

文章编号: 1007-4619 (2003) 03-0233-08

地表蒸散定量遥感的研究进展

辛晓洲, 田国良, 柳钦火

(中国科学院 遥感应用研究所, 北京 100101)

摘 要: 简要介绍了遥感监测地表蒸散和能量平衡研究的科学意义和应用价值, 回顾了国内外的研究历史和现状, 分析了目前该领域存在的一些问题和难点, 并对今后的工作重点和研究方向提出了建议。

关键词: 研究进展; 地表蒸散; 遥感监测

中图分类号: TP79 **文献标识码:** A

1 研究的目的是和意义

陆面蒸发是陆地表层水循环中最大, 最难估算的分量, 同时也是陆面过程中地气相互作用的重要过程之一。不同地表蒸发速率的精确估算在许多领域一直很受重视, 而在全球气候变化的认识和研究中, 蒸发信息的重要性日益得到重视。另外, 在全球水资源日益匮乏的情况下, 为了合理利用和分配水资源, 愈加需要深入了解不同植被覆盖和土地利用条件下的耗水情况。

众所周知, 用遥感方法监测大范围地区的地表能量平衡和水分状况是遥感应应用领域的一个重要方向, 遥感技术的实时性, 区域性等特点得到了充分发挥。用遥感方法监测地表的水分过程和能量平衡主要有以下几种用途: (1) 大面积干旱监测, 通过水量平衡模式或某种形式的干旱指数, 即可利用地表实际蒸散进行地面水分状况评价, 确定干旱发生的区域和严重程度; (2) 全球气候变化研究, 遥感手段和气象方法相结合计算大气环流模式(GCMs)的边界条件, 可以使GCMs的解更加合理, 从而使预测更准确; (3) 中长期天气预报, 原理同前; (4) 大范围的作物长势监测和产量预报; (5) 大范围水资源动态监测。

2 理论基础

蒸发是一个范围相当广泛的课题, 是一个发生

在相当复杂体系内的连续过程, 要全面地认识和理解蒸发过程, 需要气象、土壤、植物、水利、地理等众多学科的知识。对地表蒸发的研究已有几百年的历史, 取得了一系列的重要成果^[1]。Penman(1948)提出了具有坚实理论基础的综合方法, 用于计算湿润下垫面的蒸发潜力, Monteith(1963)引入表面阻抗的概念, 从而导出了Penman-Monteith(P-M)公式, 为非饱和下垫面的蒸发研究开辟了一条新的途径。气孔阻抗或表面阻抗(对植被下垫面, 即冠层阻力)的参数化是P-M类模式能够大范围推广应用的前提, 而气孔阻抗则与土壤、植被和大气的诸多因子有关, 虽然已建立了许多计算气孔阻抗的数学模式, 但由于气孔对环境因素变化的反应具有滞后性和不确定性, 目前的研究还停留在半定量的基础上。表面阻抗的准确计算在粗糙和复杂下垫面(如稀疏植被)时比较困难, 从而使P-M公式在稀疏农田、森林等复杂下垫面上的应用大受限制。

随着植物微气象学的发展, 人们开始用模拟的方法来更精确地计算植被总蒸散量, 通过模拟SPAC(土壤—植被—大气连续体)中能量、物质交换过程来计算植被蒸散的单层和多层模型相继出现。单层模型将整个冠层的特征模拟成一个“大叶”来计算冠层通量, 不单独区分植被冠层下的土壤, 即将植被和土壤看成单一的混合层, 整个混合层的温度是均匀的, 并与外界空气交换动量、热量和水汽^[2-4]。如果地表是单一、均匀和密闭的植被, 可以用单层模型计算冠层蒸散速率。Penman-Monteith公式是最早, 最

收稿日期: 2001-11-09; 修订日期: 2002-01-07

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G2000077900)和中国科学院知识创新工程项目资助。

作者简介: 辛晓洲(1976—), 男, 在读博士生, 1997年6月本科毕业于南京气象学院, 2000年6月硕士毕业于中国气象科学研究院, 现在中国科学院遥感应用研究所攻读博士学位, 主要从事遥感地面能量平衡与干旱监测的应用研究。

简单的单层模型。与多层模型相比,单层模型较简单,而且需要输入的数据和参数也比较少,因此被广泛用于区域或全球尺度的气候和生态系统研究^{5,9}。

但在实际中,植被冠层并非单一,均匀和密闭,如叶片不能完全覆盖地表,而使土壤裸露。为了考虑土壤对稀疏植被地表通量的贡献,Shuttleworth and Wallace (1985)^[7]提出了一个双层模型,将冠层和下面的土壤分别看作独立的通量源。多层模型分别计算各层的通量并累加得出整个冠层的通量^[8-10]。将各层的通量进行累加需要知道模型参数和小气候特征(如冠层内各层的叶面积、叶方向、辐射、温度、湿度、风速等)的空间分布状况,这一要求使它在全球生态系统和大气环流模式的模拟中显得不太实用。

