

估算区域蒸发蒸腾量的遥感模型对比分析

张晓涛¹, 康绍忠^{2, 1*}, 王鹏新³, 佟玲¹

(1. 西北农林科技大学旱区农业水土工程教育部重点实验室, 杨凌 712100; 2. 中国农业大学农业水问题研究中心, 北京 100083; 3. 中国农业大学信息与电气工程学院, 北京 100083)

摘要: 蒸发蒸腾量是地球表面水量和能量平衡中的重要分量。蒸发蒸腾通过水文循环影响着区域乃至全球的气候、生态及农业生产。与传统的地面点观测手段相比, 利用遥感监测区域蒸发蒸腾具有快捷、宏观、经济等优势 and 特点。该文在阐述利用遥感研究蒸发蒸腾的基本原理和方法的基础上, 综述了国内外常用的遥感蒸发蒸腾模型, 并着重对 SEBAL、VITT 等模型进行了评述和对比分析, 指出了利用遥感研究区域蒸发蒸腾中存在的问题。

关键词: 区域蒸发蒸腾; 遥感; 单层模型; 双层模型; SEBAL; VITT

中图分类号: S127

文献标识码: A

文章编号: 1002-6819(2006)07-0006-08

张晓涛, 康绍忠, 王鹏新, 等. 估算区域蒸发蒸腾量的遥感模型对比分析[J]. 农业工程学报, 2006, 22(7): 6-13.

Zhang Xiaotao, Kang Shaozhong, Wang Pengxin, et al. Comparative analysis of regional evapotranspiration estimation models using remotely sensed data[J]. Transactions of the CSAE, 2006, 22(7): 6-13. (in Chinese with English abstract)

0 引言

蒸发蒸腾(Evapotranspiration, 简称 *ET*) 包括土壤蒸发和植被蒸腾, 在全球水文循环中起着重要的作用。全球约 64% 的地表降水以蒸发蒸腾的形式进入大气, 其中, 97% 于陆面蒸发蒸腾, 3% 从水面蒸发^[1]; 而在此过程中, 地表所获得的大部分能量又以潜热和感热的形式返回到大气。可见, 蒸发蒸腾量为地表水量与能量平衡中的主要参数。在区域农业生产中, 尤其在干旱半干旱地区, 灌溉是维持区域生态环境平衡与可持续发展的重要途径; 受水文因素制约, 农业丰产很大程度上取决于对灌溉用水的精确规划与管理, 其中, *ET* 分布图的绘制便成为重要的环节。另外, 蒸发蒸腾量的估算在径流预报, 作物估产与土地利用调查及其动态监测等领域中也有着广泛的应用。因此, 有效地监测 *ET* 便成为一个多学科交叉的研究领域^[2]。

然而, 传统的方法是基于气象站的点测资料估算 *ET*, 由于 *ET* 的区域变异性, 使得估算所得的 *ET* 只能代表局地而不能将其扩展到大尺度范围。利用遥感研究大尺度范围的 *ET* 已被证明是唯一经济可行的方法, 其巨大潜力主要体现在以下两个方面^[3]:

1) 遥感传感器可以快捷、周期地获取大范围的二维甚至三维分布的地表电磁波信息, 可以将点测数据或将如 Thornthwaite (1948), Penman (1948) 和 Jensen-Haise (1963) 等经验模型扩展应用到更大的“面”区域,

包括缺乏气象数据的地区。

2) 利用遥感技术可以测得用来计算 *ET* 的能量和水量平衡方程中的物理项。如利用热红外波段信息反演得到地表温度, 可以用来求得能量平衡方程中的净辐射通量。

1 利用遥感估算蒸发蒸腾的基本原理及方法

1.1 基本原理

利用遥感技术估算 *ET* 已发展了许多模型和方法, 总的来说, 遥感技术并不能直接测得蒸发蒸腾量。遥感研究区域 *ET* 中, 地表能量平衡方程和 Penman-Monteith 阻力模型是物理基础较坚实且应用最广泛的两种方法^[2]。

1.1.1 能量平衡方程

在不考虑由平流引起的水平能量传输的情况下, 地表单位面积的垂向净收入能量的分配形式主要包括用于大气升温的感热通量, 用于水在物态转换时(如蒸发、凝结、升华、融化等)所需的潜热通量, 用于地表加热的土壤热通量, 还有一部分消耗于植被光合作用、新陈代谢活动引起的能量转换和植物组织内部及植冠空间的热量贮存, 这一部分能量通常比测量主要成分的误差还要小, 常常忽略不计。因此, 地表蒸发蒸腾面的能量平衡方程为^[4]

$$\lambda ET = R_n - G - H - P - M \quad (1)$$

式中 λET ——潜热通量(λ —汽化潜热, *ET*—蒸发蒸腾量); R_n ——净辐射量; G ——土壤热通量; H ——感热通量; P (Photosynthesis) 和 M (Metabolism)——分别表示光合作用和由于新陈代谢活动而引起的各种能量转换。所有通量单位均为 W/m^2 。

利用遥感数据计算 *ET* 时, 一般在分别计算出 R_n 、 G 及 H 后, 将潜热通量作为余项求出(图 1)。 R_n 可由遥感方法得出, G 通常是找出与 R_n 的经验关系, 但求解区域的 H 较复杂, 需要区域分布的气温、地表粗糙长度及

