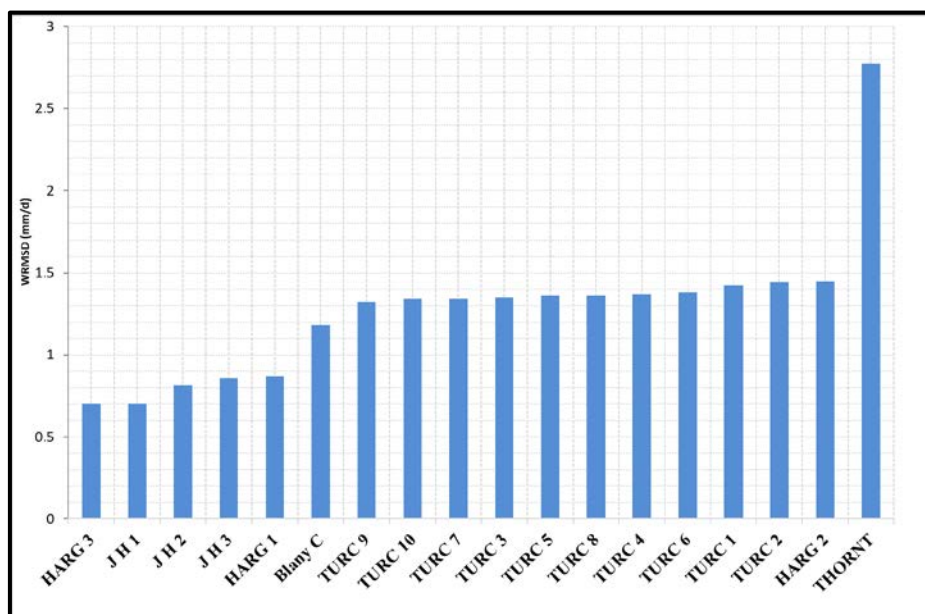
اقلیم نیمه‌مرطوب: در نمودار شکل (۲-۲)، رتبه‌بندی معادلات برآورد تبخیر تعرق پتانسیل به ترتیب از اولویت ۱ تا ۱۸ برای اقلیم نیمه‌مرطوب ارایه شده است. معادله هارگریوز - سامانی با رابطه (۲-۷) در این شرایط اقلیمی، دقت مناسبی داشته و در اولویت نخست قرار دارد. در این رتبه‌بندی، معادلات بلانی - کریدل، تارک و ترنت‌ویت با ضعیف‌ترین نتایج در آخرین اولویت قرار گرفت و قابل توصیه نیستند.



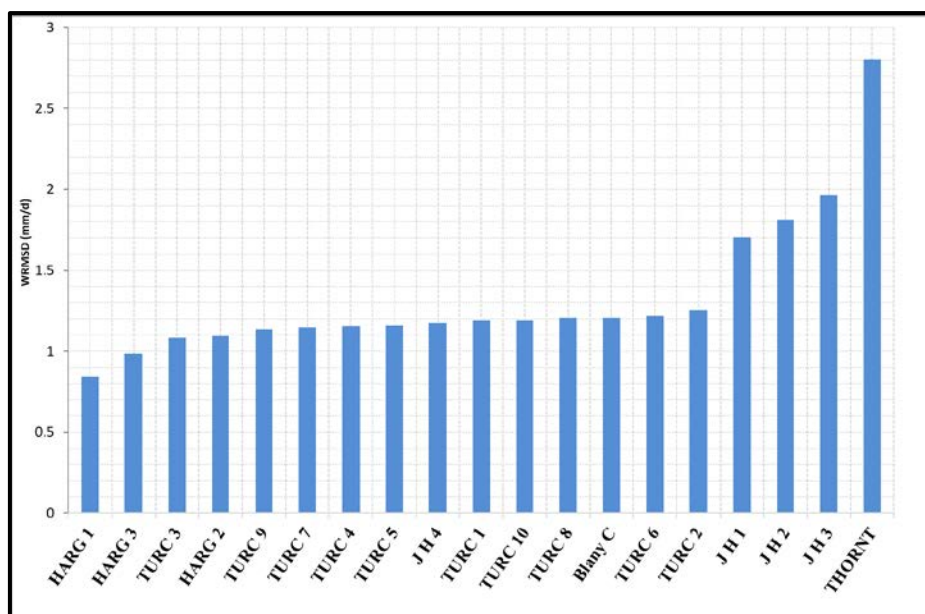
شکل ۲-۲- تعیین اولویت انتخاب معادلات برآورد تبخیر تعرق پتانسیل بر اساس مقادیر WRMSD در اقلیم نیمه‌مرطوب

اقلیم نیمه‌خشک: نتایج رتبه‌بندی برای اقلیم نیمه‌خشک در شکل (۳-۲) ارایه شده است. از آنجا که در مناطق نیمه‌خشک ایران روابط واسنجی بین دمای حداقل و نقطه شبنم موجود نیست، در شرایط کمبود داده تخمین فشار بخار با دمای حداقل دقت برآورد معادله پنمن-مانتیت را کاهش داده و در این شرایط استفاده از معادله هارگریوز (HAGR3) نتایج مناسب‌تری ارایه می‌کند. نکته قابل توجه این است که در اقلیم نیمه‌خشک، سرعت باد روزانه نیز باید در دسترس باشد در غیر این صورت نمی‌توان از معادله پنمن-مانتیت استفاده نمود. در این رتبه‌بندی نیز معادلات بلانی - کریدل، تارک و ترنت‌ویت با ضعیف‌ترین نتایج در آخرین اولویت قرار گرفته و قابل توصیه نیستند.





شکل ۲-۳- تعیین اولویت انتخاب معادلات برآورد تبخیر تعرق پتانسیل بر اساس مقادیر WRMSD در اقلیم نیمه خشک

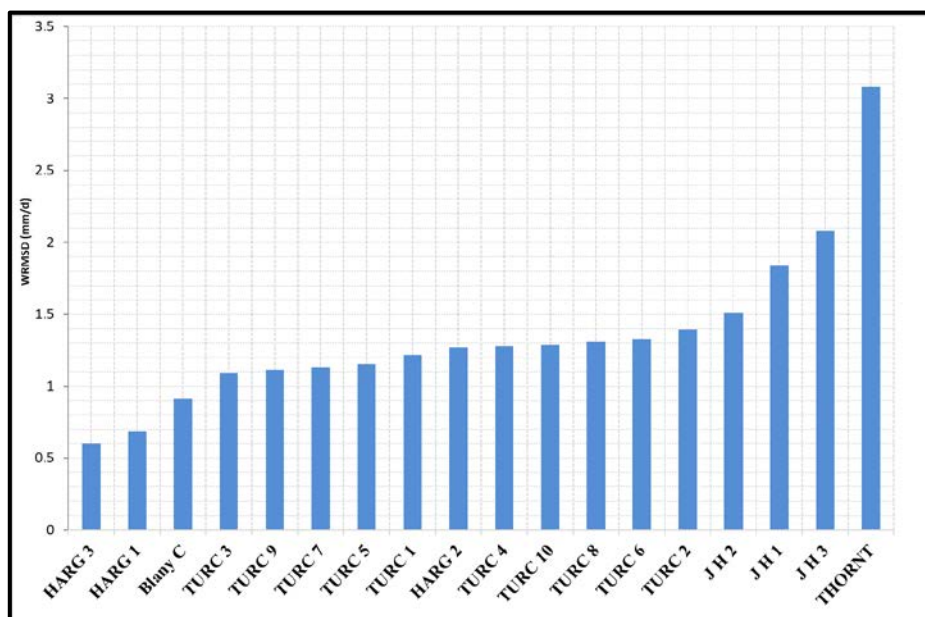


شکل ۲-۴- تعیین اولویت انتخاب معادلات برآورد تبخیر تعرق پتانسیل بر اساس مقادیر WRMSD در اقلیم خشک

اقلیم خشک: نتایج رتبه‌بندی برای اقلیم خشک در شکل (۲-۴) ارائه شده که در آن معادله هارگریوز (HARG1) نتایج مناسب‌تری ارائه می‌کند. معادله تارک در اولویت بعدی قرار دارد. در این رتبه‌بندی نیز معادلات جنسن - هیز و ترنت‌ویت با ضعیف‌ترین نتایج در آخرین اولویت قرار گرفته و قابل توصیه نیستند.

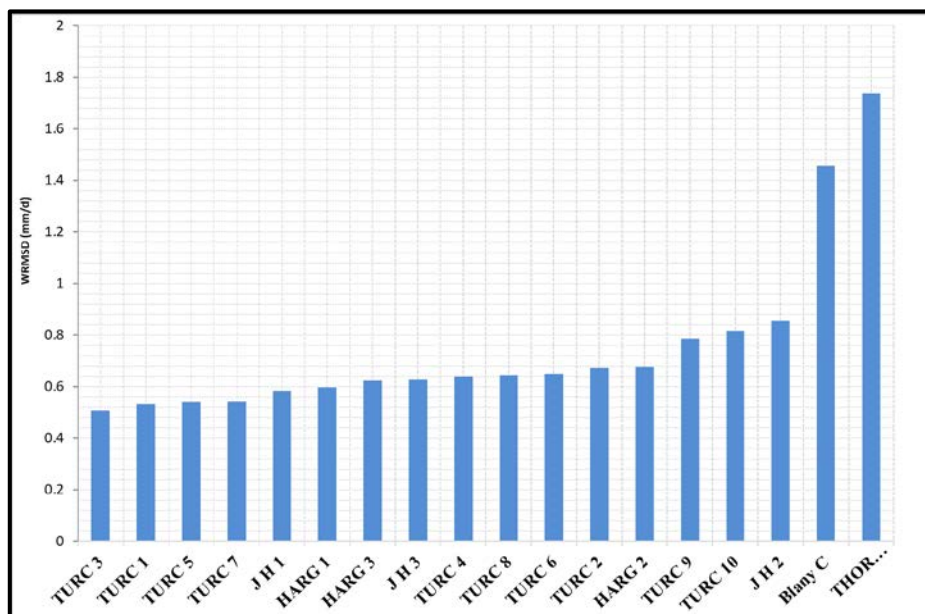
اقلیم بسیار خشک: نتایج رتبه‌بندی معادلات برآورد تبخیر تعرق در اقلیم بسیار خشک نشان می‌دهد که معادله هارگریوز (HARG3) در اولویت قرار دارد (شکل (۲-۵)). معادلات بلانی - کریدل و تارک در اولویت بعدی قرار گرفته‌اند. معادلات جنسن - هیز و ترنت‌ویت در این اقلیم قابل توصیه نیستند.





شکل ۲-۵- تعیین اولویت انتخاب معادلات برآورد تبخیر تعرق پتانسیل بر اساس مقادیر WRMSD در اقلیم بسیار خشک

اقلیم مرطوب: شکل (۲-۶) نتایج رتبه‌بندی معادلات برآورد تبخیر تعرق را در اقلیم مرطوب نشان می‌دهد. همان‌طور که از این شکل پیداست، معادله تارک (TURC3) نزدیک‌ترین برآورد را به معادله پنمن-مانتیت (PMfull) دارد. معادله بلانی-کریدل و ترنت‌ویت در این اقلیم قابل توصیه نیستند.



شکل ۲-۶- تعیین اولویت انتخاب معادلات برآورد تبخیر تعرق پتانسیل بر اساس مقادیر WRMSD در اقلیم مرطوب



۲-۴- جمع‌بندی و پیشنهاد استفاده از روش‌های برآورد تبخیر تعرق پتانسیل

همان‌طور که تاکنون تشریح گردید، روش‌های متعدد و در عین حال معتبری برای برآورد تبخیر تعرق پتانسیل وجود دارد اما استفاده از این روش‌ها در شرایط مختلف اقلیمی و نیز در شرایطی که تمامی اطلاعات موجود نباشد، لزوماً نتایج مناسبی حاصل نمی‌نماید. لذا ضروری است در استفاده از روش برآورد تبخیر تعرق، حتماً به شرایط اقلیمی و نوع داده‌های در دسترس توجه جدی شود.

بدیهی است همان‌طور که قبلاً نیز اشاره شد، به دلیل مرجعیت و درجه اطمینان بالا، در صورتی که تمامی اطلاعات مورد نیاز روش پنمن - مانتیت موجود باشد، این روش در هر شرایط اقلیمی، قادر است نتایج مطلوبی حاصل نماید. اما چنانچه تمامی این داده‌های مورد نیاز در دسترس نبوده، و یا علی‌رغم وجود اطلاعات کامل، به دلیل پیچیدگی محاسبات قرار باشد از روش جایگزین استفاده شود، بنا به نتایج حاصله، جداول راهنما که در ادامه خواهد آمد، می‌تواند کاربران را در انتخاب روش صحیح در شرایط اقلیمی ایران، کمک نماید.

در ادامه ابتدا در جدول (۲-۴)، رتبه هر یک از روش‌های برآورد تبخیر تعرق به تفکیک اقلیم‌های ایران برای جایگزینی روش پنمن - مانتیت ارائه شده است. مجدد تأکید می‌گردد، این جدول شرایط کمبود داده را شامل نگردیده و با فرض وجود تمامی اطلاعات و صرفاً به منظور اجتناب از پیچیدگی و زمان‌بر بودن استفاده از روش پنمن - مانتیت ارائه شده است.

جدول ۲-۴- رتبه‌بندی روش‌های جایگزین برآورد تبخیر تعرق پتانسیل در اقلیم‌های مختلف ایران در شرایط وجود داده‌های کامل

روش طبقه‌بندی اقلیمی	نوع اقلیم	روش اصلی	روش جایگزین اول	روش جایگزین دوم	روش جایگزین سوم
روش دومارتن	بسیار مرطوب	پنمن - مانتیت با داده‌های کامل	J H 1	TURC 3	J H 3
	مرطوب		J H 4	J H 1	J H 3
	نیمه‌مرطوب		HARG 1	J H 1	Blany C
	نیمه‌خشک		HARG 1	Blany C	HARG 2
	خشک		HARG 3	HARG 1	TURC 3
روش کریمی	بسیار خشک		HARG 3	HARG 1	Blany C
	خشک		HARG 1	HARG 3	TURC 3
	مرطوب		TURC 3	TURC 1	TURC 5
	نیمه‌مرطوب		HARG 1	HARG 3	J H 1
	نیمه‌خشک		HARG 3	J H 1	J H 2
روش آمبرژه	بیابانی گرم شدید		HARG 3	HARG 1	Blany C
	خشک		HARG 3	HARG 1	TURC 3
	خیلی مرطوب		J H 1	TURC 3	J H 3
	مرطوب سرد		HARG 1	J H 1	Blany C
	نیمه‌خشک		HARG 1	Blany C	HARG 2
	نیمه‌مرطوب معتدل		HARG 1	TURC 3	TURC 9

در شرایطی که تمامی داده‌های مورد نیاز روش پنمن - مانتیت وجود نداشته باشد، اما شرایط بدین گونه نیست که همواره این روش نتایج مناسب داشته باشد. مجیدی و همکاران (۲۰۱۴) نشان دادند، در صورت عدم وجود برخی



اطلاعات در شرایط اقلیمی مختلف، استفاده از روش پنمن - مانیتث با داده‌های ناقص، ممکن است نتایج مناسبی نداشته و در این شرایط بهتر است بجای تخمین داده مورد نیاز و استفاده از روش پنمن - مانیتث، از روش‌های جایگزین استفاده شود. در جدول (۵-۲)، روش‌های مناسب برآورد تبخیر تعرق پتانسیل در شرایط کمبود داده معرفی گردیده است. همان‌طور که در جدول مذکور مشاهده می‌شود، در شرایط کمبود داده، نمی‌توان در تمامی شرایط، روش پنمن - مانیتث (بدون داده‌های کامل) را توصیه نمود. لازم است در این شرایط، بسته به نوع کمبود داده، از روش‌های جایگزین مطابق جدول (۵-۲) استفاده نمود تا نتایج حاصله، درجه دقت بهتری داشته باشد. آنچه در جدول (۵-۲) ارایه شده، به تشریح در ادامه تبیین می‌گردد:

- جهت برآورد تبخیر تعرق پتانسیل، در دسترس بودن داده‌های مربوط به درجه حرارت روزانه ضروری است و هیچ روشی جهت جبران کمبود این داده وجود ندارد. در حالی که عدم دسترسی به داده‌های تابش، فشار بخار و سرعت باد به روش‌های مختلف و آنچه در این بخش تشریح گردید، قابل جبران است. به طور کلی در شرایطی که تنها یک داده غیرموجود باشد، دقت برآوردها با تخمین‌های ممکن برای داده مورد نظر با معادله پنمن - مانیتث نسبتاً مطلوب است، اما چنانچه تعداد داده‌های غیرموجود به تدریج افزایش یابد، به‌طور بدیهی میزان خطای برآوردها نیز افزوده می‌گردد.



جدول ۲-۵- روش‌های مناسب برآورد تبخیر تعرق پتانسیل در اقلیم‌های مختلف ایران در شرایط کمبود داده (مجیدی و همکاران، ۲۰۱۴)

داده غیر موجود	بسیار خشک	خشک	نیمه خشک	مرطوب	نیمه مرطوب
هیچ داده‌های کامل)			PMFULL		
تابش خورشیدی			PMFULL: بجای تابش خورشیدی اندازه گیری شده، می‌توان از رابطه تابش و اختلاف دمای حداقل و حداکثر روزانه برای تخمین آن استفاده کرد		
فشار بخار آب (دمای نقطه شبنم)			HARG 3		
سرعت باد			HARG 3		
سرعت باد			PMFULL: بجای سرعت باد روزانه، می‌توان از مقدار ۲ متر بر ثانیه، و یا سرعت باد میانگین بلندمدت منطقه استفاده کرد		
تابش خورشیدی و فشار بخار آب (دمای نقطه شبنم)			HARG 3		
تابش خورشیدی و سرعت باد			HARG 3		
HARG 1			HARG 3		
HARG 1			HARG 3		

- در صورت عدم وجود داده‌های تابش در برآورد تبخیر تعرق پتانسیل به روش پنمن - مانتیت و تخمین تابش به کمک دمای حداقل و حداکثر، تفاوت معنی‌داری نسبت به نتایج معادله در شرایط داده‌های کامل در اقلیم‌های مختلف ندارد.

- چنانچه داده‌های دمای نقطه شبنم مربوط به محاسبه فشار بخار واقعی موجود نباشد، معمولاً از دمای حداقل به جای دمای نقطه شبنم استفاده می‌شود. اما مجیدی و همکاران (۲۰۱۴) نشان دادند که این عمل باعث ایجاد خطای زیادی در برآورد تبخیر تعرق پتانسیل می‌گردد. به‌طوری‌که در شرایط عدم دسترسی به دمای نقطه شبنم اندازه‌گیری شده، سایر معادلات برآورد تبخیر تعرق پتانسیل به‌ویژه معادله هارگریوز سامانی (در اقلیم‌های نیمه‌مرطوب، مرطوب) و معادله هارگریوز اصلاح شده با دروگرز و آلن (در اقلیم نیمه‌خشک، خشک و بسیار خشک)، نسبت به معادله پنمن - مانتیت برتری می‌یابد.



- چنانچه داده سرعت باد در دسترس نباشد، می‌توان بجای آن در برآورد تبخیر تعرق به روش پنمن-مانتیت، سرعت باد را برابر با ۲ متر بر ثانیه (معمول جهانی) در نظر گرفت و یا از سرعت باد متوسط بلندمدت ایستگاه و یا سرعت باد متوسط بلندمدت منطقه استفاده کرد (تراچکویچ و کولاکویچ، ۲۰۰۹). در این نشریه نیز برای جایگزینی سرعت باد روزانه سه گزینه بررسی شد که عبارتند از: سرعت باد متوسط بلند مدت ایستگاه، سرعت باد متوسط بلند مدت منطقه و سرعت باد ۲ متر بر ثانیه (معمول جهانی). بر اساس ارزیابی‌های انجام شده در اقلیم مرطوب و نیمه‌مرطوب، استفاده از سرعت باد متوسط هر ایستگاه، نتایج بسیار مطلوبی حاصل نموده و استفاده از سرعت باد ۲ متر بر ثانیه و سرعت باد متوسط استانی در رتبه‌های بعدی قرار دارد. در اقلیم خشک، نیمه‌خشک و بسیار خشک نتایج معادله هارگریوز اصلاح شده با آلن و دروگرز دقت مناسب‌تری از معادله پنمن-مانتیت در این شرایط دارد. بنابراین در اقلیم‌های خشک و بسیار خشک در شرایط عدم دسترسی به داده سرعت باد نمی‌توان از معادله پنمن-مانتیت استفاده نمود.
- در شرایطی که کمبود داده‌ها به‌صورت ترکیبی و یا تمام این داده‌ها باشد (تابش، فشار بخار و سرعت باد)، در اقلیم‌های نیمه‌مرطوب و مرطوب، مدل هارگریوز سامانی که در دسته مدل‌های مطلوب قرار دارد، توصیه می‌شود. اما در اقلیم‌های بسیار خشک، خشک و نیمه‌خشک معادله هارگریوز اصلاح شده با دروگرز و آلن دقت مطلوب‌تری دارد.



فصل ۳

روش‌های برآورد تبخیر تعرق واقعی



۳-۱- مقدمه

همان‌طور که پیش‌تر نیز توضیح داده شد، تبخیر واقعی یا حقیقی، بیان‌گر مقدار آبی است که در مدت معین، و در شرایط رطوبتی حاصل از بارندگی و یا آبیاری، وارد اتمسفر می‌شود. برآورد یا اندازه‌گیری این پدیده که توسط در دسترس بودن آب و انرژی محدود می‌شود، بسیار مشکل است به ویژه اینکه سنجش آن در مقیاس‌های مکانی مختلف مد نظر باشد. تبخیر واقعی، در مباحث مدیریت منابع آب، کاربرد اساسی در محاسبات بیلان آب حوضه دارد و در مباحث مرتبط با آب و کشاورزی، در بهره‌وری آب کشاورزی، به لحاظ مقدار واقعی آب صرف شده در رشد گیاه، حائز اهمیت است. در شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک، عمدتاً تبخیر واقعی با محدودیت آب کنترل می‌شود. این موضوع بدین معنی است که هرچند پتانسیل تبخیرپذیری اتمسفر در این شرایط اغلب زیاد است (تبخیر پتانسیل)، اما به ندرت شرایط پتانسیل اتفاق می‌افتد و در حقیقت در این شرایط، اغلب تبخیر واقعی بسیار کمتر از تبخیر پتانسیل است. در شرایط اقلیمی مرطوب و مناطق پرباران، اما مساله متفاوت است و می‌توان انتظار داشت در بسیاری از موارد، تبخیر واقعی معادل تبخیر پتانسیل و یا حتی اگر کمتر از آن باشد، اختلاف قابل توجهی میان آن‌ها نباشد. مطابق با آنچه گفت، پیچیدگی برآورد تبخیر واقعی در مناطق خشک و نیمه‌خشک، به مراتب بیش‌تر است. در این فصل، اختصاصاً به تبخیر واقعی پرداخته شده است و روش‌هایی که خروجی آن‌ها، تبخیر واقعی است ارائه می‌گردد.

نکته قابل توجه در این زمینه، تبخیر واقعی از اراضی کشاورزی است. باید توجه داشت که مشابه سایر مناطق و کاربری‌های مختلف حوضه، تبخیر واقعی با میزان آب مورد نیاز گیاه لزوماً مشابه نبوده و هر عاملی که موجودیت و در دسترس بودن آب و انرژی را تحت تاثیر قرار دهد، بر اختلاف بین آب مورد نیاز گیاه و تبخیر واقعی تاثیرگذار است. این در حالی است که در بسیاری از مواقع مشاهده شده است که از نظر برخی، به اشتباه آب مورد نیاز گیاه معادل تبخیر واقعی و یا در حقیقت تبخیرتعرق واقعی مزرعه است. واضح است که آب مورد نیاز گیاه، مقدار آبی است که گیاه در شرایط مختلف مراحل رشد خود، جهت رشد مناسب و عملکرد مطلوب نیاز دارد و این بدان معنی نیست که تمام این آب از طریق بارندگی و یا آبیاری تامین شود، و حتی در صورت تامین، عوامل مختلف تاثیرگذار از قبیل کیفیت آب، خصوصیات فیزیکی خاک؛ نوع محصول و مدیریت آب در مزرعه (کم آبیاری و ...) می‌توانند سبب عدم تمام آب تامین شده برای تبخیرتعرق گیاه مورد نظر (نیاز آبی گیاه) گردد. لذا تبخیرتعرق واقعی صورت گرفته از گیاه، ممکن است به مراتب کمتر از آب مورد نیاز گیاه باشد. این موضوع به ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک، فراوان دیده می‌شود. از آنجا که در مباحث آب و کشاورزی و به ویژه طراحی شبکه‌های آبیاری و زهکشی و برنامه‌ریزی آبیاری، آب مورد نیاز گیاه، عامل اساسی طراحی و برنامه‌ریزی است، این مقدار بر اساس شرایط اقلیمی و عوامل مختلف بر تبخیرتعرق گیاه عمدتاً پیش‌بینی می‌شود تا ظرفیت این شبکه‌ها متناسب با این نیاز باشد. هرچند همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، لزوماً این مقدار از طریق گیاه و خاک مجاور آن، وارد اتمسفر نمی‌شود (تبخیرتعرق واقعی). به هر شکل، از آنجا که این بحث مورد توجه بسیاری است، در این فصل، مطالبی در خصوص نیاز آبی گیاه نیز تشریح شده است، هرچند به معنی تبخیرتعرق واقعی نخواهد بود. لذا به منظور پیشگیری از هر گونه اشتباه احتمالی، در



این فصل نیاز آبی گیاه (تبخیر تعرق گیاه) و تبخیر واقعی (انواع اشکال تبخیر به ویژه تبخیر تعرق واقعی) به صورت مجزا ارایه می‌گردد.

۳-۲- روش‌های اندازه‌گیری و برآورد تبخیر واقعی

مطابق با آنچه در ابتدای نوشتار و نیز در مقدمه این فصل مطرح شد، تبخیر واقعی در حقیقت بیان‌گر انواع شکل‌های تبخیر است که در آن آب از حالت مایع از هر سطح تبخیر کننده‌ای به صورت بخار وارد اتمسفر شده است. در ادامه روش‌های مختلفی که در آن تبخیر واقعی برآورد یا اندازه‌گیری می‌شود تشریح شده است.

۳-۲-۱- روش لایسی‌متری^۱

در میان روش‌های موجود، دقیق‌ترین روش اندازه‌گیری تبخیر تعرق واقعی گیاهان، استفاده از لایسی‌متر است. این وسیله برای اندازه‌گیری تبخیر تعرق واقعی همان گیاهی که در آن کشت شده است، به کار می‌رود. لایسی‌متر یا جعبه کشت، وسیله‌ای است که قسمتی از خاک مزرعه را از خاک اطراف جدا نموده و در آن گیاه مورد مطالعه کشت می‌شود. بنابراین لایسی‌متر در حکم مخزنی از خاک با حجم و وزن ثابت است و میزان آب ورودی (آب آبیاری) و آب خارج شده از لایسی‌متر (آب زهکشی) و همچنین ظرفیت نگهداری رطوبت خاک داخل آن کاملاً مشخص است. بدین ترتیب در معادله بیلان آب خاک، پارامترهای بارندگی P ، آبیاری I ، و زهکشی D و تغییرات رطوبت خاک ΔW ، مشخص بوده و فقط تبخیر تعرق ET ، مجهول است که می‌توان آن را از طریق محاسبه، به کمک معادله بیلان به دست آورد:

$$ET = I + P - D - \Delta W \quad (۱-۳)$$

$$\Delta W = \theta_f - \theta_i \quad (۲-۳)$$

θ_i = درصد رطوبت حجمی در شروع دوره مورد نظر برای سنجش تبخیر تعرق واقعی

θ_f = درصد رطوبت حجمی در پایان دوره مورد نظر برای سنجش تبخیر تعرق واقعی

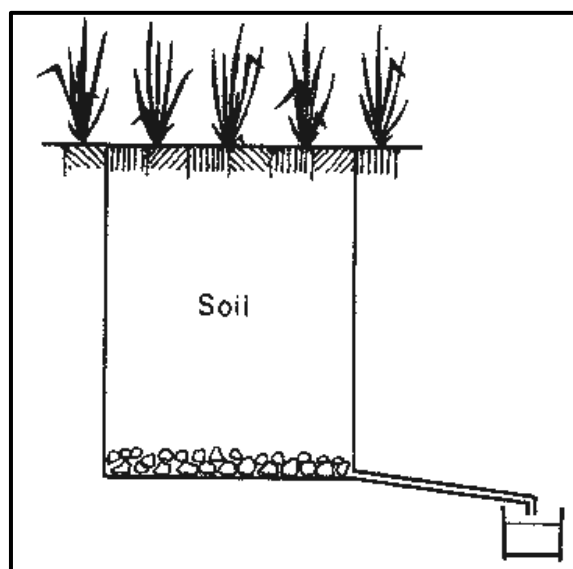
لایسی‌متر در واقع جعبه‌ای است که مقداری از خاک مزرعه را در بر گرفته و به استثنای سقف، بقیه دیواره‌های آن بسته می‌باشند. در خاک این جعبه گیاهی که اندازه‌گیری تبخیر تعرق آن مورد نظر است، کاشته شده و با برنامه مشخص و حجم آب معین آبیاری می‌گردد. آب نمی‌تواند در جهت افقی و یا عمودی به خاک اطراف خود نفوذ نماید. آب مورد نیاز گیاه از طرف بالا وارد خاک شده و اضافه آن توسط لوله‌ای زهکشی و اندازه‌گیری می‌شود. در ادامه انواع لایسی‌مترهای پرکاربرد معرفی می‌شود.

1- Lysimeter



- لایسی‌متر زهکش‌دار

در این دسته از لایسی‌مترها سعی می‌شود که رطوبت خاک در حالت FC نگه داشته شود. در این حالت، میزان آب مصرفی را محاسبه می‌نمایند. برای این منظور لایسی‌متر را در زمین نصب نموده و میزان آب آبیاری را اندکی بیش‌تر از مصرف روزانه گیاه تعیین می‌نمایند. پس از آبیاری، آب اضافی به اعماق نفوذ نموده و پس از زهکشی در ظرفی جمع می‌شود. از محاسن این نوع لایسی‌مترها نیاز به سرمایه اولیه و هزینه نگهداری اندک و نیز روش کار آسان آن‌ها است. در عوض دقت آن‌ها متوسط است. چون انتقال آب در خاک فرآیندی کند است، نتایج حاصله از این نوع لایسی‌مترها فقط در فاصله زمانی طولانی قابل اعتماد خواهد بود. بدیهی است این فاصله زمانی بستگی به رژیم بارندگی، تناوب و مقدار آبیاری، عمق لایسی‌متر، نوع خاک و حرکت آب دارد. بنابراین نتایج حاصله را حتی‌المقدور باید به صورت میانگین‌هایی برای هر ماه تعیین کرد.

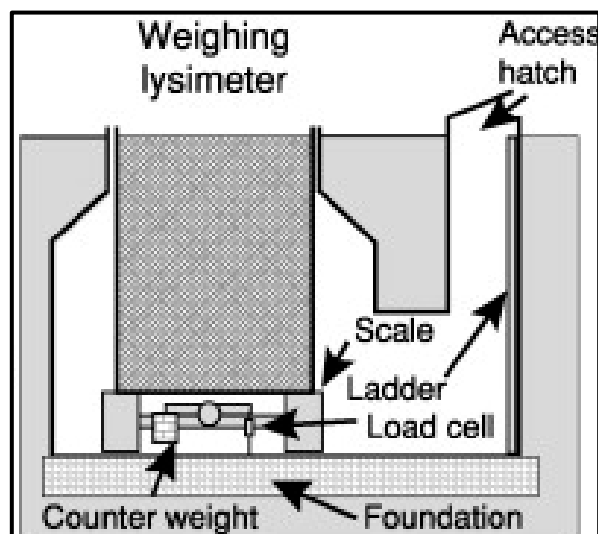


شکل ۳-۱- لایسی‌متر زهکش‌دار (دستانی، ۱۹۷۸)

- لایسی‌متر وزنی

این لایسی‌متر بر روی ترازویی قرار گرفته و در هر لحظه تغییرات وزنی آن توسط ترازو تعیین و به کمک دستگاه‌های ثبات به طور دائم ثبت می‌شود. اگر ترازوی به کار برده شده به صورت باسکول باشد در این صورت لایسی‌متر وزنی همیشه بر روی صفحه باسکول قرار داشته و در اتاق کنترل، وزن آن را تعیین می‌نمایند. این لایسی‌متر قادر است تبخیر-تعرق واقعی را برای مدت‌های کوتاه حتی ده دقیقه تعیین کند. لایسی‌متر وزنی به مراتب لایسی‌متر زهکش‌دار بهتر بوده و تغییرات روزانه تبخیر-تعرق واقعی را نسبت به رطوبت خاک، با دقت لازم نشان می‌دهد. لایسی‌مترهای وزنی از جمله گران قیمت‌ترین لایسی‌مترها محسوب می‌شوند و در مراکز تحقیق، برای استاندارد کردن و ارزیابی سایر روش‌ها به کار می‌روند. به عنوان مثال مشخصات لایسی‌متر وزنی که در دانشگاه کالیفرنیا در دیویس، در بین سال‌های ۵۹ - ۱۹۵۸ ساخته شده به قرار زیر است:





شکل ۳-۲- لایسی‌متر وزنی (هاول، ۲۰۰۵)

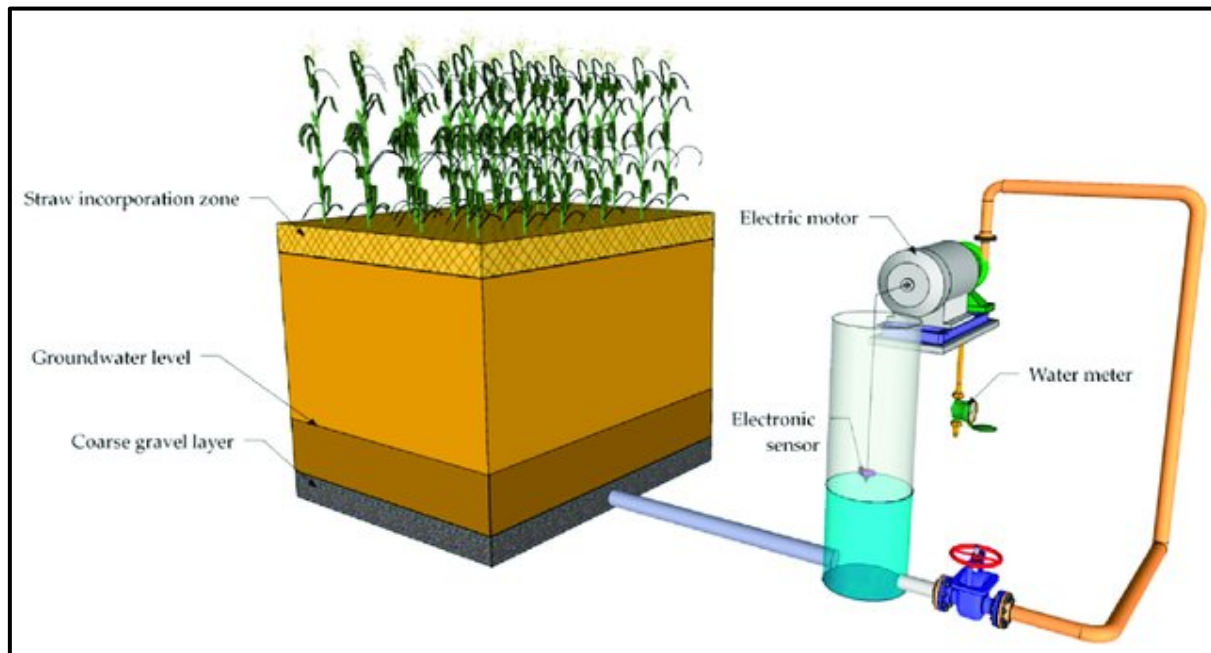
معایب لایسی‌مترهای وزنی به قرار زیر است:

- ۱- گران قیمت بوده و با افزایش دقت دستگاه، میزان قیمت آن‌ها نیز افزایش می‌یابد. دستگاه‌های ارزان قیمت، دقت لازم را ندارند.
- ۲- در این دستگاه‌ها، گیاه کشت می‌شود و گیاه مرتباً رشد نموده و بر وزن آن افزوده می‌شود. در نتیجه کمبود وزن ناشی از تبخیر آب، به وسیله رشد گیاه جبران می‌شود. لایسی‌مترهای وزنی، برای مطالعه تبخیر از سطح خاک بدون پوشش، ایراد فوق را ندارند.
- ۳- زهکشی از لایسی‌متر، مدتی پس از آبیاری شروع می‌شود که باعث کاهش دقت محاسبات می‌گردد.
- ۴- حساسیت دستگاه اندازه‌گیری به تدریج کم شده و از دقت نتایج کاسته می‌شود.

- لایسی‌متر با سطح آب ثابت

این لایسی‌مترها آبیاری نمی‌شوند و آب مورد نیاز گیاه از طریق صعود مویینه‌ای از سطح ایستایی، که در منتهی‌الیه عمق توسعه ریشه‌ها نگهداری می‌شود، تامین می‌گردد. عمق سطح ایستایی ثابت است و ضخامت لایه خاک بالای آن برابر ارتفاع مویینگی خاک است. بنابراین سطح خاک لایسی‌متر همواره خیس و رطوبت آن در حدود FC بوده و تبخیر تعرق گیاه در حد پتانسیل آن خواهد بود (یعنی این روش تا حدی مناسب برآورد نیاز آبی گیاه است).





شکل ۳-۳- لایسی‌متر با سطح آب ثابت (پیروننگ و همکاران، ۲۰۱۹)

حجم آبی که در ظرف ریخته می‌شود مشخص است و می‌توان مصرف روزانه آب را تعیین نموده و آن را برابر تبخیر-تعرق از سطح خاک لایسی‌متر دانست. ایراد این لایسی‌متر سختی کار با آن است.

۳-۲-۲- روش نسبت باون^۱

این روش معادله بیلان انرژی را به گونه‌ای تغییر می‌دهد که مولفه‌های انتقالی آیرودینامیک قابل اغماض باشند. این روش میزان تبخیر-تعرق واقعی را به عنوان گرمای نهان از معادله انرژی محاسبه می‌کند. باون تعیین کرد که نسبت شار گرمای محسوس به شار گرمای نهان با نسبت گرادیان عمودی دما و فشاربخار در ارتفاع چندین متر بالاتر از سطح گیاهی متناسب است (باون، ۱۹۲۶). این نسبت بین شار گرمای محسوس و شار گرمای نهان به عنوان نسبت باون شناخته شده و از معادله زیر به دست می‌آید:

$$\beta = (H / \lambda E) = [PC_a] / (\lambda E) = [(T_I - T_u) / (e_I - e_u)] \quad (3-3)$$

که T_I و T_u مقادیر دمای هوای اندازه‌گیری شده در ارتفاعات e_I و e_u مقادیر فشار بخار آب در این ارتفاعات هستند. نسبت باون را می‌توان توسط اندازه‌گیری دمای هوا و رطوبت نسبی در دو ارتفاع مختلف تخمین زد. باون ضرایب پراکنش متلاطم را برای شار گرمای محسوس و نهان در ارتفاعات پایین اتمسفر و در تمامی شرایط پایداری جوی، یکسان فرض نمود (باون، ۱۹۲۶؛ بار و همکاران، ۱۹۹۴).

¹Bowen-Ratio

اجرای این تکنیک نیاز به وسایل اندازه‌گیری داده‌های رطوبت و دما دارد (آلن و همکاران، ۱۹۹۸). همچنین به سنسورهایی نیاز است که بتوانند در دوره‌های زمانی طولانی مدت تحت شرایط مختلف آب و هوایی عمل کرده و داده‌های مورد نظر را جمع‌آوری کنند. مزیت روش نسبت باون، قابلیت آن در اندازه‌گیری تبخیر واقعی و حذف ضرایب انتقال متلاطم و باد است. شکنندگی و آسیب‌پذیر بودن سنسورها و وسایل ثبت داده از جمله نکات منفی این روش هستند. از این روش را در زمان طلوع و غروب خورشید، که میزان نسبت باون به ۱- می‌رسد، نمی‌توان استفاده نمود (شاتل ورث، ۲۰۰۷).

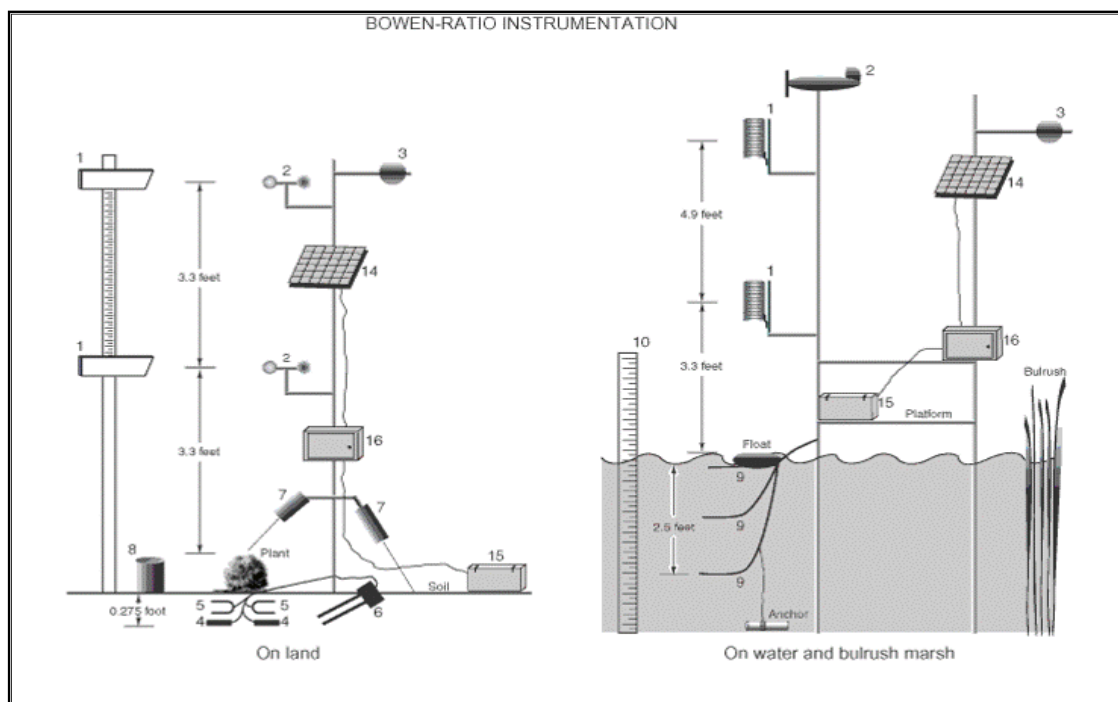
نمایی از تجهیزات به کاربرده شده برای استفاده در روش نسبت باون در شکل (۳-۴) نشان داده شده است. تجهیزات لازم برای جمع‌آوری داده در خشکی و بر روی آب آزاد یا مانداب متفاوت است. مطابق با تصویر نشان داده شده در سمت چپ شکل، در ایستگاه‌های واقع بر خشکی از وسایل زیر استفاده می‌گردد:

- الکترودهای دما و رطوبت، برای اندازه‌گیری دمای هوا و رطوبت نسبی
- آنومتر، برای اندازه‌گیری سرعت باد
- رادیومتر، برای اندازه‌گیری تابش خالص
- صفحه شار گرمایی، برای اندازه‌گیری شار گرمای خاک
- ترموکوپل، برای اندازه‌گیری دمای خاک
- خیزسنج آب خاک، برای اندازه‌گیری میزان رطوبت خاک
- سنسور دمایی مادون قرمز، برای اندازه‌گیری دمای سطح خاک و پوشش گیاهی
- سنجنده میزان بارش، برای اندازه‌گیری میزان بارش
- پنل خورشیدی
- باتری
- ثبت‌کننده داده

ایستگاه‌های مستقر بر روی آب مشابه با ایستگاه‌های خشکی برپا می‌گردند و فقط اندکی با آن‌ها تفاوت دارند. برای محاسبه شار گرمای ورودی یا خارج شده از آب از ترمیستورهای دمایی به جای صفحه شار گرمایی و ترموکوپل استفاده می‌گردد.

- ترمیستور دمایی، برای اندازه‌گیری دمای آب
- شاخص اندازه‌گیر، برای اندازه‌گیری سطح آب



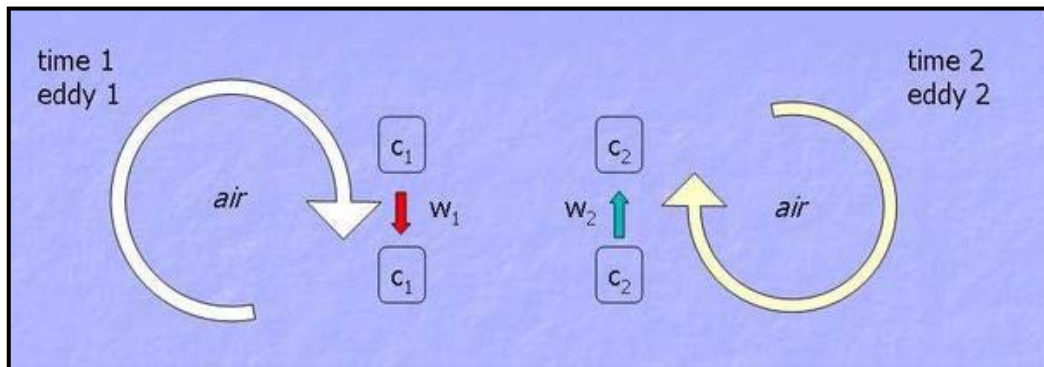


شکل ۳-۴- تجهیزات به کار برده شده در روش نسبت باون

۳-۲-۳- روش همبستگی ادی^۱

منظور از ادی، جریان‌های هوایی متلاطم و چرخشی هستند که بر روی سطح زمین در حال حرکت بوده و باعث انتقال بخار آب و گرما بین سطح و اتمسفر می‌گردند. شکل (۳-۵) نحوه حرکات ادی‌ها را نشان می‌دهد. در زمان ۱، ادی شماره ۱ ذره هوایی C_1 را با سرعت W_1 به سمت پایین حرکت می‌دهد. در زمان ۲، ادی شماره ۲ ذره هوایی C_2 را با سرعت W_2 به سمت بالا حرکت می‌دهد. هر ذره خصوصیات مشخصی از عناصر شیمیایی، دما و رطوبت را دارا است. اگر این عوامل به همراه سرعت شناخته شده باشند، می‌توان جریان را تعیین نمود. به عنوان مثال، اگر بدانیم که در زمان ۱، چه تعداد مولکول آب به همراه ادی شماره ۱ به سمت بالا حرکت می‌کند و همچنین چه تعداد مولکول به همراه ادی شماره ۲ در زمان ۲ به سمت پایین حرکت می‌کند، می‌توانیم جریان عمودی آب را در این نقطه به دست آوریم. در یک جریان هوایی متلاطم، شارهای بخار آب و گرما به صورت نامنظمی در زمان و مکان متغیرند. به همین دلیل، از آنالیزهای آماری برای نشان دادن جریان استفاده می‌گردد. کوواریانس‌های بین دو متغیر نوسانی مانند سرعت باد عمودی و بخار آب یا سرعت باد عمودی و دما، به طور مستقیم با جریان متلاطم در ارتباط هستند (بروتسرت، ۱۹۸۲).

¹ Eddy- Correlation



شکل ۳-۵- نحوه حرکت ادی‌ها

روش همبستگی ادی شامل تعیین شارهای گرمایی محسوس و نهان از طریق محاسبه کوواریانس‌های ذکر شده است. شار گرمای نهان توسط کوواریانس بین سرعت باد و چگالی بخار آب و از طریق معادله زیر تعیین می‌گردد:

$$\lambda E = \lambda_{\text{covariance}(\omega p)} \quad (۴-۳)$$

شار گرمای محسوس توسط کوواریانس بین سرعت باد و دمای هوا و از طریق معادله زیر تعیین می‌گردد:

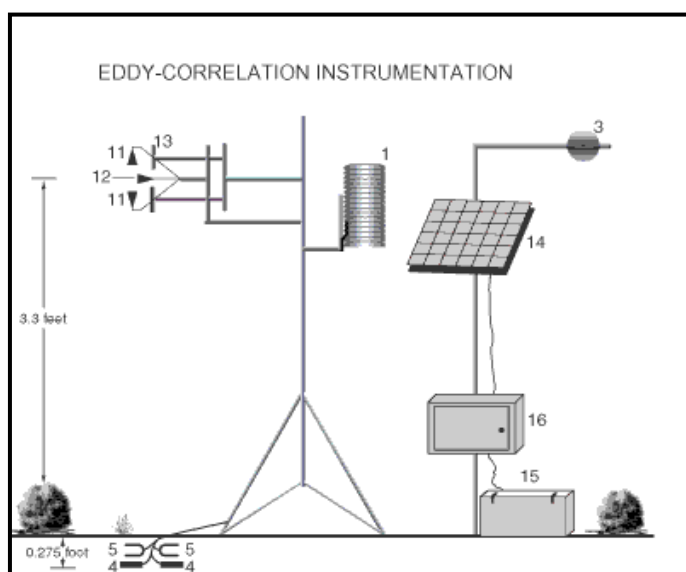
$$H = \rho_a C_a \text{covariance}(\omega T) \quad (۵-۳)$$

شار تابش خالص و گرمای خاک نیز در ایستگاه اندازه‌گیری همبستگی ادی، محاسبه می‌گردند. با محاسبه شار گرمای محسوس و نهان، می‌توان معادله بیلان انرژی را به کار برد.

مزیت این روش در اندازه‌گیری مستقیم لایه مرزی متلاطم و تعیین میزان تبخیر واقعی است. از جمله مشکلات این روش می‌توان پیچیدگی به کار بردن تجهیزات برای ساخت ایستگاه اندازه‌گیری را نام برد (شاتلورث، ۲۰۰۷). برای ساخت یک ایستگاه اندازه‌گیری همبستگی ادی به الکترودهای دما و رطوبت، رادیومتر، صفحه شار گرمایی، ترموکوپل، باتری و ثبت‌کننده داده مشابه با روش نسبت باون نیاز است. علاوه بر این به تجهیزات زیر نیز نیاز داریم (شکل ۳-۶):

- آنومتر صوتی، برای اندازه‌گیری نوسانات سرعت باد
- ترموکوپل، برای اندازه‌گیری دمای هوا
- رطوبت‌سنج از جنس کریپتون، برای اندازه‌گیری چگالی بخار آب





شکل ۳-۶- تجهیزات به کار برده شده در روش همبستگی ادی

تکنولوژی‌های جدید در برآورد تبخیر که اخیراً در ایران نیز مورد استفاده قرار گرفته است دستگاه سوسونج^۱ می‌باشد (رحیم‌پور و همکاران، ۱۳۹۷). این دستگاه شامل یک فرستنده نوری با تابش امواج الکترومغناطیسی تا طول موج ۱ میکرومتر و یک گیرنده می‌باشد. نحوه کار این دستگاه به این صورت است که در آن، پس از دریافت امواج گسیل شده از فرستنده توسط گیرنده؛ شدت نوسانات، در واحد پردازش دهنده مرکزی (SPU) تحلیل می‌گردد. با آنالیز شدت نوسانات بر روی امواج ساطع شده در اثر آشفتگی‌های موجود، می‌توان میزان انرژی را که باعث آشفتگی و تغییرات جریانات هوا (شار گرمای محسوس) می‌شود، محاسبه نمود. پس از محاسبه شار گرمای محسوس توسط این دستگاه و اندازه‌گیری شار تابش خالص، شار گرمای خاک و سایر پارامترهای موثر در اندازه‌گیری تبخیر (شامل سرعت باد، دما، رطوبت و سایر پارامتر هواشناسی دیگر) با استفاده از سنجنده‌هایی که در ایستگاه هواشناسی همراه این دستگاه در محل اندازه‌گیری نصب می‌گردند، میزان تبخیر واقعی اندازه‌گیری می‌شود.

۳-۲-۴- روش کنترل سطح ایستابی

اگر سطح ایستابی در عمقی از خاک که صعود مویینه آن به منطقه ریشه‌ها برسد قرار گیرد، در این صورت رطوبت از طریق لوله‌های مویین در دسترس ریشه‌های گیاه قرار گرفته و ادامه آن موجب تغییر عمق سطح ایستابی خواهد شد. وایت (۱۹۳۲) رابطه زیر را برای محاسبه مصرف آب گیاه از سطح ایستابی که در عمق کم خاک قرار داشت، پیشنهاد نمود:

¹ Scintillometer

$$Cu = y_s(24 - a + b) \quad (۶-۳)$$

که در آن، Cu مصرف حقیقی آب گیاه یا همان تبخیرتغرق واقعی گیاه (اینچ در روز)، y_s آبدهی ویژه خاک، a سرعت صعود آب از سطح ایستایی از نیمه شب تا ۴ بعد از ظهر روز بعد (اینچ در ساعت) و b تغییر عمق سطح ایستایی در مدت روز (اینچ) می‌باشد. مقادیر a و b را با کنترل سطح ایستایی در مراحل مختلف، در چاهک‌هایی که در اراضی آزمایشی مورد نظر حفر می‌گردند، محاسبه می‌کنند. لینسلی و همکاران (۱۹۴۹) این روش را تنها برای اراضی که سطح ایستایی نزدیکی سطح خاک واقع باشد، مفید دانسته‌اند.

۳-۲-۵- روش کنترل نیم‌رخ رطوبتی خاک

این روش برای اراضی تحت آبیاری که خاک رخ آن‌ها تقریباً یکنواخت بوده و سطح ایستایی در عمقی است که خیز مویینه‌ای به منطقه ریشه‌ها نمی‌رسد، مناسب است. نمونه‌هایی از خاک را قبل و بعد از آبیاری برداشت نموده و درصد رطوبت آن‌ها با روش‌های معمول در آزمایشگاه تعیین می‌گردد. مقدار آب موجود در خاک طبق رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$d = \frac{(W_{FC} - W_i)A_s \times D}{100} \quad (۷-۳)$$

که در آن d ارتفاع آب معادل مصرف شده در دور آبیاری (سانتی‌متر)، A_s وزن مخصوص ظاهری خاک (گرم در سانتی‌متر مکعب) و D عمق نمونه‌برداری خاک (سانتی‌متر) است. حال مقدار d را برای اعماق مختلف محاسبه و مجموع آن‌ها $\sum d$ که ارتفاع آب مفید موجود در خاک است را تعیین می‌نمایند. سپس با رسم منحنی تغییرات d در طول دوره رشد گیاه ($d-T$) می‌توان آب مصرف شده به وسیله گیاه (تبخیر تغرق واقعی) را محاسبه نمود.

۳-۲-۶- روش‌های تبدیل یکپارچه تبخیرتغرق واقعی

این روش‌ها عمدتاً در مدل‌های هیدرولوژیکی کاربرد داشته و معمولاً بر این مبنا عمل می‌کنند که ابتدا تبخیر پتانسیل را محاسبه نموده و سپس با استفاده از تابع استخراج رطوبت خاک، تبخیر واقعی را برآورد می‌نمایند. مزیت عمده این روش‌ها در این است که اولاً داده‌های ورودی اندکی نیاز داشته و حسب شرایط موجودی داده، قابل استفاده هستند و ثانیاً قابلیت سازگاری با شرایط مختلف را دارند. تبخیر واقعی در مدل‌های هیدرولوژیکی، عمدتاً تابع تبخیر پتانسیل و آب در دسترس خاک تعریف می‌شود. چنانچه رطوبت خاک بالا باشد، تبخیر واقعی تحت تاثیر شرایط جوی و در دسترس بودن انرژی است و در رطوبت‌های کمتر، این مقدار تابع میزان آب موجود در خاک است. در این روش‌ها، تبخیر واقعی به طور کل بر مبنای رابطه ذیل محاسبه می‌گردد:

$$ET_a = ET_0 \left(\frac{SMT}{SMC} \right) \quad (۸-۳)$$

که در آن، ET_a تبخیرتغرق واقعی، ET_0 تبخیرتغرق پتانسیل، SMT رطوبت واقعی خاک و SMC رطوبت خاک در نقطه ظرفیت زراعی است.



در این رابطه، تبخیرتغرق پتانسیل از طریق یکی از روش‌های مطرح شده در فصل دوم این راهنما قابل برآورد است. بر مبنای این رابطه، در مناطق و شرایط مختلف، توابع مختلفی از نسبت تبخیرتغرق واقعی به پتانسیل ارایه شده است (ژائو و همکاران، ۲۰۱۳).

جدول ۳-۱- نمونه‌هایی از روابط بین تبخیر واقعی و پتانسیل

نام و مرجع	رابطه	مقیاس زمانی قابل استفاده
منهاس و همکاران (۱۹۷۴)	$\frac{1 - \exp(-\gamma SMT)}{1 - 2 \exp(-\gamma SMC) + \exp(\gamma SMT)}$	روزانه
نورو (۱۹۶۹)	$\left[1 + \left(\frac{SMT}{SMC} \right)^{b,k} \right]^{-1}$	روزانه
بائر و رابرتسون (۱۹۶۶)	$\sum_{j=1}^n k_j \left(\frac{SMT_{j,i-1}}{SMC_j} \right) Z_j$	روزانه
کوئتچ و گلف (۱۹۸۳)	$\frac{SMT_{i-1}}{(1 - 0.533 M_i) SMC}$	روزانه
ژو و همکاران (۱۹۹۸)	$\min \left(ETp \left(1 - \alpha^{\left[\frac{SMT}{\max(ETp, 1)} \right]} \right), SMT \right)$ $\min \left(SMT \left(1 - e^{-\alpha ETp} \right), ETp \right)$	روزانه و ماهانه
بادیکو و زوبنوک (۱۹۶۱)	$RAT = SMT / SMC$	روزانه و ماهانه

۳-۲-۷- روش‌های تجربی برآورد تبخیرتغرق واقعی

این دسته از روش‌ها، که عمدتاً روش‌های تجربی برآورد تبخیر و یا تبخیرتغرق پتانسیل هستند، برای محاسبه تبخیر یا تبخیرتغرق واقعی در محاسبات بیلان نیز حسب شرایط به کار برده می‌شوند.

۳-۲-۷-۱- روش تارک

این روش همان‌طور که در فصل قبل نیز مطرح شد، در ابتدا برای محاسبه تبخیر پتانسیل و سپس تبخیر واقعی در مقیاس زمانی سالانه توسعه داده شد. برای محاسبه تبخیر واقعی (یا تبخیرتغرق واقعی) در مقیاس زمانی سالانه، رابطه تارک به شرح ذیل تعریف شده است:

$$ET = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{L} \right)^2}} \quad (۹-۳)$$

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3$$

که در این رابطه، P بارش سالانه به میلی‌متر، T درجه حرارت متوسط سالانه (درجه سانتی‌گراد) است. این روش برای مناطق پرباران و شرایط اقلیمی مرطوب توصیه شده است و به دلیل حصول نتایج نامطلوب، کاربرد آن در شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک اغلب توصیه نمی‌شود.



رابطه اصلاح شده تارک که برای مقیاس زمانی کم‌تر (۱۰ روزه) توسعه داده شده است، در فصل قبلی با جزئیات کامل تشریح شده است. این رابطه به منظور برآورد تبخیر پتانسیل و نیز تبخیر واقعی در اقلیم‌های مرطوب و متوسط بارندگی بیش از ۴۰۰ میلی‌متر قابل کاربرد است.

۳-۲-۷-۲-۳ روش کوتاین

روش دیگری که اغلب در محاسبات تبخیر واقعی کاربرد دارد، روش کوتاین است که این روش نیز برای شرایط اقلیمی مرطوب و در مقیاس سالانه، نتایج مناسب‌تری تولید می‌کند. در این روش تبخیرتغرق واقعی سالانه به کمک رابطه ذیل محاسبه می‌شود:

$$ET = P - X^2P$$

$$X = \frac{1}{0.8 + 0.14T} \quad (۱۰-۳)$$

که در آن، ET تبخیرتغرق واقعی سالانه (میلی‌متر)، P ارتفاع متوسط بارندگی سالانه (میلی‌متر) و T متوسط درجه حرارت سالانه (درجه سانتی‌گراد) است.

۳-۲-۷-۳ روش هامون

هامون (۱۹۶۳) معادله ساده‌ای برای برآورد تبخیر بر اساس ارتباط حداکثر انرژی تابشی ورودی و ظرفیت نگهداری رطوبت هوا توسعه داد. این روش به دلیل سادگی معمولاً برای برآورد تبخیر از دریاچه‌ها و یا تبخیر در مقیاس حوضه به کار می‌رود. شکل معمول رابطه هامون به صورت زیر به کار می‌رود:

$$E = 4.95 \times 10^{-2} \exp(0.062T_a) \quad (۱۱-۳)$$

که در این رابطه، E شدت تبخیر (میلی‌متر در روز) و T_a متوسط درجه حرارت روزانه (درجه سانتی‌گراد) است. باید توجه داشت که این روش به دلیل اینکه اصالتاً برای سطوح آزاد آب توسعه یافته است، لزوماً نتایج قابل اطمینانی در سطح حوضه نخواهد داشت.

۳-۲-۷-۴ تورنت وایت^۱

این روش که معمول‌ترین روش برآورد تبخیر واقعی در محاسبات بیلان است، و در حقیقت تبخیر واقعی از بارش را محاسبه می‌نماید (مگر اینکه عمق آبیاری در محاسبات اعمال شود)، ابتدا از روابط محاسبه تبخیر پتانسیل بهره برده و سپس بر مبنای میزان بارندگی و وضعیت ذخیره رطوبتی خاک و تنظیم جدول بیلان آب، تبخیر واقعی را برآورد

^۱ Thorthwaite



می‌سازد. برای محاسبه تبخیر پتانسیل، علاوه بر روش تورنت‌وایت که در فصل دوم بدان اشاره شد، از هر کدام از روش‌های دیگر تبخیر پتانسیل نیز می‌توان بهره برد. مهم‌ترین عامل در انتخاب روش‌های برآورد تبخیر پتانسیل را می‌توان موجودی داده‌های مورد نیاز دانست. ضمن اینکه ذکر این نکته ضروری است که چنانچه محاسبات در مقیاس روزانه که ارجح نیز هست مد نظر باشد، روشی برای محاسبه تبخیر پتانسیل باید انتخاب شود که قادر است نتایج روزانه قابل قبولی ارائه دهد.