3 遥感方法的现状

精确计算地表蒸散是属于定量遥感的范畴,这是有一定难度的。在遥感的定性及半定量阶段,虽然可以用一些简单的、间接的方法估算地表蒸散和干旱程度,满足某些问题的需要,但离真正的精确估算还有一定距离。这类方法一般用半经验模型直接从遥感表面温度估算地面显热与潜热通量^[11-16]。在Zhan等(1996)^[17]中对最近发表的四种模式做了详细的比较。

目前在大面积上应用遥感估算地表蒸散有二种方法,第一种是剩余法(Residual Methods),用遥感表面温度结合气温以及一系列阻抗公式计算显热通量,然后从能量平衡公式中减去显热通量和土壤热通量得到蒸散的估计值^[18-20]。第二种方法用遥感植被指数^[21]或微波土壤湿度观测^[22]来推算潜热输送的表面阻抗,然后用P-M类的公式计算蒸散。Zhang等(1995b)^[23]认为前者的估算精度较高,但难度较大,而后者对空气动力学阻抗的估算误差不太敏感。

在某些情况下,需要更加确定性的机理模型,特别是在需要同时估算蒸散和光合作用的时候。在这类模型中,大部分的传输机制(辐射、通量与水分传输)和一些生理过程(气孔调节、光合等)的描述都独立于遥感数据,这些模型一般被称为土壤-植被-大气传输模型(SVAT models)。SVAT模型的优点在于它详尽地描述了土壤和植被冠层的各种过程,而不是仅仅给出蒸散量和净初级生产力等变量的最终结果,中间变量的输出使它可以很方便地与大气、水

利等模型连接。但是这类模型的缺点限制了它在遥感领域大范围的应用,因为它需要大量的地表特征参数(叶面积指数、植被高度、土壤和植被的光学特性、植被的生理学特性,如气孔传导率及水分从土壤到植被的传输过程等、土壤的热力与水利特性以及大气条件),其中某些参数很难从日常的遥感手段获取。

SVAT模型的复杂程度差异极大,最简单的如单层模型,只描述土壤-植被系统与大气总的互相交换,最复杂的模型详尽描述冠层与土壤内部的微气象廓线。但实际上,难度处于中间的双层模型是最常使用的经典模型,双层模型将能量通量划分为从土壤层和从一个植被层发出的通量,它比多层模型操作更简便,但又能分别模拟植被蒸腾和土壤蒸发,这点很重要,因为植被蒸腾和土壤蒸发在不同的环境条件下有不同的变化规律。近来,由于人们在气候学与全球变化的研究中对CO₂通量的研究感到了兴趣,一些双层模型被扩展用于光合作用的模拟。单层模型和双层模型仅仅模拟植被或土壤表面的总通量,而没有对冠层内部过程的详细描述,这给计算湍流交换系数和植被或土壤表面传导系数带来了困难。SVAT模型通常是均匀表面设计的,却被用于各种尺度下的通量计算。在单点上很容易确定冠层类型以及相关的输入参数,但在大尺度,不均匀陆地表面上必须定义有效介质,遥感本身可以用来定义有效参数。遥感数据与SVAT模型结合的方式有多种,这些方法大致可归为二类,一是“强迫”法,即模型的某些输入值是由遥感方法获得的;二是“标定”法,即用遥感获得的一些信息来调整模型的一些参数。在Oliso等(1999)^[24]中对各种类型的SVAT模型及其特性,以及遥感数据与SVAT模型的结合方式做了比较详细的说明和比较,并用二个不同的模型比较来说明这个问题。

地表能量平衡可以表达为: $R_n - G = LE + H$, R_n 是净辐射,向下为正, G 是地表热通量,向下为正, LE 和 H 分别是潜热和显热通量,向上为正。地面蒸散 LE 是我们想要获得的最终结果, R_n 和 G 可以用观测或计算的方法获得,等式右边的项就是地面模型要解决的问题,对于不同植被类型,不同覆盖度的地表,要用不同的模型模拟计算。

在土壤-植被-大气系统中与能量和水汽传输密切相关的是空气动力学温度,空气动力学温度是气温廓线向下延伸到冠层热量源(汇)处的空气温度。用空气动力学温度结合气温及用风廓线理论计

算的阻抗, 就可算出地表的显热通量:

$$H = \rho C_p \frac{[T_{aero} - T_{air}(z_r)]}{r_{aa}} \quad (1)$$

ρ 是空气密度, C_p 是空气定压比热, $T_{air}(z_r)$ 是在参考高度 z_r 处的气温, r_{aa} 是空气动力学阻抗, 可用风速廓线理论计算。

