

文章编号: 1672-3031(2009)02-0096-09

区域蒸散发监测与估算方法研究综述

刘 钰, 彭致功

(中国水利水电科学研究院 水利研究所, 北京 100048)

摘要: 蒸散发是能量循环与水循环的结合, 是陆面生态过程与水文过程的纽带。准确测定与估算区域蒸散发对气候演变研究、水资源规划与管理、农业节水研究、作物产量模拟及环境问题等方面都具有重要的现实意义。近 30 多年来, 随着技术手段的进步, 蒸散发的监测和估算取得了重大进展, 本文对此进行了分析和评价, 总结了测定作物蒸散发的主要方法, 包括梯度法、土壤水平衡法、蒸渗仪法、波文比法、涡度相关法和闪烁通量仪法等。估算区域植被或作物蒸散发的主要方法包括区域水量平衡法、彭曼综合法、互补相关法等。本文综述了各种方法的基本原理及优缺点, 分析了不同方法反映不同尺度蒸散发的适应性, 提出了估算区域蒸发目前存在的问题以及未来的发展前景。

关键词: 区域蒸散发; 监测技术; 估算方法; 适用性; 综述

中图分类号: S161.4

文献标识码: A

区域水循环包括降水、径流、入渗、蒸发等过程。其中, 地表不同下垫面向大气的水分散发(包括土壤蒸发和植物蒸腾两方面, 简称 ET), 是陆面生态过程的关键参数, 也是流域水循环研究和水资源管理最重要的分量之一。在当前水资源严重短缺的情况下, ET 的监测和总量控制对流域的水资源管理、区域规划和可持续发展研究至关重要。准确测定与估算区域蒸散发对气候演变研究、水资源规划与管理、农业节水研究、作物产量模拟及环境问题等方面都具有重要的现实意义。自 1802 年 Dalton 提出计算蒸发的公式以来, 蒸散发理论取得了重大进展, 监测和估算蒸散发的方法也有很大改进, 这些方法从不同角度反映了蒸散发过程的规律和特征。本文对监测和估算蒸散发的方法进行综述, 分析不同方法反映不同尺度蒸散发的适应性。总结这些方法对开拓区域蒸散发研究的新途径具有指导作用。

1 蒸散发测定方法研究现状

近 30 多年来, 随着技术手段的进步, 蒸散发的监测和估算取得了重大进展。20 世纪 50、60 年代考虑不同作物在不同气象条件下的蒸散发的监测和计算已经成熟; 20 世纪 80 年代大气近地层观测技术与地气间能量和物质交换的研究大大提高了蒸散发的观测和计算精度。目前测定作物蒸散发的主要方法有: 梯度法、土壤水量平衡法、蒸渗仪法、波文比法、涡度相关法和闪烁通量仪法等。

1.1 梯度法 基于地面边界层梯度扩散理论, Holzman 和 Thornthwaite 于 1939 年首次提出梯度法, 即紊流扩散法。该理论认为近地层气象要素的垂直梯度受大气传导性制约, 由此可依据近地层气象要素和湍流扩散系数求出某一点的潜热通量, 并应用紊流传导方程推求腾发量, 计算公式为^[1]:

$$ET = \frac{\rho K^2 (u_1 - u_2) (e_2 - e_1)}{P_a \left[\ln \frac{z_2}{z_1} \right]} \tag{1}$$

式中: ET 为腾发量, $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; ρ 为空气密度, $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$; ϵ 为水的分子量与空气的分子量之比; P_a 为大气压, Pa ; e_1, e_2 为对应于离地面高度为 z_1 和 z_2 处的水汽压, Pa ; u_1, u_2 为对应于离地面高度为 z_1 和 z_2

收稿日期: 2009-04-10

基金项目: 国家 973 计划课题(2006CB403405); 水利部“948”项目资助(200602)

作者简介: 刘 钰(1955-), 女, 福建福州人, 教授级高级工程师, 主要从事节水灌溉理论与技术研究。E-mail: liuyu@iwahr.com

处的平均风速, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; K 为卡曼常数。

梯度扩散理论属于半经验半理论性, 具有一定物理基础, 在通量计算中仅需测定物理属性的廓线分布, 实际应用中具有简单方便的特点, 同时克服了能量平衡法在干燥大气条件下不适用的缺点, 因此, 长期以来该方法成为测定和计算下垫面和近地大气层之间的动量、热量和物质传输的主要方法^[2]。但梯度扩散理论成立的前提条件是湍流涡度的尺度远小于梯度变率的空间尺度, 即要求湍流运动是局地性的, 在近地大气层中许多情况下该条件难以满足。梯度扩散理论推求的大多试验都是在均匀平坦粗糙度比较小的草地、水面进行的, 在该特定情况下此理论与实际吻合较好, 但近年来的一些试验已发现梯度扩展理论应用在平流逆温的非均匀下垫面、粗糙度很大的植物覆盖、植物冠层内部等 3 种情况下存在较大问题^[3]。

1.2 土壤水量平衡法 土壤水量平衡法是间接测定腾发量的方法, 其基本原理是在明确作物根系吸水层土壤中的来水和去水分量基础上, 测定除腾发量外的各分量, 采用余项法计算腾发量, 计算公式如下:

$$ET = P + I + G - D - \Delta S \quad (2)$$

式中: ET 为腾发量, mm ; P 为有效降水量, mm ; I 为灌溉水量, mm ; G 为地下水对根区土壤的毛管上升补给量, mm ; D 为深层渗漏量, mm ; ΔS 为土壤储水量的变化量, mm 。