بعد از محاسبه تبخیر پتانسیل، جدول بیلان آبی تنظیم می‌گردد که در آن علاوه بر تبخیر پتانسیل، میزان بارندگی، ذخیره رطوبتی خاک و بارندگی مفید (مازاد بارندگی) آورده می‌شود. جهت انجام محاسبات به این طریق، از ابتدای دوره زمانی و یا سال آبی مد نظر شروع کرده و ابتدا مقادیر تبخیر پتانسیل و بارندگی هر روز (در مقیاس روزانه) و یا هر ماه (در مقیاس ماهانه) مقایسه می‌گردد. چنانچه مقادیر بارندگی بعد از کسر رواناب، کم‌تر از تبخیر پتانسیل باشد، تمام بارندگی به عنوان تبخیر واقعی در نظر گرفته می‌شود. اما در شرایطی که بارندگی بیش از تبخیر پتانسیل باشد، کل تبخیر پتانسیل به عنوان تبخیر واقعی در نظر گرفته می‌شود. در این حالت، مازاد بارندگی (بیش از تبخیر پتانسیل)، به عنوان ذخیره رطوبتی خاک در نظر گرفته می‌شود، و به طور بدیهی، به صورت تجمعی به میزان ذخیره رطوبتی خاک در روزهای آتی افزوده می‌شود. چنانچه ذخیره رطوبتی خاک به آستانه حداکثری خود برسد (در مناطق مرطوب ۲۰۰ میلی‌متر در سال و در مناطق خشک کم‌تر از ۱۰۰ میلی‌متر در سال)، در این شرایط اضافه بارندگی بر تبخیر واقعی، به عنوان مازاد بارندگی در نظر گرفته می‌شود. این محاسبات برای روزها و دوره‌های آتی ادامه می‌یابد و در روزهای آتی که ممکن است بارندگی همچنان کم‌تر و یا صفر باشد، از مقادیر مازاد بارندگی دوره قبل برای تامین آب مورد نیاز تبخیر واقعی بهره برده می‌شود. بدیهی است در دوره‌های زمانی که بارندگی صفر بوده و ذخیره رطوبتی نیز وجود نداشته باشد، میزان تبخیر واقعی در آن دوره صفر خواهد بود.

۳-۳- آب مورد نیاز گیاهان (روش‌های برآورد تبخیر تعرق گیاهان)

مجموع آب مورد نیاز گیاه مشتمل بر آب تعرق یافته از طریق روزه‌های گیاه در طول فصل رشد، آب ذخیره شده در بافت‌های گیاهی و رطوبت تبخیر شده از سطح خاک و گیاه است. برای محاسبه نیاز آبی گیاهان، ابتدا تبخیر تعرق پتانسیل محاسبه شده و سپس با ضرب آن در ضریبی به نام ضریب گیاهی که برای هر گیاه متفاوت است، نیاز آبی آن گیاه برآورد می‌شود.

البته تبخیر تعرق گیاه یا همان نیاز آبی گیاه، به روش محاسباتی مستقیم با رابطه پنمن - مانیتیت و با استفاده از داده‌های هواشناسی و اطلاعات گیاهی نیز قابل محاسبه است. این موضوع با تعدیل ضریب بازتابش (آلبیدو) و مقاومت‌های آیرودینامیک و سطحی (ظاهری) پوشش گیاهی، به طور مستقیم، قابل برآورد است. هر چند که برآورد دقیق آلبیدو و مقاومت‌های آیرودینامیک و سطحی به دلیل تغییر در شرایط اقلیمی، وضعیت رشد گیاه و رطوبت خاک سطحی پیچیده است. مقاومت سطحی پوشش گیاهی تابع آب قابل استفاده خاک است و تحت تنش آبی به شدت افزایش می‌یابد. البته مهم‌ترین مزیت روش‌های برآورد تبخیر تعرق پتانسیل (که در فصل دوم ارائه شده است) نسبت به رویکردهای

آیرودینامیکی مستقیم این است که اندازه‌گیری دمای هوا و رطوبت هوا فقط در یک ارتفاع مرجع لازم است، به جای اندازه‌گیری شیب هوا و رطوبت یا اندازه‌گیری دما و رطوبت در سطح پوشش گیاهی. هرچند مزیت روش‌های مستقیم عدم نیاز به ضرایب گیاهی است، اما محاسبات آن‌ها نیز دارای پیچیدگی زیادی است. به ویژه در محاسبات مربوط به بیلان آب حوضه و یا شمای آبیاری، به دلیل تنوع پوشش گیاهی، این پیچیدگی دو چندان می‌شود. در مجموع به دلیل پیچیدگی مساله و کاربردی نبودن آن، موضوع محاسبه مستقیم نیاز آبی گیاهان در این نوشتار بحث نمی‌گردد و علاقه‌مندان می‌توانند جهت آشنایی بیشتر به مطالب "تبخیر، تبخیرتعلق و آب مورد نیاز آبیاری" به نشریه ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران یا نشریه FAO56 و به طور کامل و به روزسانی شده، به نشریه شماره ۷۰ ASCE (ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70)، مراجعه نمایند.

همان‌طور که گفته شد، در روش غیرمستقیم، نیاز آبی گیاهان از طریق حاصل‌ضرب تبخیرتعلق پتانسیل در ضریب گیاهی محاسبه می‌شود. بیش‌ترین تاثیر اقلیم، در تبخیرتعلق پتانسیل گنجانده شده است. بنابراین، همان‌طور که تبخیر تعلق پتانسیل نمایه‌ای از تقاضای تبخیر در اقلیم مشخص است، ضریب گیاهی به طور عمده به ویژگی‌های گیاه و به طور محدودتر به اقلیم بستگی دارد. این ویژگی موجب به‌کارگیری ضرایب گیاهی استاندارد در مناطق و اقلیم‌های مختلف و دلیل اصلی پذیرش جهانی روش ضریب گیاهی بوده است. عوامل موثر بر مقدار ضریب گیاهی را می‌توان در چند مورد زیر دسته‌بندی نمود:

- نوع گیاه

به دلیل تفاوت ضریب آلبیدو، ارتفاع، شرایط آیرودینامیک، ویژگی‌های برگ و روزنه بین گیاهان با رشد کامل و تحت آبیاری مطلوب و گیاه سطح مرجع، تبخیرتعلق این دو متفاوت می‌باشد. ضریب گیاهی بسیاری از محصولات با رشد کامل به دلیل کم‌تر بودن فاصله کشت و بلندتر بودن ارتفاع پوشش گیاهی و تفاوت زبری نسبت به سطح مرجع، بالاتر از ۱ و اغلب بین ۵ تا ۱۰ درصد بیش‌تر از ضریب گیاهی سطح مرجع است. این تفاوت می‌تواند برای برخی گیاهان بلند نظیر ذرت، سرگوم یا نیشکر بین ۱۵ تا ۲۰ درصد افزایش یابد. ضریب گیاهی محصولاتی نظیر آناناس به دلیل بسته بودن روزنه‌ها در طول روز بسیار پایین می‌باشد. هر چند در اغلب گونه‌ها روزنه‌ها با افزایش تابش خورشیدی باز می‌شوند. علاوه بر واکنش روزنه‌ها نسبت به محیط، موقعیت و تعداد روزنه‌ها و مقاومت کوتیکول در مقابل انتقال بخار آب به اتمسفر، مقدار تلفات آب از گیاه را کنترل می‌کند. ضریب گیاهی برای گیاهان که تنها در بخش زیرین برگ روزنه داشته و یا مقاومت سطحی بالا دارند به طور نسبی پایین است. این وضعیت در مرکبات و اغلب درختان میوه خزان‌شونده مشاهده می‌شود. کنترل تعلق و فاصله درختان موجب می‌شود که بیش‌ترین مقدار پوشش گیاهی درختان بالغ با رشد کامل تنها ۷۰ درصد شود. چنانچه فاصله کشت درختان فاقد پوشش گیاهی باشد، ضریب گیاهی کم‌تر از ۱ است.

- اقلیم



تغییر سرعت باد موجب تغییر مقاومت آیرودینامیک و در نتیجه تغییر ضریب گیاهی به ویژه در گیاهان بلندتر از سطح مرجع چمن می‌شود. تفاوت ویژگی‌های آیرودینامیک سطح مرجع چمن و محصولات علاوه بر نوع گیاه به شرایط اقلیمی و ارتفاع گیاه نیز وابسته است. تحت تفاوت مشخصات آیرودینامیک، نسبت تبخیرتغرق بسیاری از محصولات به تبخیرتغرق پتانسیل، اغلب با افزایش سرعت باد و کاهش رطوبت نسبی افزایش می‌یابد. به عنوان مثال، گیاهان در اقلیم‌های خشک‌تر و سرعت باد بزرگ‌تر (از ۲ متر بر ثانیه)، دارای ضریب گیاهی بالاتر و در اقلیم‌های مرطوب‌تر و سرعت باد کوچک‌تر، دارای ضریب گیاهی پایین‌تر هستند. در اقلیم مرطوب و باد آرام، ضریب گیاهی به تفاوت اجزای آیرودینامیک تبخیرتغرق گیاه و پتانسیل وابستگی چندانی ندارد. در این وضعیت، ضریب گیاهی محصولات با رشد کامل، بالاتر از ۱/۰۵ نمی‌باشد. زیرا محصولات با رشد کامل و گیاه مرجع چمن هر دو در این شرایط به طور تقریبی بیش‌ترین مقدار تابش طول موج کوتاه که منبع اصلی تامین انرژی تبخیرتغرق است را دریافت می‌کنند. به طور معمول، ضریب بازتابش (آلبیدو) اغلب محصولات با رشد کامل و گیاه مرجع هر دو مشابه می‌باشند. از آنجا که کمبود فشار بخار آب در اقلیم مرطوب کم است، تفاوت مقاومت آیرودینامیک محصولات و گیاه مرجع قابل ملاحظه نبوده و در نتیجه تفاوت تبخیرتغرق این دو، به ویژه هنگامی که سرعت باد کم تا متوسط بوده، اندک است.

تحت شرایط اقلیم خشک، اثر تفاوت مقاومت آیرودینامیک محصولات و گیاه مرجع چمن بر ET_c مشخص‌تر بوده، زیرا ممکن است کمبود فشار بخار آب به طور نسبی زیاد باشد. این وضعیت تاثیر تفاوت عامل آیرودینامیک وارد شده در صورت کسر معادله پنمن - مانیتیت برای هر دو محصول مورد نظر و سطح مرجع چمن را تشدید می‌کند. در شرایط اقلیم خشک، اگر محصولات دارای برگ و ارتفاع زبری بیش‌تر از سطح مرجع چمن باشند، ضرایب گیاهی بالاتری خواهند داشت.

- تبخیر از سطح خاک

تفاوت‌های تبخیر از سطح خاک و تغرق بین سطح تحت کشت محصولات و گیاه سطح مرجع در ضریب گیاهی گنجانده شده است. تحت شرایطی که پوشش زمین کامل است، به دلیل پایین بودن سهم تبخیر از لایه خاک سطحی، ضریب گیاهی تفاوت تغرق را منعکس می‌کند. هنگامی که گیاه کوچک بوده و سایه‌اندازی آن بر سطح زمین کم است، سهم تبخیر از خاک سطحی پس از بارندگی یا آبیاری بالا می‌باشد. ضریب گیاهی در این شرایط، به طور عمده از روی فاصله خیس شدن خاک تعیین می‌شود. در شرایطی که خاک با آبیاری و یا بارندگی خیس شده، تبخیر از خاک سطحی قابل ملاحظه بوده و ممکن است ضریب گیاهی بالاتر از ۱ شود. همچنین مقدار تبخیر از خاک سطحی خشک ناچیز و ضریب گیاهی پایین بوده و ممکن است حتی به ۰/۱ کاهش یابد. تفاوت‌های تبخیر از خاک تحت کشت محصولات و گیاه مرجع را می‌توان با استفاده از ضریب گیاهی دو جزئی، به صورت دقیق‌تر برآورد کرد.

- مراحل رشد گیاه



پوشش سطح زمین، ارتفاع گیاه و سطح برگ با رشد گیاه تغییر می‌کند. ضریب گیاهی یک گیاه مشخص در طول دوره رشد به دلیل تفاوت تبخیر تعرق در مراحل مختلف تغییر خواهد کرد. دوره رشد گیاه را می‌توان به چهار مرحله شامل مرحله اولیه، توسعه، میانی و پایانی تقسیم کرد (شکل ۳-۷).

الف - مرحله اولیه رشد

مرحله اولیه از تاریخ کشت شروع و نزدیک به زمان برقراری پوشش گیاهی ۱۰ درصد پایان می‌یابد. طول مرحله اولیه به طور عمده به نوع، گونه گیاه، زمان کشت و اقلیم بستگی دارد. پایان مرحله اولیه هنگامی است که پوشش گیاهی فعال حدود ۱۰ درصد سطح زمین را بپوشاند. در سال‌های پس از کشت برای گیاهان سالانه، زمان جوانه زنی برگ‌ها یعنی ظهور برگ‌های جدید، ابتدای مرحله اولیه رشد برای همان سال محسوب می‌شود. در طول مرحله اولیه رشد، سطح برگ محدود بوده و تبخیر تعرق، به طور عمده به صورت تبخیر از خاک سطحی است. بنابراین، ضریب گیاهی در مرحله اولیه رشد ($K_{c\ ini}$) هنگامی که خاک با آبیاری و بارندگی خیس شده بالا و هنگامی که خاک سطحی خشک است، پایین است. زمان لازم برای خشک شدن خاک به فاصله خیس شدن، توان تبخیرکنندگی آتمسفر یا تبخیر تعرق پتانسیل (ET_0) و مقدار بارندگی و آبیاری بستگی دارد.

ب - مرحله توسعه گیاه

مرحله توسعه گیاه، از زمان پوشش گیاهی ۱۰ درصد شروع می‌شود و تا زمان پوشش موثر کامل ادامه می‌یابد. زمان پوشش موثر کامل برای بسیاری از گیاهان مصادف با شروع گل‌دهی است. برای گیاهان ردیفی مانند لوبیا، چغندر قند، سیب‌زمینی و ذرت، زمان پوشش موثر کامل هنگامی است که با تداخل برگ بوته‌های همجوار، سایه‌اندازی خاک تقریباً کامل می‌شود یا گیاهان بدون تداخل برگ نیز، به اندازه کامل خود می‌رسند. برای برخی گیاهان، به ویژه با ارتفاع بیش‌تر از ۰/۵ متر، میانگین کسر پوشش گیاهی (f_c) در ابتدای کامل شدن پوشش موثر، حدود ۰/۷ تا ۰/۸ است و با رشد گیاه، کسر سطح خاک در معرض نور و تحت سایه‌اندازی گیاه و همچنین سطح برگ‌های به سمت نور تغییر ندارد. مقدار f_c در مرحله توسعه گیاه از حدود ۰/۷ تا ۰/۸ تجاوز نمی‌کند. هر چند گیاه پس از پوشش موثر کامل به رشد در ارتفاع و سطح برگ ادامه می‌دهد. تعیین زمان پوشش موثر کامل برای گیاهان متراکم نظیر غلات زمستانه و بهاره و برخی انواع علوفه دشوار بوده و بنابراین، از زمان ظهور خوشه که به سادگی قابل تعیین است، استفاده می‌شود. برای چمن‌های با رشد کامل پوشش موثر ممکن است در ارتفاع حدود ۰/۱ تا ۰/۱۵ متری کامل شود. برای گونه‌های چمن ظریف ارتفاع چمن قبل از رسیدن به پوشش موثر کامل، ممکن است حدود ۰/۳ تا ۰/۵ متر باشد. علوفه با تراکم کشت مناسب نظیر یونجه و شبدر در ارتفاع حدود ۰/۳ تا ۰/۴ متری به پوشش موثر کامل می‌رسند. روش دیگر برای برآورد زمان پوشش موثر کامل هنگامی است که نمایه سطح برگ (LAI) برابر ۳ باشد. نمایه سطح برگ به عنوان میانگین مجموع مساحت (یک سمت) برگ‌ها در واحد سطح (زمین) زیرین آن تعریف می‌شود. تبخیر از سطح خاک با افزایش رشد و سایه‌اندازی گیاه کاهش می‌یابد و به تدریج



تعرق جزء اصلی فرآیند تلفات آب می‌شود. در مرحله توسعه گیاه، ضریب گیاهی متناسب با پوشش سطح زمین و رشد گیاه متغیر است. به طور مثال، چنانچه خاک سطحی خشک و تحت تاثیر سایه‌اندازی گیاه و انتقال خردمقیاس گرمای محسوس از خاک به پوشش گیاهی باشد، ضریب گیاهی $0/5$ متناظر با پوشش گیاهی ۲۵ تا ۴۰ درصد است. اغلب ضریب گیاهی $0/7$ با پوشش گیاهی حدود ۴۰ تا ۶۰ درصد متناظر می‌باشد. بر مبنای نوع گیاه، فاصله خیس شدن خاک و این فرض که گیاه در زمان پوشش کامل (متناسب با شکل ظاهری و ارتفاع گیاه نسبت به چمن) بیش‌تر از گیاه مرجع آب مصرف می‌کند، این مقدار تغییر خواهد کرد.

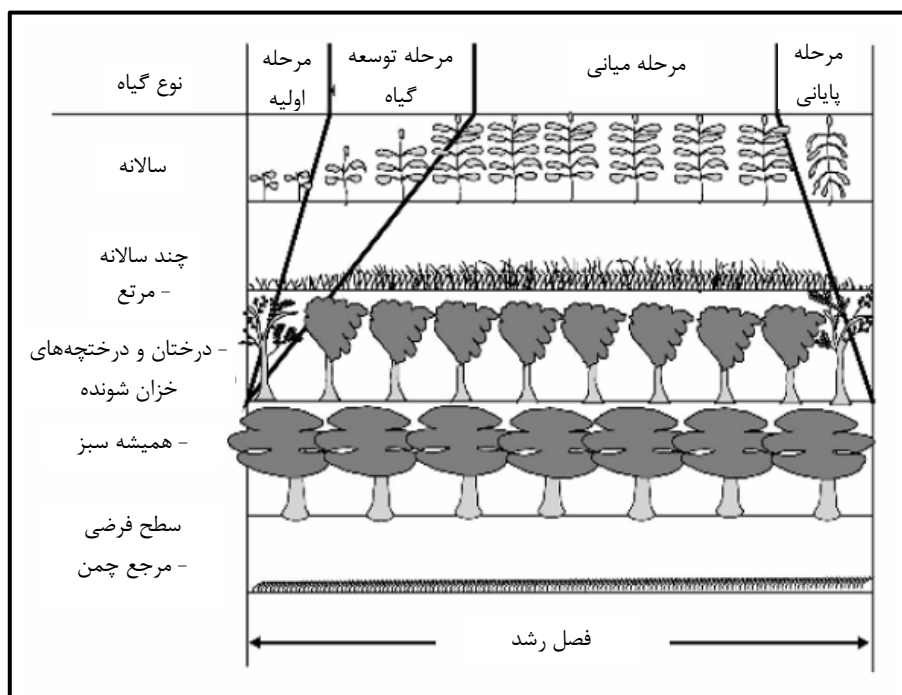
ج- مرحله میانی رشد

مرحله میانی رشد، از زمان برقراری پوشش کامل موثر شروع شده و تا رسیدن محصول ادامه می‌یابد. اغلب با پلاسیدگی گیاه یعنی زرد یا پلاسیدن و ریزش برگ یا قهوه‌ای شدن میوه تا حدی که تبخیرتعرق گیاه نسبت به تبخیرتعرق پتانسیل کاهش یابد، مرحله رسیدن محصول ظاهر می‌شود. مرحله میانی طولانی‌ترین مرحله رشد در گیاهان چند ساله و بسیاری از گیاهان سالانه می‌باشد. لیکن، برای سبزی‌ها که برای تازه‌خوری برداشت می‌شوند، این مرحله ممکن است کوتاه باشد. در مرحله میانی رشد، ضریب گیاهی ($K_c \text{ mid}$) به بیش‌ترین مقدار می‌رسد.

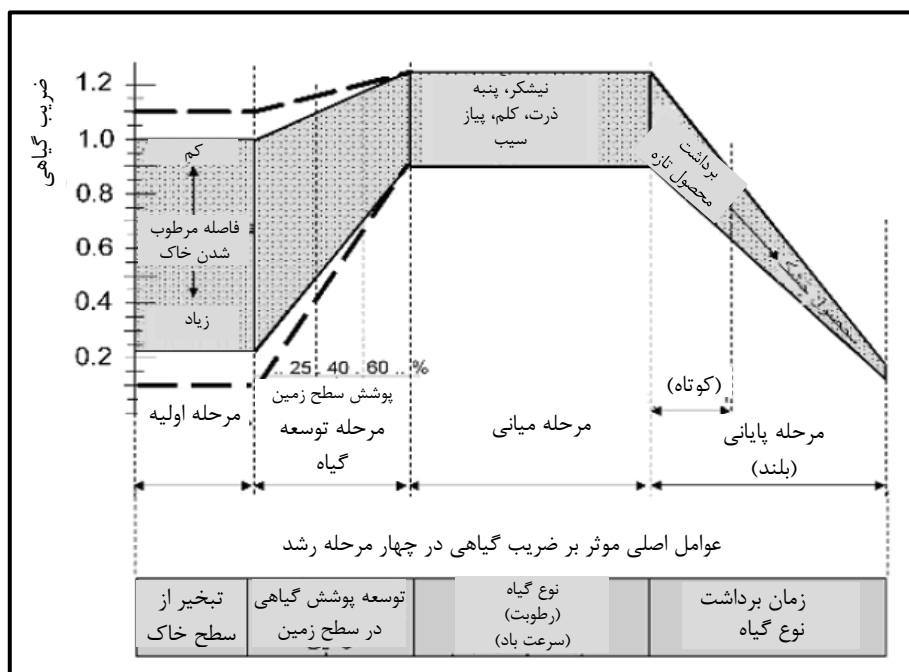
د- مرحله پایانی رشد

مرحله پایانی از شروع رسیدن محصول (انتهای مرحله میانی) تا برداشت آن یا پلاسیدگی کامل گیاه ادامه دارد. محاسبه ضریب گیاهی و تبخیرتعرق گیاه در پایان دوره رشد یعنی تا زمان برداشت، خشک شدن طبیعی و پلاسیدگی کامل گیاه یا ریزش برگ‌ها خاتمه می‌یابد. برای برخی گیاهان چند ساله در اقلیم بدون یخبندان، رشد گیاه ممکن است در سراسر سال ادامه یابد به نحوی که انتهای مرحله پایانی رشد مصادف با تاریخ کشت گیاه در سال پیش‌گردد. ضریب گیاهی در انتهای مرحله پایانی ($K_c \text{ end}$) تاثیر عملیات مدیریت آب و گیاه را منعکس می‌کند. چنانچه آبیاری گیاه تا زمان برداشت محصول تر ادامه یابد، مقدار ضریب گیاهی مرحله پایانی بالا و چنانچه گیاه قبل از برداشت محصول پلاسیده و خشک شود، مقدار این ضریب پایین است. پلاسیدگی گیاه به طور معمول به دلیل غیرموثر شدن هدایت روزنه‌های سطوح برگ موجب کاهش ضریب گیاهی می‌شود. تغییر ضریب گیاهی انواع محصولات تابع اقلیم و توسعه گیاه در شکل (۸-۳) نشان داده شده است.





شکل ۳-۷- مراحل رشد انواع محصولات (منبع: نشریه ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران)



شکل ۳-۸- حدود معمول ضرایب گیاهی در مراحل مختلف رشد (منبع: نشریه ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران)

۳-۳-۱- روش ضریب گیاهی یک جزیی و دو جزیی

هرچند که روش ضریب گیاهی دوجزیی، به دلیل در نظر گرفتن شرایط خاک، از دقت بیش‌تری نسبت به روش ضریب گیاهی یک جزیی برخوردار است، اما به طور قطع محاسبات پیچیده‌ای نیز دارد. انتخاب هر کدام از این روش‌ها، به دقت مورد انتظار، اهداف محاسباتی، مقیاس زمانی و داده‌های در دسترس بستگی دارد که جدول ذیل، بیان‌گر



معیارهای انتخاب هر کدام از این روش‌هاست. در ادامه این روش‌ها به طور خلاصه تشریح شده است و برای مطالعه بیش‌تر، علاقه‌مندان می‌توانند به نشریه شماره ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران با عنوان «تبخیر-تعرق گیاهان: دستورالعمل محاسبه آب مورد نیاز گیاهان» مراجعه فرمایند.

جدول ۳-۲- معیارهای کلی برای انتخاب روش ضریب گیاهی یک جزئی و دو جزئی (منبع: نشریه ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران)

ضریب گیاهی دو جزئی ($K_{cb}+K_e$)	ضریب گیاهی یک جزئی (K_c)	
- تحقیقات - برنامه‌ریزی روزآمد آبیاری - برنامه‌ریزی آبیاری با فاصله کوتاه (خرد آبیاری و آبیاری بارانی خودکار) - آبیاری تکمیلی - مطالعات تقضیلی خاک‌شناسی و موازنه هیدرولوژیکی آب	- طرح‌ریزی و طراحی آبیاری - مدیریت آبیاری - برنامه‌ریزی پایه‌ای آبیاری - برنامه‌ریزی روزآمد آبیاری با فاصله طولانی (آبیاری سطحی و بارانی)	هدف محاسبات
روزانه (داده‌ها و محاسبه‌ها)	روزانه، ده روزه، ماهانه (داده‌ها و محاسبه‌ها)	دوره زمانی
رایانه‌ای	نموداری با ماشین حساب جیبی رایانه‌ای	روش حل

- روش ضریب گیاهی یک جزئی

در روش ضریب گیاهی یک جزئی، اثر تعرق گیاه و تبخیر از خاک سطحی به صورت یک ضریب گیاهی نشان داده می‌شود. در این روش، تفاوت تبخیر از خاک و تعرق یک سطح تحت کشت گیاهان و چمن مرجع در یک ضریب گنجانده می‌شود. از آنجا که ممکن است تبخیر از خاک سطحی تحت تاثیر بارندگی یا آبیاری روزانه نوسان کند، ضریب گیاهی یک جزئی تنها میانگین اثر شرایط بر تبخیر-تعرق گیاه در طول دوره مورد نظر را توصیف می‌کند. ضریب گیاهی یک جزئی، میانگین تبخیر از خاک و تعرق گیاهان را نشان می‌دهد. پس این روش برای محاسبه تبخیر-تعرق گیاه تحت شرایط استاندارد (شرایط استاندارد، به وضعیت گیاهان کشت شده در مزارع وسیع و تحت مدیریت زراعی مطلوب بدون محدودیت آب در خاک اشاره دارد) در دوره‌های زمانی هفتگی یا طولانی‌تر مناسب است. ضریب گیاهی یک جزئی، برای طراحی سامانه‌های آبیاری که در آن میانگین اثر خیس شدن خاک مورد نظر بوده قابل بکارگیری است. در طراحی سامانه‌های آبیاری سطحی و بارانی با فاصله چند روز و اغلب ۱۰ روز یا بیش‌تر، این روش مناسب می‌باشد. بنابراین برای مدیریت آبیاری معمول روش ضریب گیاهی یک جزئی معتبر است.

- روش ضریب گیاهی دو جزئی

در روش ضریب گیاهی دو جزئی، تعرق گیاهان و تبخیر از سطح خاک به طور جداگانه بررسی و تعیین می‌شوند. در این روش از ضریب گیاهی پایه (K_{cb}) برای توصیف فرآیند تعرق گیاه و از ضریب تبخیر (K_e) برای توصیف فرآیند تبخیر از خاک استفاده می‌شود. در این روش، ضریب گیاهی یک جزئی (K_c) به صورت زیر تعیین می‌شود:

$$K_c = K_{cb} + K_e$$

(۱۲-۳)

که در آن K_{cb} ضریب گیاهی پایه و K_e ضریب تبخیر از سطح خاک است.

ضریب گیاهی پایه (K_{cb}) در شرایطی که لایه خاک سطحی خشک بوده اما مقدار آب برای تعرق کامل گیاهان کافی است، به صورت نسبت تبخیر تعرق گیاه به تبخیر تعرق پتانسیل تعریف می‌شود. ضریب K_{cb} مقدار K_c بالقوه در شرایطی است که اثر تبخیر اضافی ناشی از خیس شدن خاک با آبیاری یا بارندگی وجود ندارد. ضریب تبخیر (K_e) تبخیر از سطح خاک را توصیف می‌کند و مقدار آن پس از بارندگی یا آبیاری، ممکن است بالا باشد. به هر حال مجموع ضریب گیاهی پایه و تبخیر از حداکثر ضریب گیاهی ($K_{c \max}$) تابع انرژی در دسترس تبخیر تعرق بیش‌تر نخواهد شد. با خشک شدن خاک سطحی ضریب تبخیر کاهش یافته و پس از مصرف آب قابل تبخیر صفر می‌شود. برآورد ضریب تبخیر نیازمند محاسبه موازنه روزانه آب لایه خاک سطحی می‌باشد. روش محاسبه ضریب تبخیر به ترتیب زیر می‌باشد:

تبخیر از خاک خیس شده بیش‌ترین مقدار است. هر چند، ضریب گیاهی دو جزئی ($K_c = K_{cb} + K_e$) بزرگ‌تر از بیش‌ترین مقدار این ضریب ($K_{c \max}$) نخواهد شد ($K_{cb} + K_e \leq K_{c \max}$) یا ($K_e \leq K_{c \max} - K_{cb}$). حداکثر تبخیر از خاک تابع انرژی در دسترس می‌باشد. با خشک شدن لایه خاک سطحی، برای تبخیر آب کم‌تری در دسترس بوده و مقدار آن متناسب با آب باقیمانده در این لایه کاهش می‌یابد. بنابراین، رابطه زیر برقرار است:

$$K_e = K_r (K_{c \max} - K_{cb}) \leq f_{ew} K_{c \max} \quad (۳-۱۳)$$

که در آن K_e ضریب تبخیر از خاک، K_{cb} ضریب گیاهی پایه، $K_{c \max}$ حداکثر مقدار ضریب گیاهی پس از بارندگی یا آبیاری، K_r ضریب کاهش تبخیر وابسته به عمق تخلیه (تبخیر) تجمعی از لایه خاک سطحی، و f_{ew} کسر خاک خیس شده و در معرض هوا یا کسر خاک دارای بیش‌ترین مقدار تبخیر است.

ضریب کاهش تبخیر (K_r) پس از بارندگی یا آبیاری ۱ است و شدت تبخیر، تنها، به انرژی در دسترس برای تبخیر بستگی دارد. با خشک شدن تدریجی لایه خاک سطحی، K_r کوچک‌تر از ۱ شده و تبخیر نیز کاهش می‌یابد. هنگامی که آبی در لایه خاک سطحی برای تبخیر باقی نماند، مقدار K_r صفر است. آب به طور عمده از خاک بدون پوشش تبخیر می‌شود. بنابراین، تبخیر در هر لحظه به انرژی در دسترس این لایه بستگی دارد و K_e نمی‌تواند بزرگ‌تر از مقدار مشخص ($f_{ew} \times K_{c \max}$) باشد. عبارت f_{ew} کسر خاک سطحی دارای بیش‌ترین شدت تبخیر است. یعنی f_{ew} سطح خاک بدون پوشش گیاهی است که به وسیله آبیاری یا بارندگی خیس می‌شود. در محاسبه تبخیر تعیین مقادیر کران بالای $K_{c \max}$ ، ضریب کاهش تبخیر خاک (K_r) و سطح خاک خیس و در معرض هوا (f_{ew}) ضرورت دارد. برآورد ضریب کاهش تبخیر نیازمند محاسبه موازنه روزانه آب در لایه خاک سطحی است.

مقدار $K_{c \max}$ نمایانگر کران بالای تبخیر تعرق از یک سطح کشت است. دامنه تغییر $K_{c \max}$ که به صورت زیر تعیین شده، تابع تبخیر تعرق گیاه مرجع چمن بوده و حدود ۱/۵ تا ۱/۳ است:

$$K_{c \max} = \max \left(\left[1.2 + [0.04(u_2 - 2) - 0.004(RH_{\min} - 45)] \left(\frac{h}{3} \right)^{0.3} \right], \{K_{cb} + 0.05\} \right) \quad (۳-۱۴)$$



که در آن h میانگین حداکثر ارتفاع گیاه در دوره مورد نظر (بر حسب متر در مراحل اولیه، توسعه گیاه، میانی و پایانی رشد) و K_{cb} ضریب گیاهی پایه است. روش ضریب گیاهی دو جزئی در مقایسه با روش یک جزئی، دارای مراحل محاسباتی بیش‌تر است.

۳-۳-۲- تبخیرتعرق گیاه و ضریب گیاهی یک جزئی

همان‌طور که اشاره شد در شرایط استاندارد، محدودیتی بر رشد یا تبخیرتعرق گیاه تحت تاثیر تنش شوری و آبی، تراکم کشت پایین، آفات و بیماری‌های گیاهی، علف‌های هرز یا حاصل‌خیزی خاک وجود ندارد و تبخیرتعرق گیاه به روش ضریب گیاهی یک جزئی که در آن اثر شرایط مختلف اقلیمی در تبخیرتعرق پتانسیل (ET_0) و اثر ویژگی‌های گیاهی در ضریب گیاهی (K_c) گنجانده شده است، برآورد می‌شود.

روش محاسبه تبخیرتعرق گیاه (نیاز آبی گیاه) تحت شرایط استاندارد عبارت است از:

- تشخیص مراحل رشد گیاه، تعیین طول مدت هر مرحله و انتخاب ضریب گیاهی مربوطه
 - اصلاح ضرایب گیاهی انتخاب شده برای اثر فواصل خیس شدن خاک یا شرایط اقلیمی در طول هر مرحله رشد
 - رسم منحنی ضریب گیاهی (به نحوی که تعیین مقادیر K_c برای هر دوره از مرحله رشد ممکن باشد)
 - محاسبه تبخیرتعرق گیاه (نیاز آبی گیاه) از حاصل ضرب تبخیرتعرق پتانسیل و ضریب گیاهی.
- در نشریه فنی شماره ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی (ترجمه فائو ۵۶)، طول چهار مرحله جداگانه رشد و نیز دوره کامل فصل رشد برای اقلیم‌ها و مناطق مختلف ارایه شده است. در برخی شرایط، زمان جوانه‌زنی گیاه و زمان پوشش موثر کامل را می‌توان با استفاده از معادله‌های رگرسیون یا مدل‌های پیشرفته‌تر رشد گیاه پیش‌بینی کرد. اینگونه مدل‌ها باید با استفاده از مشاهدات واقعی برای شرایط محلی یا گیاهان مشخص، ارزیابی و تایید شوند.
- تغییر پوشش گیاهی و پوشش سطح خاک موجب تغییر ضریب گیاهی در طول فصل رشد می‌شود. منحنی ضریب گیاهی تنها با معلوم بودن سه ضریب گیاهی مراحل اولیه ($K_{c\text{ ini}}$)، میانی ($K_{c\text{ mid}}$) و پایانی ($K_{c\text{ end}}$) رشد قابل توصیف و ترسیم است.

ضرایب گیاهی مراحل اولیه، میانی و پایانی محصولات کشاورزی برای شرایط استاندارد در جداولی در نشریه ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی (فائو ۵۶) ارایه شده است.

۳-۳-۳- تبخیرتعرق گیاه و ضریب گیاهی دو جزئی

ضریب گیاهی در روش دو جزئی، به دو ضریب جداگانه که یکی اثر تعرق گیاه را توصیف کرده و ضریب گیاهی پایه (K_{cb}) نامیده شده و دیگری اثر تبخیر از خاک (K_e) را بیان می‌کند. محاسبه تبخیرتعرق گیاه به روش ضریب گیاهی دو جزئی شامل مراحل زیر است:

- تعیین طول مراحل رشد گیاه و انتخاب ضرایب گیاهی پایه (K_{cb}) در هر مرحله



- اصلاح ضرایب گیاهی پایه انتخاب شده برای شرایط اقلیم محلی
- رسم منحنی ضریب گیاهی پایه (برای تعیین ضریب گیاهی پایه در هر زمان از مرحله رشد)
- تعیین ضریب K_e روزانه برای تبخیر از خاک سطحی
- محاسبه تبخیر تعرق گیاه با ضرب کردن تبخیر تعرق پتانسیل (ET_0) در ضریب گیاهی دوجزیی

۳-۳-۱- جزء تعرق

هنگامی که خاک سطحی خشک بوده ولی تعرق به میزان پتانسیل است، به عبارتی مقدار آب محدودکننده نیست، ضریب گیاهی پایه به صورت نسبت تبخیر تعرق گیاه به تبخیر تعرق پتانسیل تعریف می‌شود. بنابراین در تبخیر تعرق گیاه عبارت ($K_{cb} \times ET_0$) جزء تعرق گیاه را نشان می‌دهد. این عبارت شامل تبخیر آب از خاک (سطحی) نیز است که رطوبت مورد نیاز آن از آب لایه خاک خشک زیرین پوشش گیاهی تامین می‌شود. مقادیر ضرایب گیاهی پایه برای مراحل مختلف رشد گیاهان مختلف در نشریه ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران ارائه شده است. همان‌طور که اشاره شد، برای توصیف و ترسیم منحنی ضریب گیاهی تنها سه مقدار اصلی مورد نیاز است. پس از تقسیم دوره رشد به چهار مرحله و انتخاب ضریب گیاهی پایه در مراحل اولیه، ($K_{cb\ ini}$)، میانی ($K_{cb\ mid}$) و پایانی رشد ($K_{cb\ end}$) و اصلاح ضرایب برای شرایط محلی، می‌توان منحنی ضریب گیاهی را رسم و ضرایب گیاهی پایه در هر زمان را در آن تعیین کرد.

۳-۳-۲- جزء تبخیر

ضریب تبخیر از خاک (K_e)، جزء تبخیر در تبخیر تعرق گیاه را توصیف می‌کند. پس از خیس شدن لایه خاک سطحی با بارندگی یا آبیاری، ضریب تبخیر بیش‌ترین مقدار است. با خشک شدن این لایه، ضریب تبخیر کاهش می‌یابد. در شرایطی که آب در لایه خاک سطحی باقی نماند، ضریب تبخیر می‌تواند صفر شود. در محاسبه تبخیر از خاک، تعیین مقادیر کران بالای، ضریب کاهش تبخیر خاک، سطح خاک خیس و در معرض هوا ضرورت دارد. برآورد ضریب کاهش تبخیر نیازمند محاسبه موازنه روزانه آب در لایه خاک سطحی است.

۳-۳-۴- تبخیر تعرق گیاهان تحت شرایط غیراستاندارد

شرایط واقعی در مزارع تحت مدیریت زراعی مطلوب، به طور معمول، همان شرایط استاندارد است. هنگامی که شرایط مزرعه با استاندارد متفاوت است، اصلاح تبخیر تعرق گیاه ضرورت دارد. حاصلخیزی پایین خاک، سمیت نمک‌های محلول، شرایط ماندابی، وجود سخت‌لایه غیرقابل نفوذ در محدوده توسعه ریشه گیاهان، آفت‌ها و بیماری‌های گیاهی می‌تواند موجب محدودیت رشد و کاهش تبخیر تعرق گیاهان شود. کمبود آب و شوری خاک، جذب آب را کاهش داده و تبخیر تعرق گیاهان را محدود می‌کند. تبخیر تعرق محصولات کم‌وسعت، مزارع تحت کشت دو گیاه متفاوت در یک زمان (کشت مخلوط) و یا مزارع تحت پوشش مالچ با هدف کاهش تبخیر، ممکن است متفاوت از تبخیر تعرق استاندارد باشد.



۳-۳-۴-۱- تبخیرتعرق گیاهان تحت تنش آبی

نیروهای وارده بر آب خاک، انرژی پتانسیل آب و در نتیجه قابلیت جذب آن توسط ریشه گیاه را کاهش می‌دهند. در خاک مرطوب، انرژی پتانسیل آب بیش‌تر و حرکت آن به طور نسبی آزادانه‌تر است و بنابراین با سهولت بیش‌تر جذب ریشه می‌شود. در خاک خشک، آب دارای انرژی پتانسیل کم‌تری است و تحت نیروهای جذب سطحی و موینه‌ای به ذرات خاک چسبیده و به سختی جذب گیاه می‌شود. با کاهش انرژی پتانسیل آب خاک به پایین‌تر از مقدار آستانه، گیاه تحت تنش آبی واقع می‌شود. اثر تنش آبی بر تبخیرتعرق گیاه با ضرب کردن ضریب تنش آبی (K_s) در ضریب گیاهی پایه (K_{cb}) به صورت زیر نشان داده شده است:

$$ET_{c \text{ adj}} = (K_s \cdot K_{cb} + K_e) \cdot ET_o \quad (۱۵-۳)$$

ضریب K_s کوچک‌تر از ۱ بیان‌گر تنش آبی و در شرایط بدون تنش آبی، این ضریب ۱ می‌باشد. ضریب K_s که اثر تنش آبی بر تعرق گیاه را توصیف می‌کند، در روش ضریب گیاهی یک جزیی، همراه K_c آورده می‌شود:

$$ET_{c \text{ adj}} = K_s \cdot K_c \cdot ET_o \quad (۱۶-۳)$$

ضریب تنش آبی تنها بر تعرق گیاه تاثیر داشته، بنابراین کاربرد K_s با بکارگیری رابطه (۱۵-۳) بیش‌تر از رابطه (۱۶-۳) معتبر است. در شرایطی که تبخیر از خاک جزء قابل ملاحظه‌ای از تبخیرتعرق گیاه را تشکیل ندهد، نتایج رابطه (۱۶-۳) نیز قابل قبول است.

۳-۳-۴-۲- تبخیرتعرق گیاهان تحت تنش شوری

نمک‌های محلول خاک با کاهش قابلیت جذب آب، تبخیرتعرق گیاه را کاهش می‌دهد. این نمک‌ها مولکول‌های آب را جذب کرده و انرژی پتانسیل کل محلول خاک را کاهش می‌دهد. به علاوه برخی نمک‌ها اثر سمیت ویژه داشته و می‌توانند انرژی سوخت و ساز و رشد گیاه را کاهش دهد. شواهد نشان می‌دهد که عملکرد محصول و تعرق گیاه به پتانسیل ماتریک بیش‌تر از پتانسیل اسمزی حساس است. در شرایط شور، با افزایش مقدار نمک‌های محلول در سلول‌های گیاهی بسیاری از گیاهان، به طور جزیی، پتانسیل اسمزی تعدیل می‌شود. این تعدیل تحت دو فرآیند جذب یون از محلول خاک و تشکیل مواد آلی موثر بر فشار اسمزی صورت می‌گیرد. این واکنش‌ها اثر پتانسیل اسمزی بر کاهش قابلیت استفاده آب را کم‌تر می‌کند. هرچند فرآیند تشکیل مواد آلی موثر بر تعدیل فشار اسمزی، نیازمند مصرف انرژی سوخت و ساز است و بنا بر آن رشد گیاه اغلب در شرایط شور تقلیل می‌یابد. کاهش رشد گیاه با کاهش پوشش گیاهی و بسته شدن جزیی روزنه‌ها در برخی اوقات روز، بر شدت تعرق موثر است. در نشریه‌های فنی شماره ۲۹ و ۳۳ آبیاری و زهکشی فائو معادلاتی ارائه شده است که به بررسی اثر شوری بر عملکرد محصول و رابطه بین عملکرد با تبخیرتعرق گیاه می‌پردازد. از ترکیب این معادلات، رابطه‌ای ارائه شده است که اثر شوری بر تبخیرتعرق گیاه را نشان می‌دهد. بررسی اثر شوری بر تبخیرتعرق گیاه در این دو نشریه به تفصیل ارائه شده است. این روابط به شکل زیر قابل استفاده هستند:

الف- هنگامی که تنش شوری بدون تنش آبی ایجاد شود:



$$K_s = 1 - \frac{b}{K_y 100} (EC_e - EC_{e \text{ threshold}}) \quad (۱۷-۳)$$

ب- هنگامی که تنش شوری توام با تنش آبی ایجاد شود:

$$K_s = \left[1 - \frac{b}{K_y 100} (EC_e - EC_{e \text{ threshold}}) \right] \left[\frac{TQW - D_r}{TAW - RAW} \right] \quad (۱۸-۳)$$

در این روابط، TAW کل آب قابل استفاده خاک عمق توسعه ریشه گیاه (میلی‌متر)، RAW آب سهل‌الوصول خاک در عمق توسعه ریشه گیاه (میلی‌متر)، D_r مقدار تخلیه آب خاک عمق توسعه ریشه گیاه (میلی‌متر)، K_y ضریب حساسیت به شوری (بدون واحد)، $ET_{c \text{ adj}}$ تبخیر تعرق اصلاح شده گیاه (میلی‌متر بر روز)، ET_c تبخیر تعرق گیاه تحت شرایط استاندارد (میلی‌متر بر روز)، b شیب کاهش عملکرد محصول بر حسب درصد به ازای افزایش یک دسی زیمنس بر متر هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک، EC_e میانگین هدایت الکتریکی عصاره اشباع در محدوده توسعه ریشه گیاه (دسی‌زیمنس بر متر) و $EC_{e \text{ threshold}}$ هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک در آستانه کاهش عملکرد محصول به پایین‌تر از حداکثر مقدار مورد انتظار (دسی‌زیمنس بر متر) است.

۳-۴- برآورد تبخیر تعرق واقعی با استفاده از سنجش از دور

در سال‌های ۱۹۵۰ تا ۱۹۶۰ میلادی استدلال بر این بود که فرآیند تبخیر عموماً با شرایط جوی و عوامل هواشناسی کنترل می‌گردد و تغییرات مکانی خصوصیات خاک و پوشش گیاهی در نظر گرفته نمی‌شد (کالما و همکاران، ۲۰۰۸). از سال ۱۹۸۰ میلادی، اهمیت تغییرات مکانی تبخیر و روش‌های برآورد تبخیر در مقیاس وسیع مورد توجه قرار گرفت. روش‌های زیادی بر مبنای داده‌های هواشناسی و اقلیمی، جهت برآورد منطقه‌ای تبخیر مورد استفاده قرار گرفت اما مشخص شد که هنوز هم کمبودهایی در این زمینه مشهود است. عدم وجود مدل‌های شبیه‌سازی که قادر باشد تخمین واقع بینانه‌ای از ماهیت توزیعی فرآیندهای مربوط به سطح آرایه دهند، یکی از این چالش‌ها بود. مشکل دیگر نیاز به فنونی بود که بتواند مشاهدات نقطه‌ای را بزرگ‌مقیاس نموده و به سطح وسیع‌تری تعمیم دهد (کالما و همکاران، ۲۰۰۸؛ کالما و کالدر، ۱۹۹۴). تغییر در نگرش به این پدیده، با کاربرد تجهیزات شار گردابی و توسعه سینتیلامتری^۱ و به‌ویژه کاربرد و گسترش فنون سنجش از دور، هم‌زمان شد (دیبروین و همکاران، ۱۹۹۶؛ گرین و همکاران، ۲۰۰۱؛ کارلسون (۱۹۸۶) روش‌های تحلیلی و تشخیصی را مطرح کرد که در آن معادلات توازن انرژی سطحی و شار سطح با دماهای سطح ترکیب می‌گردد. ویژگی‌هایی که باعث جذابیت کاربرد سنجش از دور در برآورد دمای سطح و تابش می‌شود، توانایی این روش در هم‌سان‌سازی مکانی سطوح ناهمگون در یک دامنه تفکیک‌پذیری و برطرف کردن مشکل دسترسی به داده‌های سری‌های زمانی تبخیر است



(اشمیت و همکاران، ۲۰۰۶). با وجود تردیدها در مورد صحت و سودمند بودن اندازه‌گیری‌های دما بر پایه اطلاعات ماهواره‌ای و پرتوسنجی در برآورد تبخیر (شاتلورث، ۱۹۹۱؛ هال و همکاران، ۱۹۹۲)، در دو دهه اخیر دامنه وسیعی از روش‌های سنجش از دور ارایه شده و مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند (کالما و همکاران، ۲۰۰۸). تفاوت این روش‌ها در نوع و گستره مکانی کاربرد مدل (مانند کشاورزی، آبیاری، هیدرولوژی، اقلیم‌شناسی، جنگل‌داری و غیره)، نوع داده‌های سنجش از دور، داده‌های کمکی هواشناسی و پوشش سطح است. مقالات متعددی از سال ۱۹۸۰ میلادی در مورد استفاده از فنون سنجش از دور در تخمین تبخیر انتشار یافته است. تمرکز بخش گسترده‌ای از این مطالعات بر کاربرد داده‌های تابش مادون قرمز حرارتی (TIR) است (موران و جکسون، ۱۹۹۱؛ گوستاو و نورمن، ۱۹۹۶؛ کاتروچی و لووال، ۱۹۹۹). در سال‌های اخیر کاربرد سنجش از دور در علوم مختلف، مانند هیدرولوژی (اورگارد و همکاران، ۲۰۰۶)، علوم گیاهی، کشاورزی و آبیاری (گوادا و همکاران، ۲۰۰۷؛ گلن و همکاران، ۲۰۰۷)، گسترش بیش‌تری یافته است. فراهانی و همکاران (۲۰۰۷)، اقدام به اندازه‌گیری و مدل‌سازی تبخیر از سطوح گیاهی با فنون سنجش از دور و تهیه نقشه‌های آن در سطح حوضه و همچنین اراضی فاریاب نمودند. ورستراتن و همکاران (۲۰۰۸)، نیز مطالعه جامعی در مورد روش‌های میدانی و سنجش از دور در برآورد تبخیر و رطوبت خاک در مقیاس‌های مختلف انجام دادند.

بنابر بررسی منابع تحقیقاتی، سه روش اصلی بر مبنای سنجش از دور جهت تخمین تبخیرتغرق در مقیاس منطقه‌ای معرفی شده است (باسیرز و همکاران، ۱۹۹۷). روش اول، مدل‌سازی پارامترهای ورودی است که به طور گسترده‌ای در کاربرد فن‌آوری سنجش از دور در برآورد تبخیرتغرق مورد استفاده قرار گرفته است. این روش داده‌های حاصل از سنجش از دور را به مدل‌های هیدرولوژیکی (گرنجر، ۱۹۹۵)، اکولوژیکی (رانینگ و همکاران، ۱۹۸۹) و سایر مدل‌های مهندسی موجود افزوده و جهت تخمین تبخیرتغرق به کار می‌رود. در این روش تمام یا بخشی از داده‌های مورد نیاز محاسبه تبخیر، از اطلاعات ماهواره‌ای گرفته می‌شود. داده‌های سنجش از دور در طیف مادون قرمز حرارتی را می‌توان جهت تعیین دمای سطح به کار برده و در مدل‌های مختلف تخمین تبخیرتغرق مورد استفاده قرار داد (ژانگ و همکاران، ۱۹۹۵). روابط تجربی جهت تبدیل تابش حاصل از سنجش از دور به کمبود بخار آب، تابش خورشیدی و شاخص‌های سطح برگ مورد استفاده قرار می‌گیرند. ژانگ و همکاران (۱۹۹۵) یک مدل تک لایه‌ای مقاومت، برای تخمین تبخیرتغرق در مقیاس منطقه‌ای با استفاده از ترکیب داده‌های سنجش از دور و اندازه‌گیری‌های هواشناسی زمینی ارایه دادند. بل و همکاران (۲۰۰۰) از تحلیل رگرسیون چندمتغیره، برای ارتباط بین تبخیرتغرق محاسبه شده از تکنیک بیلان آب با شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI) و طیف مادون قرمز حرارتی به دست آمده از حس‌گر AVHRR روی ماهواره NOAA استفاده نمودند. این روش تا حدی امید بخش بود؛ اما به بررسی‌های بیش‌تری نیاز داشت. سومین روش مطرح شده، باقیمانده توازن انرژی است. جکسون و همکاران (۱۹۷۷) برای نخستین بار این روش را معرفی نمودند. این روش ساده، احتمال استفاده در یک سیستم آنالیز هواشناسی اجرایی را داشت (گلنز و همکاران، ۱۹۹۴). شار گرمای نهان تبخیر (معادل تبخیرتغرق) به عنوان یک باقیمانده معادله توازن انرژی، که در آن از داده‌های فن‌آوری سنجش از دور استفاده می‌شود، محاسبه می‌گردد.



برای برآورد تبخیر به کمک سنجش از دور، از الگوریتم‌های مختلفی می‌توان استفاده کرد که در آن‌ها عموماً باید یک سری داده‌های مربوط به دمای سطح و تابش اندازه‌گیری شود. روش‌های مختلفی مبتنی بر فنون سنجش از دور، جهت برآورد اجزاء توازن انرژی و تابش خالص ارایه شده است (سلر و همکاران، ۱۹۹۰؛ اشموگ و بیکر، ۱۹۹۱؛ ژانگ، ۱۹۹۵؛ نونز و کالما، ۱۹۹۵؛ باق و همکاران، ۱۹۹۹؛ بیشت و همکاران، ۲۰۰۵). بیشت و همکاران (۲۰۰۵) درباره خطای تجمعی در برآورد تابش خالص، در شرایطی که شارهای تابشی طول موج‌های بلند رو به بالا و پایین هر دو بزرگ باشد، هشدار دادند. جهت برآورد شار گرمایی خاک نیز روش‌های مختلفی ارزیابی گردیده است. این عامل توسط سنجش از دور قابل اندازه‌گیری نیست. در برخی مطالعات، برای تخمین شار گرمای خاک، از شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI) استفاده شده است (موران و همکاران، ۱۹۸۹؛ ژانگ، ۱۹۹۵) و در برخی علاوه بر این، از دما و تابش سطحی نیز استفاده شده است (باستیانس و همکاران، ۱۹۹۴). سو و همکاران (۲۰۰۲) شاخص کسر پوشش گیاهی را جهت برآورد شار گرمای خاک به کار بردند. در مطالعات متعددی، اثر ترکیبی خطای برآورد هر کدام از اجزاء انرژی در دسترس (تابش خالص و شار گرمای خاک) را در مجموع ۱۰ الی ۲۰ درصد ارزیابی نمودند (جیانگ و همکاران، ۲۰۰۴؛ بیشت، ۲۰۰۵).

تمامی اجزای بیلان انرژی تحت تاثیر عامل دمای سطح قرار دارند. دمای سطح در بسیاری از مطالعات و تحقیقات مختلف نظیر توزیع انرژی در سطوح تبخیر، انتشار مواد و آلاینده‌ها در توده‌های آبی و بطن خاک و علوم زمین مورد نیاز است. ضریب جذب و ظرفیت گرمایی ویژه زیاد آب و انتقال‌های گوناگون گرما به سایر قسمت‌ها، سبب می‌شود که هر پهنه آبی به عنوان ذخیره کننده گرما عمل کند. ویژگی‌های گرمایی آب و ارتباط متقابل آن با دمای هوا اهمیت زیادی دارد. کاربردهای مستقیم و غیرمستقیم دمای سطح در اندازه‌گیری سایر مشخصه‌های محیطی، اهمیت آن را دوچندان می‌نماید. دمای سطح به صورت نقطه‌ای و در تعداد محدودی از نقاط، که عموماً ایستگاه‌های اندازه‌گیری است، مورد پایش قرار می‌گیرد. دمای آب به وسیله دماسنج‌های درون یک محفظه خاص در داخل آب در عمق‌های مختلف اندازه‌گیری می‌شود. جمع‌آوری داده‌ها به شرح فوق، همواره با مشکلات متعددی مواجه است. همچنین تغییرات شدید آن در برخی شرایط، این مشکل را دوچندان می‌نماید. از آنجا که تغییرات مکانی و زمانی دما در نقاط مختلف زیاد است، جهت ارزیابی وضعیت دما در یک منطقه وسیع، نمی‌توان صرفاً به داده‌های نقطه‌ای اکتفا کرد. از طرفی روش‌های مختلفی برای برآورد داده‌های مکانی پدیده‌های مختلف با روش‌های متعدد درون‌یابی توسعه یافته است. دقت این روش‌ها در شرایطی قابل قبول است که بتوانند با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، موقعیت پوشش و وضعیت سطح را نیز در نظر بگیرند (یانگ و همکاران، ۲۰۰۴). در مواقعی که توزیع مکانی دمای سطح در پهنه وسیع و به طور هم‌زمان مورد نیاز است، فناوری سنجش از دور قابلیت‌های خود را به نمایش می‌گذارد. از نتایج برآورد دمای سطحی آب با داده‌های سنجش از دور، می‌توان شرایط کمی و کیفی آب را مورد مطالعه و بررسی قرار داد. سنجنده غیرعامل، ترکیب انرژی گسیل یافته و باز یافت شده از سطح را دریافت می‌نماید. این انرژی که دارای دو منشأ متفاوت (زمین و خورشید) است، دارای طول موج‌های مختلفی بوده و توسط سنجنده قابل تفکیک است (کراکل، ۱۹۹۷). با استفاده از اطلاعات سنجش از دور و به کمک باندهای حرارتی مادون قرمز (TIR)، امکان دسترسی به دمای سطح زمین وجود دارد (کول و همکاران،



(۲۰۰۳). دماهای سطحی توسط سنجنده‌های ماهواره‌ای از قبیل AVHRR, Landsat, MODIS و ASTER قابل اندازه‌گیری است (کالما و همکاران، ۲۰۰۸). به طور مشخص دو دسته روش برای اندازه‌گیری دمای سطح با استفاده از تصاویر باندهای حرارتی سنجنده‌های سنجش از دور ارائه شده است. دسته اول بر مبنای استفاده از تفاوت دو پنجره مجزای طیفی در محدوده طیف مادون قرمز حرارتی عمل می‌کند. در دسته دوم با استفاده از تابش مشاهده شده در باندهای طیفی مادون قرمز حرارتی، دمای سطح محاسبه می‌گردد. آنچه در سنجنده ثبت و ضبط می‌گردد، تابش گسیلی تغییر یافته از سطح است؛ زیرا تشعشع گسیل شده، قبل از رسیدن به سنجنده از ستون اتمسفر گذر نموده و در اثر آن توزیع طیفی آن تغییر می‌یابد (کر و همکاران، ۲۰۰۰). بنابراین به هنگام تعیین دمای سطح از باندهای حرارتی، باید اصلاحاتی برای اثراتی که اتمسفر بر تابش دریافتی به وسیله سنجنده گذاشته است، صورت گیرد. این تصحیحات، اغلب با واسنجی تصویر بر اساس مقادیر مشاهده‌ای زمینی (یانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، مدل‌سازی معکوس اثر اتمسفر (کراکنل، ۱۹۹۷) و یا حذف اثر اتمسفر (سینگ، ۱۹۸۴) صورت می‌گیرد. در ادامه این بخش دو مورد از پرکاربردترین آن‌ها با جزییات ارائه می‌شوند:

- الگوریتم توازن انرژی سطح، سبال^۱

الگوریتم سبال توسط باستیانسن و همکاران (۱۹۹۸) ارائه شده است تا میزان تبخیر تعرق و دیگر تبادلات انرژی بین زمین و اتمسفر را در مقیاس منطقه‌ای تخمین بزند. در این مدل از تصاویر ماهواره‌ای برای محاسبه شار تابش خالص و شار گرمای خاک استفاده شده و پیکسل‌ها به دو گروه سرد و گرم تقسیم می‌گردند. در پیکسل سرد، گرمای نهان برابر با صفر در نظر گرفته شده و همه انرژی در دسترس به شار گرمای نهان تبدیل می‌شود. در پیکسل گرم، شار گرمای محسوس برابر با صفر در نظر گرفته شده و دمای هوا و سطح با هم مساوی در نظر گرفته می‌شوند. از نقاط قوت الگوریتم سبال می‌توان به نیاز حداقل به داده‌های کمکی زمینی، واسنجی داخلی خودکار (که بر روی هر تصویر انجام می‌شود و نیاز به تصحیحات اتمسفری را به حداقل می‌رساند) و نیاز نداشتن به دمای هوا اشاره نمود. از نقاط ضعف این الگوریتم می‌توان به کم برآورد نمودن میزان تبخیرتعرق به خصوص در اثر جابه‌جایی افقی هوا به دلیل استفاده از کسر تبخیری ثابت در کل روز و همچنین عدم قطعیت در انتخاب پیکسل گرم و سرد که اثر مهمی بر روی توزیع شار گرمایی دارند، اشاره نمود. به طور خلاصه مدل سبال، مقدار تبخیرتعرق واقعی را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و حداقل داده‌های زمینی موردنیاز و بر اساس معادله توازن انرژی محاسبه می‌نماید. از آنجا که تصاویر ماهواره‌ای تنها می‌توانند اطلاعاتی در زمان گذر ماهواره ارائه دهند لذا سبال می‌تواند مقدار شار تبخیرتعرق لحظه‌ای را در زمان تصویر، برآورد نماید. شار تبخیرتعرق برای هر پیکسل تصویر، به صورت باقیمانده معادله توازن انرژی سطح محاسبه می‌شود:

¹ SEBAL



$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (۱۹-۳)$$

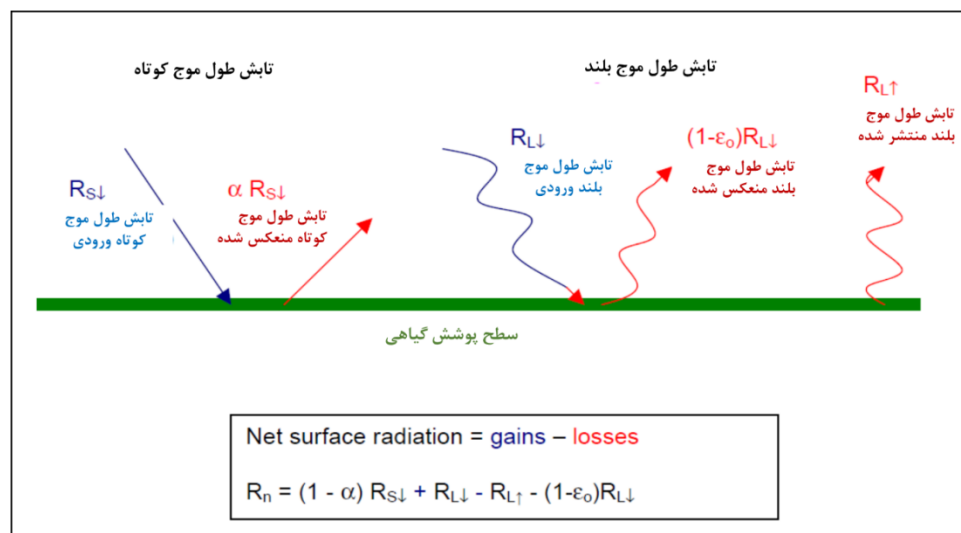
در این رابطه، λET شار گرمای نهان^۱ (W/m^2)، R_n شار تابش خالص در سطح زمین (W/m^2)، G شار گرمای خاک^۲ (W/m^2) و H شار گرمای محسوس^۳ (W/m^2) می‌باشند.