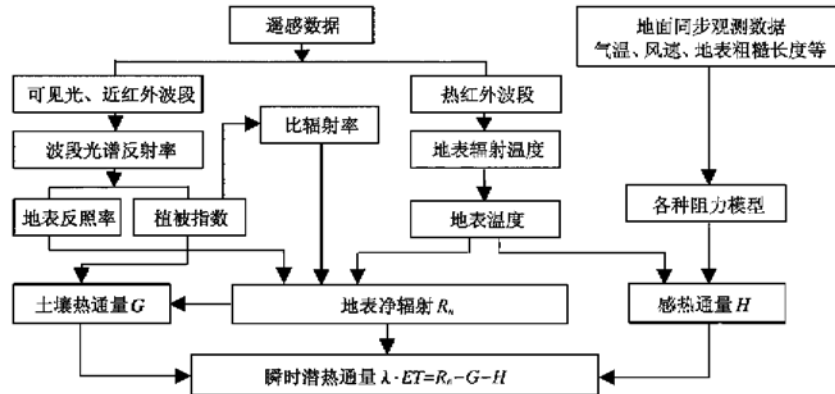
收稿日期: 2005-07-01 修订日期: 2005-11-01

基金项目: 国家自然科学基金项目(50339030, 90202001)

作者简介: 张晓涛(1980-), 女, 山西汾阳人, 主要从事农业节水研究。杨凌 西北农林科技大学旱区农业水土工程教育部重点实验室, 712100

* 通讯作者: 康绍忠(1962-), 男, 湖南桃源人, 教授, 博士生导师, 主要从事农业节水及水资源领域的研究。北京 中国农业大学农业水问题研究中心, 100083。Email: Kangshaozhong@163.net

风速等地面资料, 一般较难获得。因而, H 的精确反演, 一直为遥感蒸发蒸腾模型研究领域的热点^[5-7]。



注: 考虑到 Landsat 传感器只有一个热红外波段, 图中所示比辐射率的计算采用修正的 NDVI 阈值法(NDVITHM)计算

图 1 能量平衡原理估算瞬时 ET 流程图

Fig. 1 Flowchart for estimating instantaneous ET based on energy balance theory using remotely sensed data

1.1.2 Penman-Menteith(P-M) 模型

P-M 模型的基本方程为^[8]

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p(e_s - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)} \quad (2)$$

式中 R_n ——净辐射量; G ——土壤热通量; $(e_s - e_a)$ ——饱和水汽压差; ρ ——空气密度; C_p ——空气定压比热; Δ ——饱和水汽压~温度曲线的斜率; γ ——干湿表常数; r_s, r_a ——分别为表面阻力和空气动力学阻力。

P-M 模型综合了可以解释辐射和感热及平流传输的能量平衡与空气动力学传输方程, 故有着坚实的物理基础。但该模型仍然只描述了一维垂向通量。P-M 模型常用来估算均一下垫面(如植被完全覆盖或裸地)的潜在蒸发蒸腾量, 计算时需要输入饱和水汽压差、空气温度、风速及表面、空气动力学阻力等气象资料。然而, 后二者的测算困难限制了 P-M 模型在各类下垫面, 特别是在部分植被覆盖区的应用。

遥感技术的应用为由 P-M 模型直接估算区域 ET 提供了一种新途径。其基本步骤为: 先由遥感数据和具有空间代表性的地面气象资料结合 P-M 模型计算得到下垫面的潜在蒸发蒸腾量; 然后, 通过遥感信息, 如地表温度、植被指数等, 计算得到实际蒸发蒸腾与潜在蒸发蒸腾的比值系数; 最后将该系数与之前所得的潜在蒸发蒸腾量相乘得到 ET ^[9-11]。

1.2 基本方法

1.2.1 单层模型

单层模型把土壤和植被作为一个整体、一个边界层来研究其传输过程, 假设所有传输发生在地表有效粗糙长度。此类模型首先将感热通量用一个一维通量梯度表达式模拟, 然后由能量平衡方程用“余项法”计算蒸发蒸腾量。

单层模型中, 感热通量的表达式为

$$H = \rho C_p(T_0 - T_a)/r_a \quad (3)$$

式中 T_0 ——空气动力学温度, 是冠层热量源汇处的

空气温度; T_a ——参考高度处的空气温度; r_a ——空气动力学阻力。

在 Zhang 等^[12]提出的单层阻力遥感模型中, 将 T_0 用 T_r 代替来计算感热通量。 T_r 为利用遥感数据反演得到的地表温度(Land Surface Temperature), 受传感器观测角度、冠层几何结构及冠层温度廓线等的影响较大。在植被完全覆盖区, 用该模型计算得到的蒸发蒸腾量与观测值较为一致。然而, 在地表粗糙度大的林地, 由于此时地气温差加大而使误差较大; 并且在部分植被覆盖区, 所得到的地表温度为土壤和植被的混合温度, 此时 T_r 远大于 T_0 (二者平均差值为 10°C)^[13], 使得计算结果将会更加偏离真实值。因此, 该模型仅适用于湿润的植被覆盖茂密的地区。

1.2.2 附加阻力模型

由于用遥感地表温度代替空气动力学温度计算感热通量会带来误差, 尤其在半干旱区与部分植被覆盖区, 将得到过高的感热通量估计值^[14,15]。因而, 许多学者引入“附加阻力”来改善其计算准确度(需要指出, 这里的“附加阻力”不同于微气象领域中的“空气动力学附加阻力”^[16])。此时, 感热通量的表达式为^[2]

$$H = \rho C_p(T_r - T_a)/(r_a + r_x) \quad (4)$$

$$r_x = kB^{-1} \frac{1}{k^2 u} \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0m}} \right) - \Psi_m \right] \quad (5)$$