采用土壤水量平衡法估算腾发量不受气象条件限制、能适用于各种下垫面。但需测定水量平衡各分量, 各分量的测量会引入误差, 其误差会集中到腾发量的估算。由于水平衡各分量在降水、或灌溉期间及之后一段时间呈非稳状态, 短期内难以精准测定水平衡各分量, 利用水平衡法只能估算较长时段的腾发量, 一般可测定一周以上的腾发量^[4]。另外, 在土壤特性和土地利用等下垫面条件较为复杂的条件下应布置更多的测点以确保估算精度。目前, 时域反射仪(TDR)及土壤水分自记系统等可连续、准确测定土壤含水量, 土壤水分监测手段的改进有利于推动水量平衡法在估算腾发量中的应用。

1.3 蒸渗仪法 蒸渗仪是一种设在农田或有控制降雨设施的试验场内的装满土壤的大型仪器, 通过蒸渗仪内铺设的观测设备测定或计算出蒸渗仪内的水分消耗量。蒸渗仪法是直接测定蒸发蒸腾量的方法, 分为非称重式和称重式两种。在地下水位埋深较浅的地区, 一般采用控制地下水位和测定补偿水量的非称重式蒸渗仪, 其测量精度稍差, 测定时间间隔为 5~ 10d。称重式蒸渗仪有机械称重、液压称重、浮力称重、电子称重和机械- 电子称重等类型, 原理是通过测定某时段内蒸渗仪总重量的变化, 确定时段内的蒸发蒸腾量。称重式蒸渗仪测定精度可达 0.01~ 0.02mm, 而且可每小时、甚至每几分钟自动记录数据。通过建造大尺寸蒸渗仪以及保持蒸渗仪内作物与周围大田一致等措施, 可减小边界效应的影响。蒸渗仪内增加不同深度土壤水分的监测, 可提高测量精度。蒸渗仪已成为测定农田蒸散发的重要实验仪器。

微型蒸渗仪(Micro-Lysimeter)是一种用于测定作物棵间蒸发的器皿, 与大型蒸渗仪结合, 可区分农田蒸散量中的作物叶面蒸腾和棵间土面蒸发。微型蒸渗仪由 Boast 等(1982)首次使用并进行了评价, 以后国内外许多学者相继使用这种方法开展实验研究, 取得了满意的效果。但微型蒸渗仪技术仅适宜于降雨较少的地区或季节, 而且由于微型蒸渗仪内作物根系吸水及底部水分通量被阻断, 造成蒸发器内外的土壤含水量存在差异, 所以器内土样需频繁更换, 否则会加大误差。

1.4 波文比法 基于地面能量平衡方程和近地层尺度扩散理论, 以下垫面的水热交换为基础, 在假定热量交换系数和水汽的湍流交换系数相等的情况下, Bowen 于 1926 年提出了波文比(β)概念。波文比被定义为地表能量平衡方程中显热通量与潜热通量之比, 可通过简化下垫面的能量平衡方程推求腾发量, 计算公式如下^[5]:

$$\beta = \frac{H}{\lambda ET} = \gamma \left[\frac{t_1 - t_2}{e_1 - e_2} \right]; H = \frac{\beta(R_n - G)}{(1 + \beta)}; ET = \frac{R_n - G}{\lambda(1 + \beta)} \quad (3)$$

式中: β 为波文比; H 为显热通量密度, $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; ET 为蒸发蒸腾量, $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$; λ 为水的汽化潜热, $\text{MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$; γ 为干湿球常数, $\text{kPa}\cdot\text{℃}^{-1}$; Δt 为两个高度温度差, ℃ ; Δe 为两个高度水汽压差, kPa ; R_n 为净辐射, $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; G 为土壤热通量, $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

波文比法具有物理概念明确、实测参数少、计算方法简单, 并能在不破坏下垫面条件下连续观测大

面积(约 1 000m²) 和小时间尺度(小于 1min) 的潜热通量^[6], 如温湿度监测数据准确, 则能获得较高估算精度^[7]。随着计算机技术和气象要素观测自动化的发展, 自 20 世纪 80 年代以来该法作为估算腾发量较为可靠的方法, 获得了广泛应用^[8,9]。利用该方法估算腾发量的精度主要取决于净辐射与 β 值, 而 β 值的计算需要地面以上两个不同高度间的气温差及水汽压差的数据, 为此对波文比干湿表测定精度要求较高。采用波文比能量平衡法估算腾发量是基于热量交换系数与湍流交换系数相等的假设, 该假设使方程的应用限于中性大气层结状态; 而在非均匀下垫面、平流逆温及非均匀平流条件下采用该法推求腾发量会产生较大误差^[10]。此外, 在早晚时段或土壤干旱的条件下, 因净辐射和土壤热通量的差值很小, 甚至为负值, 采用波文比能量平衡法估算腾发量的误差也较大^[11]。