- معادله بیلان تابش سطحی

اولین مرحله به منظور حل معادله توازن انرژی سطحی در الگوریتم سبال، محاسبه شار تابش خالص سطحی^۴ (R_n) با استفاده از شارهای تابش ورودی و خروجی هست (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o)R_{L\downarrow} \quad (۲۰-۳)$$

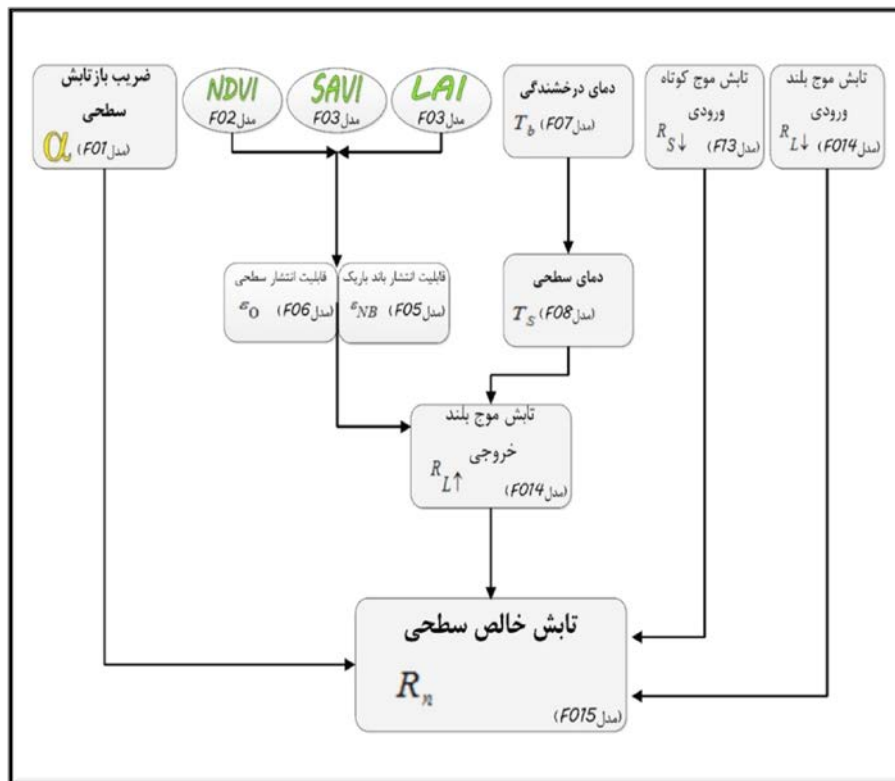
که در آن، $R_{S\downarrow}$ تابش موج کوتاه ورودی (W/m^2)، $R_{L\downarrow}$ تابش موج بلند ورودی (W/m^2)، $R_{L\uparrow}$ تابش موج بلند خروجی (W/m^2)، α آلبدوی سطحی و ε_o گسیل‌مندی حرارتی سطحی (بدون بعد) هستند که نحوه محاسبه هر کدام در ادامه تشریح خواهد شد. نمایی از اجزای معرفی شده را می‌توان در شکل (۹-۳) مشاهده کرد.



شکل ۹-۳- نمایی از اجزای بیلان تابش سطحی

در حقیقت الگوریتم سبال به منظور محاسبه شار تابش خالص اقدام به حل معادله (۲۰-۳) در قالب فلوچارتی ۱۵ مرحله‌ای شکل (۹-۳) می‌نماید. در ادامه اجزای هریک از پارامترهای رابطه (۲۰-۳) به طور مختصر معرفی خواهد شد.

- 1- Latent Heat Flux
- 2- Soil Heat Flux
- 3- Sensible Heat Flux
- 4- Net Surface Radiation



شکل ۳-۱۰- فلوچارت مربوط به محاسبه اجزای شار تابش خالص

- آلبیدوی سطحی

آلبیدوی سطحی به صورت نسبت تابش منعکس شده از سطح به تابش موج کوتاه رسیده از خورشید تعریف می‌شود. مقدار این پارامتر با استفاده از ترکیب خطی ۷ باند طیفی مودیس و ضرایبی که توسط لیانگ و همکاران (۱۹۹۹) به دست آمده است به صورت ذیل محاسبه می‌شود (شو و همکاران، ۲۰۰۶):

$$\alpha = 0.3973p_1 + 0.2382p_2 + 0.3489p_3 - 0.2655p_4 + 0.1604p_5 - 0.0138p_6 + 0.0682p_7 + 0.0036 \quad (21-3)$$

که در آن p_1 تا p_7 به ترتیب انعکاس طیفی^۱ باندهای ۱ تا ۷ سنجنده مودیس هست.

- تابش ورودی با طول موج کوتاه ($RS_{\downarrow}$)

تابش ورودی با طول موج کوتاه ($RS_{\downarrow}$) درواقع، شار تابش خورشیدی است که به صورت تابش مستقیم و پراکنده به سطح زمین می‌رسد و مقدار آن برای زمان تصویر و شرایط آسمان صاف و بدون ابر، به صورت ذیل محاسبه می‌شود (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

1- Reflectance

$$R_{S\downarrow} = G_{SC} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (22-3)$$

که در آن G_{SC} ثابت خورشیدی (1367 W/m^2)، $\cos \theta$ کسینوس زاویه ورودی خورشید، d_r معکوس مربع فاصله زمین تا خورشید (بدون بعد) و τ_{sw} ضریب شفافیت جوی (بدون بعد) هستند. معکوس مربع فاصله زمین تا خورشید (d_r) با استفاده از رابطه دافی و بکمن (1980) که در نشریه فائو ۵۶ نیز ارائه شده است، محاسبه می‌شود:

$$d_r = 1 + 0.033 \cos(\text{DOY} \frac{2\pi}{365}) \quad (23-3)$$

که در آن DOY روزهای متوالی سال از ابتدای سال میلادی هست. مقدار d_r بین 0.97 تا 1.03 و مقدار $RS\downarrow$ بسته به محل و زمان تصویربرداری مابین 200 تا 1000 وات بر مترمربع متغیر است.

شفافیت جوی به صورت نسبتی از تابش ورودی که از جو عبور می‌کند، تعریف شده و نشان‌دهنده‌ی اثرات جذب و پراکنش در داخل جو هست. شفافیت جوی (τ_{sw}) که با فرض وجود آسمان صاف و بدون ابر و شرایط نسبتاً خشک بر اساس رابطه مبتنی بر ارتفاع که در نشریه فائو-۵۶ ارائه شده، محاسبه می‌گردد:

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (24-3)$$

که z ارتفاع از سطح دریا برحسب متر است. این ارتفاع بایستی به بهترین نحو معرف ارتفاع منطقه مورد مطالعه باشد. بدین منظور ارتفاع نزدیک‌ترین ایستگاه هواشناسی به عنوان ارتفاع معرف توصیه می‌شود. چنانچه از مدل سبال کوهستانی استفاده شود، این پارامتر بایستی با تصویر مدل رقومی ارتفاعی^۱ منطقه جایگزین گردد.

شیوه محاسبه مقدار زاویه ورودی تابش خورشیدی (θ) در مدل اولیه سبال و مدل کوهستانی متفاوت هست. چنانچه از مدل سبال کوهستانی استفاده شود، محاسبه θ کمی پیچیده شده و نیازمند محاسبه تصاویر عرض جغرافیایی (ϕ)، میزان شیب (S) و زاویه جهت شیب (γ) برای هر پیکسل از تصویر خواهد بود. محاسبه این سه پارامتر با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی صورت می‌پذیرد. نهایتاً میزان θ با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \sin(\delta) \sin(\phi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\phi) \sin(s) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(s) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\phi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\phi) \sin(s) \sin(\omega) \end{aligned} \quad (25-3)$$

که در آن δ زاویه انحراف زمین و ω زاویه ساعتی برحسب رادیان هست، که به ترتیب از روابط زیر محاسبه می‌شوند:

$$\delta = 0.409 \sin\{(2\pi / 365 \times \text{DOY}) - 1.39\} \quad (26-3)$$

$$\omega = \pi / 12 \{(t + 0.06667(L_z - L_m) + S_c) - 12\} \quad (27-3)$$

$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b) \quad (28-3)$$

¹ DEM



$$b = 2\pi(\text{DOY} - 81) / 364 \quad (29-3)$$

که در آن ها، DOY ترتیب روزهای متوالی از ابتدای سال میلادی، t زمان استاندارد برای گذر ماهواره، طول جغرافیایی مرکز ناحیه مورد نظر، طول جغرافیایی مرکز تصویر ماهواره‌ای و تصحیح فصلی برای زمان خورشیدی برحسب ساعت هستند. تمامی پارامترهای معادله فوق برحسب رادیان جایگذاری می‌شوند.

چنانچه از مدل اولیه سبال استفاده شود، رابطه (۳-۲۵) به صورت رابطه زیر تغییر می‌یابد (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

$$\cos(\theta) = \sin(\delta)\sin(\phi) + \cos(\delta)\cos(\phi)\cos(\omega) \quad (30-3)$$

- تابش ورودی با طول موج بلند ($RL_{\downarrow}$)

تابش ورودی با طول موج بلند $(RL_{\downarrow})^1$ ، شار تابش حرارتی از اتمسفر به زمین هست که با استفاده از معادله استفان-بولتزمن قابل محاسبه است (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (31-3)$$

که در آن ε_a گسیلمندی جوی^۲ (بدون بعد؛ معادله ۳-۳۲)، σ ثابت استفان-بولتزمن $(\frac{W}{m^2 K^4} 10^{-8} \times 5.67)$ و T_a دمای هوای نزدیک سطح (K) هست.

برای محاسبه $a\varepsilon$ از معادله تجربی باستیانسن (۱۹۹۵) استفاده می‌شود (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

$$\varepsilon_a = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad (32-3)$$

با فرض معادل بودن T_a با دمای سطحی در پیکسل سرد (آلن و همکاران، ۲۰۰۲)، معادله (۳ - ۳۱) به صورت زیر قابل جای‌گذاری خواهد بود:

$$RL_{\downarrow} = 0.85(Ln \tau_{sw})^{0.09} \times \sigma(T_{s-cold-DEM})^4 \quad (33-3)$$

که در آن $T_{s-cold-DEM}$ میزان دمای سطح زمین در پیکسل سرد است که با توجه به رقوم ارتفاعی سطح زمین تصحیح می‌شود. مقدار $R_{L\downarrow}$ بسته به محل و زمان تصویربرداری از ۲۰۰ تا ۵۰۰ وات بر مترمربع تغییر می‌کند.

$$T_{s-cold-DEM} = T_{s-cold} + 0.0065[DEM - H_{cold}] \quad (34-3)$$

که در آن T_{s-cold} میزان دمای سطحی در پیکسل سرد و H_{cold} رقوم ارتفاعی در محل پیکسل سرد هست. در ادامه، به معرفی پیکسل‌های سرد و گرم و ویژگی‌های آن‌ها خواهیم پرداخت.

- تابش خروجی با طول موج بلند ($RL_{\uparrow}$)

1- Incoming Longwave Radiation
2- Atmospheric Enissivity



تابش خروجی با طول موج بلند^۱ ($RL\uparrow$)، شار تابش حرارتی گسیل شده از سطح زمین به اتمسفر هست که فرمول آن به صورت ذیل است (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (3-35)$$

که در آن ε_0 گسیل‌مندی سطحی^۲ (بدون بعد)، σ ثابت استفان-بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}$) و T_s دمای سطحی (درجه کلونین) می‌باشند. مقدار T_s از روی تصویر دمای سطحی و به ازای هر پیکسل قابل استخراج خواهد بود. مقدار $RL\uparrow$ بین ۲۰۰ تا ۷۰۰ (W/m^2) بسته به زمان و مکان تصویر متغیر است.

- گسیل‌مندی سطحی

گسیل‌مندی سطحی به صورت نسبت انرژی گرمایی تابیده شده از سطح مفروض به انرژی گرمایی تابیده شده توسط جسم سیاه در همان دما تعریف می‌شود. در مدل سبال دو نوع گسیل‌مندی سطحی تعریف می‌شود. اولین گسیل‌مندی، معرف رفتار سطح برای گسیل حرارتی در باند کم‌پهنای حرارتی بوده و با علامت ε_{NB} نشان داده می‌شود. دومین گسیل‌مندی، معرف رفتار سطح برای گسیل حرارتی در محدوده وسیع حرارتی (۶ تا ۱۴ میکرومتر) بوده و با علامت ε_0 نشان داده می‌شود. گسیل‌مندی سطحی مذکور بر اساس نوع پوشش سطح زمین و با استفاده از روابط تجربی ارایه شده در جدول (۳-۳) به دست می‌آیند.

- 1- Outgoing Longwave Radiation
- 2- Surface Emissivity
- 3- Narrow band transmissivity of air



جدول ۳-۳- روابط تجربی محاسبه ضریب گسیل‌مندی سطحی بر اساس نوع پوشش سطح (منبع: آلن و همکاران، ۲۰۰۲)

NDVI ≥ 0	LAI < 3 LAI ≥ 3	$\varepsilon_0 = 0.95 + 0.01(\text{LAI})_\varepsilon$
		$\varepsilon_{\text{NB}} = 0.97 + 0.0033(\text{LAI})$
		$\varepsilon_0 = 0.98$
		$\varepsilon_{\text{NB}} = 0.98$
NDVI < 0	$\alpha < 0.47(\text{Water})$	$\varepsilon_0 = 0.985$
	$\alpha \geq 0.47(\text{Snow})$	$\varepsilon_{\text{NB}} = 0.99$

که در آن‌ها NDVI و LAI شاخص‌های گیاهی هستند که در ادامه نحوه محاسبه آن‌ها تشریح خواهند شد.

- شاخص‌های گیاهی

۱- شاخص تفاضل نرمال شده گیاهی (NDVI)

این شاخص متأثر از وضعیت و میزان پوشش گیاهی در سطح زمین بوده و با استفاده از داده‌های مربوط به باندهای قرمز (ρ_R) و مادون‌قرمز (ρ_{NIR}) تصاویر ماهواره‌ای و از رابطه ذیل محاسبه می‌گردد:

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_{\text{NIR}} - \rho_R}{\rho_{\text{NIR}} + \rho_R} \quad (36-3)$$

مقدار این شاخص بین ۱- و ۱+ متغیر است، به طوری که مقدار آن برای سطح خاک بدون پوشش صفر، برای سطوح کاملاً پوشیده از گیاه، یک و برای سطوح آبی و ابرها مقدار آن معمولاً کم‌تر از صفر است. در سنجنده‌های مختلف، باندهای مربوط به طول‌موج قرمز و مادون‌قرمز متفاوت بوده که شماره باند معرف این دو طول‌موج به همراه دامنه تغییرات آن در جدول (۳-۴) آورده شده است.

جدول ۳-۴- باندهای معرف طول‌موج‌های قرمز و مادون‌قرمز و دامنه تغییرات آن‌ها در سنجنده‌های مختلف (آلن و همکاران، ۲۰۰۲)

باند مادون‌قرمز	باند قرمز	حسگر
Band 6(0.7-0.8 μm) or 7(0.8-1.1 μm)	Band 5 (0.6 – 0.7 μm)	Landsat MSS
Band4(0.76-0.90 μm)	Band 3(0.63-0.69 μm)	Landsat TM
Band 4(0.75-0.90 μm)	Band 3(0.63-0.69 μm)	Landsat ETM
Band 2(0.72-1.0 μm)	Band 1(0.58-0.68 μm)	NOAA AVHRR
Band 2(0.841-0.876 μm)	Band 1(0.62-0.67 μm)	Tera MODIS

۲- شاخص تعدیل خاک پوشش گیاهی (SAVI)

در مناطقی با پوشش گیاهی اندک و رطوبت بالا (مثلاً در اثر وقوع بارندگی)، بازتابش نور در طیف‌های قرمز و مادون‌قرمز از سطح خاک، می‌تواند مقدار شاخص پوشش گیاهی را تحت تأثیر قرار دهد. از این جهت شاخص SAVI سعی در کاهش اثرات خاک سطحی بر روی شاخص NDVI دارد، به گونه‌ای که اثرات رطوبت خاک در این شاخص کاهش می‌یابد. مقدار این شاخص از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$\text{SAVI} = \frac{\rho_{\text{NIR}} - \rho_R}{(\rho_{\text{NIR}} + \rho_R + L)} (1 + L) \quad (37-3)$$



که در آن L فاکتور تصحیح اثرات زمینه خاک هست و از صفر برای پوشش‌های متراکم تا یک برای تراکم‌های کم‌تر، متغیر است. آلن و همکاران (۲۰۰۲) مقدار 0.5 را برای فاکتور مذکور پیشنهاد داده‌اند، درحالی‌که روش محاسبه دقیق‌تر آن را نیز بیان نموده‌اند.

۳- شاخص سطح برگ (LAI)

شاخص سطح برگ بیان‌گر بیوماس و مقاومت تاج پوشش گیاهی است و به صورت نسبت مساحت کل برگ‌های گیاه به سطح سایه‌اندازی شده توسط آن گیاه تعریف‌شده و از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$LAI = \frac{-\left[\ln\left(\frac{0.69 - SAVI}{0.59}\right) \right]}{0.91} \quad (38-3)$$

مقدار این شاخص بین صفر و شش (منطبق بر بیش‌ترین مقدار شاخص SAVI، 0.687) متغیر است. این بدان معناست که تا زمانی که مقدار شاخص SAVI برابر 0.687 نشده، مقدار شاخص LAI افزایش یافته و پس از آن با افزایش SAVI تغییر محسوسی در مقدار LAI مشاهده نخواهد شد.

- دمای سطحی^۱

در مباحث سنجش از دور، دمایی را که در فضای بالای جو توسط سنجنده‌ها به دست می‌آید، دمای روشنایی^۲ می‌نامند. این دما به دلایل مختلفی چون پدیده‌های جذب و پخش اتمسفری کم‌تر از دما در سطح زمین است. دمای روشنایی باندهای مختلف تصویر با استفاده از معادله معکوس پلانک و طبق رابطه زیر به دست می‌آید. پس از آن مقدار دمای سطحی طبق رابطه‌ای که به نوع سنجنده بستگی خواهد داشت، محاسبه می‌گردد.

$$T_i = \frac{\frac{hc}{K}}{\lambda_i \ln\left(\frac{2hc^2}{\pi \text{RAD} \lambda_i^5} + 1\right) \lambda_i} \quad (39-3)$$

که در آن h ثابت پلانک $(6.26 \times 10^{-34} \frac{J}{s})$ ، K ثابت استفان-بولتزمن $(1.381 \times 10^{-23} \frac{J}{K})$ ، C سرعت نور $(3 \times 10^8 \text{ m/s})$ ، RAD تابش هر باند که از روی تصویر به دست می‌آید و λ_i طول موج در وسط باند (متر) و $\ln$ لگاریتم در پایه طبیعی است. در سنجنده مودیس می‌توان با استفاده از دمای روشنایی محاسبه‌شده برای باندهای حرارتی ۳۱ و

1- Land Surface Temperature

2- Brightness Temperature



۳۲ (به ترتیب T_{31} و T_{32})، مقدار دمای سطحی را با استفاده از رابطه زیر برآورد نمود. طول موج وسط باندهای ۳۱ و ۳۲ در سنجنده مودیس به ترتیب ۱۱/۰۳ و ۱۲/۰۲ میکرومتر هست.

$$T_s = 0.39(T_{31})^2 + 2.34(T_{31}) - 0.78(T_{31})(T_{32}) - 1.34(T_{32}) + 0.39(T_{32})^2 + 0.56 \quad (40-3)$$

در نسخه مدل سبال کوهستانی (مورد استفاده در این راهنما) معادله بالا به صورت زیر اصلاح می‌شود:

$$T_{S-DEM} = T_s + 0.0065(DEM - H_{Synoptic}) \quad (41-3)$$

که در آن T_{S-DEM} مقدار دمای سطحی اصلاح شده با در نظر گرفتن اثرات توپوگرافی و $H_{Synoptic}$ ارتفاع ایستگاه سینوپتیک مورد استفاده در منطقه می‌باشند.

- انتخاب پیکسل‌های سرد و گرم

روش سبال از دو پیکسل شاخص^۱ جهت تعیین شرایط مرزی ثابت، در معادله توازن انرژی استفاده می‌کند. در انتخاب این پیکسل‌ها، که پیکسل‌های سرد و گرم نامیده می‌شوند، بایستی نهایت دقت و حوصله به کار گرفته شود؛ چراکه دقت مدل سبال تا حد زیادی به نحوه انتخاب این پیکسل‌ها بستگی دارد. پیکسل سرد از منطقه پوشیده از پوشش گیاهی کامل و کاملاً آبیاری شده انتخاب می‌شود که در آن دمای سطحی برابر با دمای هوای نزدیک سطح فرض می‌شود. پیکسل گرم نیز از یک زمین کشاورزی بدون پوشش گیاهی و خشک که در آن تبخیرتعرق صفر فرض می‌شود، انتخاب می‌گردد. انتخاب پیکسل‌های سرد و گرم به تمرین و مهارت نیاز دارد، زیرا کیفیت محاسبات در روش سبال وابسته به دقت در انتخاب این دو پیکسل است.

در انتخاب پیکسل‌های مذکور از عواملی چون دمای سطحی، آلبیدو و شاخص‌های پوشش گیاهی استفاده می‌شود. بدین صورت که پیکسل سرد دارای دمای پایین، آلبیدویی در حدود ۰/۲۲ تا ۰/۲۴ مطابق با زمین یونجه و مقدار شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده (NDVI) بالا باشد درحالی که پیکسل گرم دارای دمای بالا، آلبیدوی بالا مشابه با سایر زمین‌های خشک و بدون پوشش گیاهی و مقدار NDVI پایین باشد.

در انتخاب پیکسل‌های سرد و گرم باید دقت نمود تا از انتخاب دماهای خیلی پایین یا خیلی بالا اجتناب شود. چنانچه دمای پیکسل سرد خیلی پایین انتخاب شود، مقدار تبخیرتعرق در پیکسل‌هایی که تبخیرتعرق کامل داشته اما دمای بالاتری دارند، کم‌تر از مقدار واقعی برآورد می‌شود. در رابطه با پیکسل گرم نیز، چنانچه دمای آن خیلی بالا انتخاب شود، مقدار تبخیرتعرق پیکسل‌های با دمای کم‌تر اما مقدار تبخیرتعرق معادل صفر، بیش‌تر از صفر خواهد شد.

با افزایش ارتفاع، دمای هوا کاهش می‌یابد. اگر پیش از تصحیح ارتفاع برای دمای سطحی، مبادرت به انتخاب پیکسل سرد و محاسبات مربوط به اختلاف دمای هوای نزدیک سطح با دمای سطحی (dT) شود، مقدار تبخیرتعرق در مناطقی

1- Anchor Pixels



که به سبب افزایش ارتفاع و افتاهنگ دما، دمای پایین‌تری را نشان می‌دهند، میزان تبخیر تعرق، بیش‌تر محاسبه می‌شود. بنابراین نیاز است که مقدار دمای سطحی (T_s) بر اساس افتاهنگ اصلاح گردد (آلن و همکاران، ۲۰۰۲).

T_{S-DEM} مقدار تصحیح‌شده دمای سطح زمین با احتساب اثرات توپوگرافی و افتاهنگ دما هست.

در انتخاب پیکسل سرد و گرم باید به نکات زیر توجه کرد:

- انتخاب حدس اولیه از دمای پیکسل سرد با توجه به پوشش گیاهی پیکسل‌ها
- عدم انتخاب پیکسل‌های بی‌نهایت سرد تصویر.
- برای به دست آوردن بهترین نتیجه، آلبیدوی پیکسل سرد بهتر است 0.22 تا 0.24 باشد تا به گیاه مرجع نزدیک باشد.
- شاخص سطح برگ نیز باید از 4 تا 6 متغیر باشد.

انتخاب پیکسل گرم از انتخاب پیکسل سرد مشکل‌تر است. زیرا با توجه به دما پیکسل‌های زیادی برای پیکسل گرم مورد توجه هستند. پیکسل گرم باید در منطقه‌ای خشک و بایر کشاورزی انتخاب شود که بتوان فرض نمود تبخیر و تعرقی در این پیکسل اتفاق نمی‌افتد. پیشنهاد می‌شود این پیکسل در منطقه بیابانی، آسفالت، پشت‌بام یا سایر نقاط بی‌نهایت گرم انتخاب نشود. زیرا رابطه بین dT و T_s در این مناطق برخلاف آنچه در مناطق کشاورزی صادق است، خطی نیست. علاوه بر این، برآورد شار گرمای خاک، در مناطق ساخت دست بشر و بیابان مشکل‌تر است. بیابان نیز به دلیل اینکه پوشش گیاهی کم دو شار گرمای محسوس (آسمان و خاک) ایجاد می‌کند، مناسب نیست. پیکسل گرم باید آلبیدوی سطح مشابه سایر زمین‌های گرم و بایر محدوده داشته باشد. شاخص سطح برگ باید در حدود 0 تا 0.4 باشد. اگر طی 4 روز قبل از دوره بارندگی صورت گرفته است، ممکن است تبخیر از سطح پیکسل گرم صورت گیرد که در این صورت باید تبخیر - تعرق خاک بایر نیز در این پیکسل در نظر گرفته شود.

- شار گرمای خاک (G)

شار گرمای خاک، میزان انتقال گرما در داخل خاک و پوشش گیاهی در اثر هدایت مولکولی است. از آنجا که محاسبه مستقیم مقدار شار گرمای خاک با استفاده از ماهواره مشکل بود، در روش سبال ابتدا نسبت G/R_n در نیمه روز، با استفاده از معادله تجربی ارایه‌شده توسط باستیانسن (۲۰۰۰) به صورت ذیل محاسبه شد (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (42-3)$$

که در آن، T_s دمای سطحی (برحسب درجه سانتی‌گراد)، $NDVI$ شاخص تفاضل نرمال شده گیاهی، R_n شار تابش خالص سطحی و α آلبیدوی سطحی) هست. مقدار G با ضرب کردن نسبت فوق در R_n به دست می‌آید. چنانچه مقدار $NDVI$ کم‌تر از صفر باشد، سطح مذکور آب تلقی شده و نسبت G/R_n برای آن با 0.5 در نظر گرفته می‌شود. مناطق دارای مقدار T_s کم‌تر از $40^\circ C$ و α بیش‌تر از 0.45 باشد، مناطق پوشیده از برف فرض شد و نسبت G/R_n برای این مناطق نیز 0.5 لحاظ می‌گردد.



- شار گرمای محسوس (H)

شار گرمای محسوس، میزان هدر رفت گرما است که به واسطه اختلاف دما میان سطح زمین و هوای مجاور آن ایجاد و از طریق همرفت^۱ و هدایت مولکولی^۲ منتقل می‌گردد. نحوه‌ی محاسبه این مولفه در معادله بیلان انرژی و در الگوریتم سبال، از پیچیده‌ترین و طولانی‌ترین مراحل کار هست که گام به گام تشریح خواهد شد. مقدار این مولفه در حالت کلی از معادله ذیل محاسبه می‌شود (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

$$H = \frac{\rho_{\text{air}} \times c_p \times dT}{r_{\text{ah}}} \quad (3-43)$$

که در آن ρ_{air} چگالی هوا (kg/m^3)، c_p گرمای ویژه هوا (1004 J/kg/K)، dT اختلاف دما (برحسب درجه کلوین) میان دو ارتفاع Z_1 و Z_2 (به ترتیب ۱ و ۲ متر) و r_{ah} مقاومت آیرودینامیکی برای انتقال گرما (s/m) است. در این معادله دو مجهول r_{ah} و dT وجود دارد که حل آن را دشوار می‌سازد. الگوریتم سبال برای غلبه بر این مشکل و ساده‌سازی محاسبات، از دو پیکسل سرد و گرم و سرعت باد در ارتفاع معین استفاده می‌کند. در دو پیکسل فوق می‌توان مقادیر قابل‌اعتمادی برای H محاسبه نمود و به کمک آن مقادیر dT در این دو پیکسل را برآورد نمود.

در الگوریتم سبال برای برآورد شار گرمای محسوس و برای ساده‌سازی محاسبات، ابتدا فرض می‌شود که در ایستگاه سینوپتیک واقع در منطقه مورد مطالعه شرایط جوی خنثی برقرار باشد و در ادامه صحت این فرض کنترل می‌گردد. با فرض چنین شرایطی مراحل محاسباتی زیر انجام می‌پذیرد:

۱- سرعت اصطکاکی در ایستگاه هواشناسی $(u_*)_s$ که نوسانات تلاطمی سرعت باد در هوا را به صورت کمی بیان می‌کند، با استفاده از سرعت باد - که با استفاده از داده‌های ایستگاه سینوپتیک برآورد می‌شود - در زمان تصویر ماهواره‌ای (u_s) ، ارتفاع اندازه‌گیری سرعت باد در ایستگاه سینوپتیک (u_s) و طول زبری تکانه در ایستگاه $(Z_{\text{om}})_s$ محاسبه می‌شود:

$$(Z_{\text{om}})_s = 0.12h \quad (3-44)$$

$$(u_*)_s = \frac{0.41(u_s)}{\text{Ln} \left[\frac{Z_s}{(Z_{\text{om}})_s} \right]} \quad (3-45)$$

به طوری که h متوسط ارتفاع پوشش گیاهی در محدوده‌ی ایستگاه هواشناسی است.

۲- در روش سبال، جهت حذف اثر زبری سطح بر روی سرعت باد، سرعت باد اندازه‌گیری شده در ایستگاه هواشناسی به سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متری برای هر پیکسل (ارتفاع اختلاط) تبدیل می‌شود:



$$(u_{200})_s = (u_*)_s \frac{\ln \left[\frac{200}{(Z_{om})_s} \right]}{0.41} \quad (46-3)$$

در مدل سبال کوهستانی به منظور لحاظ نمودن شرایط و تاثیرات ارتفاع بر روی سرعت باد، سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متری برای تمامی پیکسل‌ها به صورت زیر تصحیح می‌گردد:

$$(u_{200})_{s-adj} = (u_{200})_s \times \varpi \quad (47-3)$$

$$\varpi = 1 + 0.1 \left[\frac{DEM - H_{Synoptic}}{1000} \right] \quad (48-3)$$

در رابطه اخیر ϖ ضریب وزنی سرعت باد برای اصلاح آن در شرایط کوهستانی است.

۳- در این مرحله و به منظور محاسبه سرعت اصطکاکی باد در هر پیکسل، ابتدا بایستی طول زبری مومنتم (تکانه) در هر پیکسل از تصویر برآورد شود. طول زبری مومنتم در هر پیکسل از تصویر برحسب نوع کاربری آن پیکسل خاص محاسبه می‌گردد. چنانچه پیکسل مورد نظر دارای کاربری کشاورزی باشد، مقدار طول زبری مومنتم در آن پیکسل از رابطه زیر محاسبه می‌گردد (آلن و همکاران، ۲۰۰۲).

$$Z_{om} = 0.018LAI \quad (49-3)$$

مقدار این پارامتر در کاربری‌های غیر از کشاورزی از جدول زیر به دست می‌آید.

جدول ۳-۵- مقادیر طول زبری مومنتم (Z_{om}) برای انواع کاربری‌های مختلف اراضی برحسب متر (آلن و همکاران، ۲۰۰۲)

نوع کاربری اراضی					
بیابان با پوشش گیاهی	جنگل	علفزار	شهر	برف	آب
۰/۱	۰/۵	۰/۰۲	۰/۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۰۵

در مدل سبال کوهستانی مقدار طول زبری مومنتم بر اساس شیب و طبق رابطه زیر می‌بایست اصلاح شود:

$$Z_{om(mnt)} = Z_{om} \left[1 + \frac{Slope - 5}{20} \right] \quad (50-3)$$

در رابطه فوق مقدار شیب - که با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی تهیه می‌شود - در هر پیکسل برحسب درجه اعمال خواهد شد.

۴- سرعت اصطکاکی اولیه در هر پیکسل از تصویر با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌گردد:

$$(u_*)_l = \frac{0.41(u_{200})_{s-adj}}{\ln \left(\frac{200}{Z_{om(mnt)}} \right)} \quad (51-3)$$

۵- مقدار اولیه مقاومت آیرودینامیک انتقال گرما (r_{ah}) با فرض شرایط جوی پایدار در ایستگاه هواشناسی از رابطه

زیر محاسبه می‌گردد:



$$(r_{ah})_l = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{0.41 \times u_*} \quad (52-3)$$

مقادیر Z_1 و Z_2 دو ارتفاع در داخل پوشش گیاهی و در بالای سطح جابجایی صفر هستند که در الگوریتم سبال به ترتیب مقادیر $0/1$ و 2 متر برای آن‌ها لحاظ می‌شود.

۶- حل معادله شار گرمای محسوس (H)، نیازمند مشخص بودن مقدار dT است. برای یافتن مقدار پارامتر مذکور، الگوریتم سبال از دو پیکسل شاخص برای مشخص کردن شرایط مرزی در معادله بیلان انرژی استفاده می‌کند. این دو پیکسل شاخص، تحت عنوان پیکسل‌های سرد و گرم نامیده شده که در قسمت‌های قبل به طور کامل، ویژگی‌ها و نحوی انتخاب آن‌ها تشریح شده است. همان‌طور که قبلاً هم بیان شد، صحت نتایج تبخیر-تعرق به دست‌آمده از الگوریتم سبال وابسته به میزان دقت در تعیین صحیح این دو پیکسل دارد.

همان‌گونه که قبلاً بیان شد، الگوریتم سبال، به‌منظور برآورد مقدار dT در هر یک از پیکسل‌های یک تصویر خاص، از مقادیر شار گرمای محسوس، دمای سطحی و اختلاف دما میان دمای سطحی و دمای هوا در دو پیکسل سرد و گرم سود می‌جوید. مقادیر مذکور در این دو پیکسل از روابط زیر برآورد می‌شوند:

$$H_{cold} = (R_n)_{cold} - (G)_{cold} - \lambda[(ET_{rF})_{cold} ET_{ref}] \quad (53-3)$$

$$H_{hot} = (R_n)_{hot} - (G)_{hot} - \lambda[(ET_{rF})_{hot} ET_{ref}] \quad (54-3)$$

$$[(dT)_{cold}]_l = \frac{H_{cold} [(r_{ah})_{cold}]_l}{[(\rho_{air})_{cold}] C_p} \quad (55-3)$$

$$[(dT)_{hot}]_l = \frac{H_{hot} [(r_{ah})_{hot}]_l}{[(\rho_{air})_{hot}] C_p} \quad (56-3)$$

$$\lambda = [2.501 - 0.00236(T_{S-DEM} - 273.15)] \times 10^6 \quad (57-3)$$

در روابط فوق λ گرمای نهان تبخیر (ژول بر کیلوگرم)، T_{S-DEM} (برحسب درجه کلوین) مقدار دمای سطحی اصلاح شده با در نظر گرفتن اثرات توپوگرافی هست و ET_{ref} مقدار تبخیر-تعرق پتانسیل ساعتی است که از رابطه پنمن - مانیتیت فائو محاسبه شده است. اندیس یک برای برخی از پارامترها بیان‌گر مقادیر اولیه برای آن‌ها است که در صورت نیاز بایستی اصلاح گردند. پارامتر ET_{rF} کسر تبخیر-تعرق پتانسیل بوده و مشابه ضریب گیاهی عمل می‌نماید. مقدار آن در پیکسل سرد به‌شدت تحت تاثیر وضعیت پوشش گیاهی در این پیکسل بوده و بین صفر تا $1/05$ متغیر است. مقدار همین پارامتر در پیکسل گرم تابعی از میزان بارندگی در طی ۵ روز ماقبل تصویر هست؛ به‌نحوی که اگر میزان بارندگی مذکور کم‌تر از ۱۵ میلی‌متر باشد، مقدار ET_{rF} در پیکسل گرم صفر و اگر میزان بارندگی مذکور بیش‌تر از ۱۵ میلی‌متر باشد مقدار ET_{rF} برابر با $0/8$ ، $0/5$ ، $0/3$ ، $0/1$ و $0/2$ به ترتیب برای بارندگی در یک، دو، سه، چهار و پنج روز قبل از تصویر در نظر گرفته می‌شود.



با معلوم بودن دمای سطحی و اختلاف دما (دمای سطحی و دمای هوا) در دو پیکسل سرد و گرم، الگوریتم سبال فرضیه اساسی خطی بودن رابطه میان دو پارامتر مذکور را با ایجاد رابطه رگرسیونی برقرار ساخته و با یافتن ضرایب معادله مذکور، مقادیر اولیه پارامترهای dT و T_{air} را به ترتیب برای هر پیکسل از تصویر برآورد می‌نماید:

$$(dT)_l = a(T_{s-DEM}) + b \quad (58-3)$$

$$(T_{air})_l = (T_{s-DEM}) - (dT)_l \quad (59-3)$$

۷- مقادیر فشار هوا (کیلو پاسکال) و چگالی هوا ($\frac{kg}{m^3}$) برای هر پیکسل از تصویر به ترتیب با استفاده از روابط زیر به دست می‌آیند:

$$p = 101.3 \left[\frac{293 - 0.0065DEM}{293} \right]^{5.26} \quad (60-3)$$

$$(\rho_{air})_l = \frac{1000p}{1.01(287)(T_{air})_l} \quad (61-3)$$

۸- سرانجام مقدار اولیه شار گرمای محسوس در هر پیکسل از تصویر و به کمک رابطه زیر برآورد می‌شود:

$$(H)_l = \frac{1004(\rho_{air})_l(dT)_l}{(r_{ah})_l} \quad (62-3)$$

۹- همان‌گونه که قبلاً اشاره شد، میزان اولیه شار گرمای محسوس با فرض خنثی بودن شرایط جوی تقریب زده می‌شود، درحالی‌که شرایط مختلف پایداری اتمسفر به‌شدت بر روی مقاومت آیرودینامیکی موثر است و بایستی در محاسبات H اعمال شود. بنابراین در این مرحله بایستی صحت فرض مذکور با محاسبه طول پایداری مونین - ابوخوف (L) کنترل گشته مقادیر سرعت اصطکاکی (u_*) و مقاومت آیرودینامیکی (r_{ah}) اصلاح گردند. مقدار طول پایداری مونین - ابوخوف که شرایط پایداری اتمسفر را تعیین می‌نماید از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$(L)_l = - \frac{(1004)(\rho_{air})_l [(u_*)_l]^3 (T_s)}{(0.41)(9.81)(H)_l} \quad (63-3)$$

در رابطه مذکور چنانچه $L < 0$ شرایط جوی ناپایدار، اگر $L > 0$ شرایط جوی پایدار و اگر $L = 0$ شرایط جوی خنثی در نظر گرفته می‌شود. بسته به شرایط پایداری اتمسفر، مقادیر تصحیحات پایداری برای انتقال مومنتم و گرما (ψ_h, ψ_m) به صورت ذیل محاسبه و مقادیر اصلاح شده سرعت اصطکاکی و مقاومت آیرودینامیک به دست خواهند آمد (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

الف - شرایط جوی ناپایدار ($L < 0$):

$$[X_{200m}] = \left[1 - 16 \frac{200}{(L)_l} \right]^{0.25} \quad (64-3)$$



$$[X_{2m}] = \left[1 - 16 \frac{2}{(L)_1} \right]^{0.25} \quad (۶۵-۳)$$

$$[X_{0.1m}] = \left[1 - 16 \frac{0.1}{(L)_1} \right]^{0.25} \quad (۶۶-۳)$$

$$[\psi_{m(200m)}]_1 = 2 \text{Ln} \left[\frac{1 + (X_{200m})_1}{2} \right] + \text{Ln} \left[\frac{1 + (X_{200m})_1^2}{2} \right] - 2 \text{Arctg}[(X_{200m})_1] + 0.5\pi \quad (۶۷-۳)$$

$$[\psi_{h(2m)}]_1 = 2 \text{Ln} \left[\frac{1 + (X_{2m})_1^2}{2} \right] \quad (۶۸-۳)$$

$$[\psi_{h(0.1m)}]_1 = 2 \text{Ln} \left[\frac{1 + (X_{0.1m})_1^2}{2} \right] \quad (۶۹-۳)$$

ب- شرایط جوی پایدار ($L > 0$):

$$[\psi_{m(200m)}]_1 = -5 \left[\frac{2}{(L)_1} \right] \quad (۷۰-۳)$$

$$[\psi_{h(2m)}]_1 = -5 \left[\frac{2}{(L)_1} \right] \quad (۷۱-۳)$$

$$[\psi_{h(0.1m)}]_1 = -5 \left[\frac{0.1}{(L)_1} \right] \quad (۷۲-۳)$$

ج- شرایط جوی خنثی ($L = 0$):

$$[\psi_{m(200m)}]_1 = [\psi_{h(2m)}]_1 = [\psi_{h(0.1m)}]_1 = 0 \quad (۷۳-۳)$$

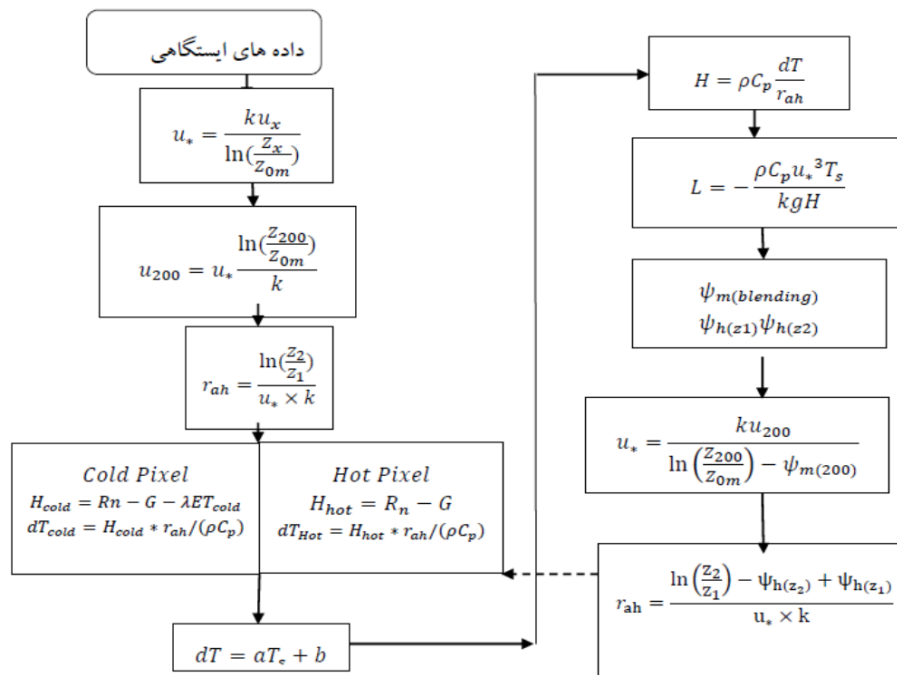
اکنون می‌توان مقادیر اصلاح شده سرعت اصطکاکی و مقاومت آیرودینامیکی را از روابط زیر برآورد مجدد نمود:

$$(u_*)_2 = \frac{0.41(u_{200})_{s-adj}}{\text{Ln}\left(\frac{200}{Z_{om(mnt)}}\right) - [\psi_{m(200m)}]_1} \quad (۷۴-۳)$$

$$(r_{ah})_2 = \frac{\text{Ln}\left(\frac{2}{0.1}\right) - \psi_{h(2m)} + \psi_{h(0.1m)}}{0.41 \times (u_*)_2} \quad (۷۵-۳)$$

محاسبات بند ۶ تا ۹ مجدداً آن‌قدر تکرار خواهد شد تا اختلاف دو مقدار متوالی dT یا rah در داخل پیکسل گرم به صفر میل نماید (کمتر از ۵ درصد). در این مرحله مقدار نهایی شار گرمای محسوس با استفاده از مقادیر نهایی شده dT و rah قابل برآورد خواهد بود. در شکل (۱۱-۳) فلوچارت مربوط به روند محاسبه شار گرمای محسوس نشان داده شده است.





شکل ۳-۱۱- فلوجارت مربوط به روند محاسبه شار گرمای محسوس (منبع: جوادیان و همکاران، ۱۳۹۸)

شار گرمای نهان و تبخیر تعرق لحظه‌ای

شار گرمای نهان میزان هدر رفت گرما از سطح به علت فرآیند تبخیر تعرق هست و از آنجا که مقادیر شار تابش خالص (Rn)، شار گرمای محسوس (H) و شار گرمای خاک (G) که تاکنون به دست آمده مقادیر لحظه‌ای و برای زمان گذر ماهواره می‌باشند، مقدار شار گرمای نهان (ETλ) نیز به صورت لحظه‌ای است. λ مقدار ET است که توسط ماهواره به دست می‌آید بنابراین مقدار عددی λ باید محاسبه شود تا با تقسیم عدد مربوط در هر پیکسل، مقدار ET به دست آید. با استفاده از شار گرمای نهان لحظه‌ای، مقدار ET لحظه‌ای به صورت ذیل به دست می‌آید (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (۷۶-۳)$$

که ETinst مقدار تبخیر تعرق لحظه‌ای (mm/hr)، λ گرمای نهان تبخیر (J/kg) و عدد ۳۶۰۰ برای تبدیل زمان از ثانیه به ساعت هست. مقدار λ از معادله (۴ - ۷۷) قابل محاسبه است (آلن و همکاران، ۲۰۰۷):

$$\lambda = [2.501 - 0.00236(T_s - 273.15)] \times 10^6 \quad (۷۷-۳)$$

کسر تبخیر تعرق پتانسیل (EToF)

کسر تبخیر تعرق پتانسیل به صورت نسبت تبخیر تعرق لحظه‌ای (ETinst) محاسبه شده برای هر پیکسل (mm/hr) به تبخیر تعرق پتانسیل (ETo) محاسبه شده از داده‌های هواشناسی برای زمان تصویر (mm/hr) تعریف می‌شود (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):



$$ET_o F = \frac{ET_{inst}}{ET_o} \quad (۷۸-۳)$$

EToF مشابه ضریب گیاهی (Kc) بوده و جهت برون‌یابی ET از زمان تصویر به دوره ۲۴ ساعته یا طولانی‌تر استفاده می‌شود. مقدار EToF عموماً بین ۰ و ۱ تغییر می‌کند، به طوری که در پیکسل کاملاً خشک مقدار ET=0 و EToF=0 و در پیکسل سرد در صورتی که در مزرعه یونجه یا ذرت واقع شده باشد ET آن تاندازه‌ای بیش‌تر از ETo است و بنابراین EToF > 1 (احتمالاً ۱/۱) هست. مقادیر منفی برای EToF به علت خطاهای سیستماتیک که توسط فرضیات مختلف در سبال وارد می‌شوند، رخ می‌دهد.

برای محاسبه ETo روابط متعددی ارائه شده است که از میان آن‌ها رابطه پنمن-مانتیت توسط فائو برای اکثر کشورهای با اقلیم خشک و نیمه‌خشک از جمله ایران پیشنهاد شده است.

- تبخیرتعرق ۲۴ ساعته

غالباً مقادیر روزانه ET (ET₂₄) کاربرد بیش‌تری نسبت به مقادیر لحظه‌ای دارند. سبال مقدار ET₂₄ را با فرض اینکه EToF لحظه‌ای، مشابه با میانگین EToF در طول ۲۴ ساعت است، محاسبه می‌کند. مقدار ET₂₄ (mm/day) به صورت ذیل محاسبه می‌شود (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

$$ET_{24} = ET_o F \times ET_{o-24} R_s = 0.16 \times (T_{max} - T_{min})^{0.5} \times R_a \quad (۷۹-۳)$$

که ET_{o-24} مجموع ET_o در طی ۲۴ ساعت برای همان روز تصویر هست که با جمع کردن مقادیر ساعتی ET_o با یکدیگر در روز گذر ماهواره به دست می‌آید.

- تبخیرتعرق فصلی (ET_{seasonal})

با استفاده از برون‌یابی داده‌های تبخیرتعرق ۲۴ ساعته نسبت به تبخیرتعرق پتانسیل می‌توان تبخیرتعرق فصلی را از تصویر ماهواره‌ای تهیه کرد. در اینجا فرض این است که ET برای کل منطقه مورد مطالعه با تغییر ET_o در ایستگاه هواشناسی تغییر می‌کند. ET_o برای مکانی خاص (مثلاً ایستگاه هواشناسی) محاسبه می‌شود بنابراین حالت واقعی را در هر پیکسل نشان نمی‌دهد. البته این موضوع چندان مهم نیست از آنجایی که ET_o تنها به عنوان شاخصی از تغییر نسبی هوا و بنابراین ET برای سطح تصویر به کار می‌رود. همچنین فرض بر این است که EToF که برای زمان تصویر محاسبه شده، برای کل دوره‌ای که توسط تصویر نشان داده شده ثابت است. برای محاسبه تبخیرتعرق فصلی نیاز به تعیین طول دوره‌ای دارد، که تصویر معرف آن است (این دوره بستگی به تعداد تصاویر دارد که هرچه تصاویر بیش‌تری در اختیار باشد طول دوره کوتاه‌تر می‌شود). ET₂₄ برای روز تصویر، ET_o برای تمامی روزهای طول دوره مورد نظر است. سپس با استفاده از روابط زیر ET برای دوره مورد نظر به دست می‌آید (آلن و همکاران، ۲۰۰۲):

$$ET_{period} = ET_o F_{period} \sum_{1}^n ET_{o-24} \quad (۸۰-۳)$$



که $ET_{oF_{period}}$ مقدار کسر تبخیر در دوره مورد نظر، $ET_{o_{24}}$ مقدار روزانه تبخیر تعرق پتانسیل و n تعداد روزهای دوره است. در نهایت با استفاده از مجموع مقادیر ET_{period} برای دوره مورد نظر، مقدار ET برای آن دوره به دست می‌آید. البته باید توجه داشت که الگوریتم‌های سنجش از دور برآورد تبخیر تعرق واقعی، هرچند امکانات و نوآوری‌های فراوانی دارد، اما تولید نتایج از طریق این الگوریتم‌ها عمدتاً نیاز به تخصص و مهارت و شناخت حوضه دارد، و در سوی دیگر، کاربرد آن‌ها در مقیاس‌های زمانی کوچک، هنوز با ابهاماتی مواجه است. اما در مقیاس زمانی و مکانی سال - حوضه، به جرات می‌توان اذعان داشت که این الگوریتم، نتایج بسیار ارزنده‌ای در کشف مولفه تبخیر تعرق واقعی به ویژه در محاسبات بیلان و نیز برآورد آب مصرفی در بخش‌های کشاورزی و ارزیابی بهره‌وری آب دارد. هرچند متأسفانه هنوز در سطح کاربردی، سطوح اجرایی در کشور با این فناوری تا حد زیادی بیگانه است.

۳-۵- برآورد تبخیر واقعی با استفاده از محصولات و پایگاه‌های اطلاعاتی جهانی

در شرایطی که اطلاعات مورد نیاز جهت برآورد تبخیر واقعی فراهم نیست، استفاده از داده‌های جهانی به ویژه محصولات ماهواره‌ای و ترکیبی مربوط به تبخیر می‌تواند تا حد زیادی راهگشا باشد. به این منظور در این بخش تلاش شده است تا نسبت به معرفی محصولات، مدل‌ها و پایگاه‌های جهانی موجود تاکنون اقدام شود. البته باید توجه داشت که تمامی این اطلاعات برای عموم قابل دسترس و استفاده نیست. ضمن اینکه بخشی از این اطلاعات و محصولات، پوشش سراسری نداشته و مناطق خاصی را پوشش می‌دهد.

این محصولات، مزایای عمده‌ای دارد که مهم‌ترین آن‌ها، داشتن مقادیر توزیعی تبخیر واقعی (تبخیر تعرق واقعی) حسب قدرت تفکیک مکانی آن‌ها، عدم نیاز به انجام محاسبات پیچیده و یا اضافی، وجود سری زمانی اطلاعات تبخیر واقعی و وجود مقادیر تبخیر تعرق واقعی برای مناطقی است که لزوماً اطلاعات دقیق و مناسبی برای آن وجود ندارد. البته در کنار این مزایا، معایبی نیز برای این نوع محصولات به طور بدیهی وجود دارد که اهم آن‌ها دقت نتایج است. جوادیان و همکاران (۱۳۹۸) نشان دادند که در میان تمامی این محصولات و الگوریتم‌های معتبر و معمول برآورد تبخیر تعرق واقعی با استفاده از اطلاعات ماهواره‌ای، همچنان الگوریتم سبال از دقت قابل قبولی برخوردار است.



جدول ۳-۶- مشخصات محصولات، مدل‌ها و پایگاه‌های جهانی مربوط به تبخیر و یا تبخیر-تعرق واقعی (جوادیان و همکاران، ۱۳۹۸)

محصولات ET	معادلات حاکم	دقت مکانی (km)	دقت زمانی	پوشش مکانی	پوشش زمانی
(MODIS) Mod16	معادله Penman-Monteith	۱	هشت‌روزه، ماهانه و سالانه	جهانی	۲۰۱۳-۲۰۰۰
ECMWF	معادله Penman-Monteith	۸۳	میانگین روزانه، ماهانه و سالانه	جهانی	از سال ۱۹۷۹ تا کنون
FAO (WaPOR)	الگوریتم ETLOOK	۰/۲۵	ده روزه	آفریقا، خاورمیانه	۲۰۰۹ تا کنون
GLEAM	معادله Priestley-Taylor	۲۸	روزانه	جهانی	۲۰۰۷ تا ۱۹۸۴
LSA-SAF MSG	SVAT	۵	۳۰ دقیقه‌ای، روزانه و هشت ساعته	اروپا، آفریقا و امریکا	-
ZHANG-E	معادله Penman-Monteith	۸	ماهانه	جهانی	۲۰۰۶ تا ۱۹۸۳
CHEN_ET	معادله بیان انرژی	۵	ماهانه	جهانی	۲۰۱۴ تا ۲۰۰۰
JUNG_E	معادله تجربی	۵۵	ماهانه	جهانی	۲۰۱۱ تا ۱۹۸۱
JRA55_E	مدل SIB	۶۰	سه ساعته	جهانی	۱۹۵۸ تا کنون
MERRA_E	مدل GEOS-5 Catchment LSM	۱۱۱	یک ساعته و ماهانه	جهانی	۱۹۷۹ تا کنون
ERA1_E	مدل TESSEL	۵۵	سه ساعته و روزانه	جهانی	۱۹۷۹ تا کنون
GNOAH_E	معادله Penman-Monteith	۱۱۱	سه ساعته	جهانی	۱۹۴۸ تا کنون
GCLM_E	Monin-Obukhov similarity theory	۱۱۱	سه ساعته	جهانی	۱۹۴۸ تا کنون
GMOS_E	Penman-Monteith	۱۱۱	سه ساعته	جهانی	۱۹۴۸ تا کنون



فصل ۴

تبخیر از سطح آب



۴-۱- مقدمه

تبخیر از پیکره‌های آبی مانند دریاچه‌ها و مخازن سدها همانند سایر سطوح تبخیر کننده مانند گیاهان و خاک‌های مرطوب، تاثیر محسوسی بر بیلان آب و انرژی بین زمین و اتمسفر دارد. از طرفی دانش تبخیر در طراحی و مدیریت مخازن سدها و دریاچه‌ها، عاملی اساسی محسوب می‌گردد چراکه میزان تبخیر بر ذخیره و بهره‌برداری بهینه از این منابع، نقش بسزایی دارد. لذا نقش تبخیر در برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب و مصارف مختلف بسیار حایز اهمیت است. برآورد تبخیر از دریاچه‌ها و مخازن سدها، به دلیل عوامل مختلف تاثیرگذار بر آن، فرایند پیچیده‌ای است. اصولاً شدت تبخیر از پیکره‌های آبی بیش‌تر با انرژی در دسترس و مورد نیاز تبخیر و امکان پخشیدگی بخار آب به اتمسفر کنترل می‌گردد. به دلیل پیچیدگی اندازه‌گیری مستقیم تبخیر، عمدتاً از میزان تبخیر آب از تشت در مجاورت دریاچه یا مخزن سد به عنوان معیاری جهت برآورد تبخیر از دریاچه استفاده می‌شود و با استفاده از ضرایب تشت، تبخیر از تشت به دریاچه تعمیم داده می‌شود. این در حالی است که به دلیل تفاوت شرایط محیطی تشت و دریاچه، روابط ساده و خطی بین میزان تبخیر از این دو در بسیاری از موارد به لحاظ فیزیکی معتبر نبوده لذا روش تشت تبخیر اغلب به ویژه در بازه‌های زمانی کوچک، با خطای زیادی همراه خواهد بود. از این رو توسعه و کاربرد روش‌های محاسبه تبخیر از دریاچه و مخازن سدها، مورد علاقه و توجه محققین در دهه‌های اخیر بوده و در عین حال به دلیل پیچیدگی ماهیت آن همواره به عنوان یک چالش جدی مطرح بوده است (مک‌ماهان و همکاران، ۲۰۱۳).

بدون تردید تلاش‌های باون (۱۹۲۶) یکی از قوی‌ترین تئوری‌هایی است که به درک فیزیکی تبخیر و توسعه دانش آن کمک ویژه‌ای نموده است. وی با استفاده از گرادیان دما و رطوبت نسبی، چگونگی تبدیل انرژی در دسترس به گرمای نهان و محسوس را تشریح نمود. بعدها پنمن تئوری مشهور خود را در خصوص برآورد تبخیر از سطوح آزاد آبی، سطح خاک و سطوح پوشش گیاهی با ترکیب مفاهیم آیرودینامیک تبخیر و بیلان انرژی، ارائه نمود (پنمن، ۱۹۴۸). پس از آن تقریباً دامنه وسیعی از روش‌های برآورد تبخیر توسعه داده شد. این روش‌ها در چندین گروه مختلف قابل تقسیم‌بندی است که برخی از آن‌ها عبارتند از روش‌های مبتنی بر بیلان انرژی (روزنبری و همکاران، ۲۰۰۷)، روش‌های تابش - دما (زو و سینگ، ۲۰۰۰؛ ۲۰۰۱)، ضرایب تشت تبخیر (فو و همکاران، ۲۰۰۴) و روش‌های ترکیبی (جانیو و آنتونوپولس، ۲۰۰۷). به طور مثال گروه‌های مذکور شامل معادلاتی می‌شوند که توسط پنمن (۱۹۴۸، ۱۹۶۳)، مکینک (۱۹۵۷)، جنسن - هیز (۱۹۶۳)، استفن - استوارت (۱۹۶۳)، پریستلی - تیلر (۱۹۷۲)، دبروین - کیجمن (۱۹۷۹) و بروتسرت - استریکر (۱۹۷۹) توسعه داده شده‌اند. حسب دقت و سادگی، معادلات مذکور، تاکنون مورد استفاده گسترده‌ای قرار گرفته‌اند.

۴-۲- استفاده از تشت‌های تبخیر

با استفاده از تشت‌های تبخیر استاندارد می‌توان میزان تبخیر را اندازه‌گیری کرد. روش تشت تبخیر به دلیل سادگی عموماً در بررسی‌های منابع آب کاربرد گسترده‌ای دارد (وینتر، ۱۹۸۱). مهم‌ترین نوع این تشت‌ها که در ایران نیز به طور



گسترده‌ای استفاده می‌شود، تشت استاندارد کلاس A می‌باشد. معمولاً مقادیر اندازه‌گیری شده تبخیر از سطح تشت با کمک ضریب تشت، به تبخیر از سطح آب مرتبط می‌شود. این ضریب وابسته به اقلیم منطقه، ابعاد و سایر خصوصیات منطقه متغیر است. در روش‌های تشت تبخیر معمولاً فرض بر این است که تغییرات ذخیره گرمایی در طی دوره محاسبه ناچیز است، و برای اینکه این فرض تأمین شود باید این روش برای تخمین‌های سالانه تبخیر مورد استفاده قرار گیرد (ایوانز، ۲۰۰۹). وینتر و همکاران (۱۹۹۵) نشان دادند که برآورد تبخیر به روش تشت تبخیر با اعمال ضریب تشت سالانه جهت برآوردهای ماهانه، خطایی بیش از ۵۰٪ حاصل می‌نماید. مطالعات اخیر نشان داده است که برآوردهای تبخیر حاصل از روش تشت تبخیر در دریاچه‌ها و مخازن کم‌عمق مطلوب است در حالی که در دریاچه‌ها و مخازن عمیق‌تر که ذخیره گرمایی زیاد است، این نتایج با خطای زیادی مواجه است (مک‌جانت و همکاران، ۲۰۰۸).

۴-۳- روش بیلان انرژی نسبت باون

روش اساسی که عمدتاً به منظور برآورد تبخیر از سطح آب مورد استفاده قرار می‌گیرد روش بیلان انرژی نسبت باون است که در آن شار گرمای نهان تبخیر با اندازه‌گیری و یا تخمین سایر اجزاء بیلان انرژی به دست می‌آید (وینتر و همکاران، ۲۰۰۳). در این روش شدت تبخیر با استفاده از رابطه ذیل محاسبه می‌گردد (بروتسرت، ۱۹۸۲؛ سیمون و مرو، ۱۹۸۵؛ داس‌ریس و دیاس، ۱۹۹۸):

$$E = \frac{R_n + N}{\rho(\lambda(1+\beta) + cT_s)} \quad (1-4)$$

که در آن E: شدت تبخیر ($m s^{-1}$)؛ R_n : تابش خالص ($W m^{-2}$)؛ N: تغییر در ذخیره حرارتی آب ($W m^{-2}$) که با استفاده از پروفیل حرارتی دریاچه و اطلاع از سطح و حجم آب دریاچه حاصل می‌گردد ($N = \rho c d \frac{\Delta T}{\Delta t}$)؛ λ : گرمای نهان تبخیر ($J kg^{-1}$)؛ c: گرمای ویژه آب ($J kg^{-1} ^\circ C^{-1}$)؛ T_s : دمای سطح آب ($^\circ C$)؛ β : نسبت باون (بدون بعد) و پارامترهای ρ ، c، d، ΔT و Δt به ترتیب چگالی آب (kg/m^3)، ظرفیت گرمایی ویژه آب ($J kg^{-1} ^\circ C^{-1}$)، عمق (متر)، تغییرات مکانی متوسط دمای آب ($^\circ C$) و دوره‌ی زمانی (ثانیه) می‌باشند.

روش بیلان انرژی نسبت باون، اغلب به عنوان روش مرجع جهت مقایسه و ارزیابی سایر روش‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد (وینتر و همکاران، ۲۰۰۳؛ استنارد و روزنبری، ۱۹۹۱؛ لنترز و همکاران، ۲۰۰۵؛ استافر، ۱۹۹۱؛ سین و همکاران، ۱۹۹۱). محدودیت این روش نیاز به داده‌های ورودی متعددی است که در اغلب دریاچه‌ها و مخازن سدها در دسترس نیست. برای افزایش دقت روش بیلان انرژی، اندازه‌گیری‌های دمای سطح و عمق آب و اطلاعات هواشناسی که مبین وضعیت سطح دریاچه باشد، ضروری است (اندرسون، ۱۹۹۲؛ اسولین و ماهرر، ۱۹۹۳؛ استارک و همکاران، ۱۹۹۲).