式中 r_x ——附加阻力; k ——卡曼常数(约等于 0.4); u ——高度 z 处的风速, m/s; z_{0m} ——动力传输粗糙长度; Ψ_m ——动量稳定度校正项; kB^{-1} ——经验因子, 用来调整地表温度代替空气动力学温度及地表温度观测角度的不同所带来的计算误差, 同时也反映了植被内部热辐射的垂向分布及部分植被覆盖下土壤和植被产生的能量交换。

kB^{-1} 值随地表类型的不同而变化, 理论上为一正值。Stewart 等(1994) 计算得出位于半干旱区的 8 块不同试验田的 kB^{-1} 值在 3.8 ~ 12.4 之间^[17]。Kustas 等

(1989) 提出 kB^{-1} 的经验表达式为^[2]

$$kB^{-1} = S_{kb}u(T_r - T_a) \quad (6)$$

式中 S_{kb} ——介于 0.05 ~ 0.25 之间的常数。

kB^{-1} 的引入改善了单层模型的计算结果, 但大多数研究仅限于经验值的确定与模拟, 因而需要建立适于复杂地形及部分植被覆盖下的机理性较强的 kB^{-1} 模型^[15, 17]。

1.2.3 双层模型

单层模型通过单一的表面温度、表面阻力及空气动力学阻力计算能量通量, 未考虑土壤表面和植被冠层各自的能量平衡、温度及水汽压系统之间的区别; 在将非均匀下垫面较为复杂的动力传送和热量传输过程进行简化的同时, 也牺牲了计算精度。

为了更精确地表达自然蒸发蒸腾过程, Shuttleworth 和 Wallace^[18] 假设土壤表面和植被冠层的能量通量符合相加原理, 土壤和植被二源既相互独立, 又相互作用, 由此提出了计算蒸发蒸腾量的双层模型(以下称 S-W 模型)。

S-W 模型将非均匀下垫面的土壤表面和植被冠层作为两个边界层分别进行能量平衡计算, 即

$$LE_s = R_{ns} - H_s - G \quad (7)$$

$$LE_v = R_{nv} - H_v \quad (8)$$

式中 下标 s, v ——分别代表土壤和植被。

同时, 根据能量守恒原理, 从参考高度处散发的总能量通量是各层能量通量之和。如以感热通量为例, 从土壤表面输送到源汇层界面的感热通量加上从冠层表面输送到该界面的感热通量应该等于从该界面输送到参考高度的感热通量, 即

$$H = H_v + H_s \quad (9)$$

$$\frac{\rho C_p}{r_a}(T_0 - T_a) = \frac{\rho C_p}{r_{as}}(T_s - T_0) + \frac{\rho C_p}{r_{av}}(T_v - T_0) \quad (10)$$

式中 r_{as}, r_{av} ——分别为土壤表面和空气的热汽交换阻力及植被冠层表面与植被冠层中空气的热汽交换阻力; T_s ——土壤表面温度; T_v ——植被冠层表面温度。

在将该模型综合遥感信息进行计算时, 一种思路是: 遥感源汇层界面向上的通量, 即在确定 R_n, G 后, 通过联解参考高度处的感热平衡方程(式(10))及总能量平衡方程(式(11)), 求得 ET 。从而实现了用一层界面向上的通量代替土壤、植被冠层向界面的二层通量。这里的关键问题是, 需将热红外遥感所得的表面混合温度 T_r 分解为 T_v, T_s (式(12)); 另外, 阻力的推算也较为棘手^[19]。

$$LE = R_n - G - \rho C_p(T_b - T_a)/r_a \quad (11)$$

由式(10), 得

$$T_0 = \frac{r_{av}r_aT_s + r_{as}r_aT_v + r_{as}r_{av}T_a}{r_a r_{av} + r_a r_{as} + r_{as} r_{av}} \quad (12)$$

S-W 模型将土壤和植被叶片看作连续的湍流输送源, 被称为系列模型, 但应用仍局限于农业气象的田间尺度上。

Lhomme 等^[20] 基于 S-W 模型, 并假设热红外表面

温度为土壤与植被冠层表面温度的加权平均值, 权重因子分别为土壤和植被的覆盖率, 推导出一种感热通量双层模式

$$H = \rho C_p[(T_r - T_a) - c\delta T]/(r_a + r_e)$$

$$c = [1/(1 + r_{av}/r_{as})] - f$$

$$\delta T = T_s - T_v$$

式中 r_e ——等效阻力, $r_e = r_{av} \cdot r_{as}/(r_{av} + r_{as})$; f ——植被覆盖率。因 f 与植被指数相联系, 使得模型中的又一参数可以从遥感资料中得出。

Norman 等^[16] 对系列模型进行了简化, 提出了应用遥感数据的平行模式(以下简称 N95 模型), 该模式假设土壤通量和冠层通量互相平行, 土壤表面和植被冠层分别与上层大气进行独立的能量和水汽交换。Norman 等人认为, 这种假设在半干旱地区、较低或中等叶面积指数及中等风速的情况下是成立的, 研究表明, 在植被稀疏且分布不均匀时, 中等风速情况下, 土壤表面蒸发与植被冠层蒸腾在下只有微弱的耦合关系。这种简化的平行模式综合利用遥感数据和地面数据, 易于求解, 适用于半干旱区较为常见的稀疏植被条件, 因而促使双层模型在区域尺度上的应用向前迈进了一步。