1.5 涡度相关法 涡度相关方法由澳大利亚著名微气象学家 Swinbank 在 1951 年首次提出。如果有垂直风速、温度和空气湿度的快速准确观测, 每秒钟采样 10 次或更高, 连续采样 15~ 60min, 以覆盖对近地层通量输送有贡献的主要湍流, 则可由采样所得风、温、湿脉动资料计算相应脉动量的协方差, 进而由以下各式直接计算各湍流通量^[12]:

$$\tau = - \rho_a \overline{w'u'}; H = \rho C_p \overline{w'T'}; ET = \rho \overline{w'q'} \tag{4}$$

式中: λET 为潜热通量密度, $W \cdot m^{-2}$; H 为显热通量密度, $W \cdot m^{-2}$; τ 为动量通量密度, $W \cdot m^{-2}$; w' , T' 和 q' 分别为垂直风速、温度和比湿的脉动值; ρ_a 为空气密度, $g \cdot m^{-3}$; C_p 为空气定压比热, $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ 。

1961 年 Dyer 做了第一台涡动通量仪。后来经过了一系列的改进, 形成了今天的涡度相关仪。涡度相关法理论基础坚实可靠, 不需要太多的假设和经验参数, 是一种直接测量显热和潜热通量的好方法, 其结果常常用作其它方法的检验标准。但这种方法对仪器的精度和灵敏度要求较高, 设备比较昂贵, 数据处理量大, 有风浪区要求。此外, 涡度相关仪测量的是小面积上的通量, 要获得区域值则需要建立观测网。

涡度相关法中通量过程的测定是基于湍流交换的空气动力学原理, 其能量平衡闭合度受湍流交换水平的强弱影响, 如夜间大气层结稳定, 湍流强度弱, 测量系统能量闭合度低, 数据质量不高。由于外部因素作用如雨季探测感应头易受潮或者鸟粪便滴落在感应头上, 都会造成监测仪器运转异常^[13-14], 所以运用涡度相关法进行通量测定, 需对系统进行频繁维护和定期保养以保证监测精度。另外, 该测量系统要求下垫面平坦, 若测定异质性较大的下垫面, 监测面积的不匹配会造成较大的能量不闭合。

1.6 闪烁通量仪法 闪烁通量仪由华人王庭义 1978 年提出设想, 后由美国 NOAA(国家海洋大气署) 波传播实验室制成仪器。闪烁通量仪有很多种, 但它们的原理基本相同, 只是在孔径或电磁波波长上有所区别。20 世纪 90 年代开始, 大孔径激光闪烁仪(LAS) 开始广泛用于测量区域(千米尺度) 平均地表通量, 由于与遥感影像的尺度匹配, 该方法已成为验证遥感模型最有效的手段。大孔径激光闪烁仪由发射器和接受器组成, 两者之间有一定路径, 发射器发射电磁波, 接收器则测量接收信号的密度变化, 从而直接测量空气的折射率强度和折射率的结构参数(C_n^2), 并由此推算湍流通量。由于闪烁通量仪的测量原理是建立在莫宁奥布赫夫(Monin-Obukhove) 的半经验相似理论基础上, 因此其测量精度受到两方面的制约: “饱和” 效应与 “内尺度” 效应。目前, 许多研究文献表明, 大孔径激光闪烁仪用于遥感影像像元尺度通量的验证, 在有平流或非均匀下垫面情况下, 及大面积的区域通量的研究中都是可靠和成功的。而且, 闪烁通量仪是唯一能直接测量面元尺度显热通量的仪器^[15]。

2 蒸散发估算方法研究现状

估算区域植被或作物蒸散发的主要方法有: 水量平衡法、彭曼综合法、互补相关法等。区域蒸散发的估算方法与计算的时间尺度、空间尺度以及所掌握的水文气象数据及植被土壤参数的多少均有很大关系。每种方法都是根据一定的对象和条件发展起来的。

2.1 区域水平衡法 区域水平衡法是通过水文监测确定除蒸散发外的其他水均衡要素, 用余项法推求区域耗水量。计算公式为:

$$ET = P + I - O \tag{5}$$

式中: ET 为区域蒸散量, mm; P 为降水量, mm; I 为入境水量, mm; O 为出境水量, mm。

区域尺度的水量平衡法不受下垫面和气象条件限制, 可以计算较大时间尺度和空间尺度的腾发量。该方法的缺陷是: (1) 不能解释腾发的动态变化过程及其物理意义; (2) 由于区域尺度下垫面极其复杂, 区域水平衡法难以得到详细的腾发量空间分布; (3) 由于一些水均衡要素很难精确测量, 因而不得不简化求解, 这使得水均衡各项的估算误差以及测量手段的误差都集中到余项蒸散发上, 影响了估算精度。

2.2 彭曼综合法 基于能量平衡和质量传输理论, Penman 于 1948 年首次提出利用标准气象观测数据 (包括辐射、温度、湿度和风速) 计算开阔水面的蒸发量, 并通过引入阻力因子将该公式应用于植被表面腾发量计算^[6]。自彭曼公式发表以来, 许多科研人员对其进行了大量的修订及改进工作, 形成了多种形式的修正彭曼公式。彭曼于 1953 年提出了单个叶片气孔蒸腾的模型, 尔后 Covey 于 1959 年把气孔阻力的概念推广到整个植被表面; 1965 年 Monteith 在 Penman 和 Covey 等人的研究基础上, 提出了考虑边界层阻力的作物腾发量计算模型, 即 Penman-Monteith 公式。该模型既考虑了空气动力学和辐射项的作用, 又涉及到作物的生理特征, 具有很好的物理基础和较高计算精度, 能清楚地表达腾发的变化过程及其影响机制, 为非饱和下垫面腾发量计算开辟了新途径, 计算公式如下:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left[1 + \frac{r_s}{r_a} \right]} \quad (6)$$