۴-۴- روش‌های ترکیبی

روش ترکیبی بیلان انرژی و انتقال جرم، اولین بار توسط پنمن (۱۹۴۸) ارائه گردید. این روش در مقایسه با سایر روش‌های مورد بحث کاربردی‌تر بوده و نتایج قابل قبولی نیز حاصل نموده است (بروتسرت، ۱۹۸۲). این رابطه توسط محققین دیگری در جهت توسعه کاربرد آن اصلاح شده است (مانند پریستلی و تیلر، ۱۹۷۲). این مدل‌ها معایبی نیز داشت که عبارتند از: عدم در نظر گرفتن تغییرات ذخیره گرمایی در لایه‌های زیرین آب و در نتیجه عدم کاربرد در دریاچه‌ها و مخازن عمیق، نادیده گرفتن اثر تغییرات دمای سطح آب، متاثر بودن رابطه از موقعیت اندازه‌گیری دمای هوا و سایر عوامل اقلیمی. به این منظور مدل CRLE توسط مورتون به منظور برطرف کردن برخی از نقاط ضعف رابطه پنمن و پریستلی - تیلر ارائه شده است. مورتون (۱۹۷۸) مدلی را نیز با نام CRAE برای تخمین میزان تبخیر - تعرق واقعی و تخمین تبخیر از سطح دریاچه‌ها ارائه داد که نتایج نسبتاً مطلوبی حتی در مناطق مختلف حاصل نمود. داده‌های ورودی مدل مذکور دمای هوا، دمای نقطه شبنم و تعداد ساعات آفتابی می‌باشد. همچنین برای لحاظ نمودن اثر ذخیره گرمایی لایه‌های زیرین در میزان تبخیر، در دسترس بودن داده‌های کیفی آب به لحاظ شوری و عمق مخزن ضروری است. نکته حایز اهمیت در این مدل این است که ضریب انتقال بخار مورد استفاده، مستقل از میزان آشفتگی هوا و سرعت باد بوده و عوامل موثر در آن با استفاده از نتایج دیگر مطالعات واسنجی شده است. سعادت‌خواه و همکاران (۱۳۸۰)، مطالعه‌ای به منظور برآورد تبخیر از سطح مخازن چاه نیمه در استان سیستان و بلوچستان با روش‌های بیلان آبی، تشت تبخیر، پنمن و مدل CRLE انجام دادند و نشان دادند که برآوردهای حاصل از روش پنمن دقت نسبتاً خوبی با برآوردهای روش بیلان آبی داشت. سایر معادلات از قبیل پریستلی - تیلر (استوارت و روسی، ۱۹۷۶)، دبروین - کیجمن (دبروین و کیجمن، ۱۹۷۹)، بروتسرت - استریکر (بروتسرت و استریکر، ۱۹۷۹) و دبروین (دبروین، ۱۹۷۸) در این گروه قرار دارند.

پنمن (۱۹۴۸، ۱۹۶۳) با ترکیب تئوری بیلان انرژی و انتقال جرم، توانست نیاز به داده‌های دمای سطح آب را مرتفع سازد و رابطه زیر را برای تبخیر از سطوح آزاد آبی ارائه نماید:

$$E = \frac{\Delta R_n}{\lambda(\Delta + \gamma)} + \frac{\gamma f(u)(e_a^* - e)}{\Delta + \gamma} \quad (2-4)$$

که در آن، Δ : شیب منحنی فشار بخار ($^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ kPa}$)؛ γ : ضریب رطوبتی ($^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ kPa}$)؛ e_a^* : فشار بخار اشباع (kPa)؛ e : فشار بخار در متوسط دمای هوا (kPa) و $f(u)$: تابع سرعت باد می‌باشد. موفقیت روش پنمن در بسیاری از نقاط مختلف دنیا، به دلیل اساس فیزیکی این روش می‌باشد (لیناکر، ۱۹۹۳).

پریستلی - تیلر (۱۹۷۲) فرم ساده‌تری از معادله ترکیبی پنمن را پیشنهاد نمود که در آن از اجزاء مقاومت آیرودینامیک چشم‌پوشی نمود و به جای آن ضریب اصلاحی α را قرار داد. این رابطه عبارت است از:

$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - N}{\lambda} \quad (3-4)$$



برای سطوح بزرگ آب، ضریب اصلاحی مذکور معادل ۱/۲۶ تخمین زده شده است (استوارت و رز، ۱۹۷۶؛ دبروین و کیجمن، ۱۹۷۹؛ استوارت و رز، ۱۹۷۷).

دبروین (۱۹۷۸) رابطه زیر را از ترکیب معادلات پنمن و پریستلی - تیلر برای برآورد تبخیر به دست آورد که بدین طریق عبارت مربوط به انرژی حذف شده است:

$$E = \frac{\alpha}{\alpha - 1} \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u) (e_a^* - e) \quad (۴-۴)$$

به کمک این رهیافت، دبروین توانست عبارات مربوط به تابش خالص و ذخیره حرارتی دریاچه و یا مخزن را که اغلب غیرقابل دسترس بوده و یا اندازه‌گیری دقیق آن هزینه‌های بسیاری در بر دارد، از رابطه خود حذف نماید. نتایج مدل وی در مقایسه با روش بیلان انرژی دقت قابل توجهی داشته است (دبروین، ۱۹۷۸).

دبروین و کیجمن (۱۹۷۹) بر اساس رابطه پریستلی - تیلر معادله ذیل را ارائه نمودند:

$$E = \frac{\Delta}{0.85\Delta + 0.63\gamma} \frac{R_n - N}{\lambda} \quad (۵-۴)$$

بروتسرت و استریکر (۱۹۷۹) یک مدل همرفتی - خشکی توسعه دادند که در آن تابع سرعت باد جایگزین عبارت انتقال بخار آیرودینامیک در معادله پنمن شده است. همچنین آن‌ها با به کار بردن رابطه تبخیر تعادلی پریستلی - تیلر، در نهایت رابطه ذیل را برای برآورد تبخیر ارائه نمودند:

$$E = (2\alpha - 1) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - N}{\lambda} - \lambda \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u) (e_a^* - e) \quad (۶-۴)$$

۴-۵- روش‌های تابش - دما

این گروه از روابط که اغلب مبنای تجربی دارند، در عین سادگی و اندک پارامترهای ورودی مورد نیاز، دقت آن‌ها بسته به شرایط محل مورد مطالعه متفاوت است. با توجه به اینکه در اغلب دریاچه‌ها و مخازن موجود در کشور، وجود اطلاعات جامع و منظمی که امکان کاربرد روابط پیچیده‌تر را فراهم نماید، میسر نیست، این روش‌ها می‌تواند کاربردی‌تر از روش‌های ترکیبی و یا بیلان انرژی باشد.

استوارت و رز (۱۹۷۶) شکل جدیدی از رابطه پریستلی - تیلر ارائه نمودند که در آن با استفاده از یک تابع خطی تابش خورشیدی ورودی، پارامترهای مربوط به تابش خالص و ذخیره حرارتی دریاچه را جایگزین نمودند. ضرایب تجربی تابع مذکور با استفاده از تحلیل رگرسیونی به دست آمده بود و لذا مخصوص دریاچه مورد مطالعه تعیین گردید. رابطه استخراجی آن‌ها مشابه معادله منتسب به مکینک (۱۹۵۷) بود که وی برای برآورد تبخیر از یک سطح کاملاً مرطوب توسعه داده بود:

$$E = 52.6 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{\lambda} - 0.12 \quad (۷-۴)$$



جنسن - هیز (۱۹۶۳) یک روش تجربی مبتنی بر رابطه تابش - دما با تبخیر روزانه به شکل زیر ارائه نمود:

$$E = 0.03523R_s (0.014T_a - 0.37) \quad (۸-۴)$$

استفن و استوارت (۱۹۶۳) نیز یک روش برآورد تبخیر مبتنی بر تابش که بر اساس متوسط ماهانه دمای هوا اصلاح شده بود، ارائه نمودند. آن‌ها روش پیشنهادی خود را به عنوان روش معادل کسری تبخیر تابش خورشیدی نام‌گذاری نمودند. روش پیشنهادی آن‌ها اساساً مشابه روش جنسن - هیز است که به شکل زیر ارائه شده است:

$$E = 0.03495(0.0082T_a - 0.19)R_s \quad (۹-۴)$$

۴-۶- روش‌های انتقال جرم (دالتون)

از قدیمی‌ترین روش‌های برآورد تبخیر از سطوح آزاد آب که به دلیل سادگی و دقت قابل قبول در حال حاضر نیز مورد علاقه و کاربرد گسترده‌ای نیز قرار دارد، روش‌های انتقال جرم می‌باشد (دالتون، ۱۸۰۲). این روش‌ها بر پایه قانون دالتون بنا شده‌اند. هربک (۱۹۶۲) رابطه‌ای مبتنی بر تئوری دالتون و انتقال جرم برای تبخیر از مخازن سدها توسعه داد که به شکل زیر است:

$$E = Cu(e_s - e_a) \quad (۱۰-۴)$$

که در این رابطه e_s و e_a به ترتیب فشار بخار اشباع و واقعی در دمای هوا و دمای سطح آب و C ضریب انتقال جرم است. در روش انتقال جرم پس از اینکه یک‌بار ضریب C تعیین شد، برآورد تبخیر به سادگی قابل انجام است. یافتن یک مقدار ثابت برای این ضریب که قابلیت کاربرد برای تمامی پیکره‌های آبی را داشته باشد، تقریباً غیرممکن است؛ هرچند تلاش‌های متعددی به منظور تولید یک مقدار عمومی برای این ضریب انجام شده است. هربک (۱۹۶۲) تابعی برای ضریب C پیشنهاد نمود که در آن سطح آب دریاچه یا مخزن (A_s) عامل موثری است. بر اساس آنچه گذشت یک رابطه انتقال جرم به شکل زیر ارائه شده است (شاتلورث، ۱۹۹۳):

$$E = 2.909A_s^{-0.05}u(e_s - e_a) \quad (۱۱-۴)$$

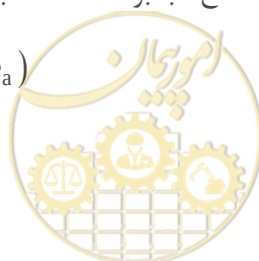
شاتلورث (۱۹۹۳) بر اساس تحقیقات پروتسرت و یو (۱۹۶۸) رابطه دیگری به شرح ذیل ارائه داد:

$$E = 3.623A_s^{-0.066}u(e_s - e_a) \quad (۱۲-۴)$$

در توسعه این روابط، فرض اساسی این بوده است که وابستگی معکوس بین ضریب انتقال جرم و اندازه سطح آب، اثرات کاهش فرایند انتقال آشفته روی سطح صاف آب را منعکس می‌کند (شاتلورث، ۱۹۹۳).

اسویرز (۱۹۷۶) فرم دیگری از روابط انتقال جرم که در دهه اخیر کاربرد گسترده داشته است، با استفاده تابع اصلاح شده سرعت باد مک‌میلان (۱۹۷۳) برای اندازه سطح آب بوده است که به شکل زیر بیان می‌شود:

$$E = (5 \times 10^6 \times A_s^{-1})^{0.05} (3.6 + 2.5u_3)(e_s - e_a) \quad (۱۳-۴)$$



در این رابطه u_3 : سرعت باد در ارتفاع سه متری بالای سطح آب است.

ریان - هرلمن (۱۹۷۳) نیز رابطه‌ای را بر اساس تئوری دالتون به منظور برآورد تبخیر از پیکره‌های آبی ارائه نمود (راسموسن و همکاران، ۱۹۹۵) که به شکل زیر شناخته می‌شود:

$$E = \lambda^{-1} \left[2.7(T_w - T_a)^{1/3} + 3.1u \right] (e_s - e_a) \quad (۱۴-۴)$$

۴-۷- روش‌های دما - طول روز

بلانی (۱۹۵۰) روش خود را بر اساس ایجاد همبستگی بین داده‌های تبخیر ماهانه و متوسط دمای هوا و درصد زمانی از ساعات روشنایی روز توسعه داد. رابطه وی بعد از اصلاح توسط کریدل، به شکل زیر برای برآورد تبخیر از سطوح آب ارائه گردید (شرترز، ۲۰۰۸):

$$E = 25.4(0.0173T_a - 0.314)T_a \frac{D}{D_{TA}} \quad (۱۵-۴)$$

که در آن D : ساعات روشنایی روز و D_{TA} کل ساعات روشنایی سالانه می‌باشد.

هامون (۱۹۶۳) معادله ساده‌ای برای برآورد تبخیر بر اساس ارتباط بین تبخیر - تعرق پتانسیل، حداکثر انرژی تابشی ورودی و ظرفیت نگهداری رطوبت هوا توسعه داد. این روش به دلیل سادگی معمولاً برای برآورد تبخیر از دریاچه‌ها و یا تبخیر پتانسیل در مقیاس حوضه به کار می‌رود (یائو و کرید، ۲۰۰۵). شکل معمول رابطه هامون به صورت زیر به کار می‌رود:

$$E = 0.63D^2 \times 10^{\frac{7.5 \times T_a}{T_a + 273}} \quad (۱۶-۴)$$

شکل دیگری از رابطه هامون نیز به صورت ذیل مورد استفاده قرار گرفته است (لو و همکاران، ۲۰۰۳):

$$E = 35.755D \left(\frac{e_a^*}{T_a + 273.3} \right) \quad (۱۷-۴)$$

که در آن D : ساعات روشنایی روز است. رابطه هامون به شکل زیر نیز اصلاح و مورد استفاده قرار می‌گیرد (یائو و کرید، ۲۰۰۵):

$$E = 13.97 \frac{SVD}{100} \left(\frac{D}{12} \right)^2 \quad (۱۸-۴)$$

که در آن چگالی بخار اشباع (SVD) در متوسط دمای هوا نیز به کار رفته است.



۴-۸- روش های دمایی

پاپاداکیس (۱۹۶۱) نیز برای برآورد تبخیر رابطه ای ارایه کرد که جزو روش های دمایی شناخته می شود. در این روش، شارهای گرمایی دریچه با اختلاف بین فشار بخار اشباع در بالای سطح آب به ازای حداقل و حداکثر دمای هوا، جایگزین گردیده است. به این طریق در این روش صرفا اطلاع از حداقل و حداکثر دمای هوا مورد نیاز است:

$$E = 0.5625 \left[e_{a,\max}^* \times 10^{-2} - (e_{a,\min}^* \times 10^{-2} - 2) \right] \quad (19-4)$$

۴-۹- روش بیلان آب

در روش های بیلان آبی بر اساس رابطه پیوستگی چرخه هیدرولوژیک دریچه برای سامانه آبی مورد نظر، میزان تبخیر با توجه به مشخص بودن سایر عوامل بیلان برآورد می شود. در شرایط ایده آل که نگهداری و پایش سامانه مورد نظر به نحو مطلوبی صورت گرفته باشد و داده های نسبتا دقیقی از ورودی ها و خروجی های مخزن در دوره زمانی مورد نیاز وجود داشته باشد، این روش نتایج نسبتا دقیقی ارایه می دهد. در برخی مراجع دوره زمانی یک ساله برای استفاده از این مدل در برآورد تبخیر مناسب تشخیص داده شده است و دوره های ماهانه و کم تر، به علت تاثیر تغییرات فصلی عوامل موثر بر تبخیر، مناسب ارزیابی نشده است (سعادت خواه و همکاران، ۱۳۸۰). اجزای بیلان آبی شامل بارش، جریان ورودی سطحی، جریان ورودی زیرزمینی، جریان خروجی سطحی، جریان خروجی زیرزمینی، تغییرات حجم ذخیره آب و میزان تبخیر می باشد.

۴-۱۰- تبخیر از آب های شور

با افزایش غلظت املاح موجود در آب به هر دلیل، به دلیل کاهش انرژی آزاد مولکول های آب ناشی از این املاح و نیز کاهش فشار بخار آب اشباع حاصل از آن، میزان تبخیر از سطح آزاد آب در مقایسه با آب های شیرین، کاهش می یابد. ضمن اینکه وجود املاح سبب می گردد که سهم کمتری از انرژی رسیده به سطح آب به صورت گرمای نهان تبخیر تبدیل گردد و بیش تر این انرژی صرف گرم شدن آب می شود (احمدزاده، ۲۰۰۷). در این شرایط و برای محاسبه میزان تبخیر از سطح آزاد آب، تقریبا همان روش های متداول مطرح شده استفاده می گردد با این تفاوت که با در نظر گرفتن اثر شوری بر فشار بخار آب که بستگی به میزان شوری آب دارد، اثر املاح موجود بر میزان تبخیر اعمال می شود. باید در نظر داشت به این منظور دو روش وجود دارد، یکی برای شرایطی محلول رقیق (غلظت کم تر از یک مول در هر لیتر) و دیگری محلول غلیظ.

در شرایط محلول رقیق، فشار بخار اشباع در آب های شور با استفاده از قانون راولت به شرح رابطه ذیل برآورد می شود.



$$e_{ss} = e_s \left(\frac{n_w}{n_w + n_s} \right) \quad (۲۰-۴)$$

که در این رابطه، n_s تعداد مول‌های نمک و n_w تعداد مول‌های آب در محلول است.

اما در شرایط محلول غلیظ، باید از رابطه بین فشار بخار اشباع آب خالص و شور به شرح رابطه ذیل استفاده شود:

$$e_{ss} = e_s (a_w) \quad (۲۱-۴)$$

که در آن، a_w ضریب فعالیت آب در محلول است که معمولاً بین صفر تا یک تغییر می‌کند. برآورد ضریب مذکور نیاز به آزمایشات متعدد دارد. بدین منظور اغلب از روابط تجربی حسب آزمایشات مختلف برای برآورد آن استفاده می‌شود. رابطه ذیل نمونه‌ای از رابطه بین ضریب فعالیت آب در محلول و هدایت الکتریکی محلول است.

$$a_w = 2EC^2 - 0.0014EC + 0.99 \quad (۲۲-۴)$$

که در آن EC هدایت الکتریکی آب بر حسب گرم بر لیتر است.

۴-۱۱- روش‌های مناسب برآورد تبخیر از سطح آب

روش‌های مختلف برآورد تبخیر از سطوح آزاد آب، به صورت جامع توسط مجیدی و همکاران (۱۳۹۲) مورد ارزیابی قرار گرفته و در این بخش به صورت خلاصه نتایج آن جهت کاربران ارائه شده است. این راهنما می‌تواند جهت انتخاب روش مناسب موثر باشد.

۴-۱۱-۱- تحلیل حساسیت روش‌های موجود برآورد تبخیر

در اغلب روش‌های معرفی شده، فرضیات و ضرایبی به کار رفته است که یا نیاز به واسنجی داشته و یا تخمین آن‌ها تا حدی مشکل است. از طرفی عدم قطعیت در داده‌ها و پارامترهای ورودی در بسیاری از موارد تقریباً ناشناخته است (والت‌کولمب و همکاران، ۲۰۰۱). با این حال هم‌نواپی نتایج و تفسیر رفتار روش‌های مختلف مورد استفاده، از طریق تحلیل حساسیت این روش‌ها به پارامترهای ورودی قابل بحث است. در اینجا نتایج تأثیر هریک از پارامترهای ورودی بر برآوردهای تبخیر حاصل از روش‌های مختلف با اعمال تغییرات در حدود $\pm 10\%$ درصد مورد تحلیل و بررسی قرار گرفته است تا به نحوی با این تحلیل حساسیت، رفتار این مدل‌ها بهتر شناسایی گردد.

تحلیل حساسیت روش‌های برآورد تبخیر نسبت به داده‌های ورودی، طبق آنچه در جدول (۴-۱) ارائه گردیده است، مشخص نمود که در مجموع روش‌های پروتسرت - استریکر، هامون (رابطه ۴-۱۶) و بیلان انرژی حساس‌ترین روش‌ها نسبت به پارامترهای ورودی هستند. کم‌ترین حساسیت نسبت به داده‌های ورودی در روش‌های تابش - دما (مکینک، جنسن - هیز و استفن - استوارت) دیده می‌شود (مجیدی و همکاران، ۱۳۹۲).



جدول ۴-۱- تحلیل حساسیت روش‌های مختلف بر آورد تبخیر از سطوح آبی به داده‌های ورودی (مجیدی و همکاران، ۱۳۹۲)

خطای تجمعی	سرعت باد	دمای سطح آب	دمای هوا	تابش	روش‌های برآورد تبخیر	
۳۰/۴۹	—	۱۹/۷۵	۱/۸۸	۸/۸۶	بیان انرژی نسبت باون (BREB) (رابطه ۴-۱)	گروه بیان انرژی
۲۸/۶۸	۰/۰۳	۷/۷۶	۱۲/۰۷	۸/۸۲	پنمن (رابطه ۴-۲)	گروه ترکیبی
۲۸/۶۹	—	۷/۷۹	۱۲/۰۴	۸/۸۶	پریستلی - تیلر (۴-۳)	
۲۸/۶۸	—	۷/۷۹	۱۲/۰۳	۸/۸۶	دبروین - کیجمن (رابطه ۴-۴)	
۳۳/۷۹	۲/۴۳	۱۰/۱۵	۹/۶۷	۱۱/۵۴	بروتسرت - استریکر (رابطه ۴-۵)	
۲۷/۲۱	۷/۳۴	—	۱۹/۸۷	—	دبروین (رابطه ۴-۶)	
۶/۳۰	—	—	—	۶/۳۰	مکیکنک (رابطه ۴-۷)	گروه تابش - دما
۱۵/۰۲	—	—	۸/۷۴	۶/۲۸	جنسن - هیز (رابطه ۴-۸)	
۱۴/۴۲	—	—	۸/۱۴	۶/۲۸	استفنز - استوارت (رابطه ۴-۹)	
۲۸/۰۵	۱۰/۰۰	۱۸/۰۵	—	—	انتقال جرم (رابطه ۴-۱۰)	گروه دالتون
۲۸/۰۵	۱۰/۰۰	۱۸/۰۵	—	—	انتقال جرم (رابطه ۴-۱۱)	
۲۸/۰۵	۱۰/۰۰	۱۸/۰۵	—	—	انتقال جرم (رابطه ۴-۱۲)	
۲۹/۵۲	۱۰/۰۵	۲/۰۴	۱۷/۴۳	—	رایان - هرلمن (رابطه ۴-۱۴)	
۲۳/۲۴	—	—	۱۳/۲۴	۱۰/۰۰	بلانی - کریدل (رابطه ۴-۱۵)	گروه دما - طول روز
۳۵/۲۶	—	—	۱۴/۲۶	۲۱/۰۰	هامون (رابطه ۴-۱۶)	
۲۱/۷۲	—	—	۰/۷۲	۲۱/۰۰	هامون (رابطه ۴-۱۷)	
۲۴/۳۶	—	۱۳/۶۴	۰/۷۲	۱۰/۰۰	هامون (رابطه ۴-۱۸)	
۲۱/۹۱	—	—	۲۱/۹۱	—	پاپاداکیس (رابطه ۴-۱۹)	گروه دمایی

۴-۱۱-۲- رتبه‌بندی روش‌های برآورد تبخیر از سطح آب

مجیدی و همکاران (۱۳۹۲) روش‌های مختلف برآورد تبخیر از سطح آزاد آب را مورد ارزیابی و به لحاظ دقت رتبه‌بندی نمودند. رتبه‌بندی روش‌ها برای مقادیر روزانه و ماهانه تبخیر از سطح آب انجام گردید. نتایج رتبه‌بندی تحقیقات مذکور در جدول (۴-۲) ارائه شده است.

جدول ۴-۲- رتبه‌بندی روش‌های برآورد تبخیر بر اساس مقادیر روزانه و ماهانه (مجیدی و همکاران، ۱۳۹۲)

روزانه		ماهانه		روش‌های برآورد تبخیر	
رتبه‌بندی	RMSD	رتبه‌بندی	RMSD		
۳	۲/۰۰	۴	۱/۶۵	پنمن (رابطه ۴-۲)	گروه ترکیبی
۱۰	۲/۹۹	۱۳	۲/۷۰	پریستلی - تیلر (۴-۳)	
۱۶	۳/۹۷	۱۶	۳/۷۱	دبروین - کیجمن (رابطه ۴-۴)	
۹	۲/۹۵	۱۲	۲/۶۳	بروتسرت - استریکر (رابطه ۴-۵)	
۵	۲/۱۳	۳	۱/۶۲	دبروین (رابطه ۴-۶)	
۲	۱/۷۰	۲	۱/۳۴	مکیکنک (رابطه ۴-۷)	گروه تابش - دما
۱	۱/۵۹	۱	۱/۲۱	جنسن - هیز (رابطه ۴-۸)	
۸	۲/۷۴	۱۱	۲/۵۳	استفنز - استوارت (رابطه ۴-۹)	



ادامه جدول ۴-۲- رتبه‌بندی روش‌های برآورد تبخیر بر اساس مقادیر روزانه و ماهانه (مجیدی و همکاران، ۱۳۹۲)

روزانه		ماهانه		روش‌های برآورد تبخیر	
رتبه‌بندی	RMSD	رتبه‌بندی	RMSD		
۱۸	۵/۴۷	۱۸	۴/۱۶	انتقال جرم (رابطه ۴-۱۰)	گروه دالتون
۱۴	۳/۵۱	۸	۲/۲۱	انتقال جرم (رابطه ۴-۱۱)	
۱۲	۳/۲۷	۷	۱/۹۸	انتقال جرم (رابطه ۴-۱۲)	
۱۵	۳/۵۴	۱۰	۲/۴۲	رایان-هرلمن (رابطه ۴-۱۴)	
۶	۲/۴۶	۹	۲/۲۱	بلانی-کریدل (رابطه ۴-۱۵)	گروه دما-طول روز
۱۷	۴/۰۵	۱۷	۳/۸۹	هامون (رابطه ۴-۱۶)	
۴	۲/۰۶	۵	۱/۶۶	هامون (رابطه ۴-۱۷)	
۱۱	۳/۱۴	۱۵	۲/۸۹	هامون (رابطه ۴-۱۸)	
۷	۲/۵۲	۶	۱/۷۶	پاپاداکیس (رابطه ۴-۱۹)	گروه دمایی
۱۳	۳/۴۳	۱۴	۲/۷۱	تشت تبخیر	

همان‌طور که مشاهده می‌گردد، روش‌های جنسن - هیز و مکینک (گروه تابش - دما) و نیز روش‌های دبروین و پنمن (ترکیبی)، هم در مقیاس روزانه و هم ماهانه، به ترتیب در جایگاه اول تا چهارم مناسب‌ترین روش‌های برآورد تبخیر به لحاظ دقت قرار گرفته‌اند. برتری روش‌های تابش - دما در اینجا نشان می‌دهد که تاثیر عوامل مختلفی که بر تبخیر آب از دریاچه موثر هستند، در پارامترهای دما و تابش به خوبی دیده می‌شوند. از طرفی با توجه به اینکه اندازه‌گیری دمای هوا و برآورد تابش خورشیدی، جزو در دسترس‌ترین و آسان‌ترین اطلاعات در اکثر مناطق می‌باشد، برتری روش‌های تابش - دما در برآورد تبخیر، نویدی است برای امکان کاربرد گسترده این روش‌ها در مناطق مشابه.

در سوی دیگر دقت مطلوب روش دبروین که نیازی به برآورد ذخیره حرارتی دریاچه ندارد، نیز قابل تامل است. روش پنمن نیز همان‌طور که انتظار می‌رفت، دقت مطلوبی دارد. هرچند بدیهی است پیچیدگی دو روش مذکور و نیاز به داده‌های ورودی بیش‌تر، در مقایسه با روش‌های جنسن - هیز و مکینک، به‌ویژه در شرایطی که با محدودیت اطلاعات مواجه هستیم، زیاد مطلوب نخواهد بود.

در رتبه‌های بعدی روش‌های دما - طول روز قرار گرفته‌اند. به هر حال سادگی این روش‌ها و داده‌های ورودی اندک مورد نیاز در آن‌ها، حصول نتایج نسبتاً دقیق، به‌ویژه برای شرایط کشور ما به لحاظ کمبود داده‌های در دسترس و معتبر، بسیار حایز اهمیت است.

روش‌های دالتون علی‌رغم نیاز به واسنجی و نیز بیش‌برآوردهایی که در اغلب زمان‌های سال در شدت تبخیر حاصل نموده‌اند، تقریباً عملکرد مطلوبی داشته و در دسته روش‌های با دقت متوسط قرار می‌گیرند. در حقیقت عملکرد متفاوت روش‌های انتقال جرم، با توجه به تفاوت در ضرایب آن‌ها، کاملاً مشهود است.

ضعف روش‌های پریستلی - تیلر و دبروین - کیجمن، احتمالاً نشان از عدم تناسب ضرایب به کار رفته در آن‌ها به جای اجزاء آیرودینامیک است. نکته جالب، تشابه نسبی این دو روش و نیز تشابه در نتایج حاصل از آن‌ها است.



قابل توجه است که بر اساس نتایج تحقیق، قابلیت اعتماد به برآوردهای تبخیر حاصل از تشت، به ویژه در مقیاس روزانه و ماهانه، اندک بوده و در کاربری‌های دقیق‌تر و برنامه‌ریزی‌های زمانی کوچک‌تر از سالانه، قابلیت کاربرد ندارد. رتبه‌بندی روش‌ها همچنین نشان می‌دهد که اصولاً برآوردهای تبخیر با استفاده از روش‌های مختلف در مقیاس زمانی ماهانه، دقت مطلوب‌تری نسبت به مقادیر روزانه دارد.



فصل ۵

تبخیر از سطح خاک



۵-۱- مقدمه

تبخیر از سطح خاک، که عمدتاً بین ۱۰ تا ۶۰ درصد کل تبخیر تعرق (از ترکیب خاک و پوشش گیاهی) گزارش شده است (هیلل، ۱۹۹۸)، بخش مهمی از بیلان آب در حوضه را تشکیل می‌دهد. این موضوع به ویژه در نواحی خشک و نیمه‌خشک، زمین‌های بایر و دیم‌زارها و در اراضی کشاورزی (بسته به نوع مدیریت کشاورزی و آبیاری) و فصول غیر زراعی، حائز اهمیت است. بخش قابل توجهی از آب پس از بارندگی که به سطح خاک می‌رسد، به دلیل این پدیده در معرض بازگشت به اتمسفر قرار می‌گیرد. در سوی دیگر باید توجه داشت که در بسیاری از موارد، تبخیر از خاک و تعرق از گیاهان به صورت ترکیبی با یکدیگر برآورد می‌گردد و اغلب جداسازی آن‌ها بسیار مشکل است. در این بخش به مباحث مربوط به تبخیر از خاک پرداخته می‌شود اما مسلماً موضوع متمرکز بر تفکیک تبخیر و تعرق نبوده و هدف، ارائه روش‌ها و رویکردهای برآورد تبخیر از سطح خاک فاقد پوشش گیاهی است. این موضوع در محاسبات بیلان آب در حوضه و نیز در مباحث مربوط به آبیاری در شرایطی که تبخیر از خاک غالب است (دوره آیش، اوایل فصل زراعی و ...) می‌تواند کاربرد داشته باشد. البته باید توجه داشت که برآورد تبخیر از خاک به این نحو دارای پیچیدگی‌های بسیاری بوده و در مباحث کاربردی، دست کم در محاسبات معمول بیلان آب، این روش‌ها کم‌تر مورد استفاده قرار می‌گیرد. در کاربردهای کشاورزی و برنامه‌ریزی آبیاری، از طریق روش‌های معمول برآورد نیاز آبی گیاهان و با استفاده از ضرایب گیاهی، سهم تبخیر از خاک برآورد می‌شود. این موضوعات در ادامه در این فصل مورد بحث قرار می‌گیرد.

۵-۲- مبانی تبخیر از خاک

تبخیر از خاک فاقد پوشش گیاهی غالباً به دو یا سه مرحله تقسیم می‌شود که شکل یا ماهیت کنترل فرآیند تبخیر و میزان آن را توصیف می‌کند. با فرض ثابت بودن شرایط خارجی موثر بر تبخیر از خاک، این فرآیند را در سه مرحله به شرح ذیل می‌توان تشریح نمود:

الف- تبخیر با شدت ثابت: در شرایطی که خاک مرطوب است و متناسب با نیاز تبخیر اتمسفر، قابلیت هدایت آب از خاک به ناحیه تبخیرشونده وجود دارد، این مرحله از تبخیر از خاک اتفاق می‌افتد. در این مرحله شرایط حاکم و عوامل موثر بر تبخیر از خاک، مشابه تبخیر از سطح آزاد آب است. شدت تبخیر در این مرحله توسط شرایط اقلیمی (تشنع، باد، دما، رطوبت نسبی و ...) و به طور کل با موجودیت انرژی، کنترل می‌شود. مدت زمان این مرحله بستگی به خصوصیات هیدرودینامیکی خاک (هدایت هیدرولیکی، ظرفیت نگهداری آب در خاک) و شرایط تبخیرپذیری اتمسفر بستگی دارد. در اقلیم‌های خشک، مدت زمان این مرحله کوتاه بوده و ممکن است به چند روز و یا چند ساعت محدود شود.

ب- تبخیر با شدت کاهشی: در این مرحله، رطوبت لایه سطحی خاک تا حدی کاهش می‌یابد که ظرفیت هیدرولیکی خاک قادر به تامین آب جهت تبخیر نیست. در این مرحله رطوبت لایه‌های پایین‌تر بر اثر صعود

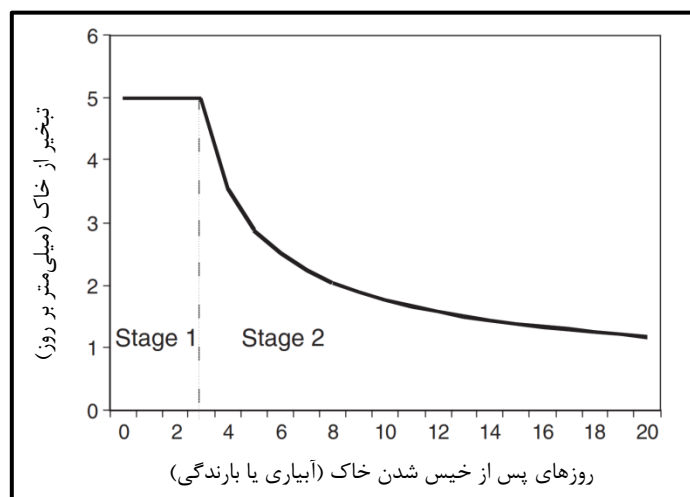


مویینگی به سطح خاک آمده تا کاهش رطوبت خاک سطحی را تا جایی که شرایط اقلیمی و خاک اجازه می‌دهد، جبران کند. این مرحله عمدتاً طولانی‌تر از مرحله اول است. شدت تبخیر در این مرحله به تدریج با زمان کاهش می‌یابد.

ج- تبخیر باقیمانده با شدت کم: پس از خشک شدن بیش از حد لایه سطحی خاک، و توقف هدایت رطوبت در نیم‌رخ خاک، این مرحله آغاز می‌شود که در آن، انتقال آب از میان لایه خشک شده به طریق فرآیند آرام پخشیدگی بخار آب صورت می‌پذیرد.

اغلب این مرحله در ادامه مرحله قبلی گنجانده شده و لذا در بسیاری از مراجع، معمولاً از دو مرحله تبخیر یاد می‌شود. شکل (۱-۵) مراحل مختلف تبخیر از خاک را نشان می‌دهد.

در ادامه روش برآورد تبخیر از خاک به تفکیک مراحل دوگانه اصلی آن، ارائه شده است.



شکل ۱-۵- نمودار شماتیک سرعت تبخیر از خاک فاقد پوشش گیاهی که نشان دهنده شیب شدید تغییرات بین مرحله اول و دوم تبخیر از خاک است (به عنوان مثال در شرایطی که تبخیر پتانسیل برابر ۵ میلی‌متر در روز است)
(منبع: ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70)

۵-۳- مرحله اول تبخیر از خاک

شدت تبخیر از خاک در مرحله اول آن، همان‌طور که در رابطه (۱-۵) بیان شده است، تابعی از قدرت تبخیرپذیری لایه مرزی اتمسفر است و عموماً به عنوان ضریبی از تبخیر تعرق پتانسیل برآورد می‌گردد:

$$E_1 = K_{e\max} \times ET_0 \quad (1-5)$$

که در آن، E_1 شدت تبخیر از خاک در طی مرحله اول (میلی‌متر در روز) است که به صورت روزانه و بسته به تبخیر تعرق پتانسیل تغییر می‌کند. وقتی مجموع شدت تبخیر از خاک در مرحله اول (تبخیر تجمعی از خاک) از حد آب قابل تبخیر سهل الوصول تجاوز کند، فرض می‌شود مرحله اول تبخیر از خاک پایان یافته و مرحله دوم آن شروع می‌شود. مقادیر ضریب $K_{e\max}$ به طور کلی بین ۰/۸ تا ۱/۲ متغیر است. چنانچه در برآورد تبخیر تعرق پتانسیل، از روش‌های



تبخیر تعرق مرجع بهره برده شود، مقادیر این ضریب بین ۱/۰۵ تا ۱/۲ است. مقدار استاندارد توصیه شده برای ضریب مذکور، معادل با ۱ برای تبخیر تعرق مرجع و برابر با ۱/۲ برای استفاده از تبخیر تعرق پتانسیل است. برای محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل یا مرجع می‌توان از روش‌های مختلف ارایه شده در فصل دوم این راهنما استفاده کرد. کل مقدار تجمعی تبخیر از سطح خاک در مرحله اول، معادل با پارامتری به نام آب با سهولت قابل تبخیر و یا آب قابل تبخیر سهل الوصول^۱ (REW) است که برابر با بیش‌ترین آب قابل تبخیر از لایه سطحی خاک بوده و در خاک‌های مختلف، متفاوت است. این پارامتر، از جدول (۵-۱) قابل برآورد است.

جدول ۵-۱- مقادیر معمول آب با سهولت قابل تبخیر (REW) برای خاک‌های مختلف (آلن و همکاران، ۱۹۹۸)

نوع خاک	مقدار آب با سهولت قابل تبخیر (REW) بر حسب میلی‌متر
شن	۷-۲
شن لومی	۸-۴
لوم شنی	۱۰-۶
لوم	۱۰-۸
لوم سیلت	۱۱-۸
سیلت	۱۱-۸
لوم رسی سیلت	۱۱-۸
رسی سیلتی	۱۲-۸
رس	۱۲-۸

۵-۴- مرحله دوم تبخیر از خاک

برآورد تبخیر از خاک در شرایطی که خاک سطحی خشک شود، و مرحله دوم تبخیر از خاک آغاز گردد، بسیار پیچیده است. مرحله دوم تبخیر، هنگامی آغاز می‌شود که تبخیر از خاک با توجه به محدودیت‌های هیدرولیکی با مقادیر کم‌تر از تبخیر پتانسیل اتفاق می‌افتد. در این مرحله، تبخیر از خاک با سرعت انتقال آب در خاک چه به صورت مایع و چه بخار تا سطح خاک، کنترل می‌گردد. اغلب تحقیقات و روش‌های برآورد تبخیر از خاک در مرحله دوم، با عنوان روش‌های برآورد تبخیر از خاک در شرایط غیرماندگار یاد شده است. آنچه در طبیعت نیز اغلب رخ می‌دهد، به استثنای مناطقی که در آن سطح ایستابی بالاست، همین شرایط غیرماندگار است.

پژوهش‌ها در زمینه تبخیر غیرماندگار از خاک نیز در دو گروه راه‌حل‌های عددی و تحلیلی معادله ریچاردز (۱۹۳۱) و با توجه به شرایط مرزی و اولیه حاکم بر مرحله دوم تبخیر از خاک، متمرکز هستند. در راه‌حل‌های عددی، معادلات حاکم بر جریان ناحیه غیراشباع در محیط‌های متخلخل با توجه به شرایط اولیه و مرزی متفاوت حل می‌گردد. این

¹ Readily evaporable water



روش‌ها امکان بررسی اثر تغییرات زمانی و مکانی در وضعیت جریان رو به بالای آب در نیم‌رخ خاک را فراهم می‌سازد. در دسته دوم این روش‌ها، حاصل تلاش‌های پژوهش‌گرانی است که معادلات حاکم بر جریان رو به بالا در محیط غیراشباع را به کمک روش‌های تحلیلی حل نموده‌اند. در این گروه، معمولاً از فرضیات ساده کننده‌ای نظیر صرف نظر نمودن از اثر دما و نیروی ثقل و سایر فرضیات محتمل، استفاده شده است. با توجه به پیچیدگی موضوع، در این قسمت صرفاً به معرفی برخی از روابط و یا مدل‌های برآورد تبخیر از خاک پرداخته شده است که به لحاظ سادگی و تعداد اندک داده‌های مورد نیاز، قابلیت کاربرد بیش‌تری دارد.

- مدل ریشه دوم زمان (SRT)

مقدار تبخیر تجمعی از خاک در طی مرحله دوم تبخیر (ΣE_2) برای خاکی عمیق که از ابتدا مرطوب بوده را به شرح رابطه زیر می‌توان بیان نمود:

$$\Sigma E_2 = \alpha_r \sqrt{t_2} \quad (2-5)$$

که در آن، α_r بیان‌گر مقدار آب قابل دفع از خاک (میلی‌متر بر ریشه دوم زمان بر حسب روز) است که وابسته به خصوصیات هیدرولیکی خاک بوده و مقادیر تجربی توصیه شده آن در دامنه ۳/۳۴ تا ۵/۰۸ (بر حسب $\text{mm/d}^{-0.5}$) به ترتیب از خاک‌های شنی تا لوم رسی گزارش شده است و t_2 نیز زمان آغاز مرحله دوم تبخیر از خاک بر حسب روز است. برای محاسبه شدت تبخیر از خاک در هر روز از مرحله دوم، از رابطه فوق مشتق‌گیری شده و به صورت زیر بیان می‌شود:

$$E_2 = \frac{\alpha_r}{2\sqrt{t_2}} \quad (3-5)$$

که در آن E_2 شدت تبخیر از خاک در مرحله دوم در پایان روز t_2 ام است.

- مدل‌های برآورد تبخیر از خاک مبتنی بر ضرایب گیاهی

روش‌های مختلفی برای اصلاح ضریب گیاهی یا محاسبه ضریب تبخیر از خاک پیشنهاد شده است: رایت (۱۹۸۲) رابطه زیر را برای برآورد ضریب تبخیر از خاک در فواصل زمانی نسبتاً کوتاهی پس از بارندگی یا آبیاری ارائه داده است:

$$K_e = (K_{c \max} - K_s K_{cb}) \left[1 - \left(\frac{t}{t_d} \right)^{1/2} \right] f_w \quad (4-5)$$

که در آن، $K_{c \max}$ مقدار بیشینه ضریب گیاهی پس از آبیاری یا بارندگی است که عموماً بین ۰/۸ تا ۱/۲ متغیر است، K_{cb} ضریب گیاهی پایه، K_s ضریب تنش آبی (کسر آب در دسترس خاک در ناحیه ریشه گیاه)، t بیان‌گر تعداد روزهای پس از آبیاری یا بارندگی، t_d تعداد روزهای مورد نیاز برای خشک شدن لایه سطحی خاک (معادل ۳، ۵ و ۷ روز به ترتیب



برای خاک‌های شنی، لومی و رسی، f_w نسبت سطح خیس‌شدگی خاک است (در شرایط بارندگی و آبیاری یکنواخت این مقدار برابر ۱ است).

مدل عمومی ضریب تبخیر از خاک، که به شرح رابطه (۵-۵) توصیف می‌شود، بیان می‌کند که با خشک شدن لایه سطحی خاک، برای تبخیر آب کم‌تری در دسترس بوده و مقدار آن متناسب با آب باقیمانده در این لایه کاهش می‌یابد.

$$K_c = K_r (K_{cmax} - K_{cb}) \geq f_{cw} K_{cmax} \quad (5-5)$$

در این روش سپس مقدار تبخیر از خاک به صورت روزانه به طریق ذیل قابل محاسبه است:

$$E = \frac{K_e \times ET_o}{f_{ew}} \quad (5-6)$$

که در این روابط، K_e ضریب تبخیر از خاک، K_{cb} ضریب گیاهی پایه، K_{cmax} حداکثر مقدار ضریب گیاهی پس از بارندگی یا آبیاری، K_r ضریب کاهش تبخیر وابسته به عمق تخلیه (تبخیر) تجمعی از لایه سطحی خاک (که پس از بارندگی یا آبیاری برابر با ۱ و پس از آن کم‌تر از ۱ است) و f_{ew} کسر خاک خیس شده و در معرض هوا یا کسر خاک دارای بیش‌ترین مقدار تبخیر است.

ضریب کاهش تبخیر از طریق محاسبه موازنه روزانه آب در خاک لایه سطحی و یا رابطه (۴-۵) قابل محاسبه است. جداول مربوط به ضرایب گیاهی نیز همان‌طور که قبلاً تشریح شده است، در نشریه FAO 56 و یا کتاب ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران موجود است.



فصل ۶

تبخیر از سطح برف و یخ



۶-۱- مقدمه

تبخیر از سطح پوشیده از برف و یخ، به دلیل دمای بسیار پایین محیط، بازتابش شدید انرژی و نیز بالا بودن رطوبت نسبی هوا، بسیار اندک است به نحوی که در مطالعات هیدرولوژی اغلب از این مقدار، صرف نظر می‌شود. ممکن است تصور شود مقدار آب زیادی از یک پوشش برفی تبخیر می‌شود، در حالی که در بهار، به دلیل بالا بودن رطوبت نسبی هوا علی‌رغم گرمای موجود، و در زمستان، هنگامی که هوا خشک است، به دلیل محدودیت انرژی، تبخیر از سطوح برف و یخ بسیار کم است. اگرچه تقریباً به اعتقاد محققین، به‌هیچ وجه آب از روی برف از طریق تبخیر از بین نمی‌رود، اما انرژی از دست رفته در این فرآیند ممکن است به طور قابل توجهی فرآیند ذوب برف را تحت تاثیر قرار دهد. این پدیده که به تصعید نیز موسوم است، در اثر بالا بودن نسبی فشار مولکولی برف و یخ نسبت به اتمسفر ممکن است اتفاق افتد. بدیهی است هر عاملی که بتواند اختلاف فشار بخار بین سطح برف و یخ و هوای مجاور ایجاد کند، از قبیل باد، نیز بر سرعت تبخیر از این سطوح موثر است.

به طور کلی برآورد تبخیر از سطوح برف و یخ آسان نیست و در سوی دیگر این مقدار تبخیر در بیلان آب حوضه مگر در حوضه‌های جنگلی خیلی قابل توجه نیست. به نحوی که در حوضه‌های باز حداکثر این مقدار حدود ۲/۵ میلی‌متر در روز و در حوضه‌های جنگلی تا حداکثر ۶ میلی‌متر در روز گزارش شده است.

۶-۲- روش‌های برآورد تبخیر از سطح برف و یخ

برای اندازه‌گیری تبخیر از سطح برف و یخ، از تبخیرسنج‌های وزنی یا میکرولایسی‌متر استفاده می‌شود. در مواردی که این ابزار در اختیار نباشد، باید از طریق عوامل موثر بر تبخیر این میزان را برآورد نمود. برای اینکه تبخیر از یک سطح برف و یا یخ صورت بگیرد باید دو شرط برآورده شود. نخست اینکه انرژی لازم باید در سطح برف تامین شود و فشار بخار در سطح برف نیز باید بیش از فشار بخار هوا باشد. در این شرایط معادله بیلان انرژی سطح برف و یا یخ را می‌توان حل نمود و از آن میزان تبخیر از این سطوح را برآورد کرد. این موضوع از طریق ترکیب مبانی آیرودینامیک با معادله بیلان انرژی صورت می‌گیرد به همین دلیل به روش‌های آیرودینامیک موسوم است. در رویکردی دیگر، پروفیل حرارتی و در نتیجه رطوبتی برف ملاک محاسبات قرار می‌گیرد.

مدل‌های مختلفی برای برآورد تبخیر از سطح برف و یخ وجود دارد که از مدل‌های ساده شده مبتنی بر قانون دالتون تا مدل‌های پیچیده‌ای که شرایط مرزی و اولیه و داده‌های بسیاری نیاز دارد، قابل بحث است.

در ادامه برخی معادلات حاصل از تحقیقات مختلف برای برآورد تبخیر از سطح برف و یخ، ارائه شده است:

کازمین (۱۹۴۱) میزان تبخیر از سطح برف و یخ را به شرح رابطه (۶-۱) برآورد نموده است:

$$E = (0.18 + 0.98U_{10})(e_0 - e_2) \quad (6-1)$$



که در آن، E تبخیر از سطح برف و یخ بر حسب میلی‌متر بر روز، U_{10} سرعت باد در ارتفاع 10° متری (متر در ثانیه)، e_0 فشار بخار اشباع هوا (میلی بار) و e_2 فشار بخار آب در ارتفاع دو متری از سطح برف (میلی بار) است. برای محاسبه e_2 می‌توان از رابطه $e_0 RH_2/100$ استفاده کرد. که در آن RH_2 مقدار رطوبت نسبی در ارتفاع دو متری از برف است. بنگسون (۱۹۸۰) با اعمال فرضیات مختلف در رابطه پروفیل حرارتی (بر مبنای قانون دالتون)، رابطه ساده (۲-۶) را برای برآورد تبخیر از سطح برف و یخ ارائه نمود:

$$E = 0.08U_2(e_0 - e_2) \quad (2-6)$$



فصل ۷

تبخیر از آب زیرزمینی



۷-۱- مقدمه

تبخیر از آب زیرزمینی، یکی از مولفه‌های توازن آب و بیلان آب زیرزمینی است. این پدیده هم در شرایطی که سطح زمین فاقد پوشش گیاهی است (با حاکمیت مفاهیم تبخیر از خاک) و هم در شرایطی که زمین پوشیده از گیاه است (در مفهوم تبخیر تعرق گیاهان) به ویژه در شرایطی که سطح ایستابی به سطح زمین نزدیک است، قابل توجه خواهد بود. گیاهان می‌توانند رطوبت را از لایه‌های عمیق خاک یا مستقیماً از یک سطح آب کم عمق استخراج کنند. در حالی که نفوذ ریشه به منطقه اشباع توسط شرایط بی‌هوازی محدود می‌شود، نزدیکی حاشیه مویرگی به سطح زمین اجازه می‌دهد حتی ریشه‌های گیاه وارد منطقه اشباع شوند. علاوه بر این، شواهد میدانی به ارتباط نزدیکی بین گونه‌های گیاهی و عمق سطح ایستابی اشاره دارد. در همین قالب، جنگل‌های همیشه سبز با جذب آب از خاک به عمق بیش از ۸ متر، می‌توانند تبخیر تعرق را در طی دوره‌های ۵ ماهه خشک حفظ کنند. اخیراً، با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، نشان داده شده است که حتی در طول دوره خشکسالی، افزایش سبز بودن در جنگل‌های آمزون اتفاق افتاده و این موضوع بیان‌گر این واقعیت است که درختان قادر به استفاده از ریشه‌های عمیق و توزیع مجدد هیدرولوژیکی برای دسترسی به آب‌های زیرزمینی در هنگام خشکی هستند.

اگرچه هنوز هم موضوعی نسبتاً کشف نشده است، اما از نظر تاریخی مطالعه تبخیر آب‌های زیرزمینی را می‌توان به دهه ۱۹۲۰ مربوط ساخت جایی که محققین دریافتند تبخیر در خاک زمانی که سفره آب در عمق کم‌تر از ۳ متر باشد، قابل توجه است. با این حال، حرکت به سمت بالا و تبخیر آب از سفره آب تا عمق بیش از ۱۰ متر نیز امکان‌پذیر است. در مطالعات و تحقیقات مختلفی، میزان تبخیر از آب زیرزمینی را در شرایطی که به ویژه به لحاظ مساحت، سطح وسیعی از حوضه را در بر گیرد، بسیار قابل توجه دانسته‌اند. تبخیر از آب زیرزمینی، به عمق سطح ایستابی، خصوصیات فیزیکی خاک، دمای محیط، باد و رطوبت نسبی و نیز غلظت املاح موجود در خاک وابسته است. در این میان، عامل اصلی را می‌توان، سطح آب زیرزمینی دانست به نحوی که همان‌طور که در فصول قبلی نیز مطرح شد، در صورت وجود ارتباط با سطح زمین، مقادیر قابل توجهی از تبخیر را می‌تواند رقم زند (تبخیر ماندگار). البته باید توجه داشت که برآوردهای تبخیر از آب زیرزمینی، دارای پیچیدگی‌های متعددی است و بنا به اهمیت موضوع روش‌های قابل کاربرد آن در این فصل معرفی خواهد شد.

۷-۲- برآورد تبخیر از آب زیرزمینی

همان‌طور که قبلاً نیز تشریح گردید، تبخیر از آب زیرزمینی به عوامل مختلفی به ویژه عمق سطح ایستابی وابسته است و بسته به شرایط سطح خاک، مکانیزم حاکم بر فرآیند تبخیر نیز تغییر می‌کند. به طوری که در برخی موارد این فرآیند با عنوان تبخیر تعرق از آب زیرزمینی (به دلیل حضور پوشش گیاهی در سطح زمین) و در مواقعی با عنوان تبخیر از آب زیرزمینی (به دلیل صرفاً خاک فاقد پوشش در سطح زمین) از آن نام برده می‌شود. روش‌هایی که مقدار



تبخیر یا تبخیرتغرق از آب زیرزمینی را برآورد می‌نمایند، از ارتباط بین عوامل مختلف تاثیرگذار بر فرآیند تبخیر و عمق سطح ایستابی بهره می‌برند. در ادامه برخی از این روش‌ها معرفی شده است.

وایت (۱۹۳۲) برای برآورد تبخیرتغرق روزانه از آب زیرزمینی رابطه ذیل را توسعه داد:

$$ET_G = S_y (24r_{gw} \pm s) \quad (۱-۷)$$

که در آن، S_y آبدهی ویژه، r_{gw} نرخ بالا آمدن آب زیرزمینی (متر بر ساعت) در شرایطی که کم‌ترین نوسان را بابت تبخیر داشته باشد (معمولاً از ساعت ۰۰:۰۰ بامداد تا ۴:۰۰ صبح توصیه شده است)، و s مقدار خالص افت یا بالا آمدن سطح ایستابی طی ۲۴ ساعت بر حسب متر است.

روش وایت چهار فرض اساسی دارد که عبارتند از: (۱) تبخیرتغرق گیاهان سطح زمین باعث نوسانات سطح ایستابی می‌گردد، (۲) تبخیرتغرق در ساعات ۰۰:۰۰ تا ۴:۰۰ بامداد بسته به میزان فلاکس آب زیرزمینی به میزان حداقل خود می‌رسد، (۳) شدت جریان آب زیرزمینی به سطح در طول روز ثابت است، و (۴) آبدهی ویژه به درستی بیان‌گر حجم آبی که از لایه اشباع به واحد سطح زمین می‌رسد، باشد.

به طور بدیهی این روش نیازمند اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی (سطح ایستابی) است.

سازمان زمین‌شناسی ایالت متحده آمریکا (USGS)، روشی شامل یک تابع خطی بین تبخیرتغرق واقعی و عمق سطح ایستابی در مدل‌های آب زیرزمینی را برای پیش‌بینی تبخیرتغرق از آب‌های زیرزمینی کم عمق مورد استفاده قرار داده است (هارباگ، ۲۰۰۵). این رابطه خطی به شرح ذیل بیان شده است:

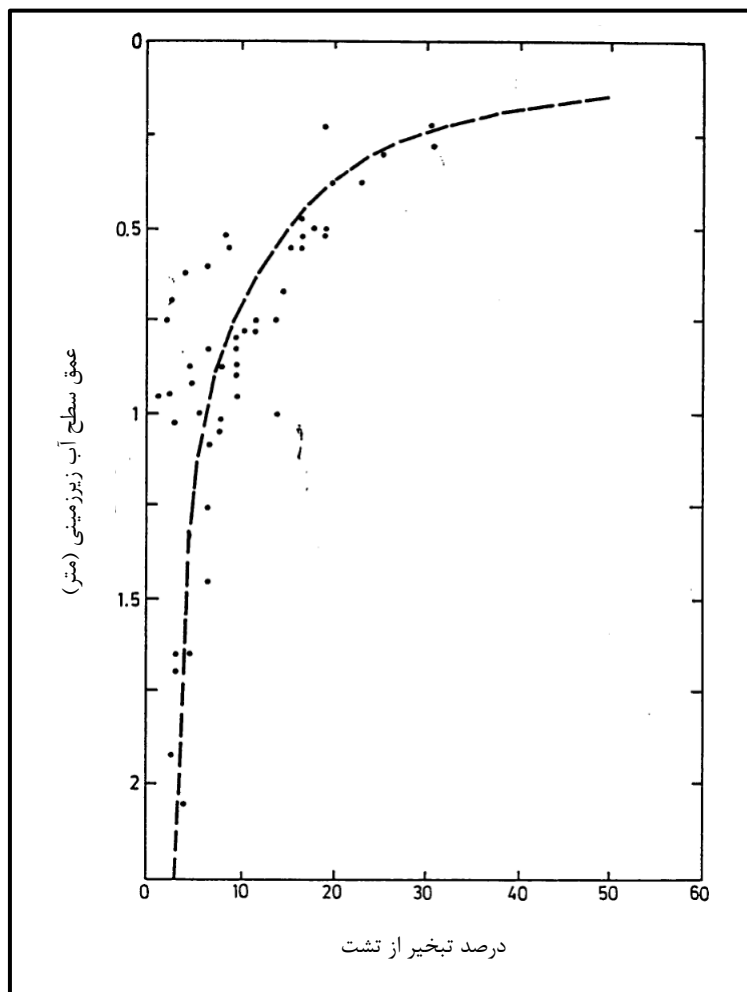
$$ET_G = \begin{cases} ET_0; d_t < d_0 \\ ET_0 \left(\frac{d_e - d_t}{d_e - d_0} \right); d_0 \leq d_t \leq d_e \\ 0; d_t > d_e \end{cases} \quad (۲-۷)$$

که در آن، ET_G تبخیر از آب زیرزمینی (بر حسب میلی‌متر بر روز)، ET_0 تبخیرتغرق پتانسیل یا حداکثر تبخیرتغرق (میلی‌متر بر روز)، d_t عمق سطح آب زیرزمینی (متر)، d_0 عمق سطح تبخیر (متر) که به عنوان عمقی تعریف شده است که در آن تبخیر به کم‌تر از میزان پتانسیل خود می‌رسد (برای خاک‌های سنگین بافت فاقد پوشش حدود ۵ متر، برای خاک‌های با پوشش چمنی تا ۰/۸۸ متر و خاک‌های با پوشش جنگلی ۱/۸۶ متر)، و d_e عمق میرایی سطح آب زیرزمینی (متر) است که پایین‌تر از آن عملاً تبخیرتغرق صفر می‌شود (برای خاک‌های سنگین بافت فاقد پوشش حدود ۶/۲ متر، برای خاک‌های با پوشش چمنی تا ۷/۱۵ متر و خاک‌های با پوشش جنگلی ۸/۲ متر). مقدار تبخیرتغرق پتانسیل نیز می‌تواند از روش‌های معرفی شده در فصل دوم برآورد گردد.

منحنی وایت، در این روش وایت برای برقراری رابطه بین تبخیر از سطح آب زیرزمینی و عمق سطح ایستابی، از لایسی‌متر و اندازه‌گیری سطح آب در چاهک استفاده کرد. نتایج حاصله از این تحقیق، منجر به تولید منحنی شد که در آن بسته به عمق آب زیرزمینی، تبخیر از آب زیرزمینی به صورت درصدی از مقدار تبخیر از تشت، حاصل می‌شود. در



این روش، با آگاهی از عمق سطح آب زیرزمینی (از طریق چاه‌های مشاهده‌ای و یا هر روش دیگر)، می‌توان درصد تبخیر از تشت برای منطقه مورد نظر را از منحنی وایت استخراج نمود. در این شرایط باید نقشه‌های حداقل نیم‌متری هم‌عمق آب زیرزمینی در دسترس بوده و یا تولید گردد. محاسبه حجم تبخیر از آب زیرزمینی در منطقه مورد نظر، با حاصل ضرب میزان تبخیر از آب زیرزمینی (که به صورت درصدی از تبخیر از تشت برآورد شده است) در مساحت منطقه (که از نقشه‌های هم‌عمق آب زیرزمینی حاصل شده است)، صورت می‌پذیرد. لازم است اعماق کم‌تر از ۵ متر آب زیرزمینی به عنوان مناطق تبخیری لحاظ شود.

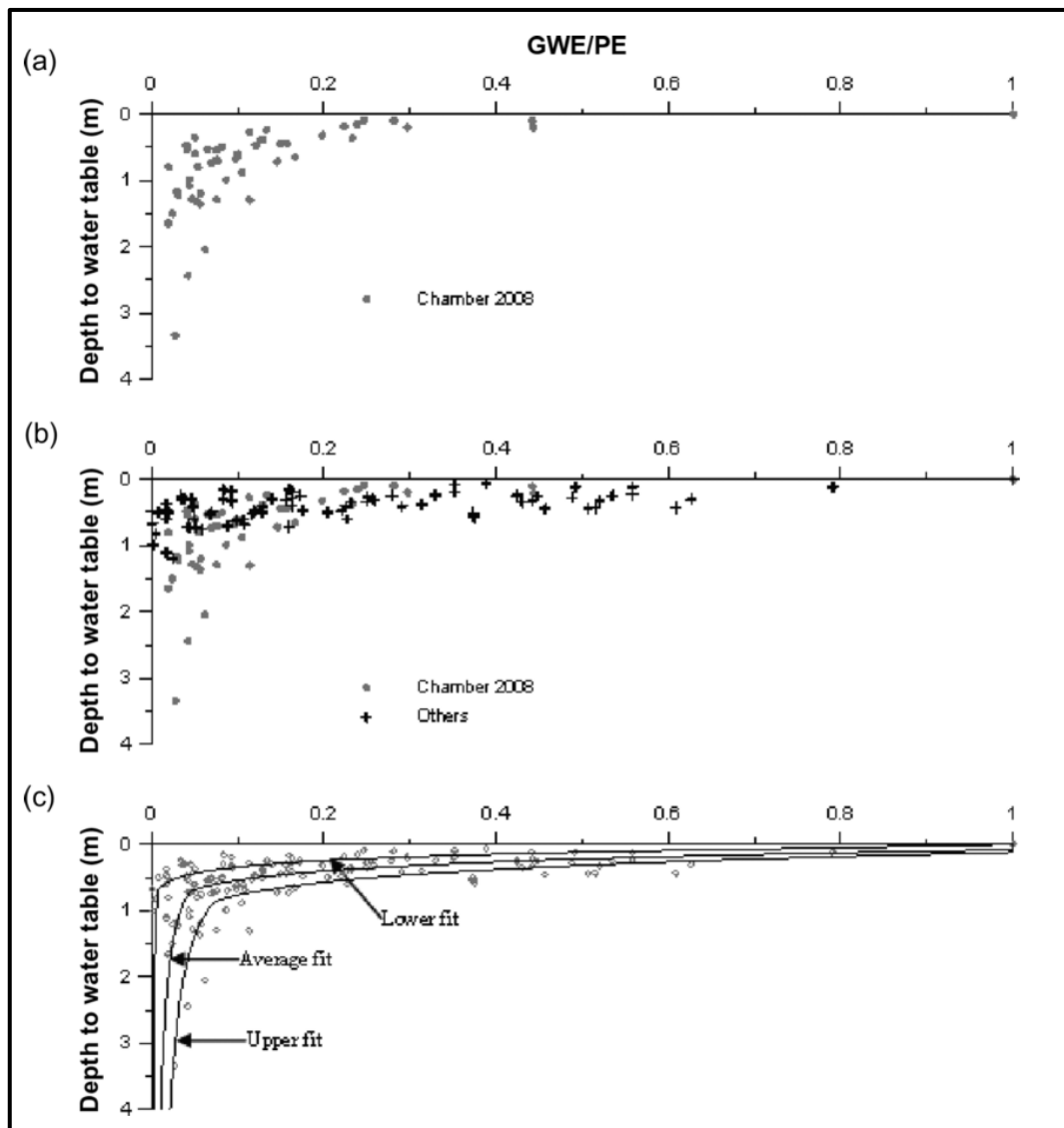


شکل ۷-۱- منحنی وایت برای محاسبه درصد تبخیر از تشت به منظور برآورد تبخیر از آب زیرزمینی (وایت، ۱۹۳۲)

روابط عمق سطح آب زیرزمینی و تبخیر، مشابه آنچه در مورد منحنی وایت تشریح شد، محققین مختلفی نسبت به انجام اندازه‌گیری‌های میدانی و آزمایشگاهی با ابزارهای مختلف و استخراج روابط بین عمق سطح آب زیرزمینی و تبخیر به اشکال گوناگون پرداخته‌اند. به عنوان مثال جانسون و همکاران (۲۰۱۰)، مشابه رابطه (۷-۲)، نسبت به برآزش روابط مختلف بین نسبت به تبخیر از آب زیرزمینی به تبخیر پتانسیل با عمق سطح آب زیرزمینی، پرداختند و در نهایت



منحنی‌های مختلفی تولید نموده که می‌توان با داشتن عمق آب زیرزمینی، نسبت تبخیر را استخراج نموده و با ضرب آن در تبخیر پتانسیل، مقدار تبخیر از آب زیرزمینی را برآورد نمود (شکل ۷-۲).