然而用遥感方法并不能直接测得空气动力学温度, 一种实际的方法是用辐射表面温度代替空气动力学温度, 并引入一订正项。有两种方法导出此订正项, 一是在空气动力学阻抗中加一项“剩余阻抗”^[13, 25, 26], 此“剩余阻抗”是调整观测角度、风速等对辐射温度影响的经验值; 另一种方法是直接调整辐射温度和空气动力学温度的温差^[15, 27]。过去二十年, 有大量的研究使用并分析了这二种订正方法的可行性和表现, 但至今尚无一例具有说服力的方法^[20], 所有的方法都是经验性的, 无法用于不同的地表类型。关键问题是空气动力学温度与辐射温度的差异取决于许多因子, 如植被类型与状态、土壤湿度以及大气变量(主要为风速和入射辐射), 所以很难找到一个稳定不变的关系来反映所有这些因子。

上述问题在一定程度上可以用双层或双源模型解决, 因为在此类模式中, 空气动力学温度用组分温度和一系列阻抗的形式来表示。双层或双源模型的基本思想是, 水汽和热量的二个源是互相叠加的, 底层的水与热量只能通过顶层离开或进入, 从整个冠层发散的总显热通量是各层显热通量之和:

$$H = H_s + H_v = \rho C_p \frac{[T_{aero} - T_{air}(z_r)]}{r_{aa}} \quad (2)$$

用梯度扩散理论有:

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_{aero}}{r_{as}} \quad (3)$$

$$H_v = \rho C_p \frac{T_v - T_{aero}}{r_{ac}} \quad (4)$$

H_s 和 H_v 分别是土壤和植被的感热通量, T_{aero} 是冠层内的空气动力学温度, T_s 和 T_v 分别是土壤和植被的温度, r_{as} 是土壤与热源汇高度之间的空气动力学阻抗, r_{ac} 是整个植被层的边界层阻抗。冠层总的潜热通量同样可以用类似方法分解为土壤和植被二部分:

$$LE = LE_s + LE_v = \frac{\rho C_p \cdot e_c - e_a}{\gamma r_{aa}} \quad (5)$$

$$LE_s = \frac{\rho C_p \cdot e(T_s) - e_c}{\gamma r_{ss} + r_{as}} \quad (6)$$

$$LE_v = \frac{\rho C_p \cdot e^*(T_v) - e_c}{\gamma r_{st} + r_{av}} \quad (7)$$

LE_s 和 LE_v 分别是土壤和植被的潜热通量, γ 是干湿球常数, e_c 是冠层水热交换有效高度处的气压, $e(T_s)$ 和 $e^*(T_v)$ 是土壤表面和叶片表面的水汽压, r_{ss} 是土壤表面水汽扩散阻抗, r_{st} 是冠层的气孔阻抗。

单层模型提供的手段可以通过单一的、综合的“表面阻抗”及空气动力学阻抗直接将气象数据、遥感表面温度和地面蒸散及能量通量联系起来。但过去的研究表明, 所谓的“表面阻抗”是 SPAC 系统中各部分阻抗的综合描述, 很难用明确的、机理性的公式来表达其与系统诸多因子间的关系, 现在所用的经验公式只能适用于局地, 在部分覆盖和干旱条件下模拟结果很差^[28], 并且难以从中获取土壤有效水分等重要信息。双层模型分别计算植被及其下层土壤的潜热和显热通量, 将单层模型中的表面阻抗分解为冠层阻抗和土壤表面阻抗两部分, 分离了作物蒸腾和土壤蒸发, 并用遥感表面温度计算土壤和植被温度, 解释了空气动力学温度和表面辐射温度之间的差别。

Shuttleworth-Wallace 模型是经典的双层模型, 将下层土壤和植被叶片看作连续的湍流输送源, 也称为系列模式(series model), 下层和上层的温度和湍流是互相作用和影响的, 考虑了耦合关系。Norman 等(1995)^[14]提出了平行模式(parallel model), 对系列模式进行了简化, 假设土壤通量和冠层通量互相平行, 土壤与冠层各自独立与空气进行湍流交流。Norman 等人认为, 在植被稀疏且分布不均匀时(半干旱地区常见), 冠层与土壤的相互作用比在密闭条件下小, 土表蒸发与冠层蒸腾在中等风速下只有微弱的耦合关系。用平行假设可以使方程更易求解, 并且在半干旱地区, 低或中等叶面积指数, 中等风速情况下, 平行模式的阻抗网络方式与系列模式的阻抗网络方式是难以区分的, 因为此时冠层上部的气温梯度很小。两种阻抗模式在半干旱站点预测的感热通量值是一致的, 但系列模式的结果更精确, 因为在较干时, 土壤感热通量对冠层气温的影响很大, 系列模式可以反映这种情况, 而平行模式假设土壤温度和显热通量不影响冠层温度和显热通量, 从而使误差增大。

与上述系列模型基本思想截然不同的是考虑植被簇生或成团分布情况的“补丁”模式(patch model)。系列模型属于“分层模型”, 即土壤层在冠层下, 双源互相重叠, 二者有耦合关系; 而“补丁”模式则属于“分块模型”, 土壤是裸露的, 植被像补丁一样缀在土壤表面, 将不同的通量源像马赛克或补丁并