N95 模型将各层通量分别计算得出后, 采用系列模型的相加原理得到界面总通量。如感热通量的表达为

$$H_v = \rho C_p(T_v - T_a)/r_a \quad (13)$$

$$H_s = \rho C_p(T_s - T_a)/(r_a + r_s) \quad (14)$$

式中 r_s ——紧接土壤表面的边界层内热传输阻力。界面总感热通量的表达式同式(9)。

该模型利用遥感所获多角度或单角度亮度温度反演或进行迭代计算得出表面组分温度, 在将经典双层模型进行简化的同时, 保持了一定的精度; 而且, 模型所需输入的参数较少, 因此实际操作性较强。但在植被较为稀疏的情况下, 土壤热辐射对净辐射的贡献取决于土壤表面温度, 这时将净辐射通量在土壤和冠层间采用比尔定律进行分配, 会产生较大的系统误差。Kustas 和 Norman^[21] 对模型进行了改进, 建立了机理性更强的净辐射量分配的算法; 另外, 当植被叶片呈如行播作物的聚集簇生时, 叶面只能截留稀疏散布叶片所接受太阳辐射量的 70% ~ 80%, 因而改进的模型引入一个聚集因子进行修正, 同时, 该因子也可修正簇生带来的冠层内部风速的改变。

上述系列模式属于“分层模型”(Layer model)^[22], 即土壤层在植被冠层之下, 各源通量在冠层顶部汇合, 相互耦合; 而将土壤蒸发和植被蒸腾分开考虑的还有一种“补丁”模式(Patch model), 即植被呈斑块状镶嵌在裸露的土壤表面, 各源通量只有与空气的垂直作用, 而无相互作用, 蒸腾和蒸发并列放置, 不存在耦合关系, 因而被称为“分块模型”^[23]。

分层模型中, 各组分通量为单位地表面积的平均值, 因而总通量为组分通量的简单相加

$$F = F_v + F_s \quad (15)$$

但在分块模型中, 总通量为组分通量的面积权重之

和, 因为组分通量为各组分单位面积的平均值, 而非单位地表面积的平均值^[24]

$$F = fF_r + (1 - f)F_s \quad (16)$$

式中 F ——感热或潜热通量。

2 几种基于遥感的蒸发蒸腾模型

2.1 SEBAL(Surface Energy Balance Algorithm for Land)

SEBAL 是由 Bastiaansen 等^[25-27]提出的多步骤求取地面特征参数进而得到区域蒸发蒸腾量的模型^[24,25]。该模型利用遥感数据反演得到的地表温度 T_r , 半球反照率 r_0 和归一化植被指数 $NDVI$ 及其相互关系得出不同地表类型的宽带地表通量(包括感热通量和土壤热通量)后, 用余项法逐像元地计算区域 ET 的分布。SEBAL 为基于能量平衡原理的单层模型。

求解区域的 H , 需要区域分布的气温、地表粗糙长度及风速等地面资料, 一般较难获得。为此, SEBAL 模型采用了冷点和热点作为边界条件, 假设地表与空气温差 δT_a 和地表温度呈线性关系并利用莫宁-奥勃霍夫相似假设对方程进行迭代求解。冷(湿)点, 指影像中水分供应充足, 植被较为密集的那个像元, 在这一点, 地表可利用能量完全用作蒸发蒸腾, $\lambda ET \cong R_n - G, \delta T_a \cong 0$; 热(干)点是指干燥且无植被覆盖的像元, 此点, 蒸发蒸腾量约为零, $H \cong R_n - G, \delta T_a \cong (R_n - G)r_a/\rho_a C_p$ 。

SEBAL 无论作为计算模型还是验证模型已在许多研究中得到了成功地应用^[28-34]。其主要优点是物理基础较为坚实, 适合于不同的气候条件区; 另外, 模型可以利用各种具有可见光、近红外和热红外波段的卫星遥感数据, 并结合常规地面资料(如风速, 气温, 太阳净辐射等)计算能量平衡的各分量, 因而可得出不同时空分辨率的 ET 分布图。运用空气和地表温度的实验方程, 消去难以获取的空气温度参数。

但模型在计算感热通量时, 需要在遥感图像中选择干(热)点和湿(冷)点, 某些情况下可能不易选择; 在参数化时, 对表面粗糙度的物理过程描述不充分, 如模型只将 z_{om} 表示为叶面积指数的函数, 未考虑地表结构, 如植被行距、形状及分布状态等对其的影响; 模型中仍应用了一些经验关系, 在使用时需要进行率定, 如宽带行星反照率与大气顶反照率的关系; 模型仅适合在晴朗无云的天气和植被茂密的平原地区应用。

2.2 植被指数—温度梯形模型

由于蒸发蒸腾直接影响了植物与土壤的热量平衡, 也影响了植物和土壤本身的温度。蒸发蒸腾与表面温度的这种依赖关系, 为利用热红外遥感信息推求蒸发蒸腾量提供了一种途径。

Jackson 等利用 P-M 公式和能量平衡单层模型计算得出能代表最小和最大蒸腾速率的叶面最高和最低温度。然后将这些值与实际叶面温度进行比较, 得出实际蒸发蒸腾与潜在蒸发蒸腾之比。基于此, 提出了作物水分胁迫指数(Crop Water Stress Index, 简称 CWSI), 该指数在灌溉制度的制定、作物估产及植物病虫害监测