式中: R_n 为净辐射, $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$; G 为土壤热通量, $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$; e_s 为饱和空气水汽压, kPa; e_a 为空气水汽压, kPa; ρ_a 为恒压时的空气平均密度, $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$; c_p 为空气的定压比热, $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$; Δ 为饱和水汽压与温度关系曲线的斜率, $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$; γ 为湿度计常数; r_s 为冠层表面阻力, $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$; r_a 为空气动力学阻力 $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ 。

采用 Penman-Monteith 模型计算作物腾发量时, 不仅需要收集相关气象数据, 还需考虑作物冠层气孔阻抗的取值。作物冠层阻抗受作物高度、地面覆盖度、叶面积指数和土壤水分状况等多种因素影响, 准确获取存在一定困难, 这在一定程度上限制了该模型推广应用。为避免该问题, 并使计算公式统一化、标准化, 利用参照作物法计算作物腾发量成为较好选择, 该法先计算参照作物腾发量(ET_0), 再利用作物系数进行修正, 计算公式如下:

$$ET_c = K_c \times ET_0 \quad (7)$$

式中: ET_c 为作物需水量, mm; K_c 为作物系数; ET_0 为参照腾发量, mm。

采用 Penman-Monteith 公式计算作物需水量是基于空气边界层为中性稳定层结的假定, 即动量输送阻抗与热量输送阻抗相等; 同时把植被看成一个整体, 假定作物冠层为一片大叶, 作物潜热交换发生在叶面上, 得出计算植被覆盖地表的实际腾发量模型。该模型应用在下垫面变化不大的农田腾发量计算中可行, 而对应用在非均匀下垫面如植被组成复杂、稀疏植被或裸土地表的腾发量计算中误差较大。

2.3 互补相关法 互补相关理论考虑了实际腾发量与潜在腾发量二者间的相互作用关系, 最早由 Bouchet 提出^[17]。该理论认为在 $1 \sim 10 \text{ km}^2$ 均一下垫面, 若外界输入能量恒定, 当供水充分时实际腾发量与潜在腾发量相等; 当下垫面供水不足时实际腾发量减少, 而潜在腾发量增加, 二者间的变化量相等, 两种腾发量的互补关系如下:

$$ET_a + ET_c = 2ET_w \quad (8)$$

式中: ET_a 为实际腾发量, mm; ET_c 为潜在腾发量, mm; ET_w 为湿润环境腾发量, mm。

利用互补相关法估算腾发量仅需气温、风速和湿度等常规气象观测资料, 不包括如径流、土壤湿度及降水量等不易获取的资料, 同时计算相对简单, 有助于大范围推广应用。自互补相关理论被提出以来, 部分学者尝试利用该法估算实际腾发量, 并与采用其它方法获得腾发量进行对比, 从而论证了潜在腾发量与实际腾发量间存在互补相关关系^[18]; 也有部分学者从理论方面对腾发互补相关法进行了证明^[9]。基于腾发互补假设, 目前有 3 种典型互补腾发模型: 平流-干旱互补相关模型^[20]、区域腾发互补相关模型^[21]、非饱和面腾发互补模型^[22]。国内外相关学者对该 3 种代表性模型的估算精度及地域适宜

性进行对比分析,认为与另外两种模型相比,平流-干旱互补相关模型估算精度较高^[23]。利用互补相关法估算腾发量是基于无平流影响及外界能量输入恒定下的假定,而在实际流域系统中因平流存在会影响区域水量与能量平衡^[24]。许多研究发现,实际腾发量与潜在腾发量并不严格满足互补关系^[25],同时互补关系还存在时间和区域变异性^[26]。为此,利用互补相关法估算区域腾发量,模型中参数应考虑流域实际,利用实测资料进行模型率定及验证;该模型对湿度数据精度要求较高,且不适用于下垫面陡变区域的腾发量估算。

3 蒸散发遥感模型研究现状

20 世纪中后期,随着遥感技术的不断发展,国内外相继开展了利用卫星遥感技术估算区域蒸散量的研究。由于卫星遥感具有很好的时效性和区域性,因而借助遥感手段使传统的蒸散发估算方法在不同时空尺度上得以扩展。克服了地面监测方法中定点观测难以推广到大区域的局限性,因此利用遥感技术估算区域蒸散量具有很好的应用前景和巨大的发展潜力。

3.1 基于能量平衡原理的遥感蒸发模型 地表能量平衡是遥感蒸散发估算的理论基础,在不考虑水平方向能量输送情况下的地表能量平衡方程一般可达为:

$$R_n - G = \lambda ET + H \tag{9}$$

式中: R_n 、 G 分别为净辐射和土壤热通量, $W \cdot m^{-2}$; H 与 λET 分别为显热和潜热能量, $W \cdot m^{-2}$ 。净辐射可由太阳入射角、地表反照率、地表比辐射率、地表温度和大气下行辐射等确定,土壤热通量通常表达为净辐射和下垫面特征参数如叶面积指数(LAI)或植被覆盖度的经验关系,这其中部分参数可以通过遥感获得,如地表反照率、地表温度、 LAI 以及覆盖度等,这两项的遥感参数化方法目前已比较成熟,因此基于能量平衡的遥感模型的核心是如何确定 H 与 λET 。