شکل ۷-۲- منحنی‌های جانسون برای محاسبه نسبت تبخیر از آب زیرزمینی به تبخیر پتانسیل (جانسون و همکاران، ۲۰۱۰)



فصل ۸

توصیه‌های کاربردی



۸-۱- مقدمه

راهنما حاضر با هدف توسعه مرجعی واحد و نسبتاً جامع در محاسبات تبخیر و توصیه روش‌های مناسب و معتبر در شرایط اقلیمی ایران تهیه شده که در آن روش‌های مختلف برآورد تبخیر به منظور کاربردهای مختلف مورد توجه قرار گرفته است. با عنایت به ماهیت پیچیده تبخیر و تحقیقات و مطالعات گزارش شده، بدیهی است تدوین دستورالعملی جامع و کاربردی در این زمینه با پیچیدگی‌هایی همراه باشد. بنابراین بر اساس تجارب نویسندگان این نوشتار، ابتدا مفاهیم و مبانی با هدف ایجاد درک مشترک مطرح شد و ضمن تبیین روش‌های معتبر تبخیر، مناسب‌ترین روش‌ها با توجه به شرایط اقلیمی ایران و تحقیقات موجود توصیه گردید.

در ادامه این فصل، به اختصار جمع‌بندی مطالب و پیشنهادات و توصیه‌های تکمیلی ارائه می‌شود. نویسندگان امیدوارند رویکرد یکپارچه‌نگری در مفاهیم کاربردی، به ویژه در حوزه بیلان منابع آب، در این راهنما احراز شده باشد.

۸-۲- اشتراک در مفاهیم

در منابع داخلی و بین‌المللی، اغلب نگاه متفاوتی در زمینه تعاریف و مفاهیم تبخیر و فرآیندهای مرتبط به چشم می‌خورد. در این نوشتار ابتدا تلاش شد تا ادبیات مشترکی در تعاریف ایجاد گردد. واژه تبخیر در این راهنما به طور عام به کار گرفته شد به نحوی که تبخیر در بردارنده تمامی اشکال تبخیر تلقی شد، از جمله تبخیر از تشت، تبخیر از سطح آزاد آب، تبخیر از خاک فاقد پوشش گیاهی، تبخیر از سطح ترکیبی خاک و گیاه و تبخیر مرجع یا پتانسیل و واقعی. موضوع حایز اهمیت دیگر در این خصوص، تعاریف تبخیر مرجع و پتانسیل است. امروزه در بسیاری از منابع این دو مفهوم به جای یکدیگر مورد استفاده قرار می‌گیرد و بسیاری از روش‌های مرسوم و معتبر برآورد تبخیر عملاً تبخیر مرجع را برآورد می‌کنند که در کاربرد و تبدیل به تبخیر واقعی، همان جایگاه تبخیر پتانسیل را دارد.

۸-۳- روش‌های مختلف برآورد تبخیر

پیچیدگی‌های فرآیند تبخیر سبب شده تا ضمن تداوم روند رشد تحقیقات و مطالعات، دسته‌بندی‌های تبخیر نیز تحت تاثیر قرار گیرد. به عنوان مثال، در گذشته روش‌های برآورد تبخیر بیش‌تر به روش‌های مستقیم و غیرمستقیم تقسیم‌بندی می‌شد که از آن به عنوان روش‌های اندازه‌گیری و محاسباتی نیز یاد می‌شود. عوامل و معیارهای مختلفی از قبیل سطح تبخیر، پتانسیل تبخیرپذیری اتمسفر، عوامل محدود کننده (تبخیر واقعی و پتانسیل)، نوع تحلیل نقطه‌ای و یا مکانی، نوع کاربرد و سایر عوامل سبب ظهور تقسیم‌بندی‌های مختلفی از تبخیر شده است. در این راهنما روش‌های مختلف برآورد تبخیر در قالب دو دسته کلی شامل روش‌های نقطه‌ای (مبتنی بر اطلاعات نقطه‌ای همراه با تولید مقادیر نقطه‌ای تبخیر) و روش‌های منطقه‌ای (مبتنی بر اطلاعات توزیعی همراه با تولید مقادیر توزیعی)، ارائه شد. در روش‌های نقطه‌ای، برآورد از طریق داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی، تبخیرسنجی و یا لایسی‌متری در یک نقطه مشخص انجام



می‌شود. روش‌های اصطلاحاً محاسباتی تبخیر که مبتنی بر دما، تابش، تبخیر از تشت و ترکیب عوامل مختلف و بر اساس تئوری‌های انتقال جرم، آیرودینامیک، بیلان انرژی، ترکیبی و تجربی هستند نیز در این دسته قرار می‌گیرند. همین‌طور روش‌های مبتنی بر داده‌های خرد هواشناسی از قبیل روش نسبت باون و همبستگی ادی در همین دسته قرار دارند. از سوی دیگر در این راهنما روش‌های مبتنی بر اطلاعات ماهواره‌ای نیز معرفی گردید. این روش‌ها از سال ۱۹۸۰ میلادی، همراه با اهمیت یافتن تغییرات مکانی تبخیر و روش‌های برآورد آن در مقیاس وسیع مورد توجه قرار گرفت. توانایی این روش در هم‌سان‌سازی مکانی سطوح ناهمگون در یک دامنه تفکیک‌پذیری و برطرف کردن مشکل دسترسی به داده‌های سری‌های زمانی تبخیر است. در دو دهه اخیر دامنه وسیعی از روش‌های سنجش از دور ارایه و مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند. تفاوت این روش‌ها در نوع و گستره مکانی کاربرد مدل (مانند کشاورزی، آبیاری، هیدرولوژی، اقلیم‌شناسی، جنگل‌داری و غیره)، نوع داده‌های سنجش از دور، داده‌های کمکی هواشناسی و پوشش سطح است. جهت سهولت دسترسی و استفاده از مطالب، کاربران محترم حسب نیاز می‌توانند به بخش‌های مندرج در این راهنما از طریق جدول ۸-۱ دسترسی داشته باشند.

جدول ۸-۱- راهنمای استفاده از راهنما

نوع موارد	نوع کاربرد	مطالب قابل استفاده	توضیحات
مفاهیم و تعاریف پایه و آشنایی با عوامل موثر بر فرآیند تبخیر	آشنایی و ایجاد درک مشترک از مفاهیم پایه آشنایی با عوامل موثر بر مقادیر پتانسیل و واقعی تبخیر (تعرق)	فصل اول	
برآورد آب مورد نیاز گیاهان	برنامه‌ریزی آبیاری تخصیص آب کشاورزی بهینه‌سازی الگوی کشت پیش‌بینی عملکرد محصولات کشاورزی	پیوست یک فصل دوم فصل سوم بخش ۳-۳	برآورد تبخیر تعرق پتانسیل یا مرجع انتخاب مناسب‌ترین روش برآورد تبخیر تعرق پتانسیل یا مرجع تعیین آب مورد نیاز گیاهان
اندازه‌گیری مستقیم تبخیر (تعرق)	اندازه‌گیری میدانی تامین و تجهیز ایستگاه‌های کشاورزی واسنجی روش‌های غیرمستقیم برآورد تبخیر تعرق واقعی برآورد یا اصلاح ضرایب گیاهی	فصل سوم بخش ۲-۳	
برآورد تبخیر تعرق واقعی با استفاده از اطلاعات هواشناسی	برآورد مولفه تبخیر در محاسبات بیلان آب و خاک تخمین فرآیند تبخیر در چرخه آب حوضه پایش میزان مصارف آب بخش کشاورزی	فصل دوم فصل سوم بخش ۳-۲-۷	انتخاب مناسب‌ترین روش برآورد تبخیر تعرق پتانسیل بر اساس شرایط اقلیمی و داده‌های در دسترس محاسبه تبخیر تعرق واقعی بر مبنای جداول بارش



ادامه جدول ۸-۱- راهنمای استفاده از راهنما

نوع موارد	نوع کاربرد	مطالب قابل استفاده	توضیحات
اطلاع از وضعیت اقلیمی ایستگاه(های) مد نظر	مطالعات آب و کشاورزی مطالعات بیلان آبی حوضه‌ها سایر تحقیقات و مطالعات مرتبط	پیوست دو	مشاهده وضعیت اقلیمی ایستگاه مورد نظر بر اساس طبقه‌بندی‌های اقلیمی مختلف
روش‌های محاسباتی تبخیر از مخازن و دریاچه‌های عمیق	مطالعات و تحقیقات کمی و کیفی مخازن سدها و دریاچه‌ها برآورد/اصلاح بیلان آب دریاچه‌ها بررسی تغییرات سطح آب دریاچه‌ها و مخازن سدها تحلیل خصوصیات کیفی دریاچه‌ها و مخازن سدها	فصل چهارم بخش ۴-۱۱	انتخاب مناسب‌ترین روش بر مبنای نوع اطلاعات در دسترس
محاسبه تبخیر از آبهای شور	مطالعات و تحقیقات کمی و کیفی مخازن سدها و دریاچه‌های شور برآورد/اصلاح بیلان آب دریاچه‌های شور بررسی تغییرات سطح آب دریاچه‌ها تحلیل خصوصیات کیفی دریاچه‌ها و مخازن سدها	فصل چهارم بخش ۴-۱۱	انتخاب روش مناسب برآورد تبخیر دارای اطلاعات فشار بخار اشباع
برآورد تبخیر از خاک فاقد پوشش گیاهی	مطالعات و تحقیقات بیلان آب و خاک	فصل پنجم	اعمال ضرایب فشار بخار اشباع آب شور در معادلات منتخب دارای این پارامتر
برآورد تبخیر از سطح برف و یخ	مطالعات و تحقیقات بیلان آب	فصل ششم	
محاسبات تبخیر در مناطق تبخیری آب زیرزمینی	مطالعات و تحقیقات بیلان آب	فصل هفتم	
آشنایی با انواع مالچ‌ها در جهت کاهش تبخیر از اراضی	حفاظت خاک و اراضی حفاظت رطوبت در خاک‌های اراضی دیم و یا بین فصول زراعی	پیوست سه بخش ۳-۳	
کاهش تبخیر از سطوح آبی	تحقیقات و مطالعات بهینه‌سازی مخازن سدها حفاظت منابع آبی	پیوست سه بخش ۳-۲	
محاسبه تبخیر از سطح آزاد آب بر مبنای اطلاعات تشت تبخیر	محاسبات، مطالعات و تحقیقات بیلان آبی دریاچه و مخازن سدهای کوچک	پیوست یک بخش ۱-۱	آشنایی با مکانیزم و ضرایب تشت تبخیر
		فصل چهارم بخش ۴-۲	محاسبه تبخیر از سطح آزاد آب
برآورد توزیعی تبخیر تعرق واقعی در مقیاس حوضه	تحقیقات و مطالعات بیلان آبی مدیریت آب در حوضه پایش مصارف آب و شاخص‌های بهره‌وری آب سری زمانی اطلاعات تبخیر تعرق واقعی در مقایسه‌های زمانی روزانه، ماهانه و فصلی و سالانه و در مقیاس مکانی دلخواه	فصل سوم بخش ۳-۴	

۸-۴- روش‌های مناسب برآورد تبخیر تعرق پتانسیل

در این راهنما، روش‌های مناسب تبخیر با توجه به شرایط اقلیمی ایران معرفی گردید. بدین منظور ابتدا وضعیت اقلیمی حاکم بر ایستگاه‌های سینوپتیک در کشور بر اساس روش‌های مختلف طبقه‌بندی اقلیمی تعیین شد. سپس روش‌های مختلف و معتبر برآورد تبخیر تعرق برای شرایط اقلیمی مختلف در چند ایستگاه نمونه مورد ارزیابی قرار گرفت.



ارزیابی روش‌های برآورد تبخیرتغرق بر مبنای روش مرجع (روش فائو - پنمن - مانتیث) انجام پذیرفت. این روش به عنوان معتبرترین روش برآورد تبخیرتغرق در کلیه شرایط اقلیمی و در سطح جهانی شناخته می‌شود و در بسیاری از مطالعات و تحقیقات، مبنای ارزیابی سایر روش‌های برآورد تبخیرتغرق پتانسیل قرار گرفته است. در خصوص روش‌های طبقه‌بندی اقلیمی سعی شد مناسب‌ترین طبقه‌بندی اقلیمی که بتواند حداکثر تشابه را در روش‌های برآورد تبخیرتغرق ایجاد کند، انتخاب شود. در نهایت رتبه‌بندی مناسب‌ترین روش‌های برآورد تبخیرتغرق تعیین و برای استفاده مخاطبین ارایه گردید.

طبقه‌بندی اقلیمی ایستگاه‌های منتخب بر اساس روش‌های دومارتن، آمبرژه و کریمی صورت پذیرفت و در نهایت نتایج طبقه‌بندی اقلیمی در ۳۱ استان کشور به تفکیک ایستگاه‌های سینوپتیک در هر استان و بر اساس سه روش طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن، آمبرژه و کریمی ارایه گردید. از آنجا که ضرایب اقلیمی مبتنی بر رطوبت (آمبرژه و کریمی) همخوانی بیش‌تری با اقلیم‌های ایران نشان دادند و نیز با عنایت به اینکه جمع‌بندی در خصوص مناسب‌ترین روش برآورد تبخیرتغرق در اقلیم‌های حاصل از سایر روش‌های طبقه‌بندی اقلیمی (به جز روش طبقه‌بندی اقلیمی کریمی) منجر به پاسخ یکسان و یا دست کم پاسخ قطعی در خصوص روش مناسب تبخیرتغرق نشد، مناسب‌ترین روش برآورد تبخیرتغرق برای مناطق مختلف اقلیمی کشور، منطبق با طبقه‌بندی اقلیمی کریمی توصیه می‌گردد.

در نهایت روش‌های جایگزین برآورد تبخیرتغرق در شرایط موجودی داده‌های کامل و به دلیل پیچیدگی روش پنمن - مانتیث به تفکیک اقلیم‌های ایران در جدول (۲-۴) و روش‌های برآورد تبخیرتغرق پتانسیل در شرایط کمبود داده در شرایط مختلف اقلیمی ایران در جدول (۲-۵) ارایه گردید.

۸-۵- توصیه‌های تکمیلی و کاربردی

براساس تجارب مختلف در حوزه‌های تحقیقاتی و مطالعاتی مرتبط با موضوع، نکات زیر توصیه می‌شود:

کمبود داده: با عنایت به اینکه در برخی مناطق دسترسی به کلیه اطلاعات مورد نیاز برای برآورد تبخیر فراهم نیست، تحقیقات ارزشمندی در زمینه برآورد تبخیر در شرایط کمبود داده انجام شده که بخشی از آن‌ها در این نوشتار مورد استفاده قرار گرفته است. نکته مهم در کاربرد برخی روش‌ها به‌ویژه روش فائو-پنمن-مانتیث این است که در اقلیم‌های گرم و خشک، در صورت عدم وجود داده‌های رطوبت نسبی، استفاده از دمای حداقل به‌جای دمای نقطه شبنم، دقت نتایج را به شدت کاهش می‌دهد. ضمن اینکه این روش به داده‌های سرعت باد نیز در این شرایط اقلیمی حساس بوده و باید به نحو مناسبی این داده با مقادیر بلندمدت مشابه جایگزین شود.

مقیاس محاسبات: از آنجا که یکی از مهم‌ترین کاربردهای برآورد تبخیر در محاسبات بیلان منابع آب حوضه است، توصیه می‌گردد در محاسبات بیلان به‌ویژه در مناطق گرم و خشک، مقیاس محاسبات به صورت روزانه باشد. محاسبات در مقیاس ماهانه بعضاً محاسبات بیلان را با خطا مواجه می‌سازد.



تعمیم اطلاعات نقطه‌ای به منطقه‌ای: در حال حاضر روش‌های متعددی جهت تعمیم اطلاعات نقطه‌ای به منطقه‌ای وجود دارد. در تعمیم اطلاعات نقطه‌ای به منطقه‌ای، از «راهنمای روش‌های توزیع مکانی عوامل اقلیمی با استفاده از داده‌های نقطه‌ای (نشریه شماره ۵۸۵ سازمان برنامه بودجه کشور)» استفاده شود.

تغییر اقلیم و تبخیر: ضمن یادآوری تاثیر تغییر اقلیم بر تبخیر، بررسی میزان و افق تاثیر تغییرات اقلیمی بر تبخیر جزو اهداف این نشریه نبوده است.

تبخیرتغرق واقعی: در برخی گزارش‌ها، برخی از روش‌های برآورد تبخیرتغرق پتانسیل به غلط به عنوان روش‌های برآورد تبخیرتغرق واقعی مورد استفاده قرار می‌گیرند. به عنوان مثال روش تارک و یا روش‌های مشابه که بعضا به دلیل کم برآورد نمودن، به عنوان روش برآورد «تبخیرتغرق واقعی» مورد استفاده قرار گرفته‌اند. لازم است یادآوری گردد همگی این روش‌ها، روش‌های برآورد تبخیرتغرق پتانسیل و یا مرجع بوده که به دلیل برآوردهای نسبتا مناسب تبخیرتغرق واقعی در اقلیم‌های مرطوب، در برخی مطالعات و تحقیقات به عنوان روش برآورد تبخیرتغرق واقعی منظور شده‌اند. لیکن باید توجه داشت که این نوع روش‌ها در هر حال تبخیرتغرق پتانسیل یا مرجع را محاسبه می‌نمایند اما از آنجا که در اقلیم‌های مرطوب و با بارندگی نسبتا زیاد، مقدار تبخیرتغرق واقعی تقریبا برابر با تبخیرتغرق پتانسیل است، گاه به اشتباه این روش‌ها را روش‌های برآورد تبخیرتغرق واقعی معرفی می‌نمایند.

رهیافت روش‌های مبتنی بر سنجش از دور: رویکردهای نوین برآورد تبخیر (به ویژه تبخیرتغرق واقعی) با قدرت تفکیک مکانی و زمانی مناسب متکی بر فناوری سنجش از دور است. استفاده از این روش‌ها به ویژه در ایران هنوز کاربرد مستقیم نبوده و پیچیدگی‌هایی نیز به همراه دارد. تاکید می‌گردد که تنوع و گستره این نوع الگوریتم‌ها در حال افزایش است. با این حال با هدف معرفی یک الگوریتم معتبر در این زمینه سعی شد مخاطب با نحوه کار با این فن‌آوری آشنا گردد.

رویکرد مدل‌سازی گیاهی در برآورد تبخیرتغرق: هرچند بحث در خصوص جزییات این عنوان خارج از حدود راهنما حاضر است، اما یادآوری می‌شود که در دهه اخیر کاربرد مدل‌های شبیه‌سازی دینامیکی در تشریح فرآیندهای فیزیکی خاک، بیلان آب خاک و رشد گیاه با هدف مدیریت آب در مزرعه، برآورد عملکرد و بهره‌وری محصولات در سطح مزرعه و حتی حوضه‌های آبریز به صورت توزیعی بسیار توسعه یافته‌اند. با کمک واسنجی این مدل‌ها و تکیه بر قابلیت آن‌ها در شبیه‌سازی فرآیند آب در خاک و گیاه در مطالعات متنوعی می‌توان از آن‌ها استفاده نمود. به طور کلی این گونه مدل‌ها سیستم آب - خاک - گیاه - اتمسفر را شبیه‌سازی می‌کنند و به مدل‌های آگروهیدرولوژی معروف هستند. مدل‌های آگروهیدرولوژی علاوه بر شبیه‌سازی بیلان آب و املاح در خاک و شبیه‌سازی رشد و عملکرد گیاهان، امکان تحلیل سناریوهای مدیریتی آب تحت شرایط مختلف اقلیمی را نیز فراهم کرده‌اند.



مدل‌های موجود شبیه‌سازی آب-هوا- خاک-گیاه با اهداف متنوعی توسعه یافته‌اند. طبق مطالعه ون اترسوم و همکاران (۲۰۰۳)، مدل‌هایی که آب - محور^۱، هستند (که برخی منابع آن‌ها را آگروهیدرولوژی نامیده‌اند)، عملکرد مناسب‌تری نسبت به مدل‌های رشد گیاه - محور^۲، در برنامه‌ریزی و مدیریت آبیاری دارند. به عبارتی منظور از مدل‌های گیاه-محور مدل‌هایی است که تمرکز آن‌ها بر فرآیندهای رشد گیاه است و مدل‌های آب-محور آن‌هایی است که تمرکز آن‌ها بر جزییات بیش‌تری از فرآیندهای آب در خاک است.

قابل ذکر است که مدل‌ها اغلب به منظور تحلیل سناریو و با اهداف خاصی و در مقیاس‌های کوچک (مرزعه، شبکه آبیاری) مورد استفاده قرار می‌گیرند و لزوماً کاربرد آن‌ها فقط به منظور برآورد تبخیرتغرق واقعی مورد توجه نیست چرا که معادلات و روش‌های محاسبه تبخیرتغرق در آن‌ها همان موارد و معادلاتی است که در این راهنما ارایه گردیده است و تنها برخی ضرایب آن‌ها در این مدل‌ها قابل برآورد و واسنجی است.

¹ water-oriented

² crop-growth oriented



پیوست ۱

تبخیر تعرق پتانسیل



پ.۱-۱- مقدمه و کلیات

در مواجهه با مفاهیم و کاربردهای تبخیر، طیف وسیعی از اطلاعات و اصطلاحات به چشم می‌خورد. دسته‌های مختلفی از مفاهیم تبخیر، تبخیرسنجی و محاسبات تبخیر در ادبیات موضوع ارایه شده که یکسان‌سازی آن‌ها در این نوشتار، اولین گام در شناخت دقیق این فرآیند است. همان‌طور که بیان گردید، پیچیدگی‌های فرآیند تبخیر سبب شده است تا ضمن تداوم روند رشد تحقیقات و مطالعات، دسته‌بندی‌های تبخیر نیز تحت تاثیر قرار گیرد. به عنوان مثال، در گذشته روش‌های برآورد تبخیر بیش‌تر به روش‌های مستقیم و غیرمستقیم تقسیم‌بندی می‌شد که از آن به عنوان روش‌های اندازه‌گیری و محاسباتی نیز یاد می‌شود.

عوامل و معیارهای مختلفی از قبیل سطح تبخیر کننده، پتانسیل تبخیرپذیری اتمسفر، عوامل محدود کننده (تبخیر واقعی و پتانسیل)، نوع تحلیل نقطه‌ای و یا مکانی، نوع کاربرد و سایر عوامل سبب ظهور تقسیم‌بندی‌های مختلفی از تبخیر شده است. البته بسیاری از روش‌های شناخت تبخیر در دسته‌بندی‌های مختلف می‌تواند قرار گیرد. از آن جا که این نوشتار به دنبال ارایه راهنمایی کاربردی در خصوص شناخت فرآیند تبخیر است، سعی شده است چارچوبی انتخاب شود که مخاطب بتواند بیش‌ترین بهره را از آن ببرد. از این رو در این پیوست تلاش شده است تقسیم‌بندی‌های مختلفی از روش‌های شناخت فرآیند تبخیر ارایه شود. تنوع بسیار زیادی در روش‌های مختلف برآورد تبخیر وجود دارد، با توجه به تجارب ملی و بین‌المللی و نیز به منظور اجتناب از تطویل مطالب، بیش‌تر به روش‌های معتبر و یا دارای پتانسیل برای کاربرد در ایران پرداخته شده است. بدیهی است هدف از ارایه این مطالب، آشنایی با انواع روش‌های قابل استفاده جهت برآورد تبخیر تعرق پتانسیل است و تحلیل اینکه کدامیک از روش‌ها در چه شرایطی و با چه داده‌هایی در مناطق مختلف ایران قابل استفاده است، در فصول دیگر تشریح گردیده است. تقسیم‌بندی مورد استفاده برای معرفی این روش‌ها، در شکل (پ.۱-۱) ارایه شده است.



تشت تبخیر		
روش آنرو دینامیک	روش دالتون	روش ترکیبی
	تورنت ویت و هولزمن	
روش‌های تجربی	روش پنمن	روش‌های دمایی
	روش پنمن اصلاح شده	
	روش پنمن - رایت	
	روش پنمن - رایت	
	روش فائو-پنمن	
	مانتیت	
	روش وان باول	
	معادله پریستلی-تیلور	
	روش بلاتی - کریدل	روش‌های رطوبتی
	روش بلاتی - کریدل اصلاح شده	
	توسط SCS	
	روش بلاتی - کریدل اصلاح شده	
	توسط FAO (FAO - BC)	
	روش تورنت وایت	
	روش هارگریوز	
	روش هارگریوز - سامانی	
	روش جنسن - هیز	
	روش جنسن - هیز اصلاح شده	
	روش تورک	
	روش پاداکسیس	
	روش کوتاین	

شکل پ. ۱-۱- تقسیم‌بندی روش‌های برآورد تبخیر تعرق پتانسیل

پ. ۱-۲- روش تشت تبخیر

استفاده از تشت تبخیر، ساده‌ترین روش محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل است. تشت تبخیر تقریباً در بیش‌تر ایستگاه‌های هواشناسی وجود داشته و یکی از وسایل بسیار ساده‌ای است که اگر مقدار تبخیر از آن به دقت اندازه‌گیری و ثبت شده باشد، آمار آن می‌تواند در تخمین نیاز آبی گیاهان، حتی در دوره‌های کوتاه مدت مثلاً ۱۰ روزه، مورد استفاده قرار گیرد.

پ. ۱-۲-۱- تشت تبخیر کلاس A

این تشت از استوانه‌ای از جنس آهن گالوانیزه با قطر ۱۲۰/۷ سانتی‌متر و ارتفاع ۲۵/۴ سانتی‌متر ساخته شده و روی پایه‌ای چوبی به ارتفاع ۱۵ سانتی‌متر قرار می‌گیرد. آب به گونه‌ای در داخل تشت ریخته می‌شود که حدود ۵ تا ۷/۵ سانتی‌متر از لبه تشت، خالی از آب باشد. با اندازه‌گیری مقدار آب تبخیر شده از درون تشت و با استفاده از رابطه (۱)، می‌توان تبخیر تعرق پتانسیل را محاسبه نمود:

$$ET_o = K_p E_{pan}$$

(۱)



جدول پ.۱-۱- ضریب تشت کلاس A برای شرایط دارای پوشش گیاهی در اطراف تشت
(منبع: نشریه ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران)

سرعت باد	d (متر)	RH_{mean} کم تر از ۴۰ درصد	RH_{mean} بین ۴۰ تا ۷۰ درصد	RH_{mean} بزرگ تر از ۷۰٪
U_2 کم تر از ۲ متر بر ثانیه	۱	۰/۵۵	۰/۶۵	۰/۷۵
	۱۰	۰/۶۵	۰/۷۵	۰/۸۵
	۱۰۰	۰/۷	۰/۸	۰/۸۵
	۱۰۰۰	۰/۷۵	۰/۸۵	۰/۸۵
U_2 بین ۲ تا ۵ متر بر ثانیه	۱	۰/۵	۰/۶	۰/۶۵
	۱۰	۰/۶	۰/۷	۰/۷۵
	۱۰۰	۰/۶۵	۰/۷۵	۰/۸۰
	۱۰۰۰	۰/۷	۰/۸	۰/۸۰
U_2 بین ۵ تا ۸ متر بر ثانیه	۱	۰/۴۵	۰/۵	۰/۶۰
	۱۰	۰/۵۵	۰/۶	۰/۶۵
	۱۰۰	۰/۶	۰/۶۵	۰/۷۰
	۱۰۰۰	۰/۶۵	۰/۷	۰/۷۵
U_2 بیش تر از ۸ متر بر ثانیه	۱	۰/۴	۰/۴۵	۰/۵۰
	۱۰	۰/۴۵	۰/۵۵	۰/۶۰
	۱۰۰	۰/۵	۰/۶	۰/۶۵
	۱۰۰۰	۰/۵۵	۰/۶	۰/۶۵

جدول پ.۱-۲- ضریب تشت کلاس A برای شرایط بدون پوشش گیاهی در اطراف تشت
(منبع: نشریه ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران)

سرعت باد	d (متر)	RH_{mean} کم تر از ۴۰ درصد	RH_{mean} بین ۴۰ تا ۷۰ درصد	RH_{mean} بزرگ تر از ۷۰٪
U_2 کم تر از ۲ متر بر ثانیه	۱	۰/۷	۰/۸	۰/۸۵
	۱۰	۰/۶	۰/۷	۰/۸۰
	۱۰۰	۰/۵۵	۰/۶۵	۰/۷۵
	۱۰۰۰	۰/۵	۰/۶	۰/۷۰
U_2 بین ۲ تا ۵ متر بر ثانیه	۱	۰/۶۵	۰/۷۵	۰/۸۰
	۱۰	۰/۵۵	۰/۶۵	۰/۷۰
	۱۰۰	۰/۵	۰/۶	۰/۶۵
	۱۰۰۰	۰/۴۵	۰/۵۵	۰/۶۰
U_2 بین ۵ تا ۸ متر بر ثانیه	۱	۰/۶	۰/۶۵	۰/۷۰
	۱۰	۰/۵	۰/۵۵	۰/۶۵
	۱۰۰	۰/۴۵	۰/۵	۰/۶۰
	۱۰۰۰	۰/۴	۰/۴۵	۰/۵۵
U_2 بیش تر از ۸ متر بر ثانیه	۱	۰/۵	۰/۶	۰/۶۵
	۱۰	۰/۴۵	۰/۵	۰/۵۵
	۱۰۰	۰/۴	۰/۴۵	۰/۵۰
	۱۰۰۰	۰/۳۵	۰/۴	۰/۴۵

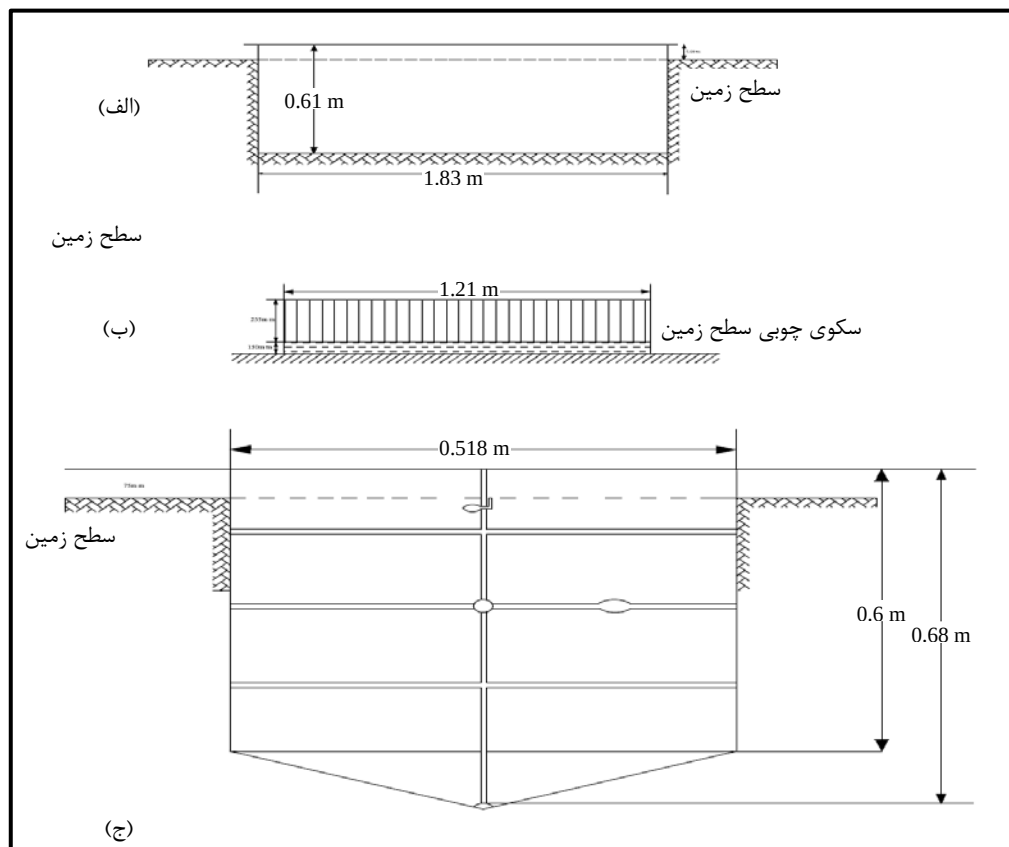
در معادله فوق ET_0 تبخیر تعرق پتانسیل برحسب میلی متر در روز، E_{pan} تبخیر روزانه از تشت برحسب میلی متر و K_p ضریب تشت است. از جدول های شماره (پ.۱-۱) و (پ.۱-۲) به طور نسبتا دقیق می توان ضریب K_p را استخراج نمود. در شرایط استاندارد باید فاصله (d) به اندازه ۱، ۱۰، ۱۰۰ یا ۱۰۰۰ متر در اطراف تشت، تحت پوشش گیاهی (چمن) قرار



داشته باشد و یا به اندازه یکی از فاصله‌های ذکر شده، اطراف تشت تحت بدون پوشش گیاهی باشد. ضریب تشت به سرعت باد در ارتفاع ۲ متری (U_2) بر حسب متر بر ثانیه و درصد رطوبت نسبی میانگین (RH_{mean}) نیز بستگی دارد.

پ.۱-۲-۳- تشت استاندارد انگلیسی و روسی

این نوع تشت‌ها در داخل خاک نصب می‌شوند؛ حال آن که تشت کلاس A روی سکوی چوبی و در سطح زمین کار گذاشته می‌شود. برتری تشت کلاس A این است که اگر تشت سوراخ شده باشد، به سادگی قابل رویت و تعمیر است. با این حال چون سطح آب در آن در فاصله‌ای بالاتر از سطح زمین قرار گرفته است، به دلیل بیش‌تر بودن سرعت باد در ارتفاع بالاتر، تبخیر حاصله از تشت کلاس A کمی بیش‌تر از مقدار واقعی تبخیر است. جنس این تشت از آهن گالوانیزه است و به دلیل گرم شدن، باعث افزایش درجه حرارت آب و به تبع آن افزایش تبخیر می‌گردد. تجربه نشان داده است که نسبت تبخیر از تشت روسی یا انگلیسی به مقدار تبخیر از تشت کلاس A آمریکایی، حدود ۷۸٪ است. مشکل اساسی در این تشت‌ها آن است که به دلیل قرار گرفتن در زیر زمین، نمی‌توان از سالم بودن آن‌ها اطمینان پیدا کرد.



الف- تشت مربعی استاندارد انگلیسی، ب- تشت استاندارد آمریکایی کلاس A، ج- تشت استاندارد روسی

شکل پ.۱-۲- انواع مختلف تشت‌های تبخیر (علیزاده، ۱۳۹۴)



پ.۱-۲-۴- تثت کلرادو

این تثت به شکل مربع طراحی شده و هر ضلع آن ۹۲ سانتی متر (۳۶ اینچ) و ارتفاع آن ۴۶ سانتی متر (۱۸ اینچ) در نظر گرفته شده است. جنس آن از آهن گالوانیزه است. تثت کلرادو در داخل خاک طوری نصب می شود که لبه آن به اندازه ۵ سانتی متر بیرون از خاک (بالتر از سطح زمین)، قرار بگیرد. سطح آب در این تثت نیز در فاصله ۵ سانتی متری لبه تثت (یعنی هم سطح زمین) در نظر گرفته می شود. ضرایب این تثت در شرایط مختلف، در جدول شماره (پ.۱-۳) ارایه شده است.

جدول پ.۱-۳- ضریب تثت تبخیر (K_p) کلرادو در رابطه با پوشش گیاهی^۱، رطوبت نسبی هوا^۲ و سرعت باد^۳
(منبع: نشریه ۱۲۲ کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران)

استقرار تثت در اراضی آیش			استقرار تثت در اراضی با پوشش گیاهی کوتاه			فاصله جانبی از پوشش m	سرعت باد km/day
رطوبت نسبی			رطوبت نسبی				
زیاد >۷۰	متوسط ۴۰-۷۰	کم <۴۰	زیاد >۷۰	متوسط ۴۰-۷۰	کم <۴۰		
۱/۱	۱/۱	۱/۱	۰/۸	۰/۷۵	۰/۷۵	۱	آرام
۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۵	۱/۰	۱/۰	۱/۰	۱۰	<۱۷۵
۰/۸	۰/۷۵	۰/۷۵	۱/۱	۱/۱	۱/۱	≥۱۰۰	
۰/۷۵	۰/۷	۰/۷				۱۰۰۰	
۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۷	۰/۷	۰/۶۵	۱	متوسط
۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۹	۰/۸۵	۰/۸۵	۱۰	۱۷۵-۴۲۵
۰/۷	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۵	≥۱۰۰	
۰/۶۵	۰/۶	۰/۶				۱۰۰۰	
۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۶۵	۰/۶	۰/۵۵	۱	تند
۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۵	۱۰	۷۰۰-۴۲۵
۰/۶	۰/۵۵	۰/۵	۰/۸	۰/۸	۰/۸	≥۱۰۰	
۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷	۰/۶	۰/۵۵	۰/۵	۱	خیلی تند
۰/۶۵	۰/۶	۰/۵۵	۰/۷	۰/۷	۰/۶۵	۱۰	>۷۰۰
۰/۶	۰/۵۵	۰/۵	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷	≥۱۰۰	
۰/۵۵	۰/۵	۰/۴۵				۱۰۰۰	

۱- وجود و یا عدم وجود پوشش گیاهی و گستره آن در اطراف تثتک

۲- درصد متوسط رطوبت نسبی در شبانه روز

۳- سرعت باد در شبانه روز بر حسب کیلومتر



پ.۱-۲-۵- تشت شناور

این نوع تشت بر روی یک شاسی چوبی بزرگ قرار دارد که بر روی سطح آب دریاچه شناور است. به سبب وزش باد و ورود امواج آب به داخل تشت و عدم حفظ حالت تعادل، بهره‌برداری از این نوع تشت‌ها با مشکلات زیادی مواجه است. این تشت‌ها در ایستگاه‌های تحقیقاتی، برای اندازه‌گیری تبخیر از حوضچه‌های بزرگ با مساحت ۱۰۰ مترمربع نیز قابل استفاده هستند که نمونه‌هایی از آن‌ها در ایستگاه تحقیقاتی هیدرولوژی سازمان ملل در والدای روسیه در نزدیکی مسکو احداث شده‌اند. به طور کلی رنگ این نوع تشت‌ها سفید است.

– نکات مهم در رابطه با استفاده از تشت‌ها

در شرایط بیابان‌های عاری از پوشش گیاهی و با آب و هوای خشک و نیمه‌خشک، همراه با بادهای شدید، لازم است ضرایب تشت (K_p) ارایه شده در جدول قبل، تا ۲۰٪ کاهش داده شود. در مناطق سرد و مرطوب نیازی به تعدیل نیست.

در صورتی که ارتفاع پوشش گیاهی در اطراف تشت بیش‌تر از حد استاندارد (یک متر) باشد و منطقه خشک و بادخیز باشد، ضرایب تشت (K_p) ارایه شده در جدول قبل، باید تا ۳۰٪ افزایش داده شود. در یک اقلیم مرطوب و با باد ملایم، افزایش ضرایب تشت به میزان ۵ تا ۱۰٪ کافی خواهد بود.

در صورتی که تشت به جای رنگ آلومینیوم، با رنگ سفید (از داخل و خارج) رنگ شده باشد، اختلاف اندکی در نتایج، به وجود آمده و تبخیر چند درصد کاهش می‌یابد.

چنانچه تشت با رنگ سیاه رنگ شده باشد، تبخیر تا ۱۰٪ افزایش می‌یابد.

وجود توری فلزی در روی تشت (برای جلوگیری از مصرف پرندگان) موجب کاهش تبخیر تا میزان ۱۰٪ خواهد بود.

افت سطح آب بیش از حد مجاز در تشت (بیش از ۷/۵ سانتی‌متر از لبه تشت) و یا بالا بودن آن (کم‌تر از ۵ سانتی‌متر از لبه تشت)، موجب خطای اندازه‌گیری به میزان ۱۰ تا ۱۵٪ خواهد بود.

برای حذف توری، بدون اینکه مشکل تلفات و مصرف آب توسط پرندگان و جانوران پیش بیاید، توصیه می‌شود یک ظرف پر از آب در کنار تشت تبخیر به منظور سهولت دسترسی به آب در این ظرف برای حیوانات قرار داده شود. تشت تبخیر با این تدبیر از گزند و تعرض پرندگان و جانوران محفوظ می‌ماند.

پ.۱-۳- روش‌های آیرودینامیک

مولکول‌های آب با عمل پخشیدگی مولکولی ابتدا از روزنه‌ها وارد لایه نازک هوای مجاور سطح برگ شده و سپس با عمل پخشیدگی متلاطم وارد هوای بالاتر می‌گردد. در این صورت جریان بخار آب از برگ به هوا، بستگی به سرعت باد و اختلاف فشار بخار بین لایه هوای چسبیده به برگ و هوای اطراف دارد، لذا روابط بین آن‌ها را به صورت زیر می‌توان نوشت:



- روش دالتون

$$ET_0 = (e_s - e) f(u) \quad (2)$$

در رابطه فوق، ET_0 تبخیر تعرق پتانسیل (mm/day)، e_s فشار بخار در لایه هوای چسبیده به برگ، e فشار بخار در هوای بالای برگ‌ها و $f(u)$ تابع مربوط به باد است. از این معادله، به دلیل اشکالاتی که در اندازه‌گیری فشار بخار در لایه سطح گیاه وجود دارد، کمتر استفاده می‌شود. از طرف دیگر، چون سرعت باد بستگی به ناهمواری سطح دارد، لذا اندازه‌گیری سرعت باد در ارتفاع معین، نمی‌تواند چهره واقعی تلاطم هوا را نشان دهد.

- معادله تورنت‌وایت و هولزمن

ساده‌ترین فرمول برای محاسبه ET_0 از یک پوشش گیاهی کوتاه، به روش آیرودینامیک، توسط تورنت‌وایت و هولزمن (۱۹۳۹) ارائه شد که در آن سرعت باد و چگالی بخار آب در دو ارتفاع مختلف، در بالای سطح گیاه، اندازه‌گیری می‌شوند:

$$ET_0 = C \frac{K^2 (U_2 - U_1) (\rho v_1 - \rho v_2)}{\ln \left(\frac{Z_1}{Z_2} \right)^2} \quad (3)$$

ET_0 = تبخیر تعرق پتانسیل (mm/day)، K = ضریب ون کارمن^۱ مقدار آن معمولاً ۰/۴ است. U_1 و U_2 = سرعت متوسط باد در ارتفاع‌های Z_1, Z_2 ، $\rho v_1, \rho v_2$ = چگالی بخار آب در ارتفاع‌های Z_1, Z_2 ، C = ضریب اصلاحی است. همچنین پاسکیل (۱۹۵۰) معادله ارائه شده توسط تورنت‌وایت و هولزمن را به صورت زیر تغییر داد تا شامل گیاهان بلند نیز بشود:

$$ET_0 = C \frac{K^2 (U_2 - U_1) (\rho v_1 - \rho v_2)}{\ln \left(\frac{Z_1 - d}{Z_2 - d} \right)^2} \quad (4)$$

که در آن d ، جابه‌جایی سطح صفر است. مطالعاتی که در آمریکا صورت گرفته حاکی از این است که معادله تورنت‌وایت و هولزمن فقط در مواردی قابل اعتماد است که سرعت باد در ارتفاع ۲ متری، از ۳ تا ۴ متر در ثانیه تجاوز می‌کند.

پ.۱-۴ - روش‌های ترکیبی

- روش پنمن^۲^۱ Von Karman^۲ Penman

پنمن، دانشمند انگلیسی (۱۹۴۸) از ترکیب روش‌های آیرودینامیک و توازن انرژی، روشی را برای محاسبه تبخیر تعرق ارایه نمود که به روش ترکیبی یا معادله پنمن معروف شد. معادله پنمن در ابتدا برای محاسبه تبخیر از سطح آزاد آب ارایه گردید و سپس برای محاسبه شدت تبخیر تعرق از یک سطح کامل پوشیده از چمن مورد استفاده قرار گرفت. پنمن ابتدا با استفاده از فرمول‌های توازن انرژی، مقدار انرژی را که می‌تواند برای تبخیر تعرق موجود باشد محاسبه نمود و سپس با استفاده از فرمول‌های آیرودینامیک، تاثیر شرایط محیطی را از نظر خارج ساختن رطوبت از سطح پوشش گیاهی ملحوظ داشت. در واقع روش پنمن شامل دو جزء توازن انرژی (توازن تشعشع) و آیرودینامیکی است.

در عمل، معادلات به کار رفته در روش پنمن به شرح زیر هستند:

$$ET_0 = \frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (5)$$

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(T_{air} + 237.3)^2} \quad (6)$$

$$e_s = \exp\left(\frac{19.08 T_{air} + 429.4}{T_{air} + 237.3}\right) \quad (7)$$

$$\gamma = \frac{1615 P_a}{2.49(10)^6 - 2.13(10)^3 T_{air}} \quad (8)$$

$$P_a = 1013 - 0.1152h + 5.44(10)^{-6} h^2 \quad (9)$$

ET_0 = تبخیر تعرق پتانسیل (mm/day)، Δ = شیب منحنی فشار بخار اشباع نسبت به دما، در نقطه‌ای که دما برابر T_{air} باشد (mbar/°C)، T_{air} = متوسط دمای هوا (°C)، R_n = تابش خالص ورودی (mm/day)، γ = ثابت سایکرومتری (mbar/°C)، E_a = جزء آیرودینامیک که بستگی به فشار بخار اشباع و واقعی و سرعت باد دارد (mm/day)، e_s = فشار بخار اشباع به ازای دمای T_{air} بر حسب (mbar)، e_a = فشار واقعی بخار آب در هوا (mbar)، P_a = فشار هوا (mbar)، h = ارتفاع محل از سطح دریا (m).

پنمن برای محاسبه E_a معادله زیر را ارایه کرد:

$$E_a = (0.2625 + 0.1409 \times U)(e_s - e_a) \quad (10)$$

که در آن U سرعت باد بر حسب متر در ثانیه است. مزیت روش پنمن در این است که معادله ارایه شده مبنای فیزیکی داشته و در آن اندازه‌گیری دما و فشار بخار آب در لایه هوای چسبیده به برگ حذف شده است.

معادله پنمن - فائو که توسط متخصصان سازمان فائو ارایه گردید، هنوز هم به عنوان یکی از معادلات کاربردی در محاسبات تبخیر تعرق پتانسیل مورد استفاده قرار می‌گیرد. ولی از جایی که در این معادله فرض شده است که تبخیر تعرق فقط توسط عوامل آب و هوایی کنترل شده و نقش خود گیاه در آن در نظر گرفته نشده است، لذا به تدریج اهمیت خود را از دست داده و معادلات دیگری جای آن را گرفته‌اند. از جمله این معادله‌ها می‌توان معادله فائو - پنمن - مانیتیت را که در حال حاضر کاربرد بیش‌تری دارد، ذکر کرد.



- روش فائو- پنمن- مانتیت (FAO - PM)

روش فائو - پنمن - مانتیت به عنوان یکی از معتبرترین روش‌ها، برای تخمین ET_0 مورد استفاده متخصصان قرار دارد. سازمان فائو براساس این معادله، نرم‌افزاری به نام CROPWAT را برای محاسبات نیاز آبی منتشر ساخته است. در این روش، گیاه مرجع یک پوشش چمن فرضی است که ارتفاع آن ۱۲ سانتی‌متر و ضریب بازتابش در آن ۲۳ درصد است (در گیاه چمن واقعی این مقدار ۲۵ درصد است). در گیاه چمن فرضی مانتیت، زبری سطح بستگی به ارتفاع گیاه و سرعت باد دارد و لذا مقاومت آیرودینامیک، با آنچه در معادله پنمن است، متفاوت است. لذا تابع باد در معادله پنمن - مانتیت نیز متفاوت است.

در واقع سطح تبخیرکننده در معادله فائو - پنمن - مانتیت، برخلاف روش پنمن که یک سطح آب در نظر گرفته شده، یک سطح مرطوب است. به عبارت دیگر، در روش‌های پنمن - مانتیت فرض می‌شود که کل سطح پوشش گیاهی یک برگ بزرگ با روزنه‌های موجود در آن است. به همین دلیل روش پنمن - مانتیت را روش برگ بزرگ^۱ هم می‌گویند. مقاومت روزنه‌ها در برابر خروج آب در روش فائو - پنمن - مانتیت از ۳۰ ثانیه بر متر برای گیاهان مناطق خشک تا ۱۵۰ ثانیه بر متر در سایر پوشش‌ها متغیر است که این مقدار برای گیاه فرضی مرجع ۷۰ ثانیه بر متر ($s.m^{-1}$) فرض شده است. به طور خلاصه باید گفت که با در نظر گرفتن گیاه فرضی به ارتفاع ۰/۱۲ متر و مقاومت روزنه‌ای ۷۰ ثانیه بر متر و ضریب بازتاب ۰/۲۳ و با این فرض که شاخص سطح برگ آن ۲۴ برابر ارتفاع گیاه باشد، معادله‌ای به نام فائو - پنمن - مانتیت ارائه گردید که در حال حاضر اساس محاسبات نیاز آبی قرار می‌گیرد. با توجه به این فرضیات، معادله فائو - پنمن - مانتیت به صورت زیر است (آلن و همکاران، ۱۹۹۸):

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma[890 / (T + 273)]U_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (11)$$

ET_0 = تبخیر تعرق پتانسیل (mm/day)، R_n = تابش خالص در سطح پوشش گیاهی ($MJm^{-2}d^{-1}$)، T = متوسط دمای هوا در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین ($^{\circ}C$)، U_2 = سرعت باد در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین ($m.s^{-1}$)، $e_s - e_a$ = کمبود فشار بخار در ارتفاع ۲ متری (kPa)، Δ = شیب منحنی فشار بخار ($KPa^{\circ}C^{-1}$)، γ = ضریب رطوبت‌سنجی ($KPa^{\circ}C^{-1}$)، G = شار گرما به داخل خاک ($MJm^{-2}d^{-1}$) است.

برای به دست آوردن اجزاء معادله فائو - پنمن - مانتیت به ترتیب زیر عمل می‌شود:

- گرمای نهان تبخیر

¹ big leaf



$$\lambda = 2.501 - (2.361 \times 10^{-3})T \quad (12)$$

λ = گرمای نهان تبخیر (MJ kg^{-1}) و T = دمای هوا ($^{\circ}\text{C}$) است.

- شیب منحنی فشار بخار

$$\Delta = \frac{2504 \exp[17.27T / (T + 237.3)]}{(T + 237.3)^2} \quad (13)$$

که Δ = شیب منحنی فشار بخار ($\text{KPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$) و T = متوسط دمای هوا ($^{\circ}\text{C}$) است.

- ضریب رطوبت‌سنجی γ

$$\gamma = 0.00163 \frac{P}{\lambda} \quad (14)$$

γ = ضریب رطوبت‌سنجی، P = فشار هوا (KPa) است که مقدار آن در صورتی که ارتفاع محل از سطح دریا مشخص باشد، از معادله زیر به دست می‌آید:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065Z}{293} \right)^{5.26} \quad (15)$$

که Z ارتفاع محل از سطح دریا (m) است.

- فشار بخار اشباع e_s

$$e_s = e(T) = 0.611 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) \quad (16)$$

که در آن e_s فشار بخار اشباع (kPa) است که به صورت تابعی $[e(T)]$ از درجه حرارت نشان داده شده است. T دمای هوا ($^{\circ}\text{C}$) است. در یک دوره ۲۴ ساعته شبانه روز، مقدار e_s به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$e_s = [e(T_{\max}) + e(T_{\min})] / 2 \quad (17)$$

که $e(T_{\max})$ و $e(T_{\min})$ به ترتیب فشار بخار اشباع به ازاء دماهای حداکثر و حداقل است.

- فشار بخار واقعی (e_a)

فشار بخار اشباع در نقطه شبنم، به عنوان فشار بخار واقعی یا فشار بخار روزانه تعریف شده و چنانچه دمای نقطه شبنم T_d ($^{\circ}\text{C}$) در اختیار باشد، رابطه زیر بهترین برآورد را خواهد داشت:

$$e_a = e(T_d) = 0.611 \exp\left(\frac{17.27T_d}{T_d + 237.3}\right) \quad (18)$$

اما اگر تنها متوسط رطوبت نسبی (RH_{mean}) در اختیار باشد، می‌توان e_a را از معادله زیر به دست آورد:

$$e_a = \frac{RH_{\text{mean}}}{100} (e_s) \quad (19)$$



در اینجا نیز جهت محاسبات برای مدت یک شبانه روز، چنانچه داده‌های رطوبت نسبی بیشینه RH_{max} و رطوبت نسبی کمینه RH_{min} در اختیار باشند، باید میانگین فشار بخار واقعی در دماهای T_{min} و T_{max} به عنوان مبنای محاسبه e_a در نظر گرفته شود:

$$e_a = 0.5 \{ [e(T_{min}) RH_{max} / 100] + [e(T_{max}) RH_{min} / 100] \} \quad (20)$$

که $e(T_{min})$ و $e(T_{max})$ به ترتیب فشار بخار اشباع محاسبه شده به ازای T_{min} و T_{max} است. چنانچه متوسط رطوبت نسبی (RH_{mean}) در اختیار باشد، با فرض اینکه $RH_{mean} = (RH_{max} + RH_{min}) / 2$ است، e_a از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$e_a = \frac{RH_{mean}}{50 / e(T_{max}) + 50 / e(T_{min})} \quad (21)$$

چنانچه داده‌های رطوبت موجود نبوده و یا دقت کافی نداشته باشند، می‌توان در مناطق مرطوب با فرض این‌که $T_d = T_{min}$ است، فشار بخار واقعی را از رابطه زیر محاسبه کرد:

$$e_a = 0.611 \exp\left(\frac{17.72 T_{min}}{T_{min} + 237.3}\right) \quad (22)$$

این فرمول در مناطق خشک دقت زیادی نداشته و لازم است در این نقاط، رابطه دمای حداقل و دمای نقطه شبنم، واسنجی و سپس مورد استفاده قرار گیرد.

- مقدار تابش برون زمینی (R_a)

برای محاسبه تابش خالص روی سطح گیاه، ابتدا لازم است تابش فرازمینی^۱ از معادلات زیر محاسبه شود:

$$R_a = 37.6 d_r (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s) \quad (23)$$

$$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta) \quad (24)$$

$$d_r = 1 + 0.033 \cos(0.0172J) \quad (25)$$

$$\delta = 0.409 \sin(0.0172J - 1.39) \quad (26)$$

R_a = تابش برون زمینی ($MJm^{-2}d^{-1}$)، d_r = فاصله نسبی زمین تا خورشید (بدون بعد)، δ = زاویه میل خورشید (رادیان)

φ = عرض جغرافیایی (رادیان)، ω_s = زاویه ساعتی غروب خورشید (رادیان)، M = شماره ماه میلادی سال، که تبخیر تعرق برای آن محاسبه می‌شود.

$$J_{month} = \text{int}(30.4M - 15) \quad (27)$$

J = شماره روز ژولیوسی از ابتدای سال مسیحی که برای محاسبات ماهانه از معادله فوق استفاده می‌شود و اگر بخواهیم تبخیر تعرق روزانه را حساب کنیم با داشتن شماره روز از ماه (D)، به جای آن، معادله زیر استفاده می‌شود:

$$J = \text{int} \left(275 \frac{M}{9} - 30 + D \right) - 2 \quad (28)$$

- تعداد ساعات روشنایی روز (N)

$$N = 7.64 W_s \quad (29)$$

که N حداکثر ساعات روشنایی در روز J از سال (ساعت) و W_s زاویه ساعتی خورشید (رادیان) است.

- تابش خالص (R_n)

$$R_n = 0.77 (0.25 - 0.50 n/N) R_a - 2.45 \times 10^{-9} (0.9 n/N + 0.1) (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) (T_{kx}^4 + T_{kn}^4) \quad (30)$$

$R_n = 0.77 R_a - 2.45 \times 10^{-9} (0.9 n/N + 0.1) (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) (T_{kx}^4 + T_{kn}^4)$ = تعداد ساعات واقعی آفتاب (n ، hr)، R_a = تابش برون زمینی محاسبه شده ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)، e_a = فشار واقعی بخار آب محاسبه شده (kpa)، T_{kx} = حداکثر دمای روزانه برحسب درجه کلوین، T_{kn} = حداقل دمای روزانه برحسب درجه کلوین است.

- شار گرما به داخل خاک (G)

شار گرما به داخل خاک در مقایسه با R_n ناچیز بوده و از آن صرف نظر می‌گردد، به علاوه این که در محاسبات نیاز آبی، به دلیل پوشش کامل گیاه مرجع، شار گرما به داخل خاک، صفر فرض می‌شود ($G=0$).

- معادله پریستلی - تیلور^۱

پریستلی و تیلور (۱۹۷۲) معادله ساده شده‌ای از روش ترکیبی پنمن را برای مناطقی که انتقال بخار از طریق باد اندک و ناچیز است، ارائه دادند:

$$ET_0 = \alpha_l [0.408 \frac{(R_n - G)}{\Delta + \gamma}] \quad (31)$$

ET_0 = تبخیر تعرق پتانسیل (mm/day)، α_l = ضریب ثابت، این ضریب در سطح وسیع که سطح پهنه تقریباً اشباع از بخار آب است، معادل ۱/۲۶ است. بقیه ضرائب مطابق ضرایب معادله پنمن هستند.

¹ Priestly-Taylor



پ.۱-۵- روش‌های تجربی تعیین تبخیر تعرق پتانسیل

در این بخش، روش‌های مختلف تجربی برآورد مقدار تبخیر تعرق پتانسیل معرفی می‌شوند. باید توجه داشت که در روش‌های ارایه شده در گزارش، از اصطلاح «تبخیر تعرق پتانسیل» استفاده شده است.

- روش‌های دمایی

روش‌های مختلف برای تعیین میزان تبخیر تعرق پتانسیل بر پایه دما وجود دارد که برخی در ادامه معرفی می‌شوند.

- معادله بلانی - کریدل

بلانی و کریدل نیز بر اساس دما و ساعات روشنایی روز در نواحی خشک غرب آمریکا رابطه‌ای جهت برآورد تبخیر تعرق پتانسیل با متغیرهای محدود ارایه نمودند. شکل ساده این معادله به صورت رابطه زیر است (مجیدی و علیزاده، ۱۳۹۰).

$$ET_0 = p(0.46T_{avg} + 8.13) \quad (32)$$

که در آن p ضریب روشنایی یا درصد ساعات روشنایی در هر یک از روزهای ماه مورد نظر نسبت به تعداد کل ساعات روشنایی در سال در محل مورد نظر است.

- روش تورنت وایت

در روش تورنت وایت، تبخیر تعرق پتانسیل برای هر یک از ماه‌های سال محاسبه می‌شود. اساس این محاسبه، داشتن دمای متوسط در هر ماه است و به صورت زیر عمل می‌شود:

جدول پ.۱-۴- مقادیر ضریب اصلاحی (N_m) در معادله تورنت وایت برای عرض‌های (شمالی) مختلف جغرافیایی در ماه‌های سال (علیزاده، ۱۳۹۴)

عرض جغرافیایی شمالی (درجه)	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
۱۰	۱/۰۴	۰/۹۴	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۴
۲۰	۱/۰۰	۰/۹۱	۱/۰۳	۱/۰۳	۱/۰۸	۱/۰۶	۱/۰۸	۱/۰۷	۱/۰۲	۱/۰۲	۰/۹۸	۰/۹۹
۳۰	۰/۹۵	۰/۹۰	۱/۰۳	۱/۰۵	۱/۱۳	۱/۱۱	۱/۱۴	۱/۱۱	۱/۰۲	۱/۰۰	۰/۹۳	۰/۹۴
۳۵	۰/۹۰	۰/۸۷	۱/۰۳	۱/۰۸	۱/۱۸	۱/۱۷	۱/۲۰	۱/۱۴	۱/۰۳	۰/۹۸	۰/۸۹	۰/۸۸

عرض جغرافیای شمالی (درجه)	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
۴۰	۰/۸۷	۰/۸۵	۱/۰۳	۱/۰۹	۱/۲۱	۱/۲۱	۱/۲۳	۱/۱۶	۱/۰۳	۰/۹۷	۰/۸۶	۰/۸۵
۴۵	۰/۸۴	۰/۸۳	۱/۰۳	۱/۱۱	۱/۲۴	۱/۲۵	۱/۲۷	۱/۱۸	۱/۰۴	۰/۹۶	۰/۸۳	۰/۸۱
۵۰	۰/۸۰	۰/۸۱	۱/۰۲	۱/۱۳	۱/۲۸	۱/۲۹	۱/۳۱	۱/۲۱	۱/۰۴	۰/۹۴	۰/۷۹	۰/۷۵

ابتدا نمایه حرارتی (i_m) برای هر یک از ماه‌های سال از معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$i_m = \left(\frac{T_m}{5}\right)^{1.51} \quad (33)$$

که در آن i_m نمایه حرارتی و T_m متوسط دمای هوا ($^{\circ}\text{C}$) در ماه مورد نظر است. این کار برای تمام ۱۲ ماه سال انجام می‌گردد. در صورتی که متوسط دما در یک ماه صفر یا منفی باشد، i_m برای آن ماه صفر در نظر گرفته می‌شود.