等领域有着广泛的应用。但计算该指数需要叶温, 而大多数航天航空遥感器所能测得的是地表的混合温度。因此 CWSI 仅限于在农田等植被密集区应用。

为克服 CWSI 的弱点, Moran 等^[9,35]基于能量平衡双层模型, 引入水分亏缺指数(Water Deficit Index, WDI), 提出植被指数—温度梯形模型(Vegetation Index/Temperature Trapezoid, 简称 VITT), 成功地将 Jackson 等提出的作物水分胁迫模型扩展到部分植被覆盖的区域。植被指数—温度梯形由地表—空气温差与其对应的植被覆盖度的散点图的包络线形成(如图 2; 图中, “植被指数”特选“土壤调整植被指数 SAVI”), 梯形的 4 个顶点分别代表: ①植被完全覆盖充分供水; ②植被完全覆盖水分亏缺; ③完全湿润的裸露土壤; ④完全干燥的裸露土壤。由于此 4 个顶点, 分别代表了两种均匀地表的极端干湿状况, 因而, 可以使用 P-M 及单层能量平衡模型计算出它们的 $(T_r - T_a)$ 值。由图 2 可以看出, 对于其它实测的地表—空气温差, 从理论上可以推导出, 线段 CB 与 AB 之比等于实际蒸发蒸腾与潜在蒸发蒸腾之比, 而线段 AC 与 AB 之比即为 WDI 。

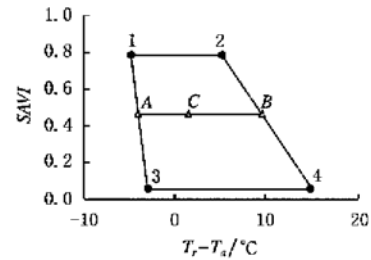


图 2 地表—空气温差 ($T_r - T_a$) 与土壤调整植被指数(SAVI) 梯形示意图

Fig. 2 Schematic trapezoid of the difference between radiometric surface temperature and air temperature against soil adjusted vegetation index

水分亏缺指数(WDI) 的计算建立在以下假设基础上^[35]:

1) 植被覆盖度 f_v 与 $NDVI$ 、 $SAVI$ 等植被指数呈线性关系;

2) $T_r - T_a$ 与植被覆盖度 f_v , 叶气温差 $T_c - T_a$ 及土壤气温差 $T_s - T_a$ 呈线性关系

$$T_r - T_a = f_v(T_c - T_a) + (1 - f_v)(T_s - T_a) \quad (17)$$

3) 对于给定的净辐射量、水汽压差和空气动力学阻力条件下, $T_c - T_a$ 和 $T_s - T_a$ 分别与植被的蒸腾和土壤的蒸发呈线性关系

$$T_c - T_a = a + B(T) \quad (18)$$

$$T_s - T_a = a' + b'(E) \quad (19)$$

式中 a, b, a', b' ——均为半经验系数。

因此

$$WDI = 1 - \frac{LE}{LE_P} = \left[\frac{(T_r - T_a)_m - (T_r - T_d)_r}{(T_r - T_a)_m - (T_r - T_d)_x} \right] \quad (20)$$

式中 LE_P ——潜在潜热通量; 下标 m, x, r ——分别

指示最小,最大及实际值。

从而,得到实际潜热通量

$$LE = LE_p(1 - WDI) \quad (21)$$

Yang 等^[36]在所选甘蔗试验田,通过测定不同土壤水分和作物状况下的光谱反射率及地表温度确立 VITT 梯形。定义土壤水分有效性指数 ($M_a = 1 - WDI$),从而将水量平衡方程和遥感能量平衡方程联系起来,试验表明,二者所得 M_a 具有很好的相关性。Yang 等认为,Landsat TM 数据结合 VITT 模型是局地尺度 ET 估算的一种较为实用的方法。

姜杰等^[11]采用 Landsat-7 ETM+ 遥感数据,与地面同步观测相结合,利用 VITT 模型,通过 P-M 模型定义地气温差与植被覆盖度的理论边界,并运用修正的 Jackson 正弦关系,计算得到华北平原太行山山前平原农区的日蒸发蒸腾量频率分布。研究者将设在农区的试验站所在 $30\text{ m} \times 30\text{ m}$ 像元的日蒸发蒸腾量与站内的蒸渗仪的观测值比较后,发现模拟值与实测值具有较好的一致性。

虽然 VITT 模型在非均匀下垫面条件下的区域 ET 分布图计算中已显示出一定的优势,但在实际应用中仍存在一些不足:首先,依据散点图进行梯形包络线范围的确定时,人为因素对此影响较大,应用时需要借助 P-M 模型与特定日期、特定时刻的气象资料确立梯形的理论边界;另外,需要了解研究区域的土地利用类型;再次,P-M 模型的输入参数,如饱和水汽压,空气温度、风速等,通常不易获取,也很难从测定“点”扩展到与遥感数据对应像元尺度的“面”。

2.3 半经验模型

半经验模型一般是用从遥感信息容易获得的参数得出瞬时或日蒸发蒸腾量。其中,应用最广泛的是由瞬时地表—空气气温差得出日蒸发蒸腾量的简化模型 (Simplified Method) (式 (22))^[37]。该模型最早由 Jackson 等于 1977 年提出,以后又有许多学者(如 Seguin, Caselles 等)对其进行研究和改进。尽管模型所需输入的参数较少,但可以很好地模拟有不同植被覆盖度的各种下垫面的复杂蒸发蒸腾机理。利用模型可以估算出合理的蒸发蒸腾量值,结果误差在毫米级。

$$R_{n24} - LE_{24} = B(T_{r13} - T_{a13})^n \quad (22)$$

式中 R_{n24}, LE_{24} ——分别为日净辐射量和日蒸发蒸腾量; T_{r13}, T_{a13} ——分别为地方时 13:00 时的地表温度和地表上 50 m 处的气温; B ——日感热通量的平均总传导率,Seguin 认为, B 约在 0.01 ~ 0.06 之间,并且随着植被覆盖度的增加而增大; n ——非中性层结静力稳定度修正系数。在稳定或近似中性条件下, n 等于 1.0;在非稳定层结条件下, n 等于 1.5^[38]。风速、粗糙度及植被覆盖度等均对 B, n 值有影响,其中,植被覆盖度对其影响较大。