单层模型不区分土壤和植被,把地表视为一张大叶与外界进行水分和能量的交换,因此也称“大叶”模型。单层模型物理意义明确,但实际应用中的下垫面并非单一均匀组成,从而造成误差,同时模型中计算潜热通量的表面阻抗也不易获取。为了避免表面阻抗估算不确定性带来的误差,多采用余项法。这种方法的思路是:先用地表-大气间的温度梯度和空气动力学阻抗计算显热通量,然后将潜热通量作为能量平衡的剩余项得出。显热通量计算公式如下:

$$H = \rho_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \tag{10}$$

式中: r_a 为空气动力学阻抗, $s \cdot m^{-1}$; T_s 为地表温度, $^{\circ}C$; T_a 为参考高度的气温, $^{\circ}C$, ρ 为空气密度, $kg \cdot m^{-3}$; C 为空气定压比热容, $J \cdot kg^{-1} \cdot ^{\circ}C^{-1}$ 。

单层模型应用中所遇到的一个问题是,遥感获取的辐射表面温度并非显热通量计算所要求的地表温度。根据空气动力学相似性理论,与湍流热通量直接相关的是冠层空气动力学温度,该温度是气温廓线向下延伸到冠层中通量源(汇)高度处的空气温度。遥感得到的表面温度实质上是植被群叶几何结构、温度垂直廓线和土壤表面温度的函数,并受总体比辐射率、太阳高度角和视场角大小等因素影响。许多研究表明空气动力学温度与辐射表面温度在浓密的植被中相差 1~2 $^{\circ}C$,在稀疏植被下的差距则可达 10 $^{\circ}C$ 或更大^[27]。通常修正方法有两种: (1) 在空气动力学阻抗之外加一项“剩余阻抗” r_a ,或者其等价形式热扩散系数 KB^{-1} ,但 B^{-1} 随下垫面条件和气象条件变化很大,很难找到一个确定的表达式^[28]; (2) 利用经验公式直接调整辐射温度和空气动力学温度的温差,如 Chehbouni 等通过模拟稀疏植被的地表辐射温度和空气动力学温度的关系^[29],提出了一个经验公式: $T_0 - T_a = \beta(T_r - T_a)$,其中 β 采用 LAI 的负指数形式估算。但 β 与很多因素相关,如植被类型、生长状况、土壤湿度以及气象条件等,很难建立辐射温度与上述温差之间稳定的转换关系^[30]。此外, Matsushima^[31] 发现在倾斜观测条件下传感器观测的植被组分面积变大,遥感辐射温度更接近于热源处的空气动力学温度,因此在较大天顶角下观测到的辐射温度能可靠的估算显热通量。

大多数情况下植被冠层并非单一、均匀和致密,为了考虑土壤对稀疏植被地表通量的贡献,

Shuttleworth 和 Wallace^[32] 提出了一个描述冠层湍流热通量的双层模型 (S-W 双层模型), 该模型提出后, 经过很多学者的完善和验证, 目前已经发展成为一种表述地表热通量和传输规律的经典模型。模型假设水汽和热量的两个源是互相叠加的, 下层土壤的通量只能透过顶部冠层才能传输出去, 从整个冠层发散的总通量是各组分通量之和。S-W 双层模型较好地描述了稀疏植被下土壤和植被能量耦合规律, 因此在稀疏植被地区得到了广泛应用^[33]。但当只能得到一个表面辐射温度时, 方程是不封闭的, 在求解时往往需要引入另外的假设或者限制条件等, 因而较大程度上限制了模型的应用^[34]。采用多角度热红外数据反演土壤和植被组分温度, 使方程得以闭合, 被认为是解决这一问题的目前最有效方法^[35]。

遥感模型得到蒸发的一般都是瞬时值, 在实际应用中需要得到 1d 的蒸发数据时, 往往采用蒸发比法。该方法认为在能量平衡中各通量组分的相对比例在白天稳定不变, 即:

$$\frac{\lambda ET_d}{F_d} = \frac{\lambda ET_i}{F_i} = ER \quad (11)$$

式中: λET_d 为白天的累积蒸散量; F_d 为能量平衡中某个分量的白天累积值; λET_i 和 F_i 分别是白天蒸散量和能量分量的瞬时值; ER 为蒸发通量比率。当 F 为有效能量 $R_n - G$ 时, ER 为蒸发比。蒸发比法在晴天条件下可获得较好的结果, 但如果有云, 则需考虑云对辐射的影响。同时, 该方法忽略了夜间蒸发, 进行长期蒸发计算时, 必须考虑该项。此外, 也有研究者认为晴天条件下潜热通量日变化呈正弦函数分布^[36]; 或者采用参考作物腾发量将瞬时通量扩展为日蒸发, 这种方法相对蒸发比方法更稳定^[37]。