列放置,各源通量只有与空气的垂直作用,而无相互作用^[29],二者无耦合关系。

通量守恒公式在分层(耦合)方法中可以建立,即总通量为组分通量的简单相加,因为各组分通量是单位地表面积的平均通量值,

$$F_t = F_c + F_s \quad (8)$$

F 是感热或潜热通量。但在分块(非耦合)方法中,总通量必须写为组分通量的面积权重之和,因为组分通量是单位组分面积的平均通量值,而非单位地表面积的平均通量值,不能简单相加^[30]

$$F_t = \alpha F_c + (1 - \alpha) F_s \quad (9)$$

α 是植被覆盖率。

4 存在的问题和今后的研究方向

虽然过去几十年用遥感数据计算地表能量通量和水分蒸散的研究有很多,取得了许多重要成果^[7, 12-15, 19, 20, 24, 31-37],但依然有许多重要问题未被解决,成为学科突破的难点和研究的热点,这些问题涉及到许多方面,包括了遥感、SVAT 模型本身以及二者的链接等各个环节。

4.1 表面温度和组分温度的反演

表面辐射温度并不能直接从热辐射测量中得出,因为探测器测得的辐射不仅包括地表发射的辐射,还包括环境辐射(一般是大气下行辐射)被地表反射后进入探测器的部分。在天顶角 θ 方向测到的辐射可以写为:

$$R_\lambda(\theta) = \epsilon(\lambda, \theta) B_\lambda(T_s) + [1 - \epsilon(\lambda, \theta)] R_{a\lambda} \quad (10)$$

式中 T_s 是表面辐射温度(皮肤温度), $B_\lambda(T_s)$ 是 Planck 函数, $\epsilon(\lambda, \theta)$ 是地表方向发射率, $R_{a\lambda}$ 是到达地表的环境下行长波辐射,当地面目标上方没有阻挡时, $R_{a\lambda}$ 是大气下行辐射,否则该项还包括目标上方物体的热辐射,例如对冠层中的一片叶子。

方向性亮度温度 $T_b(\theta)$ 定义为具有相同发射辐射的黑体的温度,在 i 波段亮度温度与辐射温度的关系为:

$$B_i[T_b(\theta)] = \epsilon_i(\theta) B_i(T_s) + [1 - \epsilon_i(\theta)] R_{ai} \quad (11)$$

$\epsilon_i(\theta)$ 是地表某个波段发射率, R_{ai} 是相应波段的环境辐射。当 R_{ai} 和 $\epsilon_i(\theta)$ 未知或不确定时,不可能从测到的辐射值推出表面温度,而只能得到亮度温度。

当像元内部有不同温度和发射率的组分时,例如土壤和植被混合的情况,在天顶角 θ 方向测到的辐射为:

$$R(\theta) = b(\theta) \epsilon_s(\theta) B(T_s) + [1 - b(\theta)] \epsilon_v(\theta) B(T_v) + [1 - \epsilon_c(\theta)] R_a \quad (12)$$

式中 $\epsilon_s(\theta)$ 和 $\epsilon_v(\theta)$ 是组分发射率, T_s 和 T_v 是组分温度, $b(\theta)$ 是一个与观测角度和冠层结构有关的面积比, $\epsilon_c(\theta)$ 是组分的有效发射率,目前对 $\epsilon_c(\theta)$ 如何确定尚无定论,如果忽略组分间的多次散射,则 $\epsilon_c(\theta)$ 可以简单表示为:

$$\epsilon_c(\theta) = b(\theta) \epsilon_s + [1 - b(\theta)] \epsilon_v \quad (13)$$

一般情况下准确测量或计算组分发射率是比较困难的,因此在计算时可以人为给定组分发射率的值^[20],或作进一步简化,认为不同组分和整个像元都具有相同的发射率,在单一发射率下表面温度与组分温度的关系^[14]:

$$T_{RAD}(\theta) = [b(\theta) T_s^n + (1 - b(\theta)) T_v^n]^{1/n} \quad (14)$$

在 $8-14\mu\text{m}$ 和 $10-12\mu\text{m}$ 波段, $n=4$ 是合理的^[38]。此时亮度温度与表面温度的关系可以写为:

$$T_b(\theta) = [\epsilon(\theta) (T_{RAD}(\theta))^n + (1 - \epsilon(\theta)) T_{SKY}^n]^{1/n} \quad (15)$$

式中 $\epsilon(\theta)$ 是地表方向性发射率, T_{SKY} 是天空半球亮度温度。

4.2 SVAT 中的阻抗问题

单层模型使用了冠层整体阻抗的概念,简化了模拟和计算过程,同时也牺牲了模拟的精度和深入研究系统内部的可能性。双层模型对系统的描述则详尽得多,计算不同层次的通量,用到内部的各种阻抗。在经典的双层模式中,系统主要的阻抗有 5 个,冠层有效高度与参考高度间的空气动力学阻抗 r_{aa} , 土壤表面热传输空气动力学阻抗 r_{as} , 土壤表面水汽扩散阻抗 r_{ss} , 叶面边界层阻抗 r_{av} 和冠层气孔阻抗 r_{st} 。