R_{n24} 可以通过地面数据或由 Shaw 和 Shuttleworth 提出的公式得出;由于参考高度处的气温略微低于密集植被区的地表温度,因而 T_a 可以通过地表温度和

NDVI 构成的散点图的三角形包络线顶点近似得出, T_{a13} 为所得 $(T_a - 1)$ (单位: °C)。Gillies 和 Carlson 引入比值 NDVI (Scaled NDVI, 用 N^* 表示) 计算植被覆盖率 f, B 和 n 的值^[37]

$$N^* = \frac{(NDVI - NDVI_0)}{(NDVI_{100} - NDVI_0)} \quad (23)$$

式中 $NDVI_{100}$ ——植被覆盖度为 100% 的 NDVI 值; $NDVI_0$ ——裸土的 NDVI 值。 N^* 受观测角度,传感器飘移及大气校正的不确定性的影响较小。

$$f \approx (N^*)^2 \quad (24)$$

$$B = 0.0109 + 0.05(N^*) \quad (25)$$

$$n = 1.067 - 0.372(N^*) \quad (26)$$

该模型的不足之处在于:首先,参数 B 和 n 需要率定;其次,在自然界,一天中不时有云层穿过,风速变化,此时各气象因子会随之发生改变,使得地表温度的日变化幅度较大。因此用地方时 13:00 时的瞬时地表温度得出的日通量,其精度会受到影响^[39]。

Rivas 和 Caselles^[1]将 P-M 公式中的辐射项与空气动力学项分离,并应用参考作物 (Reference Crop) 数据分析,发现辐射项中除去含有地表温度项的剩余项与空气动力学项之和在年内变化极其微弱,几乎为一常数;并在假设将含有地表温度项随时间的变化归为与 T 相关的线性变化后,提出一种区域参考作物蒸发蒸腾量与地表温度的简单线性关系模型。表达式为

$$ET_0 = a''(T_s) + b'' \quad (27)$$

式中 a'', b'' ——均为经验常数。 a'' 表示对于给定大气状况的参考作物的平均辐射效应; b'' 表示参考作物接受一定量的太阳辐射后的平均空气动力学效应。该模型在区域的适用性取决于地面上空大气层的空间均一性。

3 瞬时蒸发蒸腾量的时间尺度扩展

遥感获得的是卫星过境时的地面瞬时影像数据,从而使反演得到的地表反照率、地表温度和比辐射率等参数只代表那个瞬间的值,因而估算得到的蒸发蒸腾量也是瞬时值。在实际应用中需要的至少是日蒸发蒸腾量。因此需要对瞬时蒸发蒸腾量进行时间尺度扩展。普遍采用的一种方法是权重法,是一类简便且准确度较好的方法。假设:在晴朗无云的天气条件下,蒸发蒸腾量的日际变化与太阳辐射度的变化过程相似,二者可以近似表达为正弦关系 (Jackson 等, 1983)^[40]

$$\frac{E_d}{E_i} = \frac{S_d}{S_i} = \frac{2N}{\pi \sin(\pi \cdot t/N)} \quad (28)$$

式中 E_d ——日蒸发蒸腾量; E_i —— i 时刻的蒸发蒸腾量; S_d ——单位面积上的日太阳辐射总量; S_i —— i 时刻的太阳辐射照度; N ——日出到日落的时间长度; t ——从日出到 i 时刻的时间间隔。 N 的计算方法如下

$$N = 0.945\{c + d \sin^2[\pi(D + 10)/365]\} \quad (29)$$

$$c = 12.0 - 5.69 \times 10^{-2}L - 2.02 \times 10^{-4}L^2 + 8.25 \times 10^{-6}L^3 - 3.15 \times 10^{-7}L^4 \quad (30)$$

$$d = 0.123 \times L - 3.10 \times 10^{-4}L^2 + 8.00 \times 10^{-7}L^3 + 4.99 \times 10^{-7}L^4 \quad (31)$$

式中 c ——一年中最短的白昼长度; d ——为得到一年中最长的白昼长度所需增加到 a 的时间长度; D ——一年中的天数; L ——当地纬度值。

利用遥感数据进行日蒸发蒸腾量计算时, 该法简便易行。

另一种方法的假设条件是: 在晴空万里无云条件下, 蒸发比在白天为一常数。蒸发比的表达式为(Sugita 和 Brutsaert, 1991)^[40]

$$f_e = \frac{\sum_i^n E_i}{\sum_i^n (E_i + H_i)} \quad (32)$$

式中 i ——观测次序; n ——日观测总次数。则日蒸发蒸腾量的计算式为

$$E_d = f_e Q_d \quad (33)$$

$$Q_d = \int_1^2 (R_n - G) dt \quad (34)$$

式中 Q_d ——日可利用能量; $(t_2 - t_1)$ ——日蒸发蒸腾时间长度, 如将其作为所求蒸发蒸腾总量的时间间隔, 则此式也可用来求得日间任一时段(蒸发比稳定时)的蒸发蒸腾量。因蒸发比在清晨会有降低, 傍晚有升高趋势, 且可用能量在 200 W/m^2 时, 蒸发比才趋于稳定, 所以实际运用中, 需对蒸发比进行多次计算求取平均值, 以提高该方法的计算精度。