نمایه حرارتی سالانه (I) از جمع کردن نمایه‌های حرارتی ماهانه در طول سال محاسبه می‌شود:

$$I = \sum_{im=1}^{12} i_m \quad (34)$$

با داشتن نمایه حرارتی سالانه (I)، ضریب a از معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$a = (6.75 \times 10^{-7})I^3 - (7.71 \times 10^{-5})I^2 + (1.792 \times 10^{-2})I + 0.942 \quad (35)$$

برای هر یک از ماه‌های سال، تبخیر تعرق پتانسیل (ET_0) برحسب میلی‌متر، از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$ET_0 = 16 \left(\frac{10T_m}{I} \right)^a \quad (36)$$

محاسبه ET_0 با استفاده از معادله فوق برای هر یک از ماه‌ها، با این فرض است که هر ماه ۳۰ روز و هر روز ۱۲ ساعت روشنایی داشته باشد؛ حال آن که تعداد روزهای هر ماه و تعداد ساعات روشنایی در ماه‌های مختلف سال، متفاوت است. بنابراین لازم است ET_0 با اعمال ضریب N_m ، که مقادیر آن برای ماه‌های مختلف مطابق جدول شماره (پ. ۱-۴) است، اصلاح گردد. لذا ET_0 برابر خواهد بود با:

$$ET_0 = 16N_m \left(\frac{10T_m}{I} \right)^a \quad (37)$$

- روش هارگریوز^۱

در این روش علاوه بر درجه حرارت هوا، عوامل دیگری نیز در نظر گرفته شده‌اند:

$$ET_0 = 17.4d(1 - 0.01h)t \quad (38)$$

¹ Hargreaves



در رابطه فوق، ET_0 تبخیر تعرق پتانسیل بر حسب میلی متر در ماه، h میانگین رطوبت نسبی هوا بر حسب درصد، t میانگین ماهانه درجه حرارت هوا بر حسب درجه سانتی گراد و d ضریب مربوط به طول روز است که با استفاده از جدول (۵) به دست می آید.

جدول پ.۱-۵- ضریب مربوط به طول روز (d) برای استفاده از رابطه هارگریوز (علیزاده، ۱۳۹۴)

عرض جغرافیای شمالی (درجه)	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
۵	۱/۰۱	۰/۹۱	۱/۰۲	۰/۹۹	۱/۰۳	۱/۰۰	۱/۰۳	۱/۰۳	۰/۹۸	۱/۰۲	۰/۹۸	۱/۰۰
۱۰	۰/۹۸	۰/۸۹	۱/۰۲	۱/۰۱	۱/۰۵	۱/۰۳	۱/۰۶	۱/۰۵	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۹۵	۰/۹۷
۱۵	۰/۹۶	۰/۸۸	۱/۰۱	۱/۰۱	۱/۰۸	۱/۰۶	۱/۰۸	۱/۰۶	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۳	۰/۹۴
۲۰	۰/۹۳	۰/۸۷	۱/۰۱	۱/۰۲	۱/۱۰	۱/۰۸	۱/۱۱	۱/۰۳	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۱	۰/۹۲
۲۵	۰/۹۱	۰/۸۶	۱/۰۱	۱/۰۳	۱/۱۲	۱/۱۱	۱/۱۸	۱/۰۹	۱/۰۰	۰/۹۷	۰/۸۹	۰/۸۹
۳۰	۰/۸۸	۰/۸۴	۱/۰۰	۱/۰۵	۱/۱۴	۱/۱۴	۱/۱۶	۱/۱۱	۱/۰۰	۰/۹۶	۰/۸۶	۰/۸۶
۳۵	۰/۸۵	۰/۸۳	۱/۰۰	۱/۰۶	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۱۹	۱/۱۲	۱/۰۳	۰/۹۴	۰/۸۴	۰/۸۲
۴۰	۰/۸۱	۰/۸۱	۱/۰۰	۱/۰۸	۱/۲۰	۱/۲۱	۱/۲۳	۱/۱۴	۱/۰۱	۰/۹۳	۰/۸۱	۰/۷۸
۴۵	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۹۹	۱/۰۹	۱/۲۴	۱/۲۶	۱/۲۷	۱/۱۷	۱/۰۱	۰/۹۱	۰/۷۷	۰/۷۴
۵۰	۰/۷۲	۰/۷۶	۰/۹۹	۱/۱۱	۱/۲۸	۱/۳۲	۱/۳۲	۱/۲۰	۱/۰۱	۰/۸۹	۰/۷۳	۰/۶۸

- روش هارگریوز - سامانی

روش های هارگریوز، برای محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل در دوره های یک تا چند روز، هفتگی، ۱۰ روزه و یا ماهانه به کار برده می شود؛ اما بهترین نتیجه را برای دوره های هفتگی و ۱۰ روز داده است. چنانچه میانگین دما در دوره مورد نظر، T_m (بر حسب درجه سانتی گراد) و میانگین دامنه تغییرات دما (اختلاف حداکثر و حداقل دما) در دوره مذکور TR باشد، تبخیر تعرق پتانسیل (ET) براساس روش پیشنهادی هارگریوز - سامانی، از معادله زیر محاسبه می شود:

$$ET_0 = 0.0023 R_a (T_m + 17.8) TR^{0.5} \quad (39)$$

در معادله فوق، R_a تابش برون زمینی^۱ است که از جدول (پ.۱-۶) به دست می آید. میانگین دما T_m برابر میانگین حداکثر (T_{max}) و حداقل دما (T_{min}) است.

جدول پ.۱-۶- متوسط ماهانه تابش برون زمینی (R_a) برای عرض های جغرافیایی شمالی در ماه های میلادی سال بر حسب معادل میلی متر آب قابل تبخیر در روز (علیزاده، ۱۳۹۴)

عرض جغرافیای	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
-----------------	------	------	------	------	-----	------	------	------	-------	------	------	------

شمالی (درجه)												
۰	۱۴/۸	۱۵/۳	۱۵/۴	۱۵	۱۴/۲	۱۳/۷	۱۳/۹	۱۴/۶	۱۵/۲	۱۵/۲	۱۴/۸	۱۴/۶
۲	۱۴/۵	۱۵/۱	۱۵/۴	۱۵/۱	۱۴/۵	۱۴	۱۴/۱	۱۴/۷	۱۵/۲	۱۵/۱	۱۴/۵	۱۴/۲
۴	۱۴/۱	۱۴/۸	۱۵/۳	۱۵/۲	۱۴/۷	۱۴/۳	۱۴/۴	۱۴/۹	۱۵/۲	۱۴/۹	۱۴/۲	۱۳/۹
۶	۱۳/۸	۱۴/۶	۱۵/۲	۱۵/۳	۱۴/۰	۱۴/۶	۱۴/۷	۱۵/۱	۱۵/۲	۱۴/۷	۱۳/۹	۱۳/۵
۸	۱۳/۴	۱۴/۳	۱۵/۱	۱۵/۴	۱۵/۱	۱۴/۸	۱۴/۹	۱۵/۲	۱۵/۱	۱۴/۵	۱۳/۶	۱۳/۱
۱۰	۱۳/۱	۱۴/۱	۱۵	۱۵/۵	۱۵/۳	۱۵/۱	۱۵/۱	۱۵/۳	۱۵/۱	۱۴/۳	۱۳/۲	۱۲/۷
۱۲	۱۲/۷	۱۳/۸	۱۴/۹	۱۵/۵	۱۵/۵	۱۵/۵	۱۵/۳	۱۵/۴	۱۵	۱۴	۱۲/۹	۱۲/۳
۱۴	۱۲/۳	۱۳/۵	۱۴/۷	۱۵/۵	۱۵/۷	۱۵/۶	۱۵/۵	۱۵/۵	۱۴/۹	۱۳/۸	۱۲/۵	۱۱/۹
۱۶	۱۱/۹	۱۳/۱	۱۴/۶	۱۵/۵	۱۵/۸	۱۵/۸	۱۵/۷	۱۵/۵	۱۴/۸	۱۳/۵	۱۲/۱	۱۱/۴
۱۸	۱۱/۴	۱۲/۸	۱۴/۴	۱۵/۵	۱۵/۹	۱۶	۱۵/۹	۱۵/۶	۱۴/۷	۱۳/۲	۱۱/۷	۱۱
۲۰	۱۱	۱۲/۴	۱۴/۲	۱۵/۵	۱۶	۱۶/۱	۱۶	۱۵/۶	۱۴/۶	۱۲/۹	۱۱/۳	۱۰/۵
۲۲	۱۰/۶	۱۲/۱	۱۳/۹	۱۵/۴	۱۶/۱	۱۶/۳	۱۶/۲	۱۵/۶	۱۴/۴	۱۲/۶	۱۰/۹	۱۰
۲۴	۱۰/۱	۱۱/۷	۱۳/۷	۱۵/۳	۱۶/۲	۱۶/۴	۱۶/۳	۱۵/۶	۱۴/۲	۱۲/۳	۱۰/۴	۹/۶
۲۶	۹/۶	۱۱/۳	۱۳/۴	۱۵/۲	۱۶/۲	۱۶/۶	۱۶/۴	۱۵/۶	۱۴	۱۱/۹	۱۰	۹/۱
۲۸	۹/۲	۱۰/۹	۱۳/۲	۱۵/۵/۱	۱۶/۳	۱۶/۷	۱۶/۴	۱۵/۵	۱۳/۸	۱۱/۶	۹/۶	۸/۶
۳۰	۸/۷	۱۰/۵	۱۲/۹	۱۵	۱۶/۳	۱۶/۸	۱۶/۵	۱۵/۵	۱۳/۶	۱۱/۲	۹/۱	۸/۱
۳۲	۸/۲	۱۰/۱	۱۲/۶	۱۴/۹	۱۶/۳	۱۶/۹	۱۶/۶	۱۵/۴	۱۳/۳	۱۰/۸	۸/۶	۷/۶
۳۴	۷/۷	۹/۶	۱۲/۲	۱۴/۷	۱۶/۳	۱۶/۹	۱۶/۶	۱۵/۳	۱۳/۱	۱۰/۴	۸/۱	۷/۱
۳۶	۷/۲	۹/۲	۱۱/۹	۱۴/۵	۱۶/۳	۱۷	۱۶/۶	۱۵/۲	۱۲/۸	۱۰	۷/۷	۶/۶
۳۸	۶/۷	۸/۷	۱۱/۶	۱۴/۳	۱۶/۲	۱۷	۱۶/۶	۱۵	۱۲/۵	۹/۶	۷/۲	۶/۱
۴۰	۶/۲	۸/۳	۱۱/۲	۱۴/۱	۱۶/۲	۱۷	۱۶/۶	۱۴/۹	۱۲/۲	۹/۱	۶/۷	۵/۶
۴۲	۵/۷	۷/۸	۱۰/۸	۱۳/۹	۱۶/۱	۱۷	۱۶/۶	۱۴/۷	۱۱/۹	۸/۷	۶/۲	۵/۱
۴۴	۵/۲	۷/۳	۱۰/۴	۱۳/۷	۱۶	۱۷	۱۶/۵	۱۴/۵	۱۱/۵	۸/۳	۵/۷	۴/۶
۴۶	۴/۷	۶/۸	۱۰	۱۳/۴	۱۵/۹	۱۷	۱۶/۵	۱۴/۳	۱۱/۲	۷/۸	۵/۲	۴/۱
۴۸	۴/۲	۶/۴	۹/۶	۱۳/۱	۱۵/۸	۱۷	۱۶/۴	۱۴/۱	۱۰/۸	۷/۳	۴/۷	۳/۶
۵۰	۳/۷	۵/۹	۹/۲	۱۲/۹	۱۵/۷	۱۶/۹	۱۶/۳	۱۳/۹	۱۰/۴	۶/۹	۴/۲	۳/۱
۵۲	۳/۲	۵/۴	۸/۷	۱۲/۶	۱۵/۵	۱۶/۹	۱۶/۲	۱۳/۷	۱۰/۱	۶/۴	۳/۷	۲/۷
۵۴	۲/۸	۴/۹	۸/۳	۱۲/۲	۱۵/۴	۱۶/۹	۱۶/۱	۱۳/۴	۹/۶	۵/۹	۲/۳	۲/۲

روش جنسن - هیز^۱

در این روش، تبخیر تعرق پتانسیل با استفاده از روابط زیر قابل محاسبه است:

$$ET_o = C_T (T - T_x) R_s \quad (۴۰)$$

$$C_T = \frac{1}{45 - (h / 137) + (365 / (e_{s,max} - e_{s,min}))} \quad (۴۱)$$

$$T_x = -2.5 - 0.14(e_{s,max} - e_{s,min}) - \frac{h}{550} \quad (۴۲)$$

^۱ Jensen-Haise



$$e_{s,max} = \exp\left(\frac{19.08T_{min} + 429.41}{T_{max} + 273.3}\right) \quad (43)$$

$$e_{s,min} = \exp\left(\frac{19.08T_{min} + 429.41}{T_{min} + 273.3}\right) \quad (44)$$

$$R_s = \left(0.25 + 0.5 \frac{n}{N}\right) R_a \quad (45)$$

ET_0 = تبخیر تعرق پتانسیل (میلی متر در روز)، T = میانگین روزانه دما ($^{\circ}C$)، T_{max} = متوسط بیشینه دماهای روزانه در گرم ترین ماه سال ($^{\circ}C$)، T_{min} = متوسط کمینه دماهای روزانه در سردترین ماه سال ($^{\circ}C$)، $e_{s,max}$ = فشار بخار اشباع به ازاء بیشینه روزانه دمای هوا، در گرم ترین ماه سال ($mbar$)، $e_{s,min}$ = فشار بخار اشباع به ازاء کمینه روزانه دمای هوا، در گرم ترین ماه سال ($mbar$)، h = ارتفاع از سطح دریا (m)، R_s = تابش خورشیدی در دوره مورد نظر (میلی متر) که اگر مقدار آن بر حسب کالری بر سانتی متر مربع در دست باشد، با تقسیم آن بر $58/48$ به میلی متر تبدیل می شود.

با داشتن دمای متوسط روزانه (T) و مقدار تابش خورشیدی (R_s)، در هر کدام از روزها می توان با استفاده از معادله جنسن - هیز، ET_0 روزانه را به دست آورد. برای محاسبه ET_0 در یک دوره مشخص، مقدار متوسط T و R_s در طی همان دوره در نظر گرفته می شود. توصیه می شود روش جنسن - هیز برای دوره های ۵ روزه تا یک ماهه مورد استفاده قرار گیرد.

- روش جنسن - هیز اصلاح شده

برای این که مشکل تخمین تابش خورشیدی در معادله قبلی جنسن - هیز رفع شود، معادله ساده زیر جایگزین آن شده است:

$$ET_0 = C_T (T - T_x) K_T R_a TD^{0.5} \quad (46)$$

که در آن K_T برابر است با:

$$K_T = 0.075 (S / TD)^{0.5} \quad (47)$$

ET_0 = تبخیر تعرق پتانسیل (mm/day)، S = درصد ساعات تابش آفتاب، TD = تفاوت متوسط دمای بیشینه و کمینه روزانه ($^{\circ}C$)، R_a = تابش برون زمینی بر حسب میلی متر آب است (جدول شماره (پ. ۱-۶)).

- روش تارک^۱

این معادله برآورد تبخیر تعرق پتانسیل، از جمله معادلاتی است که بعد از مدل پنمن - مانتیث در اقلیم مرطوب نتایج بسیار مطلوبی ارائه می نماید و به همین دلیل اغلب از آن در برآورد ET_0 در اقلیم های مرطوب استفاده می شود. هر چند

¹ Turc



اقلیم ایران غالباً در محدوده نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب قرار می‌گیرد، اما جهت مقایسه و بررسی امکان اصلاحات مورد نیاز در آینده، از معادله تارک نیز به شرح زیر استفاده می‌شود (مجیدی و علیزاده، ۱۳۹۰):

$$ET_0 = 0.013 \times (23.88 \times R_s + 50) \times T_{avg} \times (T_{avg} + 15)^{-1} \quad (48)$$

که در این معادله R_s تابش خورشیدی ($MJ/m^2/day$) است. معادله فوق به دلیل کم‌برآورد نمودن تبخیر-تعرق پتانسیل در شرایط بادخیز و برعکس، نسبت به سرعت باد به شکل زیر اصلاح گردید:

$$ET_0 = C_u \times 0.013 \times (23.88 \times R_s + 50) \times T_{avg} \times (T_{avg} + 15)^{-1} \quad (49)$$

که در آن C_u عامل تصحیح سرعت باد بوده و از رابطه ذیل به دست می‌آید:

$$C_u = -0.0211 \times U_2^2 + 0.1109 \times U_2 + 0.9004 \quad (50)$$

که در آن، U_2 میانگین سرعت باد در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین است.

- روش‌های رطوبتی

- روش پاپاداکیس^۱

رابطه پاپاداکیس در سال ۱۹۶۶ ارائه گردید:

$$ET_0 = 0.1875(e_{max}^0 - e_z) \quad (51)$$

ET_0 = تبخیر-تعرق پتانسیل (mm/day)، e_{max}^0 = فشار بخار اشباع در حداکثر دمای هوا ($mbar$)، e_z = متوسط فشار

بخار واقعی هوا ($mbar$) است.

¹ Papadakis



پیوست ۲

طبقه‌بندی اقلیمی ایران



پ.۲-۱- مقدمه

همان‌طور که در فصل دوم این راهنما مطرح گردید، به منظور معرفی مناسب‌ترین روش‌های برآورد تبخیر تعرق پتانسیل در شرایط اقلیمی ایران، نیازمند تعیین اقلیم هر ایستگاه در گام نخست هستیم. بدین منظور از اطلاعات موجود ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک کشور از بدو تاسیس تا عمدتاً سال میلادی ۲۰۱۷ استفاده شده است. البته قابل ذکر است که تعیین اقلیم بر اساس اطلاعات دریافتی از سازمان هواشناسی تا سال ۲۰۱۷ میلادی بوده و جنبه توصیه‌ای و راهنمایی اولیه داشته و به کاربران توصیه می‌گردد در صورت در اختیار داشتن اطلاعات به روز و کامل‌تر، این محاسبات اقلیمی را برای منطقه و دوره مد نظر و مورد نیاز خود محاسبه نمایند.

پ.۲-۲- نتایج تعیین اقلیم هر ایستگاه

بر مبنای روش‌های مختلف طبقه‌بندی اقلیمی معرفی شده در فصل دوم، اقلیم ایستگاه‌ها تعیین گردید که نتایج آن به شرح جداول زیر در قالب این پیوست ارائه شده است.

جدول پ.۲-۱- طبقه‌بندی اقلیمی استان آذربایجان غربی

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	ارومیه	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۱۵/۶۴	نیمه خشک	۱/۹	نیمه مرطوب	۴۴/۴	نیمه مرطوب معتدل
۲	اشنویه	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۹/۵۹	نیمه خشک	۱/۵۵	نیمه مرطوب	۶۰/۸۱	مرطوب سرد
۳	بوکان	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۱۴/۳	نیمه خشک	۲/۲۱	نیمه مرطوب	۴۲/۴	نیمه مرطوب معتدل
۴	پیرانشهر	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۲۷/۲۴	نیمه مرطوب	۱/۱۲	نیمه مرطوب	۸۲/۹	مرطوب سرد
۵	تکاب	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۱۴/۶۴	نیمه خشک	۱۰/۹	نیمه مرطوب	۳۷/۲۲	نیمه خشک سرد
۶	چالدران	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۱۲/۵۲	مدیترانه‌ای	۱/۲۶	نیمه مرطوب	۵۴/۴۶	نیمه مرطوب معتدل
۷	خوی	۲۰۱۷-۱۹۵۹	۱۲/۰۲	نیمه خشک	۲/۵۸	نیمه مرطوب	۳۳/۶۴	نیمه خشک سرد
۸	سردشت	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۳۲/۱	مرطوب	۰/۹۶	مرطوب	۹۸/۲۲	مرطوب سرد
۹	سلماس	۲۰۱۷-۲۰۰۱	۱۱/۵۴	نیمه خشک	۲/۶۶	نیمه مرطوب	۳۰/۵۳	نیمه خشک سرد
۱۰	شاهین دژ	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۲/۶۳	نیمه خشک	۲/۵۴	نیمه مرطوب	۳۷/۱	نیمه خشک سرد
۱۱	قره ضیاءالدین	۲۰۱۷-۲۰۰۱	۱۴/۲۵	نیمه خشک	۲/۲۳	نیمه مرطوب	۳۸/۵۴	نیمه مرطوب معتدل
۱۲	کهریز	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۱/۸۴	نیمه خشک	۲/۶	نیمه مرطوب	۳۵/۶۴	نیمه خشک سرد
۱۳	ماکو	۲۰۱۷-۱۹۸۵	۱۵/۷۵	نیمه خشک	۱/۹۳	نیمه مرطوب	۴۰/۶۹	نیمه مرطوب معتدل
۱۴	مهاباد	۲۰۱۷-۱۹۸۵	۱۵/۱۶	نیمه خشک	۲/۰۲	نیمه مرطوب	۴۶/۷	نیمه مرطوب معتدل
۱۵	میاندواب	۲۰۱۷-۲۰۰۲	۱۱/۲۳	نیمه خشک	۲/۷۷	نیمه مرطوب	۳۴/۵۳	نیمه خشک سرد
۱۶	نقده	۲۰۱۷-۲۰۰۱	۱۳/۱۴	نیمه خشک	۲/۳۶	نیمه مرطوب	۴۱/۴	نیمه مرطوب معتدل

جدول پ.۲-۲- طبقه‌بندی اقلیمی استان آذربایجان شرقی

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	اهر	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۱۳/۷۳	نیمه خشک	۲/۰۸	نیمه مرطوب	۴۴/۰۵	نیمه مرطوب معتدل
۲	بستان آباد	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۵/۳۶	نیمه خشک	۱/۹۹	نیمه مرطوب	۴۰/۷۸	نیمه مرطوب معتدل
۳	بناب	۲۰۱۷-۱۹۹۹	۹/۵۵	خشک	۳/۳۱	نیمه خشک	۳۱/۲۱	نیمه خشک سرد

ادامه جدول پ.۲-۲ - طبقه‌بندی اقلیمی استان آذربایجان شرقی

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۴	تبریز	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۱۲/۶۴	نیمه خشک	۲/۴۳	نیمه مرطوب	۵۳/۳	نیمه خشک سرد
۵	جلفا	۲۰۱۷-۱۹۸۵	۸/۵۱	خشک	۳/۷۵	نیمه خشک	۱۷/۹۸	خشک سرد
۶	سراب	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۱۲/۴۲	نیمه خشک	۲/۱۲	نیمه مرطوب	۳۲/۸۷	نیمه خشک سرد
۷	سهند	۲۰۱۷-۱۹۸۵	۱/۵۲	خشک	۳/۰۷	نیمه خشک	۲۸/۶۸	نیمه خشک سرد
۸	کلیبر	۲۰۱۷-۱۹۹۹	۱۷/۲۵	نیمه خشک	۱/۶۴	نیمه مرطوب	۶۴/۲۵	مرطوب سرد
۹	مراغه	۲۰۱۷-۱۹۸۳	۱۲/۵۲	نیمه خشک	۲/۴۳	نیمه مرطوب	۳۷/۱۳	نیمه خشک سرد
۱۰	مرند	۲۰۱۷-۲۰۰۰	۱۶/۵۳	نیمه خشک	۱/۸۸	نیمه مرطوب	۴۷/۰۴	نیمه مرطوب معتدل
۱۱	ملکان	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۹/۵۸	خشک	۳/۲۵	نیمه خشک	۳۰/۰۹	نیمه خشک سرد
۱۲	میانه	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۱۲/۲۵	نیمه خشک	۲/۷۸	نیمه مرطوب	۳۳/۰۳	نیمه خشک سرد
۱۳	هریس	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۱۷/۸۳	نیمه خشک	۱/۵۲	نیمه مرطوب	۵۰/۰۸	نیمه مرطوب معتدل

جدول پ.۲-۳ - طبقه‌بندی اقلیمی استان اردبیل

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	اردبیل	۲۰۱۷-۱۹۷۶	۱۴/۶۳	نیمه خشک	۱/۶۷	نیمه مرطوب	۴۷/۹۸	نیمه مرطوب معتدل
۲	پيله سوار	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۱۴/۱۴	نیمه خشک	۲/۳	نیمه مرطوب	۵۳/۰۶	نیمه مرطوب معتدل
۳	پارس آباد	۲۰۱۷-۱۹۸۴	۱۰/۸۹	نیمه خشک	۲/۹۱	نیمه مرطوب	۳۹/۵۱	نیمه مرطوب معتدل
۴	خلخال	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۱۹/۷۷	نیمه خشک	۱/۳۱	نیمه مرطوب	۵۶/۰۶	نیمه مرطوب معتدل
۵	سرعین	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۱۸/۵۸	نیمه خشک	۱/۵	نیمه مرطوب	۶۴/۶۳	مرطوب سرد
۶	فرودگاه	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۱۱/۶	نیمه خشک	۲/۱۳	نیمه مرطوب	۳۸/۰۶	نیمه مرطوب معتدل
۷	فیروزآباد	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۱/۸۸	نیمه خشک	۲/۶۲	نیمه مرطوب	۳۵/۹۹	نیمه مرطوب معتدل
۸	گرمی	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۱۳/۰۳	نیمه خشک	۲/۲۵	نیمه مرطوب	۴۹/۱۶	نیمه مرطوب معتدل
۹	مشکین شهر	۲۰۱۷-۱۹۹۵	۱۷/۵۴	نیمه خشک	۱/۵۷	نیمه مرطوب	۶۲/۲۶	مرطوب سرد
۱۰	نمین	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۱۱/۴۳	نیمه خشک	۲/۳۳	نیمه مرطوب	۴۲/۷۵	نیمه مرطوب معتدل

جدول پ.۲-۴ - طبقه‌بندی اقلیمی استان اصفهان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	اردستان	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۴/۲۴	خشک	۸/۵۹	خشک	۱۵/۸۴	خشک
۲	اصفهان	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۴/۶۸	خشک	۷/۰۲	خشک	۱۶/۲۱	خشک
۳	چوپانان	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۲/۲۲	خشک	۱۸/۵۷	بسیار خشک	۷/۸۸	خشک
۴	خوانسار	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۱۶/۳۳	نیمه خشک	۱/۸۴	نیمه مرطوب	۵۱/۲۶	نیمه مرطوب معتدل
۵	خوربیاپانک	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۲/۵۱	خشک	۲/۵۹	بسیار خشک	۹/۷۲	خشک
۶	داران	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۱۵/۷	نیمه خشک	۱/۷۵	نیمه مرطوب	۴۲/۹۱	نیمه مرطوب معتدل
۷	زرین شهر	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۵/۳۱	خشک	۵/۶۵	خشک	۱۸/۸۹	خشک
۸	سمیرم	۲۰۱۷-۲۰۰۲	۲۰/۶۷	خشک	۱/۴۵	نیمه مرطوب	۶۷/۳۸	مرطوب
۹	شرق اصفهان	۲۰۱۷-۱۹۷۶	۳/۹۷	خشک	۷/۷۸	خشک	۱۲/۷۹	خشک
۱۰	شهرضا	۲۰۱۷-۱۹۹۳	۵/۴۲	خشک	۵/۶	نیمه خشک	۱۸/۸	خشک
۱۱	فریدون شهر	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۲۳/۹۷	مدیترانه‌ای	۱/۱۵	نیمه مرطوب	۷/۹۵	مرطوب
۱۲	کاشان	۲۰۱۷-۱۹۶۶	۴/۳۷	خشک	۸/۳۵	خشک	۱۵/۳۲	خشک

ادامه جدول پ.۲-۴- طبقه‌بندی اقلیمی استان اصفهان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دوما رتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۱۳	کبوترآباد	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۳/۸۶	خشک	۹/۱۵	خشک	۱۳/۵۸	خشک
۱۴	گلپایگان	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۹/۷۶	خشک	۳/۱۸	نیمه خشک	۳۱/۳	نیمه خشک
۱۵	مبارکه	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۴/۴۳	خشک	۶/۹۹	خشک	۱۶/۱۳	خشک
۱۶	مورچه خورت	۲۰۱۷-۲۰۰۲	۴/۵۳	خشک	۶/۹۸	خشک	۱۵/۳۱	خشک
۱۷	میمه	۲۰۱۷-۱۹۹۹	۶/۲۷	خشک	۴/۹۲	نیمه خشک	۱۹/۴۱	خشک
۱۸	نابین	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۳/۲۷	خشک	۱۰/۸۳	بسیار خشک	۱۲/۲۷	خشک
۱۹	نجف‌آباد	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۵/۱	خشک	۶/۹۶	خشک	۱۸/۳۹	خشک
۲۰	نطنز	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۶/۹۵	خشک	۴/۷۹	نیمه خشک	۲۳/۸۷	خشک
۲۱	ورزنه	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۲/۹۳	خشک	۱۲/۳	بسیار خشک	۱۰/۲۲	خشک

جدول پ.۲-۵- طبقه‌بندی اقلیمی استان البرز

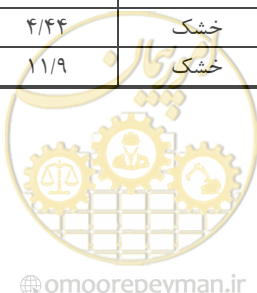
ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دوما رتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	طالقان	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۲۱/۲۹	مدیترانه‌ای	۱/۴۱	نیمه مرطوب	۶۵/۰۱	مرطوب سرد
۲	کرج	۲۰۱۷-۱۹۸۵	۷/۳۵	خشک	۴/۱۹	نیمه خشک	۲۵/۴۴	نیمه خشک سرد
۳	هشتگرد	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۳/۵	نیمه خشک	۲/۲۸	نیمه مرطوب	۴۵/۱۷	نیمه مرطوب معتدل

جدول پ.۲-۶- طبقه‌بندی اقلیمی استان ایلام

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دوما رتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	آبدانان	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۱۶/۳۵	نیمه خشک	۲/۴۸	نیمه مرطوب	۶۷/۰۸	مرطوب سرد
۲	ایلام	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۲/۹۸	خشک	۱/۵۹	نیمه مرطوب	۷۴/۹۴	مرطوب سرد
۳	ایوان غرب	۲۰۱۷-۱۹۹۹	۲۳/۷	مدیترانه‌ای	۱/۴۹	نیمه مرطوب	۹۰/۳۴	مرطوب سرد
۴	دره شهر	۲۰۱۷-۲۰۰۲	۱۲/۶	نیمه خشک	۳/۲۲	نیمه خشک	۴۸/۴	نیمه مرطوب معتدل
۵	دهلران	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۷/۲	خشک	۶/۰۴	خشک	۳۲/۰۶	نیمه خشک
۶	سرابله	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۲/۰۸	نیمه خشک	۲/۸۱	نیمه مرطوب	۴۷/۱۲	نیمه مرطوب معتدل
۷	لومار	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۱۰/۹۴	نیمه خشک	۳/۳۵	نیمه خشک	۴۱/۲۳	نیمه مرطوب معتدل
۸	مهران	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۵/۳۸	خشک	۷/۹۵	خشک	۲۲/۸۶	خشک سرد

جدول پ.۲-۷- طبقه‌بندی اقلیمی استان بوشهر

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دوما رتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	برازجان	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۵/۱۱	خشک	۸/۷۶	خشک	۲۸/۰۷	نیمه خشک
۲	بندر دیر	۲۰۱۷-۱۹۹۳	۵/۸۲	خشک	۷/۵۲	خشک	۴۲/۴	نیمه مرطوب معتدل
۳	بندر دیلم	۲۰۱۷-۲۰۰۱	۶/۴۵	خشک	۶/۸۶	خشک	۳۶/۴۱	نیمه خشک
۴	بوشهر	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۷/۲۲	خشک	۵/۹۶	نیمه خشک	۴۸/۳۲	نیمه مرطوب معتدل
۵	ساحلی	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۷/۴۷	خشک	۵/۷۲	نیمه خشک	۴۷/۰۹	نیمه مرطوب معتدل
۶	جزیره خارک	۲۰۱۷-۱۹۸۴	۵/۳۳	خشک	۸/۲	خشک	۳۴/۵۲	نیمه خشک
۷	جم توحید	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۹/۷۲	خشک	۴/۴۴	نیمه خشک	۵۱/۷	نیمه مرطوب معتدل
۸	عسلویه	۲۰۱۷-۲۰۰۰	۳/۷۸	خشک	۱۱/۹	بسیار خشک	۲۷/۰۳	نیمه خشک



جدول پ.۲-۸- طبقه‌بندی اقلیمی استان تهران

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	آبعلی	۲۰۱۷-۱۹۸۳	۲۸/۷۴	مرطوب	۰/۹۴	مرطوب	۷۶/۰۱	مرطوب سرد
۲	تهران	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۸/۳۳	خشک	۴/۲۵	نیمه خشک	۲۸/۸۸	نیمه خشک سرد
۳	چیتگر	۲۰۱۷-۱۹۹۶	۸/۵۲	خشک	۴/۲	نیمه خشک	۳۱/۲۱	نیمه خشک سرد
۴	دماوند	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۱۶/۵۶	نیمه خشک	۱/۸۸	نیمه مرطوب	۴۸/۶۷	نیمه مرطوب معتدل
۵	دوشان تپه	۲۰۱۷-۱۹۷۲	۸/۹۶	خشک	۴	نیمه خشک	۳۱/۵۳	نیمه خشک سرد
۶	ژیوفیزیک	۲۰۱۷-۱۹۹۱	۱۱/۲۱	نیمه خشک	۳/۱۵	نیمه خشک	۴۰/۱۹	نیمه مرطوب معتدل
۷	شمیران	۲۰۱۷-۱۹۸۸	۱۶/۱۵	نیمه خشک	۱/۹۱	نیمه مرطوب	۵۴/۳۶	نیمه مرطوب معتدل
۸	شهریار	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۶/۸۶	خشک	۵/۱۶	نیمه خشک	۲۵/۱۲	نیمه خشک سرد
۹	فرودگاه	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۵/۴۶	خشک	۶/۵۳	خشک	۱۸/۸۸	خشک سرد
۱۰	فیروزکوه	۲۰۱۷-۱۹۹۳	۳/۶۲	نیمه خشک	۲/۲۱	نیمه مرطوب	۳۷/۷۲	نیمه خشک سرد
۱۱	آلودگی	۲۰۱۷-۱۹۹۵	۲۶/۴۸	نیمه مرطوب	۱	مرطوب	۶۱/۱۹	مرطوب سرد
۱۲	ورامین	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۱۷/۶	نیمه خشک	۲/۰۷	نیمه مرطوب	۶۴/۰۳	مرطوب سرد

جدول پ.۲-۹- طبقه‌بندی اقلیمی استان چهارمحال و بختیاری

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	اردل	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۱۶/۳۶	نیمه خشک	۱/۸۴	نیمه مرطوب	۵۸/۳۱	مرطوب سرد
۲	بروجن	۲۰۱۷-۱۹۸۸	۱۱/۱۵	نیمه خشک	۲/۶۶	نیمه مرطوب	۳۳/۶۵	نیمه خشک سرد
۳	سامان	۲۰۱۷-۲۰۰۲	۱۳/۲۱	نیمه خشک	۲/۲۸	نیمه مرطوب	۴۲/۱۳	نیمه مرطوب معتدل
۴	شهرکرد	۲۰۱۷-۱۹۵۵	۱۴/۰۱	نیمه خشک	۲/۱۴	نیمه مرطوب	۴۰/۴۳	نیمه مرطوب معتدل
۵	فارسان	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۱۹/۴۷	نیمه خشک	۱/۵۱	نیمه مرطوب	۶۵/۷۳	مرطوب سرد
۶	فرخ شهر	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۶/۹۳	خشک	۵/۰۷	نیمه خشک	۱۸/۲۵	خشک سرد
۷	کوهرنگ	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۶۶/۸۶	بسیار مرطوب	۰/۴۵	مرطوب	۱۷۱/۷۵	خیلی مرطوب
۸	لردکان	۲۰۱۷-۱۹۹۵	۲۰/۴۶	مدیترانه‌ای	۱/۵۹	نیمه مرطوب	۷۲/۵۳	مرطوب سرد

جدول پ.۲-۱۰- طبقه‌بندی اقلیمی استان خراسان جنوبی

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	بشرویه	۲۰۱۷-۱۹۸۸	۱/۸۱	خشک	۱/۸۵	نیمه مرطوب	۶/۵۲	خشک
۲	بیرجند	۲۰۱۷-۱۹۵۵	۵/۹۷	خشک	۴/۵۴	نیمه خشک	۲۲/۵۷	خشک
۳	خور	۲۰۱۷-۱۹۹۰	۲/۶۴	خشک	۱۷/۸۲	بسیار خشک	۱۰/۷	خشک
۴	طبس	۲۰۱۷-۱۹۶۰	۲/۳۲	خشک	۱۶/۷۶	بسیار خشک	۹	خشک
۵	فردوس	۲۰۱۷-۱۹۸۵	۴/۸۵	خشک	۶/۱۱	خشک	۱۷/۲	خشک
۶	قاین	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۶/۰۶	خشک	۵/۶۵	نیمه خشک	۲۲/۵۶	خشک
۷	نهبندان	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۳/۸۱	خشک	۷/۳۶	خشک	۱۵/۵۴	خشک

جدول پ.۲-۱۱- طبقه‌بندی اقلیمی استان خراسان رضوی

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	تربت جام	۲۰۱۷-۱۹۹۳	۶/۲۵	خشک	۵/۲۶	نیمه خشک	۲۱/۵	خشک

ادامه جدول پ.۲-۱۱- طبقه‌بندی اقلیمی استان خراسان رضوی

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دومارتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۲	تربت حیدریه	۲۰۱۷-۱۹۵۹	۱۰/۳۴	نیمه خشک	۲/۹۸	نیمه مرطوب	۳۳/۶۴	نیمه خشک
۳	خواف	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۴/۳۴	خشک	۷/۸۷	خشک	۱۶/۱۵	خشک
۴	درگز	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۸/۶۶	خشک	۴/۱۳	نیمه خشک	۳۰/۰۸	نیمه خشک
۵	سبزوار	۲۰۱۷-۱۹۵۴	۳/۵۶	خشک	۵/۴۵	نیمه خشک	۲۲/۴۲	خشک
۶	سرخس	۲۰۱۷-۱۹۸۴	۶/۳۶	خشک	۵/۵۹	نیمه خشک	۲۳/۵۵	خشک
۷	فریمان	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۹/۸۸	خشک	۳/۰۱	نیمه خشک	۳۳/۷	نیمه خشک
۸	قوچان	۲۰۱۷-۱۹۸۴	۱۳/۶۹	نیمه خشک	۱/۹۶	نیمه مرطوب	۴۳/۳۶	نیمه مرطوب معتدل
۹	کاشمر	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۶/۴۵	خشک	۵/۵۳	نیمه خشک	۲۳/۷۱	خشک
۱۰	گلمکان	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۸/۲۶	خشک	۳/۸	نیمه خشک	۲۷/۲۷	خشک
۱۱	گناباد	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۴/۴۸	خشک	۸/۰۲	خشک	۱۶/۴۱	خشک
۱۲	مشهد	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۱۰/۲۴	نیمه خشک	۲/۹۶	نیمه مرطوب	۳۳/۳	نیمه خشک
۱۳	نیشابور	۲۰۱۷-۱۹۹۱	۹/۶۲	خشک	۳/۱۸	نیمه خشک	۳۱/۹۷	نیمه خشک

جدول پ.۲-۱۲- طبقه‌بندی اقلیمی استان خراسان شمالی

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دومارتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	اسفراین	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۷/۶۶	خشک	۲/۲۶	نیمه مرطوب	۱۲/۸۵	خشک
۲	بجنورد	۲۰۱۷-۱۹۷۱	۱۱/۴۸	نیمه خشک	۱/۴۰	نیمه مرطوب	۱۸/۰۱	خشک
۳	جاجرم	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۴/۶۸	خشک	۴/۶۸	نیمه خشک	۸/۲۰	خشک
۴	مانه و سملقان	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۱/۸۰	نیمه خشک	۱/۵۴	نیمه مرطوب	۲۰/۷۰	خشک
۵	شیروان	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۹/۶۲	خشک	۱/۶۴	نیمه مرطوب	۱۴/۳۰	خشک

جدول پ.۲-۱۳- طبقه‌بندی اقلیمی استان خوزستان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دومارتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	آبادان	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۴/۲	خشک	۱۰/۲۷	بسیار خشک	۲۰/۴۴	خشک
۲	امیدیه-آغاچاری	۲۰۱۷-۱۹۸۴	۶/۹۱	خشک	۶/۳۳	خشک	۳۳/۰۹	نیمه خشک
۳	امیدیه-پایگاه	۲۰۱۷-۱۹۸۳	۶/۷۱	خشک	۶/۳۹	خشک	۳۱/۴۶	نیمه خشک
۴	اهواز	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۲/۵۲	خشک	۷/۹۱	خشک	۲۵/۶۵	نیمه خشک
۵	ایذه	۲۰۱۷-۱۹۹۳	۱۸/۴۸	نیمه خشک	۲/۲۸	نیمه مرطوب	۷۸/۸۶	مرطوب سرد
۶	بستان	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۵/۴۶	خشک	۷/۸۲	خشک	۵۲/۲	خشک
۷	بندر ماهشهر	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۵/۳۳	خشک	۸/۱	خشک	۲۶/۱۱	خشک
۸	بهبهان	۲۰۱۷-۱۹۹۳	۸/۹۵	خشک	۴/۸	نیمه خشک	۴۰/۹	نیمه مرطوب معتدل
۹	حسینیه	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۱۱/۵۲	نیمه خشک	۳/۸۲	نیمه خشک	۵۰/۱۲	نیمه مرطوب معتدل
۱۰	دزفول	۲۰۱۷-۱۹۶۱	۱۰/۸۲	نیمه خشک	۳/۹۴	نیمه خشک	۴۷/۹۳	نیمه مرطوب معتدل
۱۱	دهدز	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۱۸/۷۳	نیمه خشک	۱/۹۲	نیمه مرطوب	۷۱/۴۸	مرطوب سرد
۱۲	رامهرمز	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۷/۶	خشک	۵/۷۸	نیمه خشک	۳۵/۷	نیمه خشک
۱۳	شادگان	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۱۱/۹۷	نیمه خشک	۳/۶۵	نیمه خشک	۵۹/۷۸	مرطوب سرد
۱۴	شوش	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۵/۰۲	خشک	۸/۶۶	خشک	۲۳/۳۸	خشک
۱۵	شوستر	۲۰۱۷-۱۹۹۴	۷/۶۳	خشک	۵/۷۹	نیمه خشک	۳۶/۲۳	نیمه خشک
۱۶	صفی دزفول	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۸/۹	خشک	۴/۷۸	نیمه خشک	۴۰/۴۴	نیمه مرطوب معتدل
۱۷	کتوند	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۶/۸۳	خشک	۶/۴۱	خشک	۳۱/۳۴	نیمه خشک
۱۸	لالی	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۱۰/۳۱	نیمه خشک	۴/۲۴	نیمه خشک	۴۵/۶۴	نیمه مرطوب معتدل
۱۹	مسجدسلیمان	۲۰۱۷-۱۹۸۵	۱۱/۴۷	نیمه خشک	۳/۷۶	نیمه خشک	۵۰/۴۹	نیمه مرطوب معتدل
۲۰	هندیجان	۲۰۱۷-۲۰۰۰	۵/۲۳	خشک	۸/۳۷	خشک	۲۵/۸۱	خشک

جدول پ.۲-۱۴ - طبقه‌بندی اقلیمی استان زنجان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	آبیر	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۸/۷۹	خشک	۳/۹۳	نیمه خشک	۳۷/۸۸	نیمه خشک سرد
۲	خدابنده	۲۰۱۷-۱۹۹۴	۱۸/۱۹	نیمه خشک	۱/۶۶	نیمه مرطوب	۵۱/۲۶	نیمه مرطوب معتدل
۳	خرم دره	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۱۳/۳۷	نیمه خشک	۲/۲۲	نیمه مرطوب	۴۲/۳۵	نیمه مرطوب معتدل
۴	خیرآباد	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۳/۶۶	نیمه خشک	۲/۲۲	نیمه مرطوب	۳۰/۰۲	نیمه خشک سرد
۵	زنجان	۲۰۱۷-۱۹۵۵	۱۴/۱۳	نیمه خشک	۲/۱۲	نیمه مرطوب	۴۰/۱۲	نیمه مرطوب معتدل
۶	گرماب	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۹/۴۹	خشک	۳/۲۹	نیمه خشک	۲۷/۱۸	نیمه خشک سرد
۷	ماه نشان	۲۰۱۷-۲۰۰۱	۹/۷۴	خشک	۳/۲	نیمه خشک	۳۱/۲۱	نیمه خشک سرد

جدول پ.۲-۱۵ - طبقه‌بندی اقلیمی استان سمنان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	بیارجمند	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۴/۶۲	خشک	۶/۸۱	خشک	۱۵/۵۱	خشک
۲	دامغان	۲۰۱۷-۲۰۰۲	۳/۹۲	خشک	۹/۰۸	خشک	۱۳/۹۵	خشک
۳	سمنان	۲۰۱۷-۱۹۶۵	۴/۸۴	خشک	۷/۴۵	خشک	۱۶/۶۸	خشک
۴	شاهرود	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۶/۰۹	خشک	۵	نیمه خشک	۲۰/۴۴	خشک
۵	گرمسار	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۳/۹۱	خشک	۹/۲۹	خشک	۱۳/۶۵	خشک

جدول پ.۲-۱۶ - طبقه‌بندی اقلیمی استان سیستان و بلوچستان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	ایران‌شهر	۲۰۱۷-۱۹۶۴	۲/۷۸	خشک	۱۵/۸۸	بسیار خشک	۱۵/۰۵	خشک
۲	چابهار	۲۰۱۷-۱۹۶۳	۳/۰۲	خشک	۱۴/۴۲	بسیار خشک	۳۶/۸۸	نیمه خشک
۳	خاش	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۴/۶۵	خشک	۸/۴۶	خشک	۲۱/۹۴	خشک
۴	راسک	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۳/۰۹	خشک	۱۴/۵۷	بسیار خشک	۲۸/۱۸	نیمه خشک
۵	زابل	۲۰۱۷-۱۹۶۲	۱/۶۶	خشک	۲۳/۴۳	بسیار خشک	۶/۸۸	بیابانی گرم شدید
۶	زاهدان	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۳/۰۱	خشک	۱۰	خشک	۱۳/۱۳	خشک
۷	زهک	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۱/۳۶	خشک	۳۱/۲۶	بسیار خشک	۶/۰۲	بیابانی گرم شدید
۸	سراوان	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۳/۲	خشک	۱۲/۹۶	بسیار خشک	۱۶/۱۶	خشک
۹	کنارک	۲۰۱۷-۱۹۸۴	۲/۸۲	خشک	۱۰/۲۱	بسیار خشک	۲۳/۸۴	خشک
۱۰	میرجاوه	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱/۱۳	خشک	۳۸/۵۹	بسیار خشک	۵/۴۳	بیابانی گرم شدید
۱۱	نیک شهر	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۴/۳۹	خشک	۱۰/۲۲	بسیار خشک	۳۳/۸۵	نیمه خشک

جدول پ.۲-۱۷ - طبقه‌بندی اقلیمی استان فارس

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	آباده	۲۰۱۷-۱۹۷۷	۵/۳۶	خشک	۵/۵۳	نیمه خشک	۱۹/۱	خشک
۲	ارسنجان	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۲۰/۸۴	مدیرانه‌ای	۵/۰۸	نیمه خشک	۲۸/۵۸	نیمه خشک
۳	استهبان	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۲۳/۴۵	مدیرانه‌ای	۴/۱۴	نیمه خشک	۳۸/۳۵	نیمه مرطوب معتدل
۴	اقلید فارس	۲۰۱۷-۱۹۹۵	۳۲/۰۱	مرطوب	۲/۳۴	نیمه مرطوب	۴۴/۷	نیمه مرطوب معتدل

ادامه جدول پ. ۲-۱۷- طبقه‌بندی اقلیمی استان فارس

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دومارتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۵	ایزدخواست	۲۰۱۷-۱۹۹۹	۱۹/۶۵	نیمه خشک	۵/۱۴	نیمه خشک	۲۰/۹	خشک
۶	بوانات	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۲۲/۹	مدیترانه‌ای	۴	نیمه خشک	۳۱	نیمه خشک
۷	تخت جمشید	۲۰۱۷-۲۰۰۲	۲۴/۲۵	نیمه مرطوب	۸/۲۸	خشک	۱۶/۸۹	خشک
۸	جهرم	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۲۱/۰۱	مدیترانه‌ای	۵/۲۵	نیمه خشک	۳۵/۰۸	نیمه خشک
۹	حسن آباد داراب	۲۰۱۷-۱۹۹۵	۲۰/۸۴	مدیترانه‌ای	۵/۵۴	نیمه خشک	۳۴/۷۹	نیمه خشک
۱۰	زرقان	۲۰۱۷-۱۹۸۹	۲۶/۲۷	نیمه مرطوب	۳/۴	نیمه خشک	۳۹/۶۵	نیمه مرطوب معتدل
۱۱	سپیدان	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۴۸/۷	بسیار مرطوب	۱/۳۵	نیمه مرطوب	۸۶/۸۶	مرطوب
۱۲	سد درودزن	۲۰۱۷-۱۹۸۸	۳۴/۹۶	مرطوب	۲/۱۸	نیمه مرطوب	۶۲/۱۵	مرطوب
۱۳	شیراز	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۲۸/۰۶	مرطوب	۲/۹۹	نیمه مرطوب	۴۶/۱۳	نیمه مرطوب معتدل
۱۴	صفاشهر	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۲۳/۲۲	مدیترانه‌ای	۳/۸۲	نیمه خشک	۲۷/۰۱	نیمه خشک
۱۵	فسا	۲۰۱۷-۱۹۶۶	۲۴/۰۸	نیمه مرطوب	۳/۹۴	نیمه خشک	۳۹/۹۷	نیمه مرطوب معتدل
۱۶	کازرون	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۲۳/۶۲	مدیترانه‌ای	۴/۳۹	نیمه خشک	۴۵/۷۳	نیمه مرطوب معتدل
۱۷	لار	۲۰۱۷-۱۹۸۹	۱۷/۹۲	نیمه خشک	۷/۵۸	خشک	۲۷/۳۷	نیمه خشک
۱۸	لامرد	۲۰۱۷-۱۹۹۵	۱۷/۳۴	نیمه خشک	۸/۱۹	خشک	۲۸/۷۲	نیمه خشک
۱۹	نیریز فارس	۲۰۱۷-۲۰۰۰	۱۸/۷۳	نیمه خشک	۶/۶۳	خشک	۲۵/۴۵	نیمه خشک

جدول پ. ۲-۱۸- طبقه‌بندی اقلیمی استان قزوین

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دومارتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	اوج	۲۰۱۷-۱۹۹۷	۱۷/۶۳	نیمه خشک	۱/۷۱	نیمه مرطوب	۵۲/۴۶	نیمه مرطوب معتدل
۲	بویین زهرا	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۷/۰۴	خشک	۴/۹۸	نیمه خشک	۲۳/۱۳	خشک
۳	تاکستان	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۸/۵۸	خشک	۳/۶	نیمه خشک	۲۹/۴۷	نیمه خشک
۴	قزوین	۲۰۱۷-۱۹۵۹	۱۲/۷۷	نیمه خشک	۲/۴	نیمه مرطوب	۴۰/۷۲	نیمه مرطوب معتدل
۵	کوهین	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۲/۲۶	خشک	۲/۰۶	نیمه مرطوب	۵۰/۹۲	نیمه مرطوب معتدل
۶	معلم کلایه	۲۰۱۷-۲۰۰۱	۱۵/۹۱	نیمه خشک	۱/۸۴	نیمه مرطوب	۶۰/۱۷	مرطوب

جدول پ. ۲-۱۹- طبقه‌بندی اقلیمی استان قم

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دومارتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	سلفچگان	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۶/۵۵	خشک	۵/۴۴	نیمه خشک	۲۲/۷۴	خشک
۲	قم	۲۰۱۷-۱۹۵۲	۴/۵۳	خشک	۷/۹۲	خشک	۱۵/۸۲	خشک
۳	کوشک نصرت	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۲/۲۶	خشک	۱۶/۶۸	بسیار خشک	۸/۱۲	بیابانی گرم شدید
۴	کهنک	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۵/۴۸	خشک	۶/۵۳	خشک	۱۹	خشک

جدول پ. ۲-۲۰- طبقه‌بندی اقلیمی استان کردستان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دومارتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	پانه	۲۰۱۷-۱۹۹۹	۲۵/۹۹	نیمه مرطوب	۱/۱۸	نیمه مرطوب	۸۱/۶۹	مرطوب سرد
۲	بیجار	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۱۵/۳۸	نیمه خشک	۱/۹۹	نیمه مرطوب	۴۱/۸۲	نیمه مرطوب معتدل

ادامه جدول پ.۲-۲۰ - طبقه‌بندی اقلیمی استان کردستان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دومارتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۳	زربنه	۲۰۱۷-۱۹۸۹	۱۹/۶۱	نیمه خشک	۱/۴	نیمه مرطوب	۴۷/۷۹	نیمه مرطوب معتدل
۴	سقز	۲۰۱۷-۱۹۶۱	۲۱/۱۸	مدیترانه‌ای	۱/۴۴	نیمه مرطوب	۵۷/۵۱	مرطوب سرد
۵	سنندج	۲۰۱۷-۱۹۵۹	۱۷/۶۱	نیمه خشک	۱/۷۶	نیمه مرطوب	۵۱/۷۷	نیمه مرطوب معتدل
۶	قروه	۲۰۱۷-۱۹۸۹	۱۴/۵۴	نیمه خشک	۲/۱۱	نیمه مرطوب	۴۰/۸۲	نیمه مرطوب معتدل
۷	کامیاران	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۹/۵۴	نیمه خشک	۱/۶	نیمه مرطوب	۶۱/۵۷	مرطوب سرد
۸	مریوان	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۳۸/۵۷		۰/۷۹	نیمه مرطوب	۱۱۹/۵	مرطوب سرد

جدول پ.۲-۲۱ - طبقه‌بندی اقلیمی استان کرمان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دومارتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	انار	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۲/۳۳	خشک	۱۵/۳۷	بسیار خشک	۹/۶۳	بیابانی گرم شدید
۲	بافت	۲۰۱۷-۱۹۸۹	۹/۸۸	خشک	۳	نیمه خشک	۳۸/۰۷	نیمه خشک
۳	بم	۲۰۱۷-۱۹۵۶	۱/۷۷	خشک	۲۳/۶۶	بسیار خشک	۸/۴۷	بیابانی گرم شدید
۴	جیرفت	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۴/۵۶	خشک	۹/۵۷	خشک	۲۳/۳۲	خشک
۵	زرند	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۳/۳۷	خشک	۱۱/۰۷	بسیار خشک	۱۴/۳۸	خشک
۶	سیرجان	۲۰۱۷-۱۹۸۵	۴/۹۲	خشک	۷/۰۵	خشک	۱۹/۶۱	خشک
۷	شهداد	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۰/۸۴	خشک	۵۳/۱۷	بسیار خشک	۳/۹	بیابانی گرم شدید
۸	شهر بابک	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۵/۶۴	خشک	۵/۳۸	نیمه خشک	۲۰/۳۵	خشک
۹	کرمان	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۵/۳۲	خشک	۶/۴۵	خشک	۲۰/۸۸	خشک
۱۰	کهنوج	۲۰۱۷-۱۹۸۹	۴/۸۲	خشک	۹/۰۷	خشک	۲۶/۲۶	نیمه خشک
۱۱	لاله زار	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۹/۶۷	خشک	۲/۸۸	نیمه مرطوب	۳۶/۳۷	نیمه خشک

جدول پ.۲-۲۲ - طبقه‌بندی اقلیمی استان کرمانشاه

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دومارتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	کرمانشاه	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۱۹/۲۱	نیمه خشک	۱/۵۸	نیمه مرطوب	۶۱/۱۷	مرطوب سرد
۲	تازه آباد	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۲۰/۲۳	مدیترانه‌ای	۱/۷۲	نیمه مرطوب	۷۳/۹۹	مرطوب سرد
۳	جوانرود	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۲۰/۲۷	مدیترانه‌ای	۱/۷۵	نیمه مرطوب	۶۶/۶۱	مرطوب سرد
۴	روانسر	۲۰۱۷-۱۹۸۸	۱۹/۷۴	نیمه خشک	۱/۵۶	نیمه مرطوب	۶۱/۹۵	مرطوب سرد
۵	سرارود	۲۰۱۷-۱۹۸۹	۱۴/۸۴	نیمه خشک	۲/۲۳	نیمه مرطوب	۴۸/۱۶	نیمه مرطوب معتدل
۶	سرپل ذهاب	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۱۳/۸۳	نیمه خشک	۲/۶	نیمه مرطوب	۲۲/۲۴	مرطوب سرد
۷	سنقر	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۱۶/۱۶	نیمه خشک	۱/۹۱	نیمه مرطوب	۴۷/۹۴	نیمه مرطوب معتدل
۸	سومار	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۶/۸۹	خشک	۶/۲۵	خشک	۳۰/۱۳	نیمه خشک سرد
۹	قصر شیرین	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۱۰/۳۵	نیمه خشک	۴/۱۱	نیمه خشک	۴۳/۳۱	نیمه مرطوب معتدل
۱۰	کرمانشاه	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۱۷/۱۷	نیمه خشک	۱/۷۷	نیمه مرطوب	۵۵/۰۵	مرطوب سرد
۱۱	کنگاور	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۱۶/۵۱	نیمه خشک	۱/۸۳	نیمه مرطوب	۴۹/۹۱	نیمه مرطوب معتدل
۱۲	گیلانغرب	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۱۳/۰۴	نیمه خشک	۱۳/۰۵	نیمه خشک	۵۳/۱۱	نیمه مرطوب معتدل
۱۳	هرسین	۲۰۱۷-۲۰۰۸	۱۳/۸۲	نیمه خشک	۲/۲۶	نیمه مرطوب	۴۶/۴۸	نیمه مرطوب معتدل



جدول پ.۲-۲۳- طبقه‌بندی اقلیمی استان کهگیلویه و بویراحمد

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دوما رتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	امام زاده جعفر	۲۰۱۷-۲۰۰۱	۱۲/۰۹	نیمه خشک	۳/۵۵	نیمه خشک	۵۶/۰۵	نیمه مرطوب معتدل
۲	دوگنبدان	۲۰۱۷-۱۹۸۵	۱۲/۵۶	نیمه خشک	۳/۳۳	نیمه خشک	۵۶/۹۱	نیمه مرطوب معتدل
۳	دهدشت	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۱/۹۶	نیمه خشک	۳/۵۷	نیمه خشک	۵۷/۲۲	نیمه مرطوب معتدل
۴	سی سخت	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۲۲/۵۶	مدیترانه‌ای	۱/۳۳	نیمه مرطوب	۸۲/۶	مرطوب سرد
۵	یاسوج	۲۰۱۷-۱۹۸۷	۳۱/۵۷	مرطوب	۰/۹۴	مرطوب	۱۱۲/۸۴	مرطوب سرد

جدول پ.۲-۲۴- طبقه‌بندی اقلیمی استان گلستان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دوما رتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	بندر ترکمن	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۱۴/۹۲	نیمه خشک	۲/۲۹	نیمه مرطوب	۷۱/۹۷	مرطوب سرد
۲	علی اباد	۲۰۱۷-۲۰۰۱	۲۴/۵۸	نیمه مرطوب	۱/۳۹	نیمه مرطوب	۱۱۳/۶۱	مرطوب سرد
۳	کلاله	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۹/۵۹	نیمه خشک	۱/۷۵	نیمه مرطوب	۸۶/۹۳	مرطوب سرد
۴	گرگان	۲۰۱۷-۱۹۵۲	۲۰/۶	مدیترانه‌ای	۱/۶۵	نیمه مرطوب	۹۶/۱۸	مرطوب سرد
۵	هاشم آباد	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۱۷/۱۴	نیمه خشک	۲/۰۲	نیمه مرطوب	۸۱/۰۷	مرطوب سرد
۶	گنبد کاووس	۲۰۱۷-۱۹۹۵	۱۴/۷۷	نیمه خشک	۲/۴۹	نیمه مرطوب	۶۶/۸۶	مرطوب سرد
۷	مراوه تپه	۲۰۱۷-۱۹۵۵	۱۵/۷۷	نیمه خشک	۲/۱۶	نیمه مرطوب	۷۰/۳۶	مرطوب سرد

جدول پ.۲-۲۵- طبقه‌بندی اقلیمی استان گیلان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دوما رتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	آستارا	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۵۳/۴۹	بسیار مرطوب	۰/۵۸	مرطوب	۲۳۵/۴	خیلی مرطوب
۲	بندر انزلی	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۶۹/۶۲	بسیار مرطوب	۰/۴۴	مرطوب	۳۳۵/۵۴	خیلی مرطوب
۳	تالش	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۳۸/۵۲	بسیار مرطوب	۰/۸۶	مرطوب	۱۸۳/۴۴	خیلی مرطوب
۴	جیرانده	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۲/۳۱	نیمه خشک	۲/۲۷	نیمه مرطوب	۵۱/۴۹	نیمه مرطوب معتدل
۵	دیلمان	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۱۷/۰۶	نیمه خشک	۱/۵۸	نیمه مرطوب	۷۸/۴۴	مرطوب سرد
۶	رشت	۲۰۱۷-۱۹۵۶	۵۰/۷۶	بسیار مرطوب	۰/۵۶	مرطوب	۲۴۳/۳۱	خیلی مرطوب
۷	رشت- کشاورزی	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۴۷/۲۵	بسیار مرطوب	۰/۶۱	مرطوب	۲۲۸/۸۹	خیلی مرطوب
۸	رودسر	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۴۷	بسیار مرطوب	۰/۷۱	مرطوب	۲۳۱/۵۵	خیلی مرطوب
۹	کیاشهر	۲۰۱۷-۲۰۰۷	۴۶/۳۴	بسیار مرطوب	۰/۷۲	مرطوب	۲۲۸/۳۱	خیلی مرطوب
۱۰	لاهیجان	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۵۲/۳۵	بسیار مرطوب	۰/۶۳	مرطوب	۲۶۲/۹۹	خیلی مرطوب
۱۱	ماسوله	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۴۱	بسیار مرطوب	۰/۶۴	مرطوب	۱۹۸/۹۹	خیلی مرطوب
۱۲	منجیل	۲۰۱۷-۱۹۹۳	۷/۷۹	خشک	۴/۳۲	نیمه خشک	۳۶/۴۱	نیمه خشک سرد

جدول پ.۲-۲۶- طبقه‌بندی اقلیمی استان لرستان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روشن دوما رتن	طبقه‌بندی	روشن کریمی	طبقه‌بندی	روشن آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	ازنا	۲۰۱۷-۲۰۰۰	۱۶/۸۹	نیمه خشک	۱/۸۲	نیمه مرطوب	۴۸/۷۶	نیمه مرطوب معتدل
۲	الشتر	۲۰۱۷-۱۹۹۷	۱۸/۷۷	نیمه خشک	۱/۵۷	نیمه مرطوب	۶۱/۶۷	مرطوب سرد
۳	الیگودرز	۲۰۱۷-۱۹۸۶	۱۶/۸۳	نیمه خشک	۱/۸	نیمه مرطوب	۴۹/۹۱	نیمه مرطوب معتدل
۴	ایمان اباد	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۶	نیمه خشک	۲/۱۷	نیمه مرطوب	۵۶/۶۳	مرطوب سرد