空气动力学阻抗 r_{aa} (假设对热量和水汽相同)用考虑风速和温度的稳定度订正的经典公式计算^[1]:

$$r_{aa} = \frac{1}{k^2 u_a} \left[\ln \left(\frac{z_r - d}{z_0} \right) - \psi_h \left(\frac{z_r}{L} \right) \right] \times \left[\ln \left(\frac{z_r - d}{z_0} \right) - \psi_m \left(\frac{z_r}{L} \right) \right] \quad (16)$$

式中 u_a 是参考高度 z_r 处的风速, k 是 von Karman 常数, ψ_h 和 ψ_m 是热量和动量的稳定度订正函数^[39], L 是 Monin-Obukhov 长度,零平面位移高度 d 和动量

粗糙度长度 z_0 可以用以下公式计算^[40,41]:

$$d = 1.1h \ln \left[1 + \left(\frac{cdL}{h} \right)^{3/4} \right] \quad (17)$$

$$z_0 = \begin{cases} z_{0s} + 0.3h \left(\frac{cdL}{h} \right)^{1/2} & 0 \leq cdL \leq 0.2 \\ 0.3h(1-d/h) & 0.2 < cdL \leq 1.5 \end{cases} \quad (18)$$

$cd=0.2$ 是冠层内的平均拖曳系数, h 是冠层高度, L 是叶面积指数, z_{0s} 是下层粗糙长度, 对裸露土壤 z_{0s} 一般取 $0.01^{[7]}$, 如果下层是植被, z_{0s} 是下层植被高度的十分之一^[42]。对行播作物, 常用 $0.65h$ 和 $0.13h$ 来近似估算 d 和 z_0 , 对草地 $0.5h$ 和 $0.05h$ 是合适的^[34]。

土壤表面热传输空气动力学阻抗 r_{as} 和叶面边界层阻抗 r_{av} 都可以用相似的方法计算^[41]。比较难以确定的是冠层气孔阻抗 r_{st} 和土壤表面水汽扩散阻抗 r_{ss} 。冠层气孔阻抗 r_{st} 应为叶片气孔阻抗在冠层内的积分, 但气孔阻抗的计算目前还处于半经验方式^[43], 难以找到普遍适用的机理模型。用叶面积指数 LAI 以及冠层光照—阴影面比例从叶片气孔阻抗计算冠层气孔阻抗 $r_{st}^{[34]}$ 。土壤表面水汽扩散阻抗 r_{ss} 对精确估算土壤表面蒸发通量是关键的^[33,44], 由于土壤蒸发的水汽源位于土壤表层或在表层之下——根据土壤湿度条件不同而定, 其上层土壤限制水汽扩散, 所以 r_{ss} 随着该层的厚度变化, 当上层变干, r_{ss} 增加, 所以 r_{ss} 的精确估算是很困难的。

除了上述阻抗外, 系统中还存在别的阻抗, 例如水分在土壤中和植物体内移动所遇到的阻抗, 这些阻抗在模型中可以忽略, 但为了精确估算土壤水分和植被水分胁迫状况, 必须在模型中加入这些阻抗。

4.3 植被和土壤耦合关系及辐射平衡的分配

在上文中提到根据植被离散度和冠层结构可以选择分层耦合模型或分块非耦合模型, 在耦合模型中, 上下层之间的热量交换通过冠层内部的有效高度或结点进行。行播作物属于离散的非均匀状况, 但又不满足非耦合模型要求的“补丁”式植被分布, 因为土壤和植被间的热量交换是不可忽略的。Kustas 等(1999)^[32] 认为作物与土壤间的相互作用在行播, 不完全覆盖时很强, 用系列模式能较好地模拟这种情况, 更好地分离土壤与作物的感热与潜热通量。行播作物的冠层截获的辐射只为随机分布冠层的 $70\%—80\%$ ^[45]; 冠层不均匀分布还会影响冠层内及土壤表面的风速, 继而影响土壤表面阻抗; 具有垄沟的行播作物零平面位移高度和粗糙度长度都比较大, 从而增强湍流输送^[32]。

在计算像元辐射和有效发射率时, $b(\theta)$ 是关键因子, $b(\theta)$ 表示视场内裸露土壤的面积比, 显然 $b(\theta)$ 与观测角度及冠层结构有关。如果用连续植被的孔隙率模型, 则 $b(\theta)$ 就代表孔隙率, Choudhury (1989)^[46] 用了如下模型计算 $b(\theta)$:

$$b(\theta) = \exp(-gl \cdot LAI / \cos \theta) \quad (19)$$

gl 是叶面积在光线入射方向(观测方向)上的投影系数, 即 G 函数, 当叶角是球形分布时, $gl=0.5$, 取 $\theta=0$, 可计算植被覆盖率:

$$f_c = 1 - b(\theta) = 1 - \exp(-gl \cdot LAI) \quad (20)$$

净辐射在植被和土壤间的分配依赖于太阳入射角及冠层结构, 所以可以用 $b(\theta)$ 来计算土壤表面获得的净辐射:

$$R_s = b(\theta) R_n \quad (21)$$

R_n 是土壤和植被总的净辐射, θ 是太阳天顶角, 这一净辐射分配公式就是比尔定律(Beer's law)。

对 $b(\theta)$ 的定义和计算是目前红外遥感领域的研究热点之一, 以上公式只是一种简化的表述。另外在有些情况下比尔定律并不适用, 比如在离散度很大的植被冠层中, 用植被覆盖率分配辐射平衡可能更好^[30]:

$$R_n = f_c R_c + (1 - f_c) R_s \quad (22)$$

R_c 和 R_s 是植被和土壤的净辐射。Kustas 等(1999)^[32] 建立了基于辐射传输物理机制的模型来计算净辐射在土壤和植被间的分配, 分别计算植被和土壤的净短波和长波辐射。

4.4 尺度问题

尺度问题包括时间和空间两个方面, 是遥感应应用中的重要问题, 如何将传感器的时间和空间尺度扩展到我们需要的时间和空间尺度是最需要解决的问题。尺度转换问题是遥感基础理论和实际应用领域的重要课题, 苏理宏等(2001)^[48] 就遥感尺度问题的研究进展做了比较详细的介绍。

在时间上, 遥感获得的是飞机或卫星过境时的地面瞬时值, 用这些瞬值得到的辐射和地表反照率等能量平衡项及表面温度只代表那个瞬间的值, 用能量平衡公式计算的蒸发也是瞬时值, 而在实际应用中需要的时间尺度至少是日蒸散量, 由瞬时值推到 24 小时会遇到很多困难。目前, 一般用线性关系由瞬时(一般是中午)推广到一天, 在晴空条件下, 可获得较好的结果^[47], 但如果云, 则需考虑云对辐射的影响, 另外, 风速在 24 小时内不断变化, 地面

粗糙度也会发生变化,这些都使问题复杂化。

在空间上,双层模型是一维的,假设水平均匀,因此只能用于局地尺度。即使在局地尺度,也要面临地表非均匀性的问题,需要在不同的像元尺度上定义有效介质及其粗糙度和通量,同时找到相应的模拟和验证方法。要想将局地模式扩展到区域或全球尺度,要么用“尺度转换”或“随机—动力”参数化方案,要么用地表特征变化的分布与尺度的先验知识。最近,用遥感与数字地形数据处理陆面特征与过程的空间不均匀性是发展的新方向^[34]。

5 结 论

前人的大量工作已经证明,用遥感资料计算地面水分蒸发和能量通量是可行的,而且也是很重要的。这项工作涉及到许多方面,用到可见、近红外、热红外以及微波等多个波段的信息,需要反演许多的地面参数,需要建立地面模型和数据库。总体来说,遥感能提供以下几方面的信息:(1)辐射信息,如太阳辐射、地表反照率和净辐射等;(2)地表植被覆盖的信息,如植被类型和覆盖率、叶面积指数、冠层结构等;(3)表面的水分状况和温度信息。其中有些问题已经得到了较好的解决,还有更多的问题尚待研究。

有了遥感提供的大量信息,还需要很好的地面模型,二者具有同样的重要性。文中着重分析和比较了各种不同的模式,这些模型有不同的难易程度,有些模型具有坚实的理论基础,而有些只是经验性的,但适用于遥感计算的应该是既基于生物物理理论,又简单易解的模型,而且模型必须考虑区域水平非均匀性的尺度问题。目前的模型还无法达到这些要求,需要更多的工作来实现这一目的。

应该指出,在计算地表蒸散的过程中,有些参数是遥感无法提供的,如近地层大气的风速、温度和湿度等信息,这些数据必须依靠大范围上的地面观测来提供。

参 考 文 献 (References)