4 遥感蒸发蒸腾模型研究中存在的问题及展望

遥感蒸发蒸腾量的估算主要是利用可见光、近红外及热红外波段的反射和辐射信息及其变化规律进行相关地表参数的反演后, 结合近地层大气的风速、温度和湿度等信息估算而来。近些年来, 虽然在非均匀及稀疏植被下垫面能量传输机制的研究方面取得了较大的进展, 但在遥感信息与蒸发蒸腾机理模型的链接中仍存在一些问

1) 地表温度的反演问题。热红外传感器探测的是地表辐射温度, 又称为地球表面的“皮肤”温度(Skin Temperature)。然而, 地表远非“皮肤”状或均一的二维实体, 各样的组分及其各异的几何结构均增加了地表真实温度的反演难度。蒸发蒸腾模型中利用遥感地表温度或代替较难获得的空气动力学温度计算感热通量, 或进行一些参数的计算(如 WDI)。因而, 地表温度的反演准确度直接影响着蒸发蒸腾量估算的精确度。

2) 尺度问题。包括时间延拓和空间延拓两方面。在将瞬时蒸发蒸腾量进行日蒸发蒸腾量的扩展时所要求的“绝对晴天”在现实中出现的几率不会很大^[19]。空间延拓主要指蒸发蒸腾模型中所需的气象参数由点测资料标定遥感像元面的数据, 进而再从像元面扩展到“区域”甚至“全球”; 另外, 用来进行模型结果比较的局地观测数据与计算时所利用的遥感数据的尺度也存在差异^[41]。然而, 不同尺度信息之间往往是非线性、不确定的, 时空尺度的延拓应是未来的研究重点。

3) 阻力问题。“面”上的气孔阻力、表面阻力(对于

植被下垫面, 常称为冠层阻力)及空气动力学阻力等对于区域蒸发蒸腾量估算关键的参数仍然需要依靠冠层高度及风速等“点”上资料来推算得到平均信息。如何充分利用遥感数据而建立机理性较强的辅助性的阻力模型, 是今后需要进一步探讨的问题。

4) 各种模型均有一定的假设条件, 且大多数模型只在晴空无云、风速稳定、地形平缓的条件下有较好的效果。

目前, 遥感方法是区域 ET 估算及其时空分布规律研究的一种有力工具, 并且随着遥感技术的不断发展, 特别是多光谱、多角度、多分辨率的遥感影像的应用以及非均匀下垫面区域气象场结构研究的继续深入, 地表参数反演的精度在不断提高, 区域蒸发蒸腾遥感模型也在逐步完善。蒸发蒸腾遥感模型在挖掘现有遥感信息精确模拟蒸发蒸腾机理的同时, 也在朝着简单, 便于实际应用的方向发展。在美国 Idaho 州, 利用 SEBAL 模型绘制的季节性图, 已被用来预测对地下水系统的回补量和灌溉对熊河及蛇河流域上游流量减小的影响^[43]。遥感技术将为区域水资源的有效利用与合理配置提供一种更加有效的途径。

[参 考 文 献]

- [1] Rivas Rual, Caselles Vicente. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data[J]. Remote Sensing of Environment 2003, 93: 68-76.
- [2] Li Fuqin, Lyons T J. Estimation of regional evapotranspiration through remote sensing [J]. Journal of Applied Meteorology, 1999, 38: 1644-1654.
- [3] Engman T. Edwin. Recent advances in remote sensing in hydrology [EB/OL]. American Geophysical Union. <http://www.agu.org/revgeophys/engman00/engman00.html>, 2005-5-13.
- [4] 罗森堡 N J 著, 何章起, 施鲁怀等译. 小气候——生物环境 [M]. 北京: 科学出版社, 1982. 179.
- [5] Cellier P, Richard G, Robin P. Partition of sensible heat fluxes into bare soil and the atmosphere[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1996, 82: 245-265.
- [6] Chehbouni A, Seen D Lo, Njoku E G, et al. Estimation of sensible heat flux over sparsely vegetated surfaces[J]. Journal of Hydrology, 1997, 188-189: 855-868.
- [7] Bastiaanssen W G M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey [J]. Journal of Hydrology, 2000, 229: 87-100.
- [8] Allen R G, Pereira L S, Raes Dirk, et al. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and Drainage Paper 56[M]. FAO, Rome, 1998.
- [9] Moran M S, Rahman A F, Washburne J C, et al. Combining the Penman - Monteith equation with measurements of surface temperature and reflectance to estimate evaporation rates of semiarid grassland[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1996, 80: 87-109.