ادامه جدول پ.۲-۲۶ - طبقه‌بندی اقلیمی استان لرستان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۵	بروجرد	۲۰۱۷-۱۹۸۹	۱۷/۹۷	نیمه خشک	۱/۷	نیمه مرطوب	۵۷/۵۵	مرطوب سرد
۶	پل دختر	۲۰۱۷-۱۹۹۸	۱۰/۴۴	نیمه خشک	۳/۸۸	نیمه خشک	۴۲/۳۱	نیمه مرطوب معتدل
۷	خرم اباد	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۱۸	نیمه خشک	۱/۹۳	نیمه مرطوب	۶۵/۸۳	مرطوب سرد
۸	درود	۲۰۱۷-۲۰۰۰	۲۳/۳	مدیترانه‌ای	۱/۵۱	نیمه مرطوب	۷۷/۹۳	مرطوب سرد
۹	ریمله	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۶/۶۴	نیمه خشک	۱/۸۹	نیمه مرطوب	۵۵/۲۶	نیمه مرطوب معتدل
۱۰	سپیددشت	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۱۹/۳۳	نیمه خشک	۱/۸۷	نیمه مرطوب	۷۶/۱۸	مرطوب سرد
۱۱	سیلاخور	۲۰۱۷-۲۰۰۲	۱۴/۹۶	نیمه خشک	۲/۰۲	نیمه مرطوب	۴۸/۷۶	نیمه مرطوب معتدل
۱۲	کوه‌دشت	۲۰۱۷-۱۹۹۷	۱۳/۷	نیمه خشک	۲/۵	نیمه مرطوب	۴۹/۰۱	نیمه مرطوب معتدل
۱۳	نورآباد	۲۰۱۷-۲۰۰۰	۱۹/۵۶	نیمه خشک	۱/۵۳	نیمه مرطوب	۵۸/۴۹	مرطوب سرد

جدول پ.۲-۲۷ - طبقه‌بندی اقلیمی استان مازندران

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	آمل	۲۰۱۷-۲۰۰۱	۲۴/۲۹	نیمه مرطوب	۱/۳۸	نیمه مرطوب	۱۲۳/۸۶	خیلی مرطوب
۲	الاشت	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۲۴/۳۲	نیمه مرطوب	۱/۱	نیمه مرطوب	۱۱۱/۸۷	مرطوب سرد
۳	بابلسر	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۳۳/۰۴	مرطوب	۱/۱۳	نیمه مرطوب	۱۶۳/۳۹	خیلی مرطوب
۴	بلده	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۴/۵۷	نیمه خشک	۱/۹۳	نیمه مرطوب	۴۷/۳۶	نیمه مرطوب معتدل
۵	بندر امیرآباد	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۲۳/۵۲	مدیترانه‌ای	۱/۴۳	نیمه مرطوب	۱۱۳/۰۳	مرطوب سرد
۶	پل سفید	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۲۱/۶۲	مدیترانه‌ای	۱/۶۹	نیمه مرطوب	۱۱۲/۶۴	مرطوب سرد
۷	دشت ساری	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۲۳/۲۲	مدیترانه‌ای	۱/۴۵	نیمه مرطوب	۱۰۹/۸۲	مرطوب سرد
۸	رامسر	۲۰۱۷-۱۹۵۵	۴۶/۳۳	بسیار مرطوب	۰/۶۶	مرطوب	۲۳۲/۸۵	خیلی مرطوب
۹	ساری	۲۰۱۷-۱۹۹۹	۲۶/۵۹	نیمه مرطوب	۱/۲۷	نیمه مرطوب	۱۳۲/۲	خیلی مرطوب
۱۰	سیاه بیشه	۲۰۱۷-۱۹۹۹	۲۵/۵۵	نیمه مرطوب	۱/۰۳	نیمه مرطوب	۱۰۶/۴۷	مرطوب سرد
۱۱	قراخیل قایمشهر	۲۰۱۷-۱۹۸۴	۲۷/۰۳	نیمه مرطوب	۱/۲۲	نیمه مرطوب	۱۳۲/۶۲	خیلی مرطوب
۱۲	کجور	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۳/۶۳	نیمه خشک	۲/۰۷	نیمه مرطوب	۵۴/۲۵	نیمه مرطوب معتدل
۱۳	کیاسر	۲۰۱۷-۲۰۰۲	۲۲/۶۸	مدیترانه‌ای	۱/۲	نیمه مرطوب	۹۹/۸۷	مرطوب سرد
۱۴	گلوگاه	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۱۵/۱۵	نیمه خشک	۱/۶۷	نیمه مرطوب	۹۸/۰۵	مرطوب سرد
۱۵	نوشهر	۲۰۱۷-۱۹۷۷	۴۸/۸۷	بسیار مرطوب	۰/۶۳	مرطوب	۲۴۷/۲۵	خیلی مرطوب

جدول پ.۲-۲۸ - طبقه‌بندی اقلیمی استان مرکزی

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	اراک	۲۰۱۷-۱۹۵۵	۱۳/۷۱	نیمه خشک	۲/۲۶	نیمه مرطوب	۳۹/۹۸	نیمه مرطوب معتدل
۲	تفرش	۲۰۱۷-۲۰۰۰	۱۱/۵۳	نیمه خشک	۲/۶۵	نیمه مرطوب	۳۶/۵۴	نیمه مرطوب معتدل
۳	خمین	۲۰۱۷-۲۰۰۱	۱۱/۵۷	نیمه خشک	۲/۶۸	نیمه مرطوب	۳۶/۶۱	نیمه مرطوب معتدل
۴	خنداب	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۱۱/۹۷	نیمه خشک	۲/۷۳	نیمه مرطوب	۳۴/۹	نیمه خشک سرد
۵	دلیجان	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۰/۹۱	خشک	۵/۱۸	نیمه خشک	۲۰/۶۱	خشک سرد
۶	ساوه	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۶/۲	خشک	۰/۵۴	مرطوب	۲۲/۵۳	خشک سرد
۷	شازند	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۱۵/۶۱	نیمه خشک	۱/۹۵	نیمه مرطوب	۵۳/۱۵	نیمه مرطوب معتدل
۸	غرق آباد	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۹/۷۱	خشک	۳/۴۲	نیمه خشک	۲۸/۱۷	نیمه خشک سرد
۹	کمیجان	۲۰۱۷-۲۰۰۵	۱۰/۳۷	نیمه خشک	۳/۰۷	نیمه خشک	۲۹/۵۸	نیمه خشک سرد
۱۰	محلات	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۶/۷۴	خشک	۵/۲۵	نیمه خشک	۲۲/۸۹	خشک سرد

جدول پ. ۲-۲۹- طبقه‌بندی اقلیمی استان هرمزگان

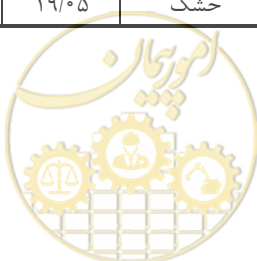
ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	بندرعباس	۲۰۱۷-۱۹۵۷	۴/۶۶	خشک	۹/۴۴	خشک	۳۵/۴	نیمه خشک
۲	بندر لنگه	۲۰۱۷-۱۹۶۶	۳/۵۳	خشک	۱۲/۵	بسیار خشک	۲۸/۵۳	نیمه خشک
۳	پارسیان	۲۰۱۷-۲۰۰۶	۴/۲۱	خشک	۱۰/۷۲	بسیار خشک	۲۸/۶۲	نیمه خشک
۴	جاسک	۲۰۱۷-۱۹۶۸	۳/۳۱	خشک	۱۳/۲۷	بسیار خشک	۳۶/۱۴	نیمه مرطوب معتدل
۵	ابوموسی	۲۰۱۷-۱۹۸۴	۳/۱۱	خشک	۱۴/۲۵	بسیار خشک	۳۰/۳۸	نیمه خشک
۶	سیری	۲۰۱۷-۱۹۸۳	۲/۸۲	خشک	۱۵/۷۶	بسیار خشک	۲۸/۱۸	نیمه خشک
۷	قشم	۲۰۱۷-۱۹۹۶	۳/۴۴	خشک	۱۲/۶۹	بسیار خشک	۲۶/۳۵	نیمه خشک
۸	کیش	۲۰۱۷-۱۹۷۶	۴/۱۷	خشک	۱۰/۴۸	بسیار خشک	۳۵/۳۶	نیمه خشک
۹	لاوان	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۳/۷۹	خشک	۱۱/۶۸	بسیار خشک	۵۸/۳۲	نیمه خشک
۱۰	حاجی اباد	۲۰۱۷-۱۹۹۸	۵	خشک	۸/۵۹	خشک	۲۴/۹۵	خشک
۱۱	رودان	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۵/۵۷	خشک	۸/۰۷	خشک	۳۸/۴۱	نیمه مرطوب معتدل
۱۲	قشم ساحلی	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۲/۹۳	خشک	۱۵/۱۲	بسیار خشک	۲۶/۱۱	نیمه خشک
۱۳	میناب	۲۰۱۷-۱۹۸۵	۵/۱۲	خشک	۸/۶۸	خشک	۳۹/۱۸	نیمه مرطوب معتدل

جدول پ. ۲-۳۰- طبقه‌بندی اقلیمی استان همدان

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	تویسرکان	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۱۷/۴۳	نیمه خشک	۱/۷۴	نیمه مرطوب	۵۳/۵۶	نیمه مرطوب معتدل
۲	ملایر	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۱۳/۸۸	نیمه خشک	۲/۱۷	نیمه مرطوب	۴۳/۱۳	نیمه مرطوب معتدل
۳	نهاد	۲۰۱۷-۱۹۹۶	۱۵/۸۶	نیمه خشک	۱/۹۲	نیمه مرطوب	۵۰/۸	نیمه مرطوب معتدل
۴	همدان	۲۰۱۷-۱۹۷۶	۱۳/۷۷	نیمه خشک	۲/۲	نیمه مرطوب	۳۸/۰۴	نیمه مرطوب معتدل
۵	نوه	۲۰۱۷-۱۹۵۱	۵/۰۹	نیمه خشک	۲/۰۱	نیمه مرطوب	۳۹/۱۴	نیمه مرطوب معتدل

جدول پ. ۲-۳۱- طبقه‌بندی اقلیمی استان یزد

ردیف	ایستگاه	دوره آماری	روش دوما رتن	طبقه‌بندی	روش کریمی	طبقه‌بندی	روش آمبرژه	طبقه‌بندی
۱	ابركوه	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۲	خشک	۱۸/۰۳	بسیار خشک	۷/۷۵	بیابانی گرم شدید
۲	بافق	۲۰۱۷-۱۹۹۳	۱/۴۸	خشک	۲۷/۳۱	بسیار خشک	۶/۲۵	بیابانی گرم شدید
۳	بهباد	۲۰۱۷-۲۰۰۹	۳/۲۹	خشک	۱۰/۸۹	بسیار خشک	۱۴/۱۱	خشک
۴	رباط	۲۰۱۷-۱۹۹۲	۳/۳۹	خشک	۱۰/۶۶	بسیار خشک	۱۳/۶۵	خشک
۵	عقدا	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۲/۳۲	خشک	۱۶/۶۶	بسیار خشک	۹/۲۲	بیابانی گرم شدید
۶	کاریز	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۴/۰۴	خشک	۸/۰۹	خشک	۱۴/۵۲	خشک
۷	مروست	۲۰۱۷-۱۹۹۶	۲/۱۴	خشک	۱۶/۶۷	بسیار خشک	۸/۶۲	بیابانی گرم شدید
۸	مهریز	۲۰۱۷-۲۰۰۳	۱/۸۲	خشک	۱۹/۸۴	بسیار خشک	۷/۳۵	بیابانی گرم شدید
۹	میبد	۲۰۱۷-۲۰۰۲	۱/۸۱	خشک	۲۱/۱۹	بسیار خشک	۶/۹۶	بیابانی گرم شدید
۱۰	هرات	۲۰۱۷-۲۰۰۴	۲/۸۲	خشک	۱۳/۳	بسیار خشک	۱۱/۷۸	خشک
۱۱	یزد	۲۰۱۷-۱۹۵۲	۱/۸۹	خشک	۱۹/۰۵	بسیار خشک	۷/۰۸	بیابانی گرم شدید



پیوست ۳

روش‌های کاهش تبخیر



پ.۳-۱- مقدمه

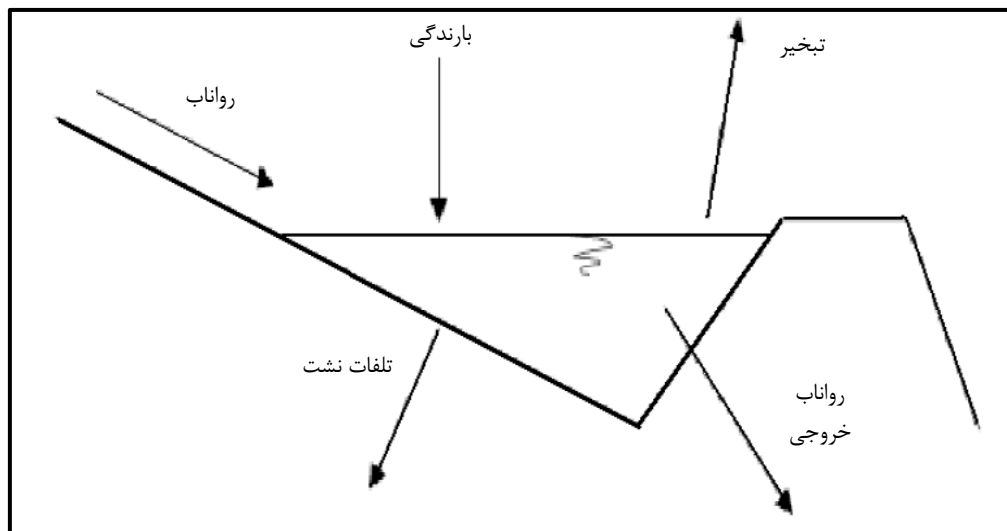
بی‌تردید تبخیر به عنوان یکی از مهم‌ترین مولفه‌های چرخه آب در طبیعت است که در مقیاس‌های مکانی مختلف، وقوع آن به هر شکل، موجودیت آب در طبیعت را تحت تاثیر قرار می‌دهد. در سوی دیگر همواره بشر تلاش کرده است تا چرخه آب را به نحوی تغییر دهد که بتواند از آب بیش‌ترین استفاده را داشته باشد، هرچند این موضوع در موارد متعددی منجر به پاسخ‌های نامطلوبی از سوی طبیعت شده است، اما گاه در مقیاس‌های مکانی کوچک و به دلایل مختلف، این موضوع غیرقابل اجتناب است. باید توجه داشت که تبخیر به دلیل خروج آب از حالت مایع (در دسترس) به بخار (به اتمسفر)، از دیدگاه بشر نوعی تلفات محسوب می‌شود، که البته این فرض لزوماً صحیح نیست. اما این مساله را می‌توان در مناطق خشک و نیمه‌خشک، به نوعی تلفات محسوب نمود که در آن با رویکرد کاهش تبخیر از خاک به منظور حفظ رطوبت خاک و نیز در مخازن سدها که ساخته دست بشر است (تغییر در چرخه آب)، به منظور جلوگیری از کاهش کمی و کیفی آب، می‌توان راهکاری برای کنترل این فرآیند در نظر گرفت. امروزه کنترل و کاهش تبخیر از مخازن سدها، در مناطق خشک و نیمه‌خشک که اغلب نقش تامین آب شرب و بهداشت را ایفا می‌نماید، اهمیت ویژه‌ای یافته است. ضمن اینکه، تبخیر از اراضی کشاورزی، به ویژه در حد فاصل انتهای فصل رشد تا شروع فصل بعدی، منجر به کاهش رطوبت خاک و اخلاص در جوانه‌زنی گیاه شده، و در سوی دیگر نیاز به آبیاری را افزایش می‌دهد. برای پیشگیری از این رخداد، می‌توان به طرق مختلف و با کاهش تبخیر، این رطوبت را در خاک حفظ نمود. در این پیوست، روش‌های مختلف و موجود کاهش تبخیر در دو حالت برای اراضی و نیز مخازن سدها (پیکره‌های آبی)، معرفی گردیده است.

پ.۳-۲- کاهش تبخیر از پیکره‌های آبی

تبخیر فرآیندی گرماگیر است که در آن ذرات آب، محیط آب یا خاک را ترک نموده و وارد هوا می‌شوند. دلیل ترک آب از سطح آب یا خاک، اختلاف فشار بخار بین این دو محیط با فشار بخار آب و هوا است. طی عمل تبخیر، انرژی گرمایی ذخیره شده در آب از طریق ذره‌های بخاری که سطح آب را ترک می‌کنند، کاهش می‌یابد. در نتیجه، این فرآیند به عنوان یکی از عوامل موثر در تعدیل دمای مخزن و رودخانه‌ها محسوب می‌شود. عوامل مختلفی در میزان تبخیر از سطح آب موثر هستند که از آن جمله می‌توان به میزان تشعشع خورشیدی، اختلاف فشار بخار آب موجود در هوا و سطح تماس با آب، فشار هوا و سرعت باد در سطح تماس آب و هوا اشاره کرد. تغییرات تبخیر دریاچه، اثر محسوسی بر روی بیلان آب و انرژی خواهد داشت. درک این تغییرات و نقش شرایط اقلیمی برای مدیریت منابع آب و همچنین تغییرات هیدرولوژیکی آینده دریاچه در نتیجه تغییر اقلیم، مهم است. دریاچه‌ها و مخازن، منابع آبی با ارزشی هستند که اهمیت زیادی برای مقاصد آبیاری، پرورش ماهی، تفریحات آبی، آب آشامیدنی، حفظ اکوسیستم جانوران آبی و تولید برقایی دارند. میزان در دسترس بودن و کیفیت آب شیرین، رابطه تنگاتنگی با تغییرات اقلیم و همچنین فعالیت‌های



بشری دارد (اشنایدر، ۲۰۰۰). در شکل (پ.۳-۱) مولفه‌های موثر بر بیلان آبی یک مخزن به طور شماتیک نمایش داده شده است.



شکل پ.۳-۱- شکل شماتیک بیلان آبی یک مخزن آبی

رویکردهای مختلفی برای به حداقل رساندن تلفات تبخیر از پیکره‌های آبی قابل اتخاذ است که برخی از آن‌ها به شرح ذیل معرفی می‌گردد:

- الف- کاهش سطح آب (سطح تبخیر کننده)، این به نوبه خود به معنای این است که تا حد امکان مخازن سدها، بجای گستردگی در وسعت، باید عمیق نگه داشته شود،
 - ب- پوشش سطح آب: به هر نحو که امروزه انواع روش‌های تجاری آن وجود دارد (البته در صورت صرفه اقتصادی)،
 - ج- کنترل رشد آبزیان،
 - د- ایجاد پوشش‌های جنگل در اطراف مخازن که به عنوان بادگیر عمل می‌کنند،
 - ه- ذخیره آب در زیر زمین به جای سطح در صورت امکان.
- در این راستا، در این بخش، گزاره‌های زیر دنبال می‌شود:
- ارزیابی بازدهی روش‌های مختلف کاهش میزان تبخیر از مخازن تجاری،
 - ارزیابی محدودیت‌های اجرایی و فنی محصولات مختلف کاهش میزان تبخیر،
 - تحلیل اقتصادی روش‌های متنوع کاهش میزان تبخیر که برای مخازن آبیاری کاربرد دارند،
 - اثر روش‌های مختلف بر روی کیفیت آب.

پ.۳-۲-۱- عوامل موثر بر کاهش میزان تبخیر از آب

شناسایی عواملی که بر کاهش میزان تبخیر از آب تأثیر دارند می‌تواند در انتخاب روش‌های کاهش تبخیر تاثیرگذار باشد.



- پتانسیل تبخیر

تلفات تبخیر از یک حجم آبی کوچک بر اساس دما، رطوبت نسبی، سرعت باد، تابش خورشیدی و سایر عوامل تغییر خواهد نمود. حتی در ایران و در استان کوچکی همانند استان گلستان میزان بارندگی در منطقه جنوب و جنوب غربی استان حدود ۷۰۰ میلی‌متر و در نواحی شمالی و نوار مرزی حدود ۲۰۰ میلی‌متر است. میانگین سالانه دمای روزانه از ۶ درجه سلسیوس در ارتفاعات ۲۰۰۰ متری و تا ۱۹ درجه سلسیوس در منطقه گنبد متغیر است. متوسط تبخیر از ۸۰۰ میلی‌متر در نواحی جنوبی و ارتفاعات استان تا ۲۰۰۰ میلی‌متر در نواحی مرزی و شمال استان تغییر می‌کند (آب منطقه ای استان گلستان، ۱۳۸۶).

- خصوصیات مخزن

تعدادی از فاکتورهای فیزیکی مرتبط با مخزن بر روی تلفات تبخیر از مخزن موثر هستند. این عوامل شامل رابطه سطح - حجم مخزن است. هر چه مخزن عمیق‌تر و سطح آن کوچک‌تر باشد، بهتر است. وجود بادشکن‌های طبیعی و توپوگرافی نیز از اهمیت زیادی برخوردار است. عامل دیگر مدت زمانی است که مخزن، آب را در خود ذخیره می‌نماید. طبقاً با افزایش زمان مملو بودن آب در مخزن، میزان تبخیر نیز بیش‌تر خواهد شد. دوره‌هایی که مخزن، حاوی آب است در اثر الگوهای اقلیمی، تامین آب و رواناب موجود در حوزه آبریز و استفاده برای امور آبیاری، از سالی به سال دیگر متفاوت خواهد بود (می‌یر، ۱۹۹۹).

- کارایی روش مورد استفاده برای کاهش میزان تبخیر

کارایی محصول به کار رفته برای کاهش تبخیر آب برای تعیین صرفه اقتصادی پروژه، مهم است. این موضوع با بررسی عوامل زیادی از جمله طراحی محصول، نوع و نحوه نصب (شامل اندازه مخزن)، تغییرات فصلی و نحوه تعمیر و نگهداری محقق می‌شود. سیستم‌هایی که برای کاهش تبخیر از سدهای مخزنی کاربرد دارند، باید منجر به کاهش میزان انرژی موجود، محدود نمودن لایه مرزی در سطح آب و اصلاح سرعت باد و رطوبت نسبی در سطح آب گردد. انواع سیستم‌هایی که مورد آزمون قرار می‌گیرند عبارتند از (کرایگ و هانکوک، ۲۰۰۴):

- سیستم‌هایی که انرژی خورشیدی ورودی را محدود می‌کنند مانند پوشش‌های سایه‌انداز، پوشش‌های چند قسمتی.
- سیستم‌هایی که لایه مرزی سطح آب را کاهش می‌دهند مانند مواد شیمیایی.
- سیستم‌هایی که سرعت باد بر روی سطح آب را تغییر می‌دهند مانند بادشکن‌ها و پوشش‌های سایه‌انداز.
- سیستم‌هایی که باعث کاهش سطح در معرض هوای آب می‌شوند مانند عمیق‌تر نمودن مخازن و ایجاد مخازن چند سلولی.



پ.۳-۲-۲- روش‌های کاهش تبخیر

به طور کلی، روش‌های فراوانی برای کاهش تاثیر عوامل موثر بر میزان تبخیر آب از قبیل سرعت باد، تابش خورشیدی، دمای سطح آب و غیره وجود دارد و بازدهی هر روش به صورت تفاوت میزان تبخیر بدون استفاده از این روش‌ها و با وجود بهره گرفتن از این روش‌ها تعیین می‌گردد که در ادامه به معرفی آن‌ها پرداخته می‌شود:

پ.۳-۲-۱- روش‌های فیزیکی - مکانیکی

- پوشش‌های شناور^۱

این نوع پوشش‌ها عموماً به صورت یک پرده نفوذناپذیر که بر روی ۱۰۰ درصد سطح آب شناور است، عمل می‌نمایند و از بازدهی مناسبی برخوردارند. اغلب این محصولات هزینه اولیه بالا و هزینه بهره‌برداری پایینی داشته ولی عمر محدودی دارند. مواد مختلفی که در گذشته به این منظور به کار گرفته می شدند شامل پلی اتیلن، موم، کف و پلی استر بودند. این نوع مواد می‌توانند با کاهش نفوذ نور و ایجاد جلبک، باعث بهبود برخی جنبه‌های کیفی آب شوند. ایرادات این محصولات، هزینه اولیه بالا، تاثیر بر برخی جنبه‌های کیفی آب، محدودیت حیات جانوران (پرندگان و ماهی‌ها) و دشواری برای اجرا در مخازن بزرگ و هزینه‌های تعمیر و نگهداری بالقوه بالا، به خصوص بعد از طوفان‌ها و بادهای شدید است. حداکثر اندازه مناسب مخزن برای نصب این محصولات تقریباً ۴ هکتار و از نظر اقتصادی بهتر است که مخزن تمام سال دارای آب باشد. اجرای این روش به طور مستقیم به مناسب بودن هوا و عدم وجود یا وجود بادهای ملایم وابسته است.

- اشیای شناور^۲

کاهش تبخیر از منابع آبی روباز از طریق پوشش سطح آب با واحدهای گنبدی (مدول‌های کوچک) یک روش فیزیکی برای کاهش تبخیر از این منابع است. مزایای این روش شامل کاهش رشد جلبکی و کاهش فعالیت موجی در منبع آب است. هر مدول مستقل از مدول‌های دیگر است و گزارش شده که مدول‌ها در برابر بادهایی با سرعت حدود ۷۰ کیلومتر در ساعت پایدار هستند چرا که تا زیر سطح آب گسترش پیدا می‌کنند. با استفاده از مدول‌ها می‌توان سطح تماس آب با هوا را تا حدود ۸۰ الی ۹۰ درصد کاهش داد. وقتی که این اجسام تقریباً ۸۰٪ سطح منبع را بپوشانند، در شرایط نرمال می‌توانند تبخیر را تا حدود ۷۰٪ کاهش دهند. در مناطقی که تبخیر زیادی صورت می‌گیرد، اجرای این روش باید تا ۹۰٪ افزایش یابد. از نظر مباحث محیطی، مدول‌ها نیز مانند پوشش‌های شناور پلی اتیلنی، از ورود اکسیژن و نفوذ نور خورشید

1- Floating Covers
2- Floating Objects



به سطح آب جلوگیری کرده و عمل امواج (و بنابراین انتقال اکسیژن) را کاهش می‌دهند. البته به خاطر فضاهاى بین مدول‌ها، اثرات آن‌ها به اندازه پوشش‌های یکپارچه که رشد جلبکی را کاهش می‌دهند، نخواهد بود. از نظر ایمنی اگر فردی در یک منبع پوشیده شده با مدول‌ها سقوط نماید می‌تواند از فضای بین آن‌ها استفاده کرده و حتی به کمک آن‌ها از آب خارج شود. تنها خطر محتمل این است که مدول‌ها در صورت مواجهه با بادهای بسیار شدید به هوا بلند شوند و ایجاد خطر نمایند. در صورتی که هر گونه تخریبی در ساختار مدول‌ها رخ دهد، به سادگی از منبع برداشته شده و با مدول دیگری جایگزین می‌شوند. این واحدها فقط بر روی منابع کوچک با مساحت کم‌تر از ۵۰۰ مترمربع آزمایش شده‌اند. اما این محصول برای منابع بالای ۲۵ هکتار نیز قابل اجرا است (بورستون و همکاران، ۲۰۰۳).

- پوشش‌های چند قسمتی^۱

دقیقا مشابه پوشش‌های شناور هستند با این تفاوت که این پوشش‌ها از چندین بخش مجزای شناور تشکیل شده و با اتصال تمام تکه‌ها به یکدیگر می‌توان یک پوشش بزرگ‌تر ایجاد نمود. این روش نصب آسان‌تر را به دنبال خواهد داشت، اما عموماً تمام سطح آب را پوشش نخواهد داد. بنابراین، بازدهی این روش از روش قبل کم‌تر است. همانند روش قبل این روش هزینه اولیه بالا و هزینه نگهداری کم و عمر محدود دارد. شکل هر بخش می‌تواند دایره، مربع یا یک شکل بینابین باشد. هر پوشش شامل هزاران بخش است و در نتیجه اندازه و شکل بخش‌ها، همواره نمی‌توان ۱۰۰ درصد سطح آب را پوشش داد. مزیت این روش قابلیت تعمیر و تعویض هر بخش به صورت مجزا است و عیب آن تخریب در اثر بادهای شدید و سخت بودن اجرا در شرایط بادی است. این نوع پوشش به صورت پیش ساخته و یا ساخته شده در محل مورد استفاده قرار می‌گیرد. بنابر رنگ، نوع مواد و ضخامت قسمت‌ها، انرژی ورودی به مخزن آبی باید کاهش یابند.

- پوشش‌های سایه‌انداز^۲

این نوع پوشش‌ها عموماً توسط کابل بر روی سطح آب معلق می‌گردند و بر روی سطح آب، سایه می‌اندازند. این نوع پوشش، باعث کاهش تشعشع خورشید و سرعت باد و گیر انداختن رطوبت هوا در بین پوشش و سطح آب شده که همگی فاکتورهای موثر بر میزان تبخیر است (بستیانسن و باندرا، ۲۰۰۱). این نوع پوشش، اغلب برای مخازن کوچک استفاده می‌گردد و بازدهی دو روش قبل را نخواهد داشت. مزیت این روش، کاهش میزان جلبک به علت جلوگیری از نفوذ نور و عدم تاثیر بر کیفیت آب به دلیل در تماس بودن سطح آب با اکسیژن و همچنین اجازه ورود آب به داخل مخزن است. عیب این روش، هزینه اولیه بالا و دشواری اجرا در شرایط بادی است. حداکثر اندازه مناسب مخزن برای این پوشش، ۵ هکتار می‌باشد. فاکتور مهم در این روش توانایی در ایجاد ساختار کابل‌ها است.

1- Modular Covers
2- Shade Structures

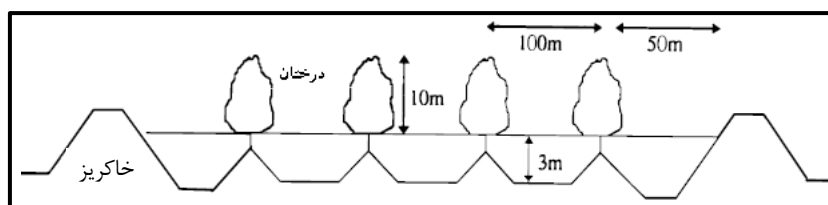


۱- آبدان (بادکنک) ها^۱

این نوع پوشش عموماً از جنس پلی استر بوده و در بالا و پایین حجم آبی پوششی نفوذناپذیر ایجاد می‌نماید و علاوه بر کاهش میزان تبخیر از تلفات نشت از طریق بستر مخزن نیز جلوگیری می‌نماید. آب بارندگی راهی برای ورود به این پوشش ندارد. پوشش بالایی همراه با تغییر در حجم آب داخل بادکنک بالا و پایین می‌رود و در زمان تغییرات پی در پی مخزن ممکن است باعث فرسوده شدن پوشش گردد (گیبینگ و رینی، ۲۰۰۵).

۲- بادشکن^۲

معمولاً این روش‌ها در گوشه‌ها و یا بر روی سطح مخزن اجرا می‌شوند. تاثیرات بادشکن‌ها بر حسب نسبت فاصله بادشکن به ارتفاع آن بیان می‌گردد. کم‌ترین تاثیر برای کاهش میزان تبخیر در نسبت ۵۰ صورت می‌گیرد و برای نسبت ۱۶ کاهش ۹ درصد موجود است. در یک تحقیق با سرعت باد ۱۱ کیلومتر بر ساعت با نسبت ۱۰، کاهش تبخیر به ۲۰ درصد هم رسید. استفاده از درخت به عنوان بادشکن علاوه بر کاهش میزان سرعت باد به عنوان پوشش سایه‌انداز نیز عمل می‌کند. اگرچه غرس نمودن درخت به عنوان بادشکن مزایایی دنبال دارد ولی می‌توان از معایب آن سخت شدن دسترسی به مخزن و تخریب کناره‌ها و خاکریز مخزن توسط ریشه درختان را نام برد (اشنایدر، ۲۰۰۱).



شکل پ. ۳-۲- نمای یک بادشکن

پ. ۳-۲-۲- روش‌های شیمیایی

۳- مونا لایر^۳

این محصول که بیش از ۵۰ سال مورد آزمون قرار گرفته است، یک زنجیره شیمیایی طولانی برای ساختن یک لایه الکلی نازک بر روی سطح آب است. از آن جا که این لایه‌ها خود تبخیر می‌گردند باید هر ۱ الی ۴ روز مجدداً اجرا شوند. به صورت کلی روش‌های شیمیایی به اندازه روش‌های فیزیکی برای کاهش میزان تبخیر موثر نیستند. این پوشش را در مقیاس کوچک با دست و در مقیاس بزرگ با دستگاه اجرا می‌نمایند. مزیت این محصولات، هزینه اولیه و هزینه نگهداری

- 1- Bladders
- 2- Windbreak
- 3- Monolayer



پایین و توانایی اجرا در شرایط مورد نیاز، مثلاً فقط در دوره‌های وجود تبخیر زیاد است. عیب این روش، مناسب نبودن برای محیط‌هایی با باد شدید و تاثیر گذاشتن بر برخی جنبه‌های کیفی آب از جمله رشد جلبک است. امروزه این پوشش، مناسب‌ترین روش برای مخازن بزرگ‌تر از ۱۰ هکتار است و همچنین برای مخازن آبی که در تمام طول سال آب ندارند نیز مفید است. این روش بر روی بیلان انرژی مخزن و سرعت باد موجود در بالای آن تاثیری ندارد. معمولاً برای بررسی تاثیرات محیط زیستی این مواد در محل و توسط حسگرهای مناسب تحلیل بر روی، اکسیژن محلول، هدایت الکتریکی، دما و کدورت آب صورت می‌گیرد. تحلیل‌های آزمایشگاهی بر روی پارامترهایی مانند میزان سبزینه، مقدار فسفر، نیتروژن، آمونیوم و فسفات موجود صورت می‌گیرد.

پلی اکریلامید^۱

یک نوع از مواد شیمیایی است که مولکول‌های آب را به یکدیگر مقید می‌سازد. این مواد توسط نور فرابنفش تجزیه می‌شوند و نیاز به اجرای مجدد دارند. این روش مقدار کمی از میزان تبخیر را کاهش می‌دهد ولی می‌تواند در هنگام لزوم اجرا شود و محدودیت اندکی برای حیات جانوران ایجاد می‌نماید. این روش برای مناطق پر باد مناسب نبوده و بر روی کیفیت آب نیز اثر سوء خواهد داشت. کارایی این محصول برای کاهش تلفات نشت از بستر مخزن آبی به اثبات رسیده اما به عنوان روش مناسب برای کاهش تبخیر خود را اثبات ننموده است.

پ. ۳-۲-۲-۳- روش‌های زیستی

برخی از پوشش‌های زیستی مانند برگ‌های شناور زنبق آبی و خزه، توانایی کاهش میزان تبخیر از سطوح آبی محل حیات خود را دارند. در یک زمان این گیاهان به آب برای زنده ماندن و بخار پس دادن، احتیاج دارند. بنابراین نتیجه نهایی ممکن است افزایش تبخیر باشد. در این روش‌ها، بازدهی کاهش تبخیر خیلی کم‌تر از روش‌های موجود دیگر بوده و این روش‌ها کم‌تر توصیه می‌شوند. روش‌های زیستی همواره برای ادامه حیات گیاه احتیاج به آب دارند و در هنگام سال‌های خشکسالی باعث تخریب محیط زیست می‌گردند. در مورد این نوع پوشش‌ها باید دقت شود که در صورت بیش‌تر بودن آلوده و مربوط به گیاه از مقدار مربوط به سطح آب میزان تبادلات تشعشعی و در نتیجه میزان تبخیر افزایش خواهد یافت.

پ. ۳-۲-۲-۴- روش‌های طراحی - ساختمانی

1- Polyacrylamide



- منابع ذخیره عمیق‌تر

ساختار عمیق‌تر منابع باعث می‌شود که در عین حال که حجم بیش‌تری از آب ذخیره شده است، سطح کم‌تری از آن در معرض تبخیر قرار بگیرد. البته منابع عمیق‌تر ممکن است باعث تقویت استراتیژی‌های کاسیون (لایه‌بندی آب) در مخازن گشته و روی کیفیت آب تاثیر بگذارند و استفاده از روش‌های از بین بردن لایه‌بندی آب منابع هم ممکن است باعث افزایش مقادیر تبخیر گردد (جنیسون، ۲۰۰۳).

- منابع ذخیره سلولی^۱

با کاربرد این روش می‌توان یک منبع ذخیره بزرگ را به بخش‌های کوچک‌تری تقسیم نمود. این امر باعث کاهش عمل باد بر روی سطح آب می‌شود. جهت حداکثر نگه داشتن عمق آب، بایستی به وسیله پمپ کردن آب از سلول‌های نیمه خالی به یکدیگر، سطح موجود برای تبخیر را به حداقل رساند (جنیسون، ۲۰۰۳).

پ.۳-۲-۵- روش‌های مدیریتی

هرگاه بیش از یک مخزن دارای روش‌های مدیریتی مختلف باشند می‌توان میزان تبخیر کل را کاهش داد. آب را می‌توان بین مخازن پمپ نمود تا سطح مقطع در واحد حجم آب ذخیره شده حداقل گردد. مخازنی که توسط جریان موجی یا آشفته پر نگه داشته می‌شوند حجم کل آب را بدون افزایش محسوس در سطح آزاد آبی بالا خواهند برد. چرخش آب همچنین می‌تواند باعث کاهش دمای سطح آب و تبخیر گردد.

پ.۳-۲-۳- ارزیابی روش‌های مختلف کاهش تبخیر از سطح آب

مقایسه بازدهی روش‌های مختلف کاهش میزان تبخیر ذکر شده در بخش قبلی، بر طبق نتایج تحقیقات مختلف در جدول (پ.۳-۱) ارائه شده است (شمسایی و حسنی، ۱۳۸۶):

جدول پ.۳-۱- نتایج استفاده از روش‌های مختلف کاهش میزان تبخیر از مخازن

روش مورد استفاده	بازدهی روش	مرجع
Monolayer	٪۳۷	Flexible Solutions (2005)
Monolayer-water savr	٪۲۰	Schmidt, pers, comm (2005)
پوشش شناور (E-VapCap)	٪۹۰	Schmidt, pers, comm (2005)



ادامه جدول پ.۳-۱- نتایج استفاده از روش‌های مختلف کاهش میزان تبخیر از مخازن

روش مورد استفاده	بازدهی روش	مرجع
دانه‌های پلی استر	٪۳۹	Myers & Fraiser (1970)
بلوک‌های کفزا	٪۶۴	Cooley & Myers (1973)
گیاه زنبق شناور	٪۱۶	Cooley & Idso (1980)
پلاستیک بوتیل سفید	٪۷۷	Cooley (1970)
پلاستیک سایه انداز	٪۹۰	Dedrick (1973)

اساسا برای هر یک از روش‌های ارایه شده برای کاهش میزان تبخیر، تعدادی محصول با خصوصیات مخصوص به خود یافت می‌شود. در جدول (پ.۳-۲) این محصولات همراه با ویژگی‌های آن‌ها ارایه شده است:

جدول پ.۳-۲- ویژگی‌های محصولات مورد استفاده برای کاهش میزان تبخیر از سطوح آزاد آبی

نوع پوشش	نام پوشش	مزیت های اساسی
شیمیایی Monalayer	Water saver	هزینه اولیه و هزینه بهره برداری و نگهداری پایین
پوشش‌های شناور	Hydrotect	هزینه اولیه و هزینه بهره برداری و نگهداری پایین
	E-VapCap	کاهش ایجاد نمک، بهبود کیفیت آب، کاهش رشد جلبک، کاهش سرعت باد و فرسایش خاکریز مخزن
	Aquaguard	پوشش تبخیری
	CURW	ارزان و بادوام
	C.W.NEAL	بادوام، بهبود کیفیت آب، جلوگیری از نفوذ نور و کاهش جلبک
	EVAP-Mat	انعکاس دهنده حرارت، سهولت نصب، مناسب بودن برای مخزن با هر اندازه و شکل تا عرض ۲ کیلومتر، مقاومت در برابر سرعت باد تا ۱۵۰ کیلومتر بر ساعت در حالت پر یا خالی
	Febtech	تقریبا هیچ نوری از آن عبور نمی‌کند و این امر کاهش رشد جلبک را به همراه دارد و از گرفتگی قطره چکان سیستم آبیاری جلوگیری می‌گردد.
پوشش‌های سایه‌انداز	پوشش سایه‌انداز کابلی NetPro	این محصول بر روی سطح آب شناور نمی‌گردد و بنابراین در مواقع تغییر سطح آب دچار مشکل نخواهد شد.
	Aquaspan	دوام بالا، عدم تاثیر با تغییرات سطح آب
	MuzCov	این محصول اجازه دسترسی به مخزن را برای عملیات نگهداری می‌دهد.
پوشش‌های چندقسمتی	Raftex	نصب و جدا نمودن آسان از مخزن
	AquaCap	کاهش فرسایش خاکریز مخزن و کدورت آب با کاهش سرعت باد و کاهش نفوذ مواد مغذی و نمک ها به آب و رشد جلبک
	Euro-matic	تنظیم شدن با تغییر سطح آب، کاهش رشد جلبک و اجازه به آب باران برای نفوذ به داخل مخزن
	Layfield	پوشش چندقسمتی
	LemTec	پوشش چندقسمتی

بر اساس مطالعات و تحقیقات انجام گرفته در مناطق مختلف دنیا نتایج زیر برای کاهش تبخیر از سطح آب حاصل شده است:



- محصولات مونالایر دارای تاریخچه طولانی هستند ولی به اندازه کافی مقاوم و مفید نیستند. به طور کلی بازدهی این روش بین صفر تا ۴۰٪ است ولی دلیل این تغییرات هنوز مشخص نیست. در هر صورت این محصول احتمالا تنها راه حل برای مخازن با سطح آزاد وسیع است (شمسائی و حسنی، ۱۳۸۶).
- پوشش‌های زیستی شناور راه حل مناسبی برای کاهش تبخیر نیست.
- محصولات شناور یک‌قسمتی و چندقسمتی بین ۶۰ تا ۹۰ درصد کاهش تبخیر را به همراه دارند. ولی از نظر هزینه و خصوصیات اجرایی به صرفه نیستند (واتس، ۲۰۰۵).
- ایجاد پوشش ۱۰۰ درصد بر روی مخازن بزرگ، گران و از نظر اجرایی دشوار است.
- می‌توان گفت پوشش‌های سایه‌انداز بهترین گزینه با تا ۷۰ درصد کاهش تبخیر است و آب بارش به راحتی وارد آن‌ها می‌شود. اگر طراحی مناسبی برای این محصول صورت گیرد می‌توان هزینه اولیه را کاهش داد و قابلیت استفاده در شرایط مختلف را در آن‌ها ایجاد کرد (واتس، ۲۰۰۵).
- برای مخازن کوچک و متوسط، بهترین گزینه پوشش‌های سایه‌انداز و پوشش‌های شناور چندقسمتی است و برای مخازن بزرگ معمولا استفاده از مونالایر توصیه می‌گردد (گیبینگز و رینی، ۲۰۰۵).

پ.۳-۳- کاهش تبخیر تعرق از سطح خاک و گیاه

همان‌طور که پیش‌تر نیز مطرح گردید، تبخیر از سطح خاک و گیاه (تبخیر تعرق)، هرچند جزیی از چرخه آب در طبیعت محسوب می‌شود، اما در مواردی، کنترل آن با هدف حفظ رطوبت خاک و حفاظت از منابع آب و خاک، حایز اهمیت است. در این بخش روش‌های مختلف کاهش تبخیر تعرق مورد بحث قرار می‌گیرد.

پ.۳-۳-۱- کاهش تبخیر از سطح خاک

- عدم انجام عملیات خاک‌ورزی

یکی از روش‌های کاهش تبخیر از خاک، کشت گیاه به طور مستقیم بر روی بقایای گیاهی است. بقایای گیاهی و زمین سفتی بهتر از خاک نرمی که پس از شخم باقی می‌ماند، رطوبت را در خود نگه می‌دارد. در این روش خطر رشد علف هرز وجود دارد که باید به صورت دستی وجین شود.

- مالچ پاشی



به هر نوع پوششی که در سطح زمین در جهت حفظ رطوبت خاک ایجاد می‌شود، مالچ گفته می‌شود. انواع مالچ‌هایی که می‌توان در این زمینه معرفی نمود عبارتند از: مالچ‌های آلی (بیولوژیکی)، شیمیایی (غیر آلی) و معدنی (فیزیکی). مالچ‌های بیولوژیکی: مالچ‌های آلی که از قدیم استفاده می‌شوند شامل علف خشک، کاه و کلش، پوست درخت، چوب خرد شده، برگ، علف چیده شده، خاک اره و کمپوست که این مواد به سهولت در دسترس هستند. این نوع مالچ‌ها علف‌های هرز را کنترل می‌کنند و همچنین می‌توانند مواد مغذی و آلی به خاک اضافه کنند، خاک را در برابر فرسایش حفاظت کنند، منجر به بهبودی بافت خاک، بهبودی ظرفیت و نگهداری رطوبت در خاک گردند. نمونه بارز این مالچ‌ها، خاک رسی است که می‌تواند منافذ خاک را مسدود سازد و بدین طریق مانع تبادل آب و انرژی و کاهش تبخیر از خاک شود. نوع دیگری از آن مالچ علفی است که ضریب بازتابش انرژی را تحت تاثیر قرار داده و با کاهش انرژی دریافتی به خاک، مانع از تلفات تبخیر می‌گردد. مالچ‌های کاه و کلشی و بقایای ساقه‌های گیاه است که با نگهداری رطوبت در خود و افزایش زبری سطح و کاهش نفوذ باد بر روی سطح، سبب افزایش مقاومت در برابر انتقال بخار آب شده و بدین طریق تبخیر را کاهش می‌دهد. مالچ‌های کاغذی نیز در این دسته تقسیم‌بندی شده است.

مالچ شیمیایی (غیر آلی): مالچ‌های شیمیایی که امروزه در بازار یافت می‌شوند به نحو موثری از تابش نور خورشید و رشد علف‌های هرز جلوگیری می‌نمایند. در طراحی منظر، از این مالچ‌ها در زیر تراشه‌های چوب استفاده می‌کنند تا نمای طبیعی و زیبایی پیدا کند. پلاستیک سیاه و مواد پلی پروپیلنی (مواد مصنوعی) از مالچ‌های شیمیایی هستند که دوام طولانی دارند اما در صورت از بین رفتن، در غنی‌سازی خاک هیچ‌گونه نقشی ندارند. پلاستیک سیاه به صورت یا لایه و با نوارهای خرد شده به کار برده می‌شود. راندمان مالچ یکپارچه از نواری بیش‌تر است، زیرا پلاستیک یکپارچه پوشش کامل داشته و امکان جوانه زدن علف‌های هرز از میان آن وجود ندارد اما قابلیت نفوذ آب را ندارد.

نوع دیگر این مالچ‌ها را، مالچ نفتی باید دانست که در حد لایه‌ای ۵ تا ۱۰ میلی‌متری، مانع نفوذ آب به داخل خاک و سبب حفظ رطوبت شده و در مهم‌ترین کاربرد خود، موجب کنترل فرسایش بادی و آبی می‌گردد. مالچ‌های فیزیکی (معدنی): شامل خرده سنگ‌ها، مواد فشرده شده کانی‌های صنعتی مانند ورمی کولایت، پرلایت و ... است.

پ.۳-۳-۲- روش‌های کاهش تعرق گیاه

تعرق از گیاهان را نیز می‌توان به روش‌های ذیل کنترل نمود:

- نابود کردن گیاهان با ریشه بلند (فریتوفیت‌ها) که قادر است از اعماق زمین، حجم قابل توجهی از آب را جذب و به صورت تبخیر وارد اتمسفر نماید.
- تولید واریته‌هایی که تعرق کم‌تری دارند در کشاورزی می‌تواند بسیار حائز اهمیت باشد.
- کشت گیاهان در محیط‌های کنترل شده و بسته (گلخانه) از روش‌های مهم کاهش تعرق است.



- کاهش جریان هوا بر روی گیاهان، می‌تواند سبب افزایش رطوبت نسبی هوای مجاور روزنه‌های گیاه شده و تعرق را کاهش دهد. این موضوع در کشاورزی به ویژه با کشت گیاهان بلندتر در بین ردیف‌ها میسر است.
- جدا کردن برگ‌هایی که در تولید محصول بی‌تاثیر است (مانند برگ‌های پایینی آفتابگردان).

پ. ۳-۳-۳- جمع‌بندی روش‌های کاهش تبخیر تعرق

در یک نگاه اجمالی می‌توان دریافت که بیش‌ترین روش‌های کاهش تبخیر تعرق، متمرکز بر اراضی کشاورزی است. بدیهی است که این امر در کشاورزی به منظور حفظ رطوبت خاک و کاهش آبیاری، حایز اهمیت است. به ویژه که بتواند منجر به کاهش برداشت از منابع آبی گردد. آنچه مسلم است در مقیاس وسیع، بسیاری از این روش‌ها یا قابلیت اجرا نداشته و یا هزینه‌های اجرای آن بسیار سنگین است. به عنوان نمونه مالچ‌های نفتی را می‌توان نام برد که هرچند در کنترل و فرسایش خاک کاربردهای متعدد داشته است، اما در جهت حفاظت از منابع آب، هنوز اقدام قابل توجهی در این زمینه در کشور صورت نگرفته است.



پیوست ۴

مطالعه موردی



پ.۴-۱- مقدمه

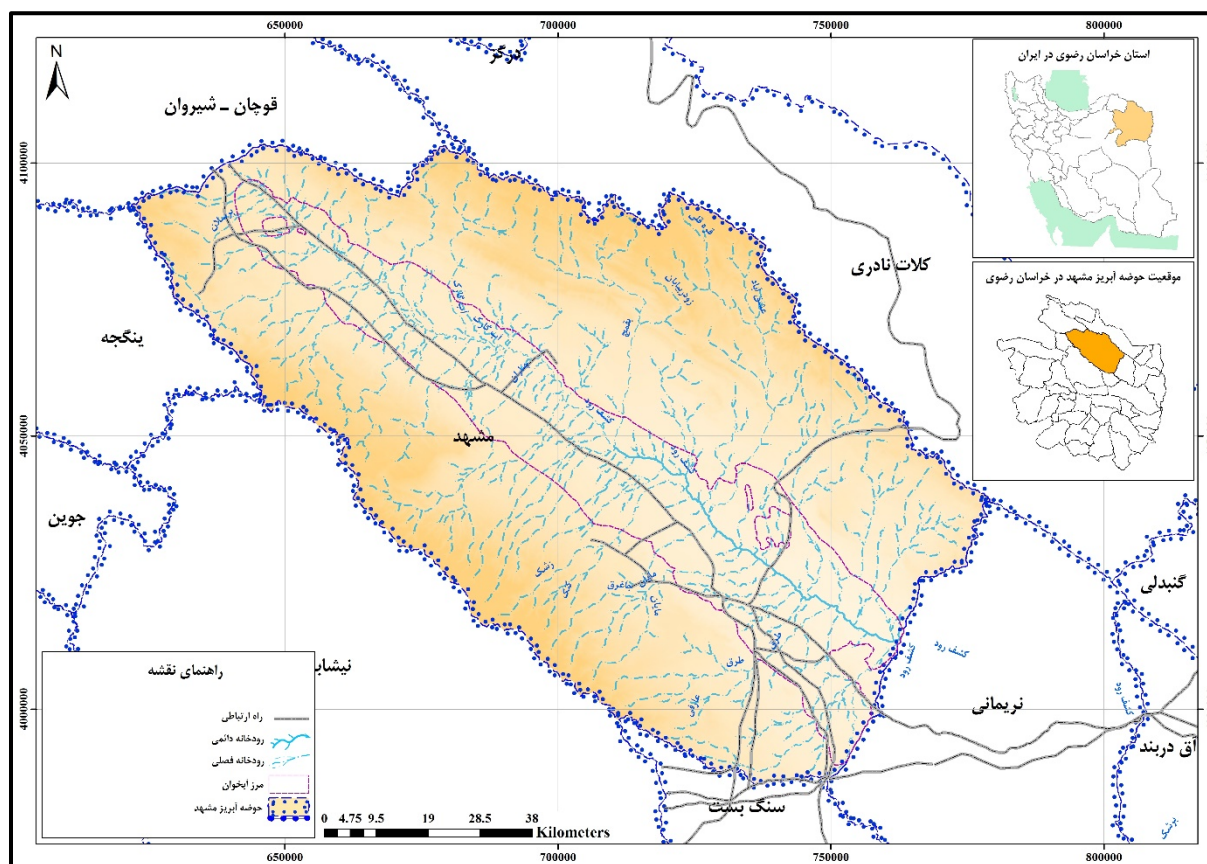
تبخیر به عنوان یکی از پیچیده‌ترین مولفه‌های چرخه آب در مقیاس‌های مکانی و زمانی مختلف، همواره مورد توجه متخصصین و محققین بوده و در حال حاضر نیز بسیاری از تحقیقات و مطالعات در سطوح بین‌المللی و ملی به شناخت و ارزیابی این پدیده اختصاص دارد. این تحقیقات در وجوه مختلف در حوزه تبخیر انجام می‌شود که اهم آن‌ها را می‌توان گذار از محاسبات نقطه‌ای به برآوردهای منطقه‌ای (توزیعی) تبخیر و تصحیح و تدقیق روش‌های موجود و توسعه مدل‌های جدید در جهت کاهش تعداد عوامل و داده‌های ورودی دانست. در این نوشتار بر اساس تجارب مختلف داخلی و خارجی، روش‌های معتبر برآورد تبخیر معرفی شد و مناسب‌ترین روش‌ها برای شرایط مختلف اقلیمی کشور توصیه گردید. در این پیوست، برخی از روش‌های توصیه شده برای محدوده مطالعاتی مشهد مورد استفاده قرار گرفته و بر نحوه محاسبات و تحلیل اجمالی نتایج تاکید شده است.

پ.۴-۲- منطقه مورد مطالعه (دشت مشهد)

محدوده مطالعاتی دشت مشهد با وسعت ۹۹۰۹ کیلومترمربع در شمال استان خراسان رضوی در بین طول جغرافیایی شرقی ۲۲° - ۵۸° تا ۵۳° - ۵۹° و عرض شمالی ۳۵° - ۳۷° تا ۳۳° - ۳۷° در غرب حوضه آبریز قره قوم واقع شده و توسط رودخانه کشف‌رود و سرشاخه‌های ریزنده به آن زهکشی می‌شود. دشت مشهد با وسعت ۲۲۲۲ کیلومترمربع با همان روند شمال غرب، شرق - جنوب شرق در مرکز این حوضه در بین رشته کوه‌های هزار مسجد در شمال و ارتفاعات بینالود در جنوب قرار گرفته و آبخوان آن نیز توسط سرشاخه‌های ریزنده به کشف‌رود تغذیه می‌شود. آب و هوای منطقه بری و متنوع، دارای تابستان‌های گرم و زمستان‌های نسبتاً سرد است. متوسط درجه حرارت در ایستگاه سینوپتیک مشهد ۱۴/۳ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. به طور کلی درجه حرارت هوا از شمال غرب به سمت جنوب و شرق افزایش می‌یابد. متوسط بارندگی مشهد نیز تقریباً ۲۴۹ میلی‌متر است.

محدوده مشهد در اقلیم نیمه‌مرطوب قرار دارد و در رتبه‌بندی روش‌های برآورد تبخیر تعرق پتانسیل، پس از روش فائو - پنمن - مانیتث، روش‌های هارگریوز و جنسن - هیز برای ایستگاه‌های واقع در این اقلیم، به عنوان روش‌های برتر شناخته شده‌اند. در ادامه نحوه محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل با استفاده از این روش‌ها برای ایستگاه سینوپتیک مشهد ارائه می‌شود.





شکل پ. ۴-۱- موقعیت محدوده مطالعاتی مشهد

پ. ۴-۳- داده‌ها و اطلاعات مورد استفاده

تهیه داده‌ها از منابع و روش‌های مختلفی صورت پذیرفت. با عنایت به اینکه در بخشی از راهنما حاضر، توسعه و کاربرد سنجش از دور مد نظر است، تصاویر ماهواره‌ای نیز بخش مهمی از داده‌های مورد نیاز را تشکیل می‌دهد. در ادامه این داده‌ها به تفکیک تشریح گردیده است.

پ. ۴-۳-۱- داده‌های هواشناسی

داده‌های هواشناسی روزانه مورد نیاز شامل حداقل و حداکثر دمای هوا، رطوبت نسبی، سرعت باد، دمای نقطه شبنم، تابش آفتابی، فشار هوا و بارش از ایستگاه سینوپتیک مشهد واقع در سایت فرودگاه مشهد جمع‌آوری گردید. این داده‌ها به دو منظور قابل استفاده است. یکی جهت استفاده در روش‌های برآورد تبخیرتغرق پتانسیل مبتنی بر اطلاعات نقطه‌ای و دیگری در برآورد تبخیرتغرق واقعی به روش SEBAL. از داده‌های آب و هوایی جهت تخمین برخی پارامترهای تاثیرگذار بر شار گرمای محسوس و همچنین برآورد تبخیرتغرق پتانسیل نیز استفاده می‌شود.



پ. ۴-۳-۲- داده‌های سنجش از دور

همان‌طور که قبلاً تأکید گردید، بخشی از راهنما حاضر کاربرد سنجش از دور در برآورد تبخیر-تعرق واقعی را تشریح می‌کند. لذا در مطالعه موردی اطلاعات مربوط به آن جمع‌آوری گردید. انتخاب نوع سنجنده و تصاویر ماهواره‌ای بر اساس نوع مطالعات متفاوت خواهد بود. عمده مطالعات مربوط به برآورد تبخیر-تعرق واقعی با استفاده از فناوری سنجش از دور، متکی بر تصاویر ماهواره‌ای سنجنده‌های مودیس و لندست است. دلایل عمده این موضوع را می‌توان در خصوصیات طیفی، تفکیک زمانی و نیز قدرت تفکیک مکانی و البته دسترسی رایگان به تصاویر سنجنده‌های مذکور دانست.

انتخاب تصاویر ماهواره‌ای از سنجنده‌های مختلف بر مبنای معیارهای مختلفی صورت می‌پذیرد:

- **قدرت تفکیک طیفی:** این خصوصیت توانایی سنجنده را برای تعریف گام‌های طول موج و یا میزان پهنای هر باند طیفی منعکس می‌نماید. قدرت تفکیک طیفی در کاربری‌های مختلف اهمیت بالایی دارد. گسترش کاربرد سنجش از دور در شناسایی و تحلیل انواع عوامل و عوارض وابسته به همین قدرت تفکیک طیفی است. مطالعات مربوط به آب و خاک و به‌ویژه تبخیر نیازمند به کارگیری سنجنده‌های با قدرت تفکیک طیفی بالا است. سنجنده‌های مودیس و لندست به ترتیب با قدرت تفکیک طیفی ۳۶ و ۸ باند طیفی به لحاظ خصوصیات طیفی جهت کاربرد در مطالعات تبخیر مطلوب بوده و کاربرد گسترده‌ای در این گونه تحقیقات داشته‌اند.
- **قدرت تفکیکی رادیومتریکی:** این خصوصیت به میزان توانایی سنجنده در تمیز دادن اختلاف ناچیز انرژی به هنگام ثبت در تصویر بستگی دارد. هرچه قدرت تفکیک رادیومتریکی بیش‌تر باشد حساسیت آن در ثبت انرژی پایین‌تر است. لذا اطلاعات طیفی دقیق‌تری در تصویر ثبت می‌گردد. تصاویر لندست دارای قدرت تفکیک رادیومتریکی ۸ بیت و سنجنده مودیس دارای قدرت تفکیک رادیومتریکی ۱۲ بیت است.
- **قدرت تفکیک زمانی:** معمولاً طول دوره بازدید ماهواره یا حداقل فاصله زمانی بین دو تصویربرداری از یک محل، به عنوان قدرت تفکیک زمانی ماهواره شناخته می‌شود. قدرت تفکیک زمانی در سنجنده مودیس یک روز و در سنجنده لندست ۱۶ روز است.
- **قدرت تفکیک مکانی:** فاصله بین سنجنده و شیء مورد تصویربرداری نقش مهمی در کسب اطلاعات مورد نیاز از شیء مذکور دارد. اگرچه سنجنده‌های در فاصله دورتر پوشش وسیع‌تری را شامل می‌گردد، اما قدرت تفکیک مکانی آن که مبین توانایی تشخیص اجزاء مربوط به شیء است را کم‌تر می‌نماید. از سوی دیگر قدرت تفکیک مکانی به نوع مطالعه و منطقه هدف نیز بستگی دارد. بدیهی است مطالعات در مقیاس وسیع مانند حوضه‌ها و البته بسته به نوع عامل مورد تحقیق می‌تواند قدرت تفکیک مکانی متفاوتی طلب نماید. سنجنده‌های مودیس دارای قدرت تفکیک مکانی یک کیلومتری و سنجنده‌های لندست دارای قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر هستند.



برنامه زمانی تصویربرداری سنجنده‌هایی از قبیل لندست (که روزانه نیست) از سایت <http://landsat.usgs.gov/> و یا سایر منابع قابل مشاهده است. به منظور دریافت تصاویر ماهواره‌ای می‌توان به رابط EarthExplorer.com مراجعه نمود. برای دانلود داده‌ها باید مراحل ذیل طی شود:

- ثبت نام
- تعیین موقعیت محدوده مورد درخواست با استفاده از نقشه و یا مختصات محدوده
- تعیین بازه زمانی مورد نیاز
- انتخاب نوع داده‌ها، سنجنده‌های مورد نیاز
- تعیین سایر معیارها شامل زمان تصویربرداری در روز یا شب، میزان ابری بودن هوا در زمان تصویربرداری در صورت نیاز
- دانلود داده‌ها: ممکن است انتخاب‌های مختلفی برای دانلود وجود داشته باشد. مثلاً دانلود تصویر با رنگ طبیعی، دانلود تصویر حرارتی، دانلود تصویر با مختصات جغرافیایی و...
- در این بخش، از تصاویر لندست ۸ به منظور برآورد تبخیرتقرق واقعی دشت مشهد استفاده شد.

پ. ۴-۴- کاربرد روش‌های مبتنی بر داده‌های نقطه‌ای در برآورد تبخیرتقرق پتانسیل

روش‌های معتبر برآورد تبخیرتقرق پتانسیل که هم در برآورد نیاز آبی محصولات کشاورزی و هم در محاسبات تبخیر در بیلان منابع آب کاربرد دارد، قبلاً به تفکیک شرایط اقلیمی تعیین و توصیه شد. در این بخش، از روش‌های معتبر متناسب با اقلیم محدوده مطالعاتی مشهد به منظور برآورد تبخیرتقرق پتانسیل روز ۳۰ ام مرداد سال ۱۳۹۵ استفاده شد.