3.2 经验模型 Jackson^[38] 等提出采用正午的热红外地表温度与气温之差估算全天的显热通量, 这种方法简单易行, 只需要中午的一次热红外温度观测就可以计算全天的蒸散量。但显热通量与温差的经验关系多是通过观测值回归得到, 有很大的区域局限性。另一方面, 地表温度 (T_s) 与植被指数 (主要是 $NDVI$) 同蒸散发和土壤水分的关系一直以来受到广泛的关注。Price^[39] 等发现当研究区域的植被覆盖度和土壤水分条件变化范围较大时, T_s 和归一化植被指数 ($NDVI$) 形成的散点图, 呈三角形; Moran^[40] 等发现对灌溉农田而言, 植被覆盖度与地气温差散点图呈梯形, 通过已知的气象条件确定梯形的 4 个顶点, 梯形内任一点的缺水状况采用水分亏缺指数 (WDI) 定义, 由该点的地气温差与最大最小的地气温差决定, 同时根据能量平衡原理采用 WDI 计算实际蒸散发。Jiang^[41] 等将该梯形空间简化成三角形, 认为完全植被覆盖区域不存在水分胁迫, 同时采用 Priestley-Taylor 公式计算各象元的实际蒸散发。Nishida^[42] 等采用植被指数-地表温度散点图关系推算土壤的特征温度 (最高、最低温度), 来计算土壤组分的蒸散比, 但土壤最高特征温度对 $W-T_s$ 散点图的干边非常敏感, 不确定性很大。

3.3 陆面过程模型 陆面过程模型是用来研究陆地-大气之间水、能量及其物质交换过程的模型, 已由最初简单的“水桶”模型发展到具有高度物理机制的土壤-植被-大气传输模型。陆面过程模型能提供连续的地表水热过程模拟, 但模型对陆面-大气过程的参数化方案非常敏感, 模型驱动数据包括大气边界条件输入和初始边界条件的不确定性, 模型植被和土壤参数难以确定等都成为陆面过程模型用于地表水热过程精确模拟的障碍^[43]。随着遥感技术的发展, 它在陆面过程研究中的应用受到越来越多的关注, 已成为陆面过程研究的热点课题。遥感在陆面过程模型中的应用主要包括以下几个方面: (1) 确定陆面过程模型初始参数如土地利用、植被分布、随季节变化的 $NDVI$ 、 LAI 、光合有效辐射比率 (FPAR) 等生物物理参数; (2) 提供陆面模型的输入变量, 包括降水、雪盖、地表温度等; (3) 优化陆面模型参数: 通过敏感性实验, 不断改变陆面模型的参数, 检验模拟结果是否与观测一致, 达到优化参数的目的; (4) 估计和优化模型状态变量: 调整模型状态变量, 使得辐射传输模型模拟得到的光谱反射率或后向散射强度与遥感获得的光谱反射率或后向散射强度的方差最小化, 最终得到优化的陆面模型状态变量^[44-45]。

综上所述, 尽管遥感不能直接测量蒸发蒸腾, 但充分利用其时空连续性和大跨度的特点, 可将地面实测值通过卫星遥感扩展到大的区域或流域上。同时, 在遥感反演区域蒸发蒸腾量时, 能够充分考虑蒸发蒸腾的主要驱动因子-太阳辐射, 利用能量平衡原理, 在综合考虑净辐射通量 R_n 、土壤热通量 G 和显热通量 H 的基础上, 通过能量平衡方程获得区域不同时间段的蒸发蒸腾量。多波段卫星遥感还可以测量或反演水文气象模式所需的一些基本地面参数, 能够相对准确地描绘蒸发蒸腾的空间分布。这些遥感反演区域蒸发蒸腾的能力和特点, 为进行宏观尺度的蒸发蒸腾的监测和计算提供了相对可靠的工具。

当然,在认识遥感监测蒸发蒸腾优势的同时,不能否认遥感反演蒸发蒸腾受到卫星影像监测范围和时间上的局限,其反演结果的精度还不够高,且未全面考虑蒸发蒸腾的水循环特性。但是,随着遥感技术和反演模型的进一步发展,其对蒸发蒸腾的反演精度将会得到进一步提高。

4 问题与展望

在当前水资源日趋短缺情况下,区域 ET 的监测与总量控制对流域的水资源可持续发展具有重要的现实意义,促使估算区域腾发量的方法得到较快发展。区域腾发量的估算方法研究呈现以下趋势和特点:(1)估算腾发量的时间尺度由大的时间尺度(如年、月)向较小时间尺度(如小时、分钟)及时间序列拓展;(2)估算腾发量的空间尺度从田间小尺度向灌区、流域等大尺度扩展。

测定和估算不同尺度蒸散发的方法其适用性表现出一定差异,其中水量平衡法虽不受气象条件限制,但难以估算短期腾发量;互补相关法仅需较易观测的常规气象资料,且计算简单,但不适用于下垫面陡变区域;微气象学法具有较强的物理背景,但对变异性较大的下垫面不适用;遥感法克服了传统点源地表观测的局限性,可获得不同区域尺度腾发量,并在一定程度上解决了大尺度腾发量的空间分布问题,但限于时间尺度扩展等方法的局限性,其估算精度有待提高。