- [10] 沈彦俊,唐常源, Kondoh. A. 等. 陆气界面蒸发过程及通量的遥感估算[A]. 中国地理学会水文专业委员会第八次全国水文学术会议论文集《水文水资源与区域可持续发展》[C]. 北京: 中国地理学会, 2004: 112- 121.
- [11] 姜杰,张永强,刘昌明. 运用高分辨率 ETM+ 数据计算区域作物蒸散[J]. 水科学进展, 2005, 16(2): 274- 279.
- [12] Zhang L, Lemeur R, Goutorbe J P. A one-layer resistance model for estimating regional evapotranspiration using remote sensing data[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1995, 77: 241- 261.
- [13] Kustas W P. Estimates of evapotranspiration with a one- and two-layer model of heat transfer over partial canopy cover[J]. Journal of Applied Meteorology, 1990, 29: 704 - 715.
- [14] Lhomme J P, Chehbouni A, Monteny B. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship over sparse vegetation: Parameterizing B^{-1} [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2000, 97: 431- 457.
- [15] Sun Jielun, Mahrt L. Determination of surface fluxes from the surface radiative temperature[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1995, 52(8): 1096- 1106.
- [16] Norman J M, Kustas W P, Humes K S. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1995, 77: 263- 293.
- [17] Lhomme J P, Trouffleau D, Monteny B, et al. 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.
- [18] Shuttleworth W J, Wallace J S. Evaporation from sparse crops: an energy combination theory [J]. Q. J. R. Meteorol. Soc., 1985, 111: 839- 855.
- [19] 张仁华. 实验遥感模型及地面基础[M]. 北京: 科学出版社, 1996: 235- 240.
- [20] Lhomme J P, Monteny B, Amadou M. Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1994, 68: 77- 91.
- [21] Kustas W P, Norman J M. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1999, 94: 13- 29.
- [22] Kustas W P, Norman J M. Reply to comments about the basic equations of dual-source vegetation-atmosphere transfer models[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1999, 94: 275- 278.
- [23] Lhomme J P, Chehbouni A. Comments on dual-source vegetation-atmosphere transfer models[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1999, 94: 269- 273.
- [24] 辛晓洲,田国良,柳钦火. 地表蒸散定量遥感的研究进展[J]. 遥感学报, 2003, 7(3): 233- 240.
- [25] Bastiaanssen W G M, Menenti M, Feddes R A, et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation [J]. Journal of Hydrology, 1998, 212- 213: 198- 212.
- [26] Bastiaanssen W G M, Pelgrum H, Wang J, et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation [J]. Journal of Hydrology, 1998, 212- 213: 213- 229.
- [27] Bastiaanssen W G M, Molden D J, et al. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications [J]. Agricultural Water Management, 2000, 46: 137- 155.
- [28] 王介民,高峰,刘绍民. 流域尺度 ET 的遥感反演[J]. 遥感技术与应用, 2003, 18(5): 332- 338.
- [29] Bastiaanssen W G M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey [J]. Journal of Hydrology, 2000, 229: 87- 100.
- [30] Hemakumara H M, Chandrapala Lalith, Moene Arnold F. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer[J]. Agricultural Water Management, 2003, 58: 109- 122.
- [31] Schuurmans J M, Troch P A, Veldhuizen A A, et al. Assimilation of remotely sensed latent heat flux in a distributed hydrological model[J]. Advances in Water Resources, 2003, 26: 151- 159.
- [32] Ayenew T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands[J]. Journal of Hydrology, 2003, 279: 83- 93.
- [33] Chemin Yann, Platonov Alexander, Ul-Hassan Mehmood, et al. Using remote sensing data for water depletion assessment at administrative and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan[J]. Agricultural Water Management, 2004, 64: 183- 196.
- [34] 刘志武,雷志栋,党安荣,等. 遥感技术和 SEBAL 模型在干旱区腾发量估算中的应用[J]. 清华大学学报(自然科学版), 2004, 44(3): 421- 424.
- [35] 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.
- [36] Yang Xihua, Zhou Qiming, Melville M. Estimating local sugarcane evapotranspiration using Landsat TM image and a VITT concept[J]. International Journal of Remote Sensing, 1997, 18(2): 453- 459.
- [37] Carlson T N, Capehart W J, Gillies R R. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration [J]. Remote Sensing Environment, 1995, 54: 161- 167.
- [38] Carlson T N, Buffum M J. On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperature measurements [J]. Remote Sensing Environment, 1989, 29: 197- 207.
- [39] Courault D, Lagouarde J P, Aloui B. Evaporation for maritime catchment combining a meteorological model with vegetation information and airborne surface temperatures [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1996, 82: 93- 117.
- [40] Zhang Lu, Lemeur R. Evaluation of daily evapotranspiration estimates from instantaneous measurements [J].

- Agricultural and Forest Meteorology, 1995, 74: 139 – 154.
- [41] Brunsell. Nathaniel A, Gillies. Robert. R. Scale issues in land-atmosphere interactions: implications for remote sensing of the surface energy balance[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2003, 117: 203– 221.
- [42] Chehbouni A, Nouvellon Y B, Lhomme J P, et al. Estimation of surface sensible heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2001, 108: 55– 65.
- [43] 中国灌溉排水发展中心水利部 GEF 海河项目办公室. 利用遥感监测 ET 技术研究与应用[M]. 北京: 中国农业科学技术出版社, 2003: 28– 36.

Comparative analysis of regional evapotranspiration estimation models using remotely sensed data

Zhang Xiaotao¹, Kang Shaozhong^{2, 1*}, Wang Pengxin³, Tong Ling¹

(1. Key Laboratory of Agricultural Soil and Water Engineering in Arid and Semiarid Areas of Ministry of Education, Northwest Agricultural and Forestry University, Yangling 712100, China;

2. Center for Agricultural Water Research in China, China Agricultural University, Beijing 100083, China;

3. College of Information and Electrical Engineering, China Agricultural University, Beijing 100083, China)

Abstract: Evapotranspiration plays a significant role in the earth's water and energy balance system. It affects regional and global climate, ecological environment and agricultural yield through the hydrological cycle. Remote sensing technique, which can provide representative regional surface parameters, has proven to be the only suitable approach to the estimation of large-area *ET*. This article summarizes and evaluates widely used models that were applied for predicting regional *ET* using satellite remotely sensed data and routine meteorological data, such as SEBAL and VITT. It is evident that quantitative *ET* retrieval with remotely sensed data at large scale has manifested its great prospect.

Key words: regional evapotranspiration; remote sensing; single-layer model; two-source model; SEBAL; VITT