- [1] Brutsaert, W., *Evaporation into the Atmosphere* [M]. Reidel, Dordrecht, Netherlands, 1982.
- [2] Monteith, J. L., *Evaporation and environment* [J]. *Symp. Soc. Exp. Biol.*, 1965, **19**: 205—234.
- [3] Sellers, P. J., Randall, D. A., Collatz, G. J., Berry, J. A., Field, C. B., Dalziel, D. A., Zhang, C., Collelo, G. D., Bounoua, L., A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I. Model formulation [J]. *J. Climate*, 1996a, **9**: 676—705.
- [4] Zhang, L., Lemur, R. and Goutorbe, J. P. A one-layer resistance model for estimating regional evapotranspiration using remote sensing data [J]. *Agric. For. Meteorol.*, 1995a, **77**: 241—261.
- [5] Dickinson, R. E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models [C]. In: J. E. Hanson, T. Takahashi (Eds.), *Climate Processes and Climate Variability*. Am. Geophys. Union, 1984, pp. 58—72.
- [6] Sellers, P. J., Bounoua, L., Collatz, G. J., Randall, D. A., Dalziel, D. A., Los, S. O., Berry, J. A., Fung, I., Tucker, C. J., Field, C. B., Jensen, T. G. Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate [J]. *Science*, 1996b, **271**: 1402—1406.
- [7] Shuttleworth, W. J., Wallace, J. S. Evaporation from sparse crops—an energy combination theory [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1985, **111**: 839—855.
- [8] Anderson, M. C., Norman, J. M., Diak, G. R., Kustas, W. P., Mecikalski, J. R. A two-source time integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing [J]. *Remote Sens. Environ.*, 1997, **60**: 195—216.
- [9] Leuning, R., Kelliher, F. M., de Pury, D. G. G., Schulze, E. D. Leaf nitrogen, photosynthesis, conductance and transpiration: scaling from leaf to canopies [J]. *Plant, Cell Environ.*, 1995, **18**: 1183—1200.
- [10] Zhan X., Kustas W. P. A coupled model of land surface CO₂ and energy fluxes using remote sensing data [J]. *Agric. For. Meteorol.*, 2001, **107**: 131—152.
- [11] Jackson, R. D., Reginato, R. J., and Idso, S. B. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements [J]. *Water Resour. Res.*, 1977, **13**: 651—656.
- [12] Chen JM. A chief defect of modern remote sensing evapotranspiration model and its improvement [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1988, **33** (6): 454—458. [陈镜明. 现代遥感蒸散模式中的一个重要缺点及改进[J]. *科学通报*, 1988, **33** (6): 454—458.]
- [13] Moran, M. S., Kustas, W. P., Vidal, A., Starnard, D. I., Blanford, J. H., Nichols, W. D. Use of ground-based remotely sensed data for surface energy balance evaluation of a semi-arid rangeland [J]. *Water Resour. Res.*, 1994, **30**: 1339—1349.
- [14] 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]. *Agric. For. Meteorol.*, 1995, **77**: 263—293.
- [15] Chehbouni, A., Lo Seen, D., Njoku, E. G., Ithomme, J. P., Monteny, B. M., Kerr, Y. H. Estimating of sensible heat flux using radiative surface temperature [J]. *J. Hydrol.*, 1997a, **188**: 855—868.
- [16] Massman, W. J. A model study of kB⁻¹H for vegetated surfaces using “localized near-field” Lagrangian theory [J]. *J. Hydrol.*, 1999, **223**: 27—43.
- [17] Zhan X., Kustas W. P., Humes, K. S. An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with re-