未来 ET 监测研究仍需以完善现有估算区域腾发量模型及方法为主,为加强估算模型中参数的确定及模型率定工作,应把不同区域尺度腾发量估算方法有机结合起来,综合研究多尺度下腾发量估算的协调性及有机整合,以及不同尺度间的相互转换途径和方法,以期取得突破性进展。在实际工作中,应对研究对象及试验条件全面考虑,根据各种估算方法的特点及局限性进行优选。同时要不断提高监测仪器的测定精度以降低观测误差,确保所获数据的质量,这也是检验和改进腾发量估算法的基础。与估算区域腾发量的传统方法相比,遥感监测具有时空连续性及跨度大的特点,随着遥感技术的革新,利用遥感估算区域腾发量具有无可替代的优越性,所以该法将是区域腾发量估算研究的主要发展方向。

尽管区域水热通量的遥感反演还存在很大的不确定性,大量的研究都表明遥感在区域地表水热通量模拟中的作用是无可替代的。作为蒸散模型最主要的信息来源,遥感能提供 LAI 、植被覆盖度、地表温度等地表特征信息,同时新的传感器尤其是在多角度热红外波段和微波波段的开发,能提供模型所需要的地表组分温度和土壤水分的初始输入,降低地表通量模拟过程的不确定性。但另外一方面,地表水热过程涉及到植被生理活动、地气能量交换以及边界层热力学和动力学状况等,过程复杂且时空变化大。目前,对上述过程机理的认识还有很多不清楚的地方,蒸发模型本身还需要进一步改进和完善。此外,由于区域地表和大气非均匀性带来的尺度问题,也是遥感模型应用中必须解决的一个关键问题。新技术的发展如大孔径闪烁仪(LAS)等为遥感反演的区域验证带来了希望,同时也会促进对不同尺度的水热通量传输机理的深入认识。由于遥感自身的瞬时性,不能提供地表连续的蒸散发过程,而陆面过程模型能连续模拟地表水热过程,因而遥感数据与陆面过程模型的同化也是一个很有前途的发展方向。

参 考 文 献:

- [1] Alves I, Perrier A, Pereira L S. Aerodynamic and surface resistance of complete cover crops: How good is the “big leaf”? [J]. Transaction of ASAE, 1998, 41(2): 345– 351.
- [2] 朱治林, 陈发祖, 孙晓敏, 等. 绿洲边缘地带温湿风的廓线特征及其通量计算[J]. 干旱区地理, 1995, 18 (2): 77– 83.
- [3] 陈发祖. 梯度扩散理论在能量和物质输送计算中的若干问题[J]. 地理研究, 1990, 9(2): 76– 84.
- [4] 汪明霞, 陈晓飞, 王铁梁, 等. 腾发量的测定和计算方法研究综述[J]. 中国农村水利水电, 2006, (12): 9– 12.
- [5] Arya S P. Introduction to micrometeorology[M]. Academic Press, 242– 256.
- [6] Manuel I, Francesc C. Simplifying daily Evapotranspiration estimates over short full canopy crops[J]. Agronomy Journal, 2000, 92: 628– 632.

- [7] Tyler S W, Kranz S, Parlange M B, et al. Estimation of groundwater evaporation and salt flux from Owens Lake, California, USA[J]. Journal of hydrology, 1997, 200: 110– 135.
- [8] Tattari S, Ikonen J P, Sucksdorff Y. A comparison of evapotranspiration above a barley field based on quality tested Bowen ratio data and Deardorff modeling[J]. Journal of Hydrology, 1995, 170: 1– 4.
- [9] Yrisarry J J B, Naveso F S. Use of weighing lysimeter and Bowen-ratio energy-balance for reference and actual crop evapotranspiration measurements[J]. Acta Horticulturae, 2000, 537(1): 143– 150.
- [10] Barr A G, King K M, Gillespie T J, et al. A comparison of Bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above a deciduous forest[J]. Boundary-Layer Meteorology, 1994, 71: 21– 41.
- [11] 王笑影. 农田蒸散估算方法研究进展[J]. 农业系统科学与综合研究, 2003, 19(2): 81– 84.
- [12] 郭家选, 梅旭荣, 卢志光, 等. 测定农田蒸散的涡度相关技术[J]. 中国农业科学, 2004, 37(8): 1172– 1176.
- [13] Baldocchi D, Valentini R, Running S, et al. Strategies for measuring and modeling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems[J]. Global change biology, 1996, 2(3): 159– 168.
- [14] 刘晨峰, 张志强, 查同刚, 等. 涡度相关法研究土壤水分状况对沙地杨树人工林生态系统能量分配和蒸散日变化的影响[J]. 生态学报, 2006, 26(8): 2549– 2557.
- [15] 黄妙芬. 地表通量研究进展[J]. 干旱区地理, 2003, 6(2): 159– 165.
- [16] 段爱旺, 孙景生, 刘钰, 等. 北方地区主要农作物灌溉用定额[M]. 北京: 中国农业科学技术出版社, 2004.
- [17] Bouchet R J. Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique[J]. International association of hydrological science, 1963, 62: 134– 142.
- [18] 邱新法, 曾燕, 缪启龙, 等. 用常规气象资料计算陆面年实际蒸散量[J]. 中国科学 D 辑, 2003, 33(3): 281– 288.
- [19] Szilagyi J. On Bouchet's complementary hypothesis[J]. Journal of hydrology, 2001, 246(1– 4): 155– 158.
- [20] Brutsaert W, Stricker H. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration [J]. Water Resources Research, 1979, 15(2): 443– 450.
- [21] Morton F L. Operational estimates of area evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology [J]. Journal of Hydrology, 1983, 66: 1– 76.
- [22] Granger R J. An examination of the concept of potential evaporation[J]. Journal of Hydrology, 1989, 111(1– 4): 9– 19.
- [23] 刘绍民, 孙睿, 孙中平, 等. 基于互补相关原理的区域蒸散量估算模型比较[J]. 地理学报, 2004, 5(3): 331 – 340.
- [24] Tanner C B. Factors affecting evaporation from plants and soil[J]. Journal of Soil and Water conservation, 1957, 12: 221 – 227.
- [25] Parlange M B, Katul G G. An advection-aridity evaporation model[J]. Water Resources Research, 1992, 28: 127– 132.
- [26] Debruin H A R, Keijman J Q. The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large shallow lake in the netherland [J]. Journal of Applied Meteorology, 1979, 18: 898– 903.
- [27] Kustas W P, Choudhury B J, Moran M S, Reginato R J, Jackson R D, Gay L W, Weaver H L. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data [J]. Agricultural Forest Meteorology, 1989, 44: 197– 216.
- [28] Lhomme J P, Monteny B, Troufleau D, Chehbouni A, Bauduin S. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation II. A model for the kB-1 parameter[J]. Journal of Hydrology, 1997, 188– 189: 839– 854.
- [29] Chehbouni A, Lo Seen D, Njoku E G, Monteny B. Examination of the difference between radiative and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surface[J]. Remote Sensing of Environment, 1996, 58: 177– 186.
- [30] Chehbouni A, Nouvellon Y, Lhomme J P, Watts C, Boulet G, Kerr Y H, Moran M S, Goodrich D C. Estimation of surface sensible heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2001, 108: 55– 65.
- [31] Matsushima D, Kondo J. A proper method for estimating sensible heat flux above a horizontal-homogeneous vegetation canopy using radiometric surface observations[J]. Journal of Applied Meteorology, 1997, 36: 1696– 1711.
- [32] Shuttleworth W J, Wallace J S. Evaporation from sparse crops: an energy combination theory[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1985, 111(469): 839– 855.