- روش فائو- پنمن- مانتیث (FAO - PM)

طول و عرض جغرافیایی، دمای حداقل و حداکثر، سرعت باد، دمای نقطه شبنم، تعداد ساعات آفتابی و رطوبت نسبی از داده‌های ایستگاه سینوپتیک مشهد دریافت شدند. برای محاسبه اجزاء معادله فائو - پنمن - مانتیث به ترتیب زیر عمل می‌شود:

کادر پ. ۴-۱- محاسبه تبخیرتقرق پتانسیل با روش فائو- پنمن- مانتیث (FAO - PM)

$T_{min} = 15.28^{\circ}C$ $T_{max} = 32.56^{\circ}C$ $T = \frac{T_{min} + T_{max}}{2} = \frac{15.28 + 32.56}{2} = 23.91^{\circ}C$ $Z = 999.2 \text{ m}$ $T_d = 5.46^{\circ}C$ $n = 11.5659 \text{ hr}$ $U10 = 5.666 \text{ knot}$	داده‌های اندازه‌گیری شده:
--	---------------------------



ادامه کادر پ.۴-۱- محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل با روش فائو- پنمن- مانیتث (FAO - PM)

رابطه (پ ۱۲-۱)	$\lambda = 2.501 - (2.361 \times 10^{-3})T = 2.501 - (2.361 \times 10^{-3}) \times 23.91 = 2.44 \text{ MJ kg}^{-1}$	۱- استخراج گرمای نهان تبخیر
رابطه (پ ۱۳-۱)	$\Delta = \frac{2504 \exp[17.27T / (T + 237.3)]}{(T + 237.3)^2} = \frac{2504 \exp[17.27 \times 23.91 / (23.91 + 237.5)]}{(23.91 + 237.5)^2} = 0.1783 \text{ KPa}^\circ\text{C}^{-1}$	۲- استخراج شیب منحنی فشار بخار
رابطه (پ ۱۵-۱)	برای برآورد ضریب رطوبت‌سنجی لازم است ابتدا فشار هوا معادل ارتفاع ایستگاه مشهود از سطح دریا محاسبه گردد: $P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065Z}{293} \right)^{5.26} = 101.3 \times \left(\frac{293 - 0.0065 \times 999.2}{293} \right)^{5.26} = 90.0332 \text{ KPa}$ با داشتن مقدار فشار هوا در محل ایستگاه، ضریب رطوبت سطحی از رابطه زیر به دست می‌آید: $\gamma = 0.00163 \times \frac{P}{\lambda} = 0.00163 \times \frac{90.0332}{2.44} = 0.0600$	۳- استخراج ضریب رطوبت‌سنجی
رابطه (پ ۱۶-۱)	با داشتن دمای حداقل و حداکثر در روز ۳۰ ام مرداد ۹۵ مقدار فشار بخار به ازای هر دما از رابطه (۲-۱۶) به دست می‌آید و سپس مقدار فشار بخار اشباع (e_s) در یک شبانه‌روز با استفاده از رابطه (۲-۱۷) قابل محاسبه است: $e(T) = 0.611 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) = 1.7364 \text{ kPa}$ $e(T_{\min}) = 0.611 \exp\left(\frac{17.27 \times 15.28}{15.28 + 237.3}\right) = 1.7364$ $e(T) = 0.611 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) = 4.9070 \text{ kPa}$ $e(T_{\max}) = 0.611 \exp\left(\frac{17.27 \times 32.56}{32.56 + 237.3}\right) = 4.9070$ $e_s = [e(T_{\max}) + e(T_{\min})] / 2 = [4.9070 + 1.7364] / 2 = 3.3217 \text{ kPa}$	۴- استخراج فشار بخار اشباع
رابطه (پ ۱۸-۱)	$e_a = e(T_d) = 0.611 \exp\left(\frac{17.27T_d}{T_d + 237.3}\right) = 0.9010 \text{ kPa}$ $0.611 \exp\left(\frac{17.27 \times 5.46}{5.46 + 237.3}\right) = 0.9010$	۵- استخراج فشار بخار واقعی با استفاده از نقطه شبنم:
رابطه (پ ۲۸-۱)	برای استخراج تابش برون زمینی، محاسبات زیر انجام شده و سپس از رابطه (۲۳-۲) مقدار R_a به دست می‌آید: $J = \text{int}\left(275 \times \frac{M}{9} - 30 + D\right) - 2 = \text{int}\left(275 \times \left(\frac{8}{9}\right) - 30 + 21\right) - 2 = 233$ $\delta = 0.409 \sin(0.0172J - 1.39) = 0.409 \sin(0.0172 \times 233 - 1.39) = 0.1973 \text{ d}$ $d_r = 1 + 0.033 \cos(0.0172J) = 1 + 0.033 \cos(0.0172 \times 233) = 0.9791$ با داشتن عرض جغرافیایی ایستگاه ($\phi = 36.2667$) مقدار زاویه ساعتی غروب خورشید (رادیان) به شکل زیر محاسبه می‌گردد: $\omega_s = \arccos(-\tan \phi \tan \delta) = \arccos(-\tan(36.2667 \times \frac{\pi}{180})(\tan(0.1973))) = 1.7180 \text{ Rad}$ با داشتن مقادیر بالا، مقدار تابش برون زمینی بر حسب ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$) قابل محاسبه است: $R_a = 37.6 d_r (\omega_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \omega_s) = 37.6 \times 0.9791 \times (1.7180 \times \sin(36.2667 \times \frac{\pi}{180}) \times \sin(0.1973) + \cos(36.2667 \times \frac{\pi}{180}) \times \cos(0.1973) \times \sin(1.7180)) = 36.1144$	۶- مقدار تابش برون زمینی
رابطه (پ ۲۹-۱)	$N = 7.64 W_s = 7.64 \times 1.7180 = 13.1246 \text{ hr}$	۷- تعداد ساعات روشنایی روز



ادامه کادر پ.۴-۱- محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل با روش فائو- پنمن- مانتیث (FAO - PM)

برای محاسبه تابش خالص علاوه بر تابش برون زمینی، فشار بخار واقعی و دمای حداقل و حداکثر، تعداد ساعات واقعی آفتاب (n) و تعداد ساعات روشنایی روز (N) نیز بایستی مشخص گردد. مقدار n از داده‌های ایستگاه برابر ۱۱.۵۶۵۹ ساعت است و N که در قسمت قبل محاسبه گردید. مقدار تابش خالص (Rn) بر حسب (MJm⁻²d⁻¹) از رابطه زیر قابل محاسبه است: $R_n = 0.77(0.25 - 0.50n/N)R_a - 2.45 \times 10^{-9} (0.9n/N + 0.1) \left(0.34 - 0.14\sqrt{e_a} \right) (T_{kx}^4 + T_{kn}^4) =$ $0.77(0.25 - 0.50 \times 11.5659/13.1246) \times 36.1144 - 2.45 \times 10^{-9} \times$ $(0.9 \times 11.5659/13.1246 + 0.1) (0.34 - 0.14\sqrt{0.9010}) ((32.56 + 273.2)^4 + (15.28 + 273.2)^4) = 12.3613$ رابطه (پ-۱-۳)	۸- تابش خالص
شار گرما به داخل خاک در مقایسه با Rn ناچیز بوده و از آن صرف‌نظر می‌گردد. به علاوه در محاسبات نیاز آبی، به دلیل پوشش کامل گیاه مرجع، شار گرما به داخل خاک صفر فرض می‌شود (G=0).	۹- شار گرما به داخل خاک
برای محاسبه تبخیر- تعرق، اندازه‌گیری سرعت باد در ارتفاع دو متری بالای سطح زمین مورد نیاز است. با فرض تغییر لگاریتمی سرعت باد در بالای سطح چمن کوتاه، می‌توان داده‌های سرعت باد اندازه‌گیری شده در هر ارتفاع مشخص را به سرعت در ارتفاع دو متری تبدیل کرد. سرعت باد در ارتفاع ۲ متری با استفاده از سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری (U₁₀) از داده‌های ایستگاه با رابطه ذیل قابل برآورد است: $U_2 = U_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} = 0.5144 \times 5.6666 \times \frac{4.87}{\ln(67.8 \times 10 - 5.42)} = 1.7430 \text{ m/s}$	۱۰- سرعت باد
$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma[890 / (T + 273)]U_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} =$ $\frac{0.408 \times 0.1783 \times (12.3613 - 0)}{0.1783 + 0.06 \times (1 + 0.34 \times 1.7430)} +$ $\frac{0.06 \times [890 / (23.9196 + 273)] \times 1.7430 \times (3.3217 - 0.9010)}{0.1783 + 0.06 \times (1 + 0.34 \times 1.7430)} = 6.09 \text{ mm}$ رابطه (پ-۱-۱۱)	۱۱- استخراج تبخیر تعرق پتانسیل

کادر پ.۴-۲- محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل به روش هارگریوز- سامانی

T_{min} = 15.28°C T_{max} = 32.56°C $T = \frac{T_{min} + T_{max}}{2} = \frac{15.28 + 32.56}{2} = 23.91^\circ\text{C}$ P = 0.75 mm / month	داده‌های اندازه‌گیری شده
برای استخراج تابش برون زمینی محاسبات زیر انجام شده و سپس از رابطه (۲-۲۳) مقدار R_a به دست می‌آید: $J = \text{int}\left(275 \frac{M}{9} - 30 + D\right) - 2 = \text{int}\left(275 \times \left(\frac{8}{9}\right) - 30 + 21\right) - 2 = 233$ رابطه (پ-۱-۲۸) $\delta = 0.409 \sin(0.0172J - 1.39) = 0.409 \sin(0.0172 \times 233 - 1.39) = 0.1973$ رابطه (پ-۱-۲۶) $d_r = 1 + 0.033 \cos(0.0172J) = 1 + 0.033 \cos(0.0172 \times \frac{\pi}{180} \times 233) = 0.9791$ رابطه (پ-۱-۲۵) با داشتن عرض جغرافیایی ایستگاه (φ=36.2667) مقدار زاویه ساعتی غروب خورشید (رادیان) به شکل زیر محاسبه می‌گردد: $\omega_s = \arccos(-\tan \phi \tan \delta) = \arccos(-\tan(36.2667 \times \frac{\pi}{180})(\tan 0.1973)) = 1.7180 \text{ Rad}$ رابطه (پ-۱-۲۴) با داشتن مقادیر بالا، مقدار تابش برون زمینی بر حسب (MJm⁻²d⁻¹) قابل محاسبه است:	۲- استخراج تابش برون زمینی



ادامه کادر پ.۴-۲- محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل به روش هارگریز- سامانی

$R_a = 37.6 d_r (\omega_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \omega_s) =$ $37.6 \times 0.9791 \times (1.7180 \times \sin(36.2667 \times \frac{\pi}{180}) \times \sin(0.1973) +$ $\cos(36.2667 \times \frac{\pi}{180}) \times \cos(0.1973) \times \sin(1.7180)) = 36.1144$	رابطه (پ ۱-۲۳)	
$ET_{o,har} = 0.0023 \times 0.408 \times R_a \times (T_{avg} + 17.8) \times TD^{0.5} =$ $0.0023 \times 0.408 \times 36.1144 \times (23.9196 + 17.8) \times (32.56 - 15.28)^{0.5} = 5.87 \text{ mm}$	رابطه (پ ۲-۷)	۳- استخراج تبخیر تعرق پتانسیل (HAG1)
$ET_{o,har,D;A} = 0.0013 \times 0.408 \times R_a \times (T_{avg} + 17) \times (TD - 0.0123P)^{0.76} =$ $0.0013 \times 0.408 \times 36.1144 \times (23.9196 + 17) \times$ $((32.56 - 15.28) - 0.0123 \times 0.75)^{0.76} = 6.83 \text{ mm / day}$	رابطه (پ ۲-۹)	۴- استخراج تبخیر تعرق پتانسیل (HAG3)

کادر پ.۴-۳- محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل به روش جنسن-هیز (JH 1)

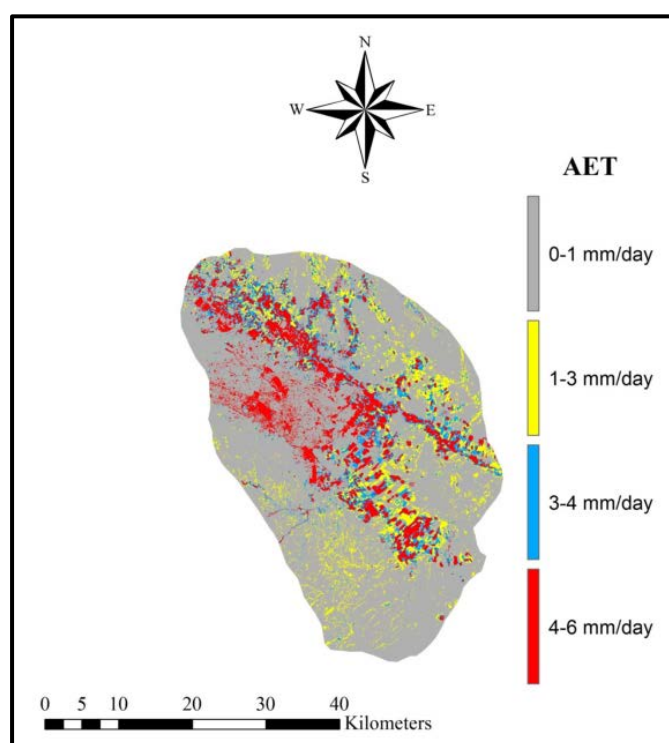
$h = 999.2 \text{ m}$ $T_{avg} = 23.92^\circ \text{ C}$	داده‌های اندازه‌گیری شده	
$e_{s,max} = \exp(\frac{19.08 T_{max} + 429.41}{T_{max} + 237.3}) = \exp(\frac{19.08 \times 34.94 + 429.41}{34.94 + 237.3}) = 56.067 \text{ mbar}$ $e_{s,min} = \exp(\frac{19.08 T_{min} + 429.41}{T_{min} + 237.3}) = \exp(\frac{19.08 \times 17.86 + 429.41}{17.86 + 237.3}) = 20.457 \text{ mbar}$ $e_{s,max}$ و $e_{s,min}$ به ترتیب فشار بخار اشباع در حداکثر و حداقل دمای روزانه هوا در گرم‌ترین ماه سال (mbar)، و h ارتفاع از سطح دریا (m) است.	رابطه (پ ۱-۴۳) رابطه (پ ۱-۴۴)	
$C_T = \frac{1}{45 - (\frac{h}{137}) + (\frac{365}{(e_{s,max} - e_{s,min})})} =$ $\frac{1}{45 - (\frac{999.2}{137}) + (\frac{365}{(56.067 - 20.457)})} = 0.0208$	رابطه (پ ۱-۴۱)	۱- استخراج پارامترهای رابطه جنسن هیز (JH 1)
$T_x = -2.5 - 0.14 \times (e_{s,max} - e_{s,min}) - \frac{h}{500} =$ $-2.5 - 0.14 \times (56.067 - 20.457) - \frac{999.2}{500} = -9.484$	رابطه (پ ۱-۴۲)	
$R_s = \left(0.25 + 0.5 \frac{n}{N} \right) R_a =$ $(0.25 + 0.5 \times \frac{11.5659}{13.1247}) \times 36.1144 = 24.9413 \text{ MJ / m}^2 \text{ / day}$	رابطه (پ ۱-۴۵)	
$ET_o = C_T (T_{avg} - T_x) \times 0.408 R_s = 0.0208 \times (23.92 - (-9.484)) \times 0.408 \times 24.9413 = 7.08 \text{ mm / day}$	رابطه (پ ۲-۱۴)	۲- استخراج تبخیر تعرق پتانسیل (JH 1)



پ.۴-۵- کاربرد الگوریتم سنجش از دور سبال در برآورد تبخیرتغرق واقعی (مبتنی بر اطلاعات منطقه‌ای)

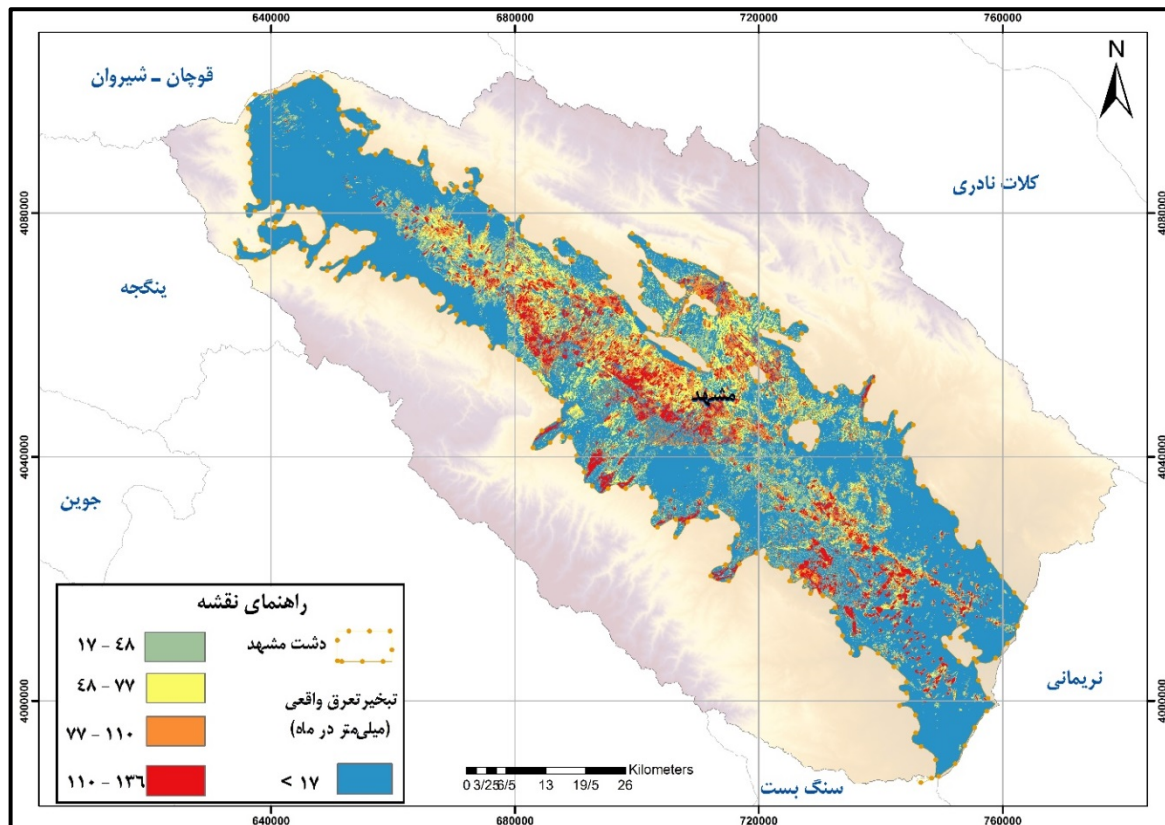
مراحل و معادلات برآورد تبخیرتغرق واقعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در الگوریتم SEBAL در فصل چهارم تشریح شد. با عنایت به ماهیت اطلاعات ورودی (تصاویر ماهواره‌ای سلولی)، لازم است این محاسبات با استفاده از نرم‌افزارهای مرتبط صورت پذیرد.

مهم‌ترین خروجی‌های الگوریتم سبال عبارتند از: شاخص نرمال شده تفاضل پوشش گیاهی، شاخص سطح برگ، آلبیدوی سطح، دمای سطح زمین، تابش خالص، شار گرمای محسوس، شار گرمای نهان، تبخیرتغرق واقعی لحظه‌ای، روزانه، ماهانه و سالانه.



شکل پ.۴-۲- تبخیرتغرق واقعی روزانه حاصل از روش SEBAL برای روز ۳۰ مرداد ۹۵

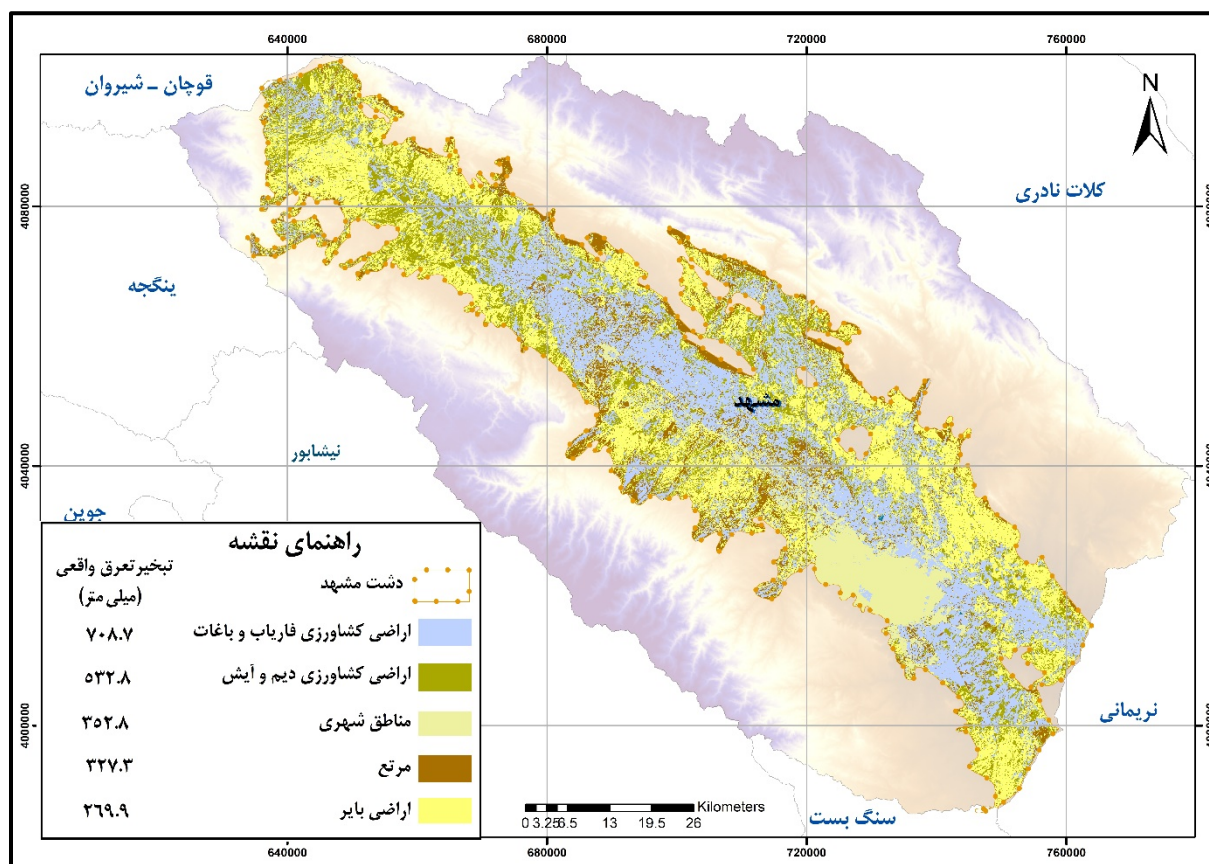
در شکل (پ.۴-۲) تبخیرتغرق واقعی روزانه حاصل از الگوریتم سنجش از دور سبال برای روز ۳۰ مرداد سال ۱۳۹۵ به صورت نمونه ارایه شده است. همان‌طور که قبلاً گفته شد، با داشتن چند تصویر در یک ماه می‌توان تبخیرتغرق واقعی ماهانه را محاسبه نمود. در شکل (پ.۴-۳) نتایج تبخیرتغرق واقعی ماهانه برای محدوده مطالعاتی مشهد به طور نمونه برای شهریور ماه ۱۳۹۶ نمایش داده شده است.



شکل پ.۴-۳- تبخیر تعرق واقعی ماهانه حاصل از روش سبال برای شهریور ۹۶

در نهایت با تجميع نقشه‌های تبخیر تعرق واقعی ماهانه، می‌توان تبخیر تعرق واقعی سالانه را محاسبه نمود. این مهم برای سال آبی ۹۶-۹۵ در محدوده مطالعاتی مشهد به شرح شکل (پ.۴-۴) ارایه شده است. در مقایسه بین نقشه کاربری اراضی دشت مشهد و نتایج تبخیر تعرق واقعی حاصل از روش سبال می‌توان وضعیت پراکنش تبخیر تعرق واقعی در سطح محدوده مطالعاتی مشهد را مشاهده نمود. مشهود است که بیش‌ترین نرخ تبخیر تعرق واقعی مربوط به نواحی شمال غربی و نوار مرکزی محدوده مطالعاتی مشهد و این میزان در سطح دشت در مناطق با کاربری اراضی کشاورزی فاریاب قابل توجه است. از مهم‌ترین توانمندی‌های تصاویر ماهواره‌ای، امکان تولید نقشه‌های توزیعی تبخیر تعرق واقعی است. با در نظر گرفتن کاربری اراضی محدوده مطالعاتی مشهد، مشخص گردید که تبخیر تعرق واقعی حاصل از اراضی کشاورزی فاریاب دشت مشهد در سال آبی مذکور، حدود $7/78^{\circ}$ میلی‌متر بود. این در حالی است که میزان بارش سطح اراضی فاریاب برای سال آبی مذکور برابر با $6/30^{\circ}$ میلی‌متر بود. لذا مقدار $1/48^{\circ}$ میلی‌متر دیگر از تبخیر تعرق واقعی، از محل منابع آب برداشتی است. با در نظر گرفتن $2/59^{\circ}$ میلیون مترمکعب آب برداشتی در بخش کشاورزی و تبدیل آن به ارتفاع در سطح اراضی فاریاب (1147 کیلومتر مربع)، ارتفاع معادل آب تحویل شده به بخش کشاورزی معادل با 444 میلی‌متر در سال به دست می‌آید. نتایج می‌تواند تحلیل مناسبی را از وضعیت آب مصرفی در بخش کشاورزی، آب بازگشتی و سایر اطلاعات مورد نیاز ارایه نماید.



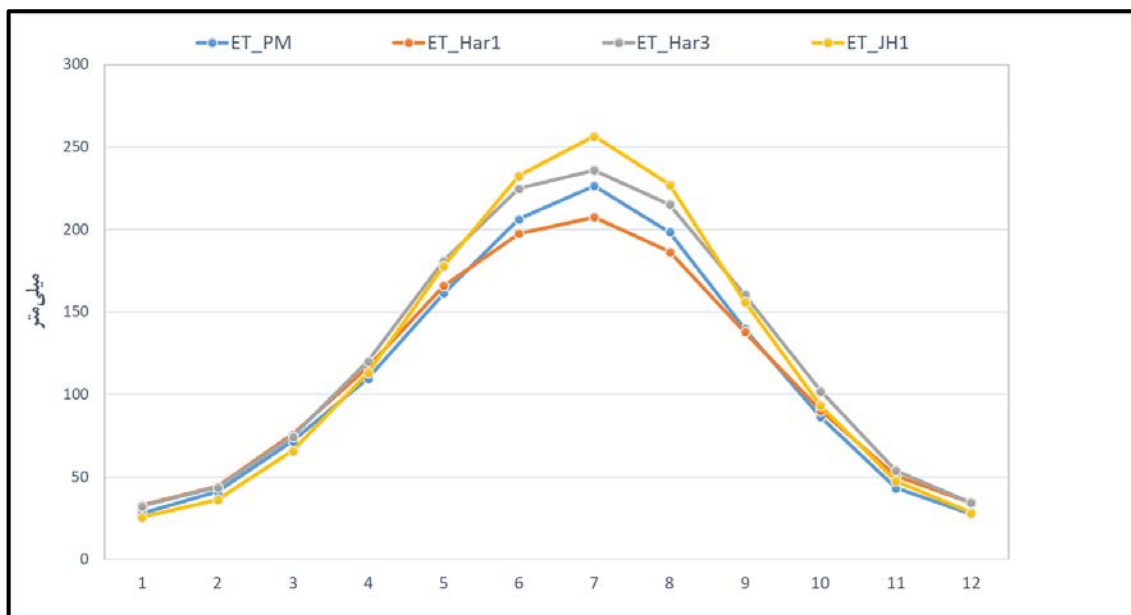


شکل پ. ۴-۴- تبخیر تعرق واقعی سالانه حاصل از روش سبال برای سال آبی ۹۵-۹۶

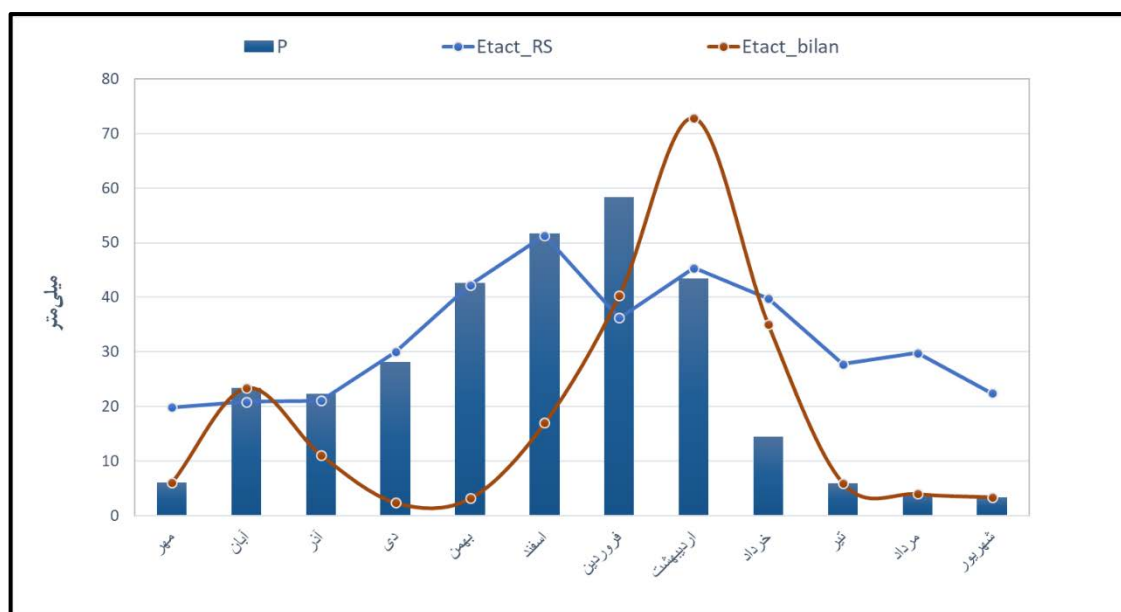
پ. ۴-۶- تحلیل نتایج

تبخیر تحت تاثیر عوامل متعددی از جمله دمای هوا، تابش، سرعت باد و رطوبت نسبی است. در بسیاری از معادلات تبخیر، ترکیبی از این عوامل در نظر گرفته شده است. لذا عملکرد روش‌های مختلف برآورد تبخیر متناسب با تغییرات عوامل موثر بر آن‌ها (به ویژه دمای هوا) در طول دوره‌های زمانی مختلف مشهود است. به کارگیری روش‌های منتخب برای اقلیم مشهد هم‌نوازی مشهودی در برآورد تبخیر تعرق پتانسیل را نشان می‌دهند. بدیهی است امکان تصحیح روش‌ها بر مبنای روش مرجع (فائو-پنمن-مانتیت) میسر است.





شکل پ. ۴-۵- مقایسه رفتار روش‌های مختلف برآورد تبخیر تعرق پتانسیل در دشت مشهد در مقیاس ماهانه



شکل پ. ۴-۶- مقایسه مقادیر تبخیر تعرق واقعی حاصل از الگوریتم سبال با مقادیر بیلان مصوب دشت مشهد

از آنجا که یکی از مهم‌ترین کاربردهای روش‌های برآورد تبخیر استفاده در محاسبات بیلان منابع آب است، مقایسه‌ای بین مقادیر تبخیر تعرق واقعی منتج از الگوریتم سبال با مقادیر تبخیر گزارش مصوب بیلان منابع آب دشت مشهد صورت گرفت. هرچند در این مقایسه اظهار نظری در خصوص صحت و دقت نتایج دو روش مطرح نخواهد شد، اما در محاسبات بیلان، روش و گام زمانی محاسبات (روزانه یا ماهانه) به شدت بر روی مقادیر تبخیر تاثیرگذار است. نکته دیگر اینکه در محاسبات بیلان (به روش معمول حاکم بر مطالعات به‌هنگام‌سازی بیلان در کشور) بیش‌ترین تاثیرپذیری از بارش است و عملاً به دلیل نبود نگاه توزیعی به محدوده، تاثیر آبیاری، تغییرات خاک، پوشش گیاهی، شیب، کاربری اراضی و سایر عوامل

موثر دیده نمی‌شوند. در حالی که در روش‌های بیلان انرژی محاسبات تبخیر، نتیجه مستقل از منبع آب تبخیرشونده (اعم از بارش و آبیاری) و بر اساس انرژی و آب در دسترس به دست می‌آید. لذا فارغ از دقت محاسبات، می‌توان بیش‌ترین اهمیت برآورد تبخیر حاصل از الگوریتم‌های سنجش از دور را در محاسبات بیلان در مقیاس حوضه دانست. نتایج تبخیر تعرق واقعی (سال - حوضه) محدوده مطالعاتی مشهد با تبخیر تعرق واقعی حاصل از مطالعات بیلان محدوده مطالعاتی مشهد نیز در جدول (پ. ۴-۱) ارائه شده است.

جدول پ. ۴-۱- مقادیر سالانه تبخیر تعرق واقعی اراضی فاریاب برآورد شده از دو روش RS و بیلان محدوده مطالعاتی مشهد (برحسب میلی‌متر)

تبخیر تعرق واقعی از RS	تبخیر تعرق برآوردی از بیلان
۷۰۸/۷	۶۱۰/۹



منابع و مراجع

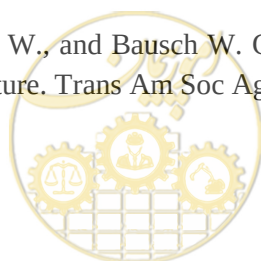
- ۱- احمدیان، جواد و شیبانی، داریوش و عراقی، حسن و شیرمحمدی، رضا، ۱۳۸۱. طبقه بندی اقلیمی کشاورزی در جهت مدیریت منابع آب در توسعه پایدار کشور. یازدهمین سمینار کمیته ملی آبیاری و زهکشی، تهران.
- ۲- باریده، ه. ۱۳۷۶. دستورالعمل نحوه قرائت و محاسبه ادوات هواشناسی. معاونت مطالعات آب‌های سطحی وزارت نیرو.
- ۳- پایگاه خبری شرکت سهامی آب منطقه‌ای استان گلستان، ۱۳۸۶.
- ۴- جاماب. ۱۳۸۲. گزارش مبانی و معیارهای طراحی شبکه بهینه سنجش منابع آب- جلد اول: مطالعات هواشناسی و آبیاری سطحی و آب‌های زیرزمینی. وزارت نیرو، سازمان مدیریت منابع آب.
- ۵- رحیم‌پور، م. کریمی، ن. ا. روزبهانی، ر. افتخاری، م. ۱۳۹۷. اعتبارسنجی و تصحیح محصول تبخیرتغرق واقعی برآورد شده از محصول WaPOR فائو در ایران با استفاده از داده‌های زمینی. تحقیقات منابع آب ایران. شماره ۲، جلد ۱۴. ص ۲۴۹-۲۶۲.
- ۶- شمسایی، ا.، حسنی، ا. ۱۳۸۶. مروری بر روش‌های کاهش میزان تبخیر از سطوح آزاد آبی در مناطق خشک و نیمه خشک، اولین همایش سازگاری با کم‌آبی.
- ۷- علیزاده، ا.، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ چهارم، ۱۳۹۴.
- ۸- مجیدی، م.، و ا.، علیزاده. ۱۳۹۰. بررسی تاثیر داده‌های هواشناسی غیرموجود و روش‌های تخمین آن‌ها در دقت برآورد تبخیر- تغرق مرجع و رتبه‌بندی معادلات در شرایط اقلیمی مختلف (مطالعه موردی استان‌های خراسان). نشریه آب و خاک. جلد ۲۵. شماره ۶.
- ۹- مجیدی، م.، علیزاده، ا. ۱۳۹۰. بررسی تاثیر داده‌های هواشناسی غیرموجود و روش‌های تخمین آن‌ها در دقت برآورد تبخیر- تغرق مرجع و رتبه‌بندی معادلات در شرایط اقلیمی مختلف، مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی) جلد ۶.
- ۱۰- مجیدی، م.، علیزاده، ا.، فرید حسینی، ع.، وظیفه‌دوست، م. ۱۳۹۴. تبخیر از دریاچه‌ها و مخازن سدها: تحلیل حساسیت و رتبه‌بندی روش‌های موجود، مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۹، شماره ۲.
- ۱۱- مجیدی، م.، علیزاده، ا.، فرید حسینی، ع.، وظیفه‌دوست، م. ۱۳۹۵. تبخیر از دریاچه‌ها و مخازن سدها: توسعه و کاربرد روشی جدید مبتنی بر بیلان انرژی. مجله عمران شریف، دوره ۳۲.۲، شماره ۴.۱.
- ۱۲- مجیدی، م.، علیزاده، ا.، فرید حسینی، ع.، وظیفه‌دوست، م. ۱۳۹۶؛ تبخیر از دریاچه‌ها و مخازن سدها: توسعه الگوریتم سنجش از دوری بیلان انرژی آب و سطح مرجع، مجله تحقیقات منابع آب ایران، دوره ۱۳ (۲): صفحه ۱۵۴-۱۶۹.
- ۱۳- مجیدی، م.، علیزاده، ا.، کافی، م. ۱۳۹۰. برآورد میزان تغرق گیاه با اندازه‌گیری دمای برگ، مجله آبیاری و زهکشی ایران جلد ۵ شماره ۱.



- 14- Izady A, Abdalla, M Sadeghi, M Majidi, A Karimi, M Chen, 2016. A Novel Approach to Modeling Wastewater Evaporation Based on Dimensional Analysis. *Water resources management*, 30(8):2801-2814.
- 15- Abdulmumin, S. 1987. An energy balance approach to determine regional evapotranspiration based on planetary boundary layer similarity theory and regularly recorded data. *Water Resources Research*. 23 (11):2050-2058.
- 16- Ahmadzadeh Kokya, B., T. Ahmadzadeh Kokya. 2007. Proposing a formula for evaporation measurement from salt water resources. *J. Hydrological Processes*.
- 17- Allen R.G. 1996. Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* , 122 (2): 97-106.
- 18- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., and Smith M. 1998. *Crop Evapotranspiration: Guildlines for computing crop water requirements*, FAO Irrigation and Drainage Paper No 56. Food and Agriculture Organisation, Land and Water. Rome, Italy.
- 19- Allen, R. G., Tasumi, M., and Trezza, R. 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce*, 133, 380-394.
- 20- Al-Shammiri, M. 2002. Evaporation rate as a function of water salinity. *Journal of Desalination*, 150(2): 189-203.
- 21- Amatya D.M., Skaggs R.W., and Gregory J.D. 1995. Comparison of methods for estimating REF ET. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 121(6): 427-435.
- 22- Amatya, D. M. and R. W. Skaggs. 2001. Hydrologic modeling of pine plantations on poorly drained soils. *Forest Science*, 47 (1):103-114.
- 23- Amatya, D. M., G. M. Chescheir, R. W. Skaggs and G. P. Fernandez. 2002. Hydrology of three coastal plain watersheds in eastern North Carolina. In press, ASAE.
- 24- Amatya, D. M., R. W. Skaggs and J. D. Gregory. 1995. Comparison of Methods for Estimating REF-ET. *Journal of irrigation and drainage engineering*. 121:427-435.
- 25- Bastiaanssen W. G. M., Pelgrum H., Wang J., Ma Y, Moreno J. F., and Roerink G. J. 1998b. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2 Validation. *J Hydrol (Amst)* 212/213: 213-229.
- 26- Bastiaanssen W. G., Hoekman D. H., and Roebeling R. A. 1994. A methodology for the assessment of surface resistance and soil water storage variability at mesoscale based on remote sensing measurements. *IAHS Special Publication No. 2*, IAHS Press, Institute of Hydrology, Wallingford.
- 27- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., and Holtslag, A. A. M. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) - 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 213, 198-212.
- 28- Bastiaanssen, W.G.M. and Bandara, K.M.P.S. 2001. Evaporative depletion of irrigated watersheds in Sri Lanka. *Irrig. Sci.* 2001 21 1-15.
- 29- Bengtsson, L. 1980. Evaporation from a Snow Cover: Review and Discussion of Measurements. *Hydrology Research* 1 October 1980; 11 (5): 221-234.
- 30- Bisht G., Venturini V., Islam S., Jiang L. 2005. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote Sens Environ* 97: 52-67.



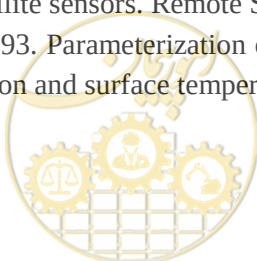
- 31- Blaney H.F., and Criddle W.D. 1950. Determining water requirements in irrigated area from climatologically irrigation data. US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Tech. Paper No. 96.
- 32- Bormann, H. 2011. Sensitivity analysis of 18 different potential evapotranspiration models to observed climatic change at German climate stations. *Climatic Change*, 104(3-4), 729-753.
- 33- Bouchet, R. J. 1963. Evapotranspiration reelle evapotranspiration potentielle, signification climatique, Int. Assoc. Sci. Hydrol., Berkeley, Calif., Symp. Publ. 62: 134-142.
- 34- Brutsaert W. 1982. Evaporation into the atmosphere. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.
- 35- Brutsaert, W. and H. Stricker. 1979. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*. 15 (2): 443-450.
- 36- Brutsaert, W. and J. A. Mawdsley. 1976. The applicability of planetary boundary layer theory to calculate regional evapotranspiration. *Water Resources Research*. 12 (5):852-858.
- 37- Brutsaert, W., and Stricker, H. 1979. An Advection-Aridity Approach to Estimate Actual Regional Evapotranspiration. *Water Resources Research* 15 (2), 443–450.
- 38- Burston I., Akbarzadeh A., and Dixon C.W.S. 2003. Evaporation reduction from open water storages, RMIT university, Victoria.
- 39- Bussieres, N., R. J. Granger and G. S. Strong. 1997. Estimates of regional evapotranspiration using GOES-7 satellite data: Saskatchewan case study, July 1991. *Canadian Journal of Remote Sensing*. 23 (1): 3-14.
- 40- Carlson T. N. 1986. Regional scale estimation of surface moisture availability and thermal inertia using remote thermal measurements. *Remote Sens Rev* 1: 197–247.
- 41- Coll C., Caselles, V., Valor E., and Rubio, E. 2003. Validation of temperature emissivity separation and split window methods from TIMS data and ground measurements. *Remote Sensing of Environment*, 85: 232-242.
- 42- Cosby, B. J., Nuttle, W. K., and Fourqurean, J. W. 1999. FATHOM: Model Description and Initial Application to Florida Bay. (progress report submitted to Everglades National Park).
- 43- Cracknell, A. P. 1997. The advanced very high resolution radiometer (AVHRR). Taylor and Francis Ltd., London, U.K., 534 pp.
- 44- Craig, I. and Hancock, N. 2004 Methods for assessing dam evaporation – An introductory paper. IAA Conference Adelaide.
- 45- Dastane, N. G. 1978. Effective rainfall in irrigated agriculture.
- 46- De Bruin H. A. R., Van den Hurk B. J. J. M., Koshiek, W. 1996. The scintillation method tested over a dry vineyard area. *Boundary-Layer Meteorol* 76: 25–40.
- 47- Dinpashoh, Y., Jahanbakhsh-Asl, S., Rasouli, A. A., Foroughi, M., & Singh, V. P. 2019. Impact of climate change on potential evapotranspiration (case study: west and NW of Iran). *Theoretical and Applied Climatology*, 136(1-2), 185-201.
- 48- Doorenbos J, Pruitt WO. 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. FAO, Rome, Irrig. Drain. Paper, 24, 144 (revised version of the 1975 edition).
- 49- Droogers, P. 2000. Estimating actual evapotranspiration using a detailed agro-hydrological model. *Journal of Hydrology*, 229:50-58.
- 50- Farahani H., Howell T., Shuttleworth W., and Bausch W. C. 2007. Evapotranspiration: progress in measurement and modeling in agriculture. *Trans Am Soc Agric Biol Engineers* 50: 1627–1638.



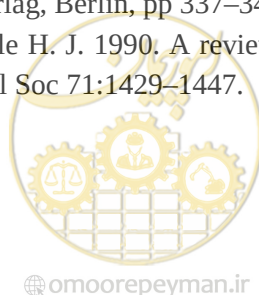
- 51- Federer, C. A. and D. Lash. 1983. BROOK: A Hydrologic simulation model for eastern forests. University of New Hampshire.
- 52- Federer, C. A., C. Vörösmarty and B. Fekete. 1996. Intercomparison of methods for calculating potential evaporation in regional and global water balance models. *Water Resources Research*. 32:2315-2321.
- 53- Fennessey, N. M. and R. M. Vogel, 1996. Regional models of potential evaporation and reference ET for the northeast USA. *Journal of Hydrology*. 184: 337-354.
- 54- Gibbings, P. and Raine, S. 2005 Evaluation of a hydrographic technique to measure on-farm water storage volumes. *J. Ag. Water Man.*
- 55- Gowda P. H., Chavez J. L., Colaizzi P. D., Evett S. R., Howell T. A., and Tolk J. A. 2007. Remote sensing based energy balance algorithms for mapping ET: current status and future challenges. *Trans Am Soc Agric Biol Engineers* 50(5): 1639–1644.
- 56- Granger, R. J. 1995. A feedback approach ofr the estimate of evapotranspiration using remotely-sensed data. In *Proceedings of second international workshop on application of remote sensing in hydrology*, NHRI symposium No.14, Saskatoon, October 18-19, 1994; editors G. W. Kite, A. Pietroniro and T. J. Pultz, pp. 211-222.
- 57- Green A. E., Astill M.S., McAneney K. J. and Nieveen J. P. 2001. Path averaged surface fluxes determined from infrared and microwave scintillometers. *Agric For Meteorol* 109: 233–247.
- 58- Hall F. G., Huemmrich R. H., Goetz S. J., Sellers P. J., and Nickerson J. E. 1992. Satellite remote sensing of surface energy balance: success, failures and unresolved issues in FIFE. *J Geophys Res* 97(D17): 19,061– 19,090.
- 59- Hargreaves G.H., and Samani Z.A. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature, *Transaction of the ASAE* 28 (1): 96-99.
- 60- Hargreaves L.G., Hargreaves G.H., and Riley J.P. 1985. Irrigation water requirements for Senegal river basin. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 111(3): 265–275.
- 61- Hobbins, M. T., J. A. Ramirez, T. C. Brown and L. H. J. M. Claessens. 2001. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: the complementary relationship areal evapotranspiration and advection-aridity models. *Water Resources Research*. 37 (5):1367-1387.
- 62- Hobbins, M. T., J. A. Ramirez, T. C. Brown. 2001. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: an enhanced advection-aridity model. *Water Resources Research*. 37 (5):1389-1403.
- 63- Howell, T. A. 2005. LYSIMETRY. *Encyclopedia of Soils in the Environment*, 379-386.
- 64- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2007. Summary for policy maker's climate change: The physical science basis. Contribution of working group I to the forth assessment report. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- 65- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2013. Final draft underlying scientific-technical assessment. Working group I contribution to the IPCC fifth assessment report. The physical science basis.
- 66- Jahanbani, H., Shui, L.T., Bavani, A.M., and A.H. Ghazali. 2011. Uncertainty of climate change and its impact on reference evapotranspiration in Rasht City, Iran. *J. Water Clim. Change* 2(1):72–83.
- 67- Jenison I., 2003. Methods for reducing evaporation from storages used for urban war supplies, final report, department of natural resources and mines.



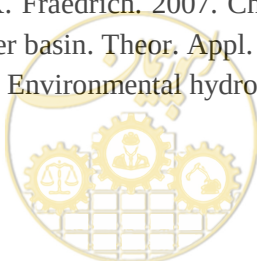
- 68- Jensen M.E., Burman R.D., and Allen R.G. 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70, ASCE, New York.
- 69- Jiang L., Islam S., and Carlson T. R. 2004. Uncertainties in latent heat flux measurement and estimation: implications for using a simplified approach with remote sensing data. *Can J Rem Sens*, 30: 769–787.
- 70- Kalma J. D., and Calder I. R. 1994. Land surface processes in large scale hydrology. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, Operational Hydrology Report No. 40, 60 pp.
- 71- Kalma, J. D., McVicar, T. R., and McCabe, M., F. 2008. Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surv Geophys*, 29: 421–469.
- 72- Kite, G. 2000. Using a basin-scale hydrological model to estimate crop transpiration and soil evaporation. *Journal of Hydrology*. 229:59-69.
- 73- Kite, G. W. 1997. Manual for the SLURP hydrological model. NHRI, Canada. Kite, G. W. and P. Droogers. 2000. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology*. 229:3-18.
- 74- Kustas W. P., and Norman J. M. 1996. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrol Sci J* 41(4): 495–516.
- 75- Kuzmin, P.P. (1941) The vertical gradient of the wind velocity of the air temperature and humidity over a sea - *Trudy GGI*, No 2.
- 76- M Majidi, A Alizadeh, M Vazifiedoust, A Farid, 2015. Estimating evaporation from lakes and reservoirs under limited data condition in a semi-arid region. *Water resources management* 29 (10), 3711-3733.
- 77- M Majidi, A Alizadeh, M Vazifiedoust, A Farid, 2017. Development and application of a new lake evaporation estimation approach based on energy balance. *Hydrology Research*, nh2017082.
- 78- M Majidi, A Alizadeh, M Vazifiedoust, A Farid, T Ahmadi, 2015. Analysis of the effect of missing weather data on estimating daily reference evapotranspiration under different climatic conditions. *Water Resources Management* 29 (7), 2107-2124.
- 79- Majidi, M., Alizadeh, A., Vazifiedoust, M., Farid, A., & Ahmadi, T. 2015. Analysis of the effect of missing weather data on estimating daily reference evapotranspiration under different climatic conditions. *Water Resources Management*, 29(7), 2107-2124.
- 80- Makkink, G. F. 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Jour. of Inst. Of Water Eng.*, 11:277-288.
- 81- Marvin E. Jensen & Richard G. Allen. 2016. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70. Evaporation, Evapotranspiration, and Irrigation Water Requirements. Second Edition.
- 82- Mawdsley, J. A. and W. Brutsaert. 1973. Computing evapotranspiration by geostrophic drag concept. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*. 99 (HY1):99-110.
- 83- Maysam Majidi, Morteza Sadeghi, Mojtaba Shafiei, Amin Alizadeh, Alireza Farid, Mohammadreza Azad, Majid Vazifiedoust, 2016. A new approach to estimating evaporation from lakes and reservoirs based on energy balance and remote sensing data. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU2016-15922-3.
- 84- McCabe, M. F., and Wood, E. F. 2006. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. *Remote Sensing of Environment*, 105, 271-285.
- 85- Menenti, M., and Choudhury, B. J. 1993. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. In Bolle, H. J..



- 86- Moran M. S., and Jackson R. D. 1991. Assessing the spatial distribution of evapotranspiration using remotely sensed inputs. *J Environ Qual*, 20: 725–737.
- 87- Moran M. S., Jackson R. D., Raymond L. H., Gay L. W., and Slater P. N. 1989. Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic mapper and ground-based meteorological data. *Remote Sens Environ*, 30: 77–87.
- 88- Morton F. I. 1978. Estimating evapotranspiration from potential evaporation: practicality of an iconoclastic approach. *J Hydrol*, 38: 1–32.
- 89- Morton FI. 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology* 66: 1–76.
- 90- Morton, F. I. 1979. Climatological estimates of lake evaporation. *Water Resources Res.*, 15, 64-76.
- 91- Peirong, Lu & Zhang, Zhanyu & Sheng, Zhuping & Mingyi, Huang & Zhang, Zemin. 2019. Effect of Surface Straw Incorporation Rate on Water–Salt Balance and Maize Yield in Soil Subject to Secondary Salinization with Brackish Water Irrigation. *Agronomy*. 9. 341. 10.3390/agronomy9070341.
- 92- Penman, H. L. 1948. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London Series a-Mathematical and Physical Sciences*, 193, 120-and.
- 93- Pereira A.R., and Pruitt W.O. 2004. Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration. *Agricultural Water Management*. 66(3): 251–257.
- 94- Pereira L.S. 2005. Water and Agriculture: Facing Water Scarcity and Environmental Challenges. *Agricultural Engineering International: the CIGR Ejournal* . 7: 1-26.
- 95- Priestley C. H. B., and Taylor R. J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon Weather Rev*, 100: 81–92. 2.3.CO;2.
- 96- Reiniger, P. and B. Seguin. 1986. Surface temperature as an indicator of evapotranspiration and soil moisture. *Remote Sensing Reviews*, 1:277-310.
- 97- Roerink, G. J., Su, Z., and Menenti, M. 2000. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere*, 25, 147-157.
- 98- Rosenberry, D. O., Sturrock, A. M., and Winter, T. C. 1993. Evaluation of the energy-budget method of determining evaporation at Williams Lake, Minnesota, using alternative instrumentation and study approaches. *Water Resources Research* 29 (8), 2473–2483.
- 99- Rosenberry, D. O., Winter, T. C., Buso, D. C., and Likems, G. E. 2007. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology* 340, 149– 166.
- 100- Sabziparvar, A.A., and H. Tabari. 2010. Regional estimation of reference evapotranspiration in arid and semi-arid regions. *J. Irrig. Drain. Eng.* 136 (10): 724–731.
- 101- Schindler, D.W., 2001. The cumulative effects of climate warming and other human stresses on Canadian freshwaters in the new millennium. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 58 (1), 18–29.
- 102- Schmugge T. J., and Becker F. 1991. Remote sensing observations for the monitoring of land surface fluxes and water budgets. In: Schmugge TJ, Andre JC (eds) *Land surface evaporation: measurement and parameterization*. Springer Verlag, Berlin, pp 337–347.
- 103- Sellers P. J., Rasool S. I., and Bolle H. J. 1990. A review of satellite data algorithms for studies of the land surface. *Bull Am Meteorol Soc* 71:1429–1447.



- 104-Song, Z.W., Zhang, H.L., Snyder, R.L., Anderson, F.E., and F. Chen. 2010. Distribution and trends in reference evapotranspiration in the north China plain. *J. Irrig. Drain. Eng.* 136 (4): 240–247.
- 105-Steduto, P., Hsiao, T. C., Raes, D., & Fereres, E. 2009. AquaCrop—The FAO crop model to simulate yield response to water: I. Concepts and underlying principles. *Agronomy Journal*, 101(3), 426-437.
- 106-Steininger, J. L., T. A. Howell, and A. D. Schneider. 1991. Lysimetric evaluation of PET models for grain sorghum, *Agron. J.*, 83:240-247.
- 107-Stewart, R. B., and Rouse, W. R. 1976. A Simple Method for Determining the Evaporation from Shallow Lakes and Ponds. *Water Resources Research*, vol. 12, issue 4, pp. 623-628.
- 108-Su, Z. 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6, 85-99.
- 109-Tabari, H., and S. Marofi. 2010. Changes of pan evaporation in the west of Iran. *Water Resour. Manage.* <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-010-9689-6>
- 110-Thomas, A. 2000. Spatial and temporal characteristics of potential evapotranspiration trends over China. *Int. J. Climatol.* 20: 381–396.
- 111-Thornthwaite C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review.* 38: 55–94.
- 112-Todorovic, M., Albrizio, R., Zivotic, L., Saab, M. T. A., Stöckle, C., & Steduto, P. 2009. Assessment of AquaCrop, CropSyst, and WOFOST models in the simulation of sunflower growth under different water regimes. *Agronomy Journal*, 101(3), 509-521.
- 113-Trachkovich S., and Kolakovitch S. 2009. Estimating Reference Evapotranspiration Using Limited Weather Data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering.* Vol. 135. No. 4.
- 114-Trachkovich S., and Kolakovitch S. 2009. Evaluation of Reference Evapotranspiration Equations Under Humid Conditions. *Water Resource Management.* 23: 3057–3067.
- 115-Trachkovich S., and Kolakovitch S. 2009. Wind-adjusted Turc equation for estimating reference evapotranspiration at humid European locations. *Hydrology Research.* Vol 40. 1: 45-52.
- 116-Trajkovic S. 2007. Hargreaves versus Penman–Monteith under humid conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering.* 133(1): 38–42.
- 117-Turc L. 1961. Estimation des besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise a jour. *Annales Agronomy.* 12(1): 13–49.
- 118-Van Dam, J. C., J. Huygen, J. G. Wesseling, R. A. Feddes, P. Kabat, P. E. V. Van Walsum, P. Groenendijk, C. A. Van Diepen. 1997. Technical Document 45. Theory of SWAP version 2.0. Wageningen Agricultural University and DLO Winand Staring Centre, The Netherlands.
- 119-Van Diepen, C. V., Wolf, J., Van Keulen, H., & Rappoldt, C. 1988. WOFOST: a simulation model of crop production. *Soil use and management*, 5(1), 16-24.
- 120-Verstraeten W. W., Veroustraete F., and Feyen J. 2008. Assessment of evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation. *Sensors* 8:70–117.
- 121-Vörösmarty, C.J., C. A. Federer and A.L. Schloss. 1998. Potential evaporation functions compared on US watersheds: possible implications for global-scale water balance and terrestrial exosystem modeling. *Journal of Hydrology.* 207:147-169.
- 122-Wang, Y., Jiang, T., Bothe, O., and K. Fraedrich. 2007. Changes of pan evaporation and reference evapotranspiration in the Yangtze River basin. *Theor. Appl. Climatol.* 90, 13–23.
- 123-Ward, Andy D. and W. J. Elliot. 1995. *Environmental hydrology.* Lewis publishers.



- 124- Watts, Dr P.J. 2005. Scoping study - Reduction of Evaporation from Farm Dams. Final report to the National Program for Sustainable Irrigation. Feedlot Services Australia Pty Ltd, Toowoomba.
- 125- White WN. 1932. A method of estimating groundwater supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. US Geol Surv Water Supply Pap 659-A
- 126- Wright, J. L. (1982). "New evapotranspiration crop coefficients." J. Irrig. Drain. Div., 108(1), 57-74.
- 127- Zhang, L., R. Lemeur and J. P. Goutorbe. 1995. A one-layer resistance model for estimating regional evapotranspiration using remote sensing data. Agricultural Forest Meteorology. 77:241-261.
- 128- Zhang, L., W. R. Dawes and G. R. Walker. 2001. Response of mean annual ET to vegetation changes at catchment scale. Water Resources Research. 37 (3):701-708



خواننده گرامی

امور نظام فنی اجرایی، مشاوران و پیمانکاران سازمان برنامه و بودجه کشور، با گذشت بیش از چهل سال فعالیت تحقیقاتی و مطالعاتی خود، افزون بر هشتصد عنوان نشریه تخصصی - فنی، در قالب آیین نامه، ضابطه، معیار، دستورالعمل، مشخصات فنی عمومی و مقاله، به صورت تالیف و ترجمه، تهیه و ابلاغ کرده است. نشریه حاضر در راستای موارد یاد شده تهیه شده، تا در راه نیل به توسعه و گسترش علوم در کشور و بهبود فعالیت های عمرانی به کار برده شود. فهرست نشریات منتشر شده در سال های اخیر در سایت اینترنتی nezamfanni.ir قابل دستیابی می باشد.



Guideline for Evaporation Estimation Methods in Different Climatic Conditions

[IR-No.872]

Project Manager: Bahram Saghafian

Authors & Contributors Committee:

Bahram Saghafian	Islamic Azad University, Science and Research Branch	Ph.D. in Civil Engineering (Water Resources)
Mojtaba shafiei	East Water & Environmental Research Institute (EWERI)	Ph.D. in Civil Engineering (Water Resources)
Meysam Majidi khalilabad	Water Engineering Department, KASHMAR Higher Education Institute	Ph.D. in Irrigation Science Engineering
Najmeh Majidi khalilabad	Tavab tose falate shargh consulting engineer co	Ph.D. in Irrigation Science Engineering

Supervisory Committee:

Majid Delavar	Tarbiat Modares University, Faculty of Agriculture	Ph.D. in Agricultural Engineering, Water Structures
Hasan Naghavi	Gilan Regional Water Company	Ms.c. in in Civil Engineering

Confirmation Committee:

Fazlali Jafarian	Freelance Expert	B.Sc. in Geology Engineering
Ali Heidari	Iran Water and Power Resources Development Co.	M.Sc in Civil Engineering
Ali Shahhosseini	Iran water resources management Co.	M.Sc in Groundwater Engineering
Mehdi Shafiefar	Yekom Consulting Engineering Co.	M.Sc in Civil Engineering
Fatemeh Ghobadi Hamzekhani	Iran water resources management Co-Office of technical criteria& regulations in water industry	PhD in Civil Engineering
Hasan Naghavi	Gilan Regional Water Company	Ms.c. in in Civil Engineering



Abstract:

Evaporation is one of the most complex water-loss processes to understand, and plays a key role in water balance assessment. A wide range of meteorological and climatological approaches have been used to estimate areal evaporation. Most of evaporation estimation methods were often subject to rigorous local calibration. Hence these methods have limited global validity. The main concern is that which method can estimate evaporation more accurate especially under missing data and different climatic conditions in Iran. Moreover, since 1980s the general view has evolved that significant spatial variability in evaporation may be important and there is a need for effective methods to determine basin-scale evaporation. Therefore, the current guideline seeks to comprehensively review and analyze all types of evaporation estimation methods, their accuracy and application conditions in different climates of Iran. Overall, the objectives of this guideline are to:

1. Introduce all types of evaporation (transpiration, evaporation from water, evaporation from snow, evaporation from soil and evaporation from groundwater),
2. Provide a comprehensive review of evaporation methods,
3. Review of recent advancements in evaporation estimation at large scale,
4. Determine the most appropriate evaporation methods in different climatic conditions of Iran.

Finally, this guideline can be used by researchers, water balance and agriculture experts and also decision-makers.



Islamic Republic of Iran
Plan and Budget Organization

Guideline for
**Evaporation Estimation
Methods in Different
Climatic Conditions**

IR-No. 872

Last Edition: 03-05-2024

Deputy of Production, Technical & Infrastructure Ministry of Energy

Department of Technical & Executive
Affairs, Consultants and Contractors

nezamfanni.ir

Beurea of Technical & Operation Systems
Development and Hydro-power Dispatching

waterstandard.wrm.ir



این نشریه

با عنوان «راهنمای روش‌های برآورد تبخیر
در شرایط اقلیمی مختلف»، به دنبال بررسی و
تحلیل جامع انواع روش‌های برآورد تبخیر، دقت
و شرایط کاربرد آنها در اقلیم‌های مختلف کشور
می‌باشد.