- motely sensed surface temperature [J]. *Remote Sens. Environ.*, 1996, **58**: 242—256.
- [18] Hatfield, J. L. Evapotranspiration obtained from remote sensing methods [C]. In: D. E. Hillel (Editor) *Advances in Irrigation*. Academic Press, New York, 1983, 395—416.
- [19] Moran, M. S., Jackson, R. D., Raymond, L. H., Gay L. W., Slater, P. N. Mapping surface energy balance components by combining Landsat thematic mapper and ground-based meteorological data [J]. *Remote Sens. Environ.*, 1989, **30**: 77—87.
- [20] Chehbouni, A., Nouvellon, Y., Lhomme, J. P., Watts, C., Boulet, G., Kerr, Y. H., Moran M. S. and Goodrich, D. C. Estimation of surface sensible heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature [J]. *Agric. For. Meteorol.*, 2001, **108**: 55—65.
- [21] Tucker, C. J., Hollen, B. N., Elgin, J. H., Memurtrey, E. Remote sensing of total dry matter accumulation in winter wheat [J]. *Remote Sens. Environ.*, 1981, **11**: 171—190.
- [22] Njoku, E. G., Patel, I. R. Observations of the seasonal variability of soil moisture and vegetation cover over Africa using satellite microwave radiometer, ISLSCP [C], Proceedings of an International Conference held in Rome, Italy. ESA, SP-248, Paris, 1986, 349—356.
- [23] Zhang, L., Dawes, W. R. Atmospheric stability influence upon evapotranspiration estimates—Tests using HAPEX-MOBILHY data and the WAVES model. CSIRO [C], Division of WATER Resources. Tech. Memo., 1995b. 95/1.
- [24] Oloso, A., Chauki, H., Courault, D., Wigneron, J. P. Estimating of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT modes [J]. *Remote Sens. Environ.*, 1999, **68**: 341—356.
- [25] 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]. *Agric. For. Meteorol.*, 1989, **44**: 197—216.
- [26] Stewart, J. B., Kustas, W. P., Humes, K. S., Nichols, W. D., Moran, M. S., De Bruin, H. A. R. Sensible heat flux—radiometric surface temperature relationship for eight semi-arid areas [J]. *J. Appl. Meteorol.*, 1994, **33**: 1110—1117.
- [27] 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 Sens. Environ.*, 1996, **58**: 177—186.
- [28] Verhoef, A., de Bruin, H. A. R., van den Hurk, B. J. J. M. Some practical notes on the parameter kB^{-1} for sparse vegetation [J]. *J. Appl. Meteorol.*, 1997, **36**: 560—572.
- [29] Blyth, E. M., Harding, R. J. Application of aggregation model to surface heat flux from the Sahelian tiger bush [J]. *Agric. For. Meteorol.*, 1995, **72**: 213—235.
- [30] Lhomme, J. P., Chehbouni, A. Comments on dual-source vegetation-atmosphere transfer models [J]. *Agric. For. Meteorol.*, 1999, **94**: 269—273.
- [31] Kustas, W. P. Estimates of evapotranspiration with a one- or two-layer model of heat transfer over partial canopy cover [J]. *J. Appl. Meteorol.*, 1990, **29**: 704—715.
- [32] 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]. *Agric. For. Meteorol.*, 1999, **94**: 13—29.
- [33] Chehbouni, A., Nichols, W. D., Njoku, E. G., Qi, J., Kerr, Y. H. and Cabot, F. A three-component model to estimate sensible heat flux over sparse shrubs in Nevada [J]. *Remote Sensing Rev.*, 1997b, **15**: 99—112.
- [34] Friedl, M. A. Modeling land surface fluxes using a sparse canopy model and radiometric surface temperature measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**: 25435—25446.
- [35] Sui H Z. et al. Two-layer model for monitoring drought using remote sensing [J]. *Journal of Remote Sensing*, 1997, **1**(3): 220—224. [隋洪智, 田国良, 李付琴, 农田蒸散双层模型及其在干旱遥感监测中的应用 [J]. *遥感学报*, 1997, **1**(3): 220—224.]
- [36] Wu X B. et al. Using NOAA/AVHRR data to monitor drought with GIS technique [J]. *Journal of Remote Sensing*, 1998, **2**(4): 280—284. [武晓波, 阎守邕, 田国良等, 在 GIS 支持下用 NOAA/AVHRR 数据进行旱情监测 [J]. *遥感学报*, 1998, **2**(4): 280—284.]
- [37] Zhang R H. et al. Inverting regional distribution of crop transpiration and soil water utility efficiency based on quantitative remote sensing [J]. *Science in China (D)*, 2001, **31**(11): 959—968. [定量遥感反演作物蒸腾和土壤水分利用率的区域分异 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 2001, **31**(11): 959—968.]
- [38] Becker, F., Li, Z. L. Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands [J]. *Remote Sens. Environ.*, 1990, **32**: 17—33.
- [39] Paulson, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer [J]. *J. Appl. Meteorol.*, 1970, **9**: 857—861.
- [40] Shaw, R. H., Pereira, A. R. Aerodynamic roughness of a plant canopy: a numerical experiment [J]. *Agric. For. Meteorol.*, 1982, **26**: 51—65.
- [41] Choudhury, B. J., Monteith, J. L. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces [J]. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1988, **114**: 373—398.
- [42] Lhomme, J. P., Troufseau, D., Monteny, B., Chehbouni, A., Bauduin, S. Sensible heat flux—radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. II. A model for the kB^{-1} parameter [J]. *J. Hydrol.*, 1997, 188—189, 839—854.
- [43] Kim, J., Vema, S. B. Modeling canopy stomatal conductance in a temperate grassland ecosystem [J]. *Agric. For. Meteorol.*, 1991, **55**: 149—166.
- [44] Camillo, P. J., Gurney, R. J. A resistance parameter for bare-soil evaporation models [J]. *Soil Sci.*, 1986, **141**: 95—105.
- [45] Campbell, G. S., Norman, J. M. *An Introduction to Evaporation Biophysics* [M]. Springer, New York, 1998.
- [46] Choudhury, B. J. Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data: vistas in modeling [M]. In: Asrar, G. (Ed.), *Theory and Applications of Remote Sensing*. John Wiley,

- New York, 1989, 628—690.
- [47] Carlson, T. N., Capehart, W. J. and Gillies, R. R. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration [J] . *Remote Sens. Environ.*, 1995, **54**: 161—167.
- [48] Su, L. H., Li, X. W., Huang, Y. X. A review on scale remote sensing [J] . *Advance in Earth Sciences*, 2001, **16**(4): 544—548. [苏理宏, 李小文, 黄裕霞, 遥感尺度问题研究进展 [J] . 地球科学进展, 2001, **16**(4): 544—548.]

A Review of Researches on Remote Sensing of Land Surface Evapotranspiration

XIN Xiao-zhou, TIAN Guo-liang, LIU Qin-huo

(*Institute of Remote Sensing Applications, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China*)

Abstract: A review of research works concerning remote sensing of land surface evapotranspiration and energy fluxes was presented, and problems and difficulties in this field were outlined. It is pointed out that parameters retrieved from remotely sensed data are crucial for accurate simulation of land surface energy fluxes. As to the model, a two-layer representation of canopy-soil system is a good choice both for theory precision and application convenience in the field of remote sensing. The methodology of linkage between remote sensing data and land surface model is to be innovated and more remotely sensed data to be integrated in future works.

Key words: Review; Remote sensing; Land surface evapotranspiration