[33] Friedl M A. Modeling land surface fluxes using a sparse canopy model and radiometric surface temperature measurements [J]. Journal of Geophysical Research, 1995, 100(D12) : 435– 446.

[34] Chehbouni A, Lo Seen D, Njoku E G, Lhomme J P, Monteny B M, Kerr Y H. Estimating of sensible heat flux using radiative surface temperature[J]. Journal of Hydrology, 1997, 188: 855– 868.

[35] 辛晓洲, 田国良, 柳钦火. 地表蒸散发定量遥感的研究进展[J]. 遥感学报, 2003, 7(3): 233– 240.

[36] Jackson R D, Hatfield J L, Reginato R J, Idso S B, Pinter P J, Jr. Estimation of daily evapotranspiration from one time-of-day measurements[J]. Agricultural Water Management, 1983, 7: 351– 362.

[37] Allen R G. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study[J]. Journal of Hydrology, 2000, 229(1/2): 27– 41.

[38] Jackson R D, Reginato R J, Idso S B. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements[J]. Water Resource Research, 1997, 13(3) : 651– 656.

[39] Price J C. Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1990, 28: 940– 949.

[40] Moran M S, Clarke T R, Inoue Y, et al. Estimating crop water deficit using the relation between surface air temperature and spectral vegetation index[J]. Remote Sensing of Environment, 1994, 49: 246– 263.

[41] Jiang L, Islam S. A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations[J]. Geophysical Research Letters, 1999, 26, 2773– 2776.

[42] Nishida K, Nemani R R, Running S W, Glassy J M. An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation [J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(D9) : 4270. doi: 10.1029/2002JD002062.

[43] 孙菽芬. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型[M]. 北京: 气象出版社, 2005.

[44] Courault D, Seguin B, Olioso A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches[J]. Irrigation and Drainage Systems, 2005, 19: 223– 249.

[45] 李新, 黄春林, 车涛, 等. 中国陆面数据同化系统研究的进展与前瞻[J]. 自然科学进展, 2007, 17(2): 163– 173.

A review of monitoring and estimating methods for regional evapotranspiration

LIU Yu, PENG Zhigong

(China Institute of Water Resource and Hydropower Research, Beijing 100048, China)

Abstract: The evapotranspiration is a combination of energy circulation and terrestrial water circulation. It is also a bond between ecological processes and hydrological processes for land surface. It has significant meanings of accurately monitor and estimate evapotranspiration for climate change research, water resources planning, agriculture water-saving research, crop yield simulation and environment impact assessment. In the past 3 decades, the methods of monitoring and estimating evapotranspiration have made some essential progress, which are analyzed and evaluated in this paper. The main monitoring methods mainly include gradient method, soil water balance method, lysimeter method, bowen ratio method, eddy covariance method and scintillometer method. The main methods of estimating evapotranspiration include regional water balance method, Penman-Monteith method and complementary method. The different methods are reviewed based on its basic principles and fundamental features. The adaptability of different methods for different scales evapotranspiration is analyzed. The existing problems and development prospects are pointed out.

Key words: regional evapotranspiration; monitoring method; estimating method; adaptability; review
(责任编辑: 吕斌秀)