

文章编号:1001-8166(2005)01-0042-07

利用卫星遥感资料反演感热和潜热通量的研究综述*

王开存^{1,2},周秀骥³,李维亮³,刘晶淼³,王普才¹

(1. 中国科学院大气物理研究所中层大气和全球环境探测开放实验室,北京 100029;2. 北京大学物理学院大气科学系,北京 100871;3. 中国气象科学研究院,北京 100081)

摘要:区域平均感热和潜热通量是气象、水文、生态模式中的关键物理因子,卫星遥感反演为观测区域平均感热和潜热通量提供了可能。对利用卫星遥感资料反演地气通量的方法进行了总结和评述。首先描述了现在常用的反演方法,分析了方法中的各种假定对反演结果的影响,并对不同的模式反演结果进行了比较。还指出了评价卫星反演通量的精度时需要注意的问题。最后对该领域内现存的问题与发展方向进行探讨。

关键词: 卫星遥感;反演;热通量;物理模式;精度评价

中图分类号: P412.27 **文献标识码:** A

区域平均感热和潜热通量是大气、水文、生态模式中的关键物理因子。观测感热和潜热通量的传统方法是台站观测,而台站观测很难得到准确的区域平均通量。卫星遥感反演为观测区域平均通量提供了可能。通过测量反射辐射和发射辐射,卫星可以提供地表反照率和地表温度的直接测量,并可以获得植被指数、叶面积指数、植被分类等地表特性的间接观测。卫星只能提供地表一个层次的观测,而通量的计算需要近地层内两层温度、湿度、风速观测。为了解决这一矛盾进行了大量卓有成效的研究。综合概括起来,现在利用卫星资料反演感热和潜热通量有 2 个主要方向:物理模式和经验方法。物理模式又可以分为两大类:梯度模式和热惯量模式。梯度模式把地表气象资料与卫星遥感资料相结合,利用地表温度与气温之差计算感热通量,利用余项法计算潜热通量。热惯量方法利用地表土壤对吸收辐射的响应计算热通量。经验方法指利用已知的地基通量观测拟合其与遥感参数的关系,来计算区域平均热通量(一般用日平均值)。

1 物理模式

1.1 梯度模式

下面这些模式利用地表温度与近地面气温之差计算感热通量,这里统称为梯度模式。梯度模式利用 Monin-Obuhkov 相似理论计算地气感热交换的阻抗。

1.1.1 单源模式

单源模式^[1~4]假定植被均匀的分布在土壤上,考虑植被层上表面与参考大气高度 z ,感热通量 H 为:

$$H = \frac{(T_0 - T_a) \cdot C_p}{r_{ah}} \quad (1)$$

其中 T_0 和 T_a 分别为地表温度和大气参考高度 z 处的温度, C_p 为空气定压比热, ρ_a 为空气密度, r_{ah} 是大气对热量输送的阻抗,它与近地层湍流状况有关,表征了大气对感热的输送能力。利用余项法可以求得潜热通量 E :

$$E = R_n - H - G \quad (2)$$

* 收稿日期:2003-08-13;修回日期:2004-03-25.

* 基金项目:国家自然科学基金重大项目“长江三角洲低层大气与生态系统相互作用研究”(编号:49899270);国家自然科学基金项目“北京地区大气微量的变化特征研究”(编号:40175008)、“非均匀地表条件下区域平均水热通量参数化方案的研究”(编号:40375035)资助。

作者简介:王开存(1977-),男,河南永城人,博士研究生,主要从事大气边界层和卫星遥感资料的应用研究。

E-mail: wangkaicun@pku.org.cn

其中 R_n 为净辐射,土壤通量 G 可以用植被指数和净辐射进行参数化^[5-8]:

$$\frac{G}{R_n} = a \cdot V_i + b \quad (3)$$

其中 V_i 为植被指数, a 和 b 为常数。

根据 Monin-Obuhkov 相似理论计算阻抗^[9-11]:

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{0h}} \right) - \frac{sh}{z_{0h}} \right] \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{0m}} \right) - \frac{sm}{z_{0m}} \right]}{k^2 U(z)} \quad (4)$$

其中 $U(z)$ 为高度 z 处的风速, sh, sm 分别是热量和动量的无量纲廓线函数^[12,13], $k=0.4$ 为卡门常数,位移高度 d 和动力学粗糙度 z_{0m} 可以应用遥感方法获得:根据地表分类和季节变化计算地表植被的平均高度^[14],然后利用植被高度和叶面积指数计算位移高度和地表粗糙度^[15]。一般认为 $z_{0h} = z_{0m}$ 。上述单源模式在地表是浓密植被(如森林)时取得了较好的反演效果^[2]。

需要指出的是(1)式里的地表温度 T_0 在物理意义上是空气动力学温度,但只能用卫星测量的地表热力学辐射温度代替。空气动力学温度是像素内土壤和植被温度以它们与大气交换的阻抗为权重的平均温度,假定土壤和植被分别与大气作用(即认为植被与大气之间的交换过程和土壤与大气之间的交换过程是并联的)有:

$$T_0 - T_a = (T_s - T_a) \frac{r_t}{r_s} + (T_c - T_a) \frac{r_t}{r_c} \quad (5)$$

其中 T_s, T_c 分别为土壤和植被温度, r_c 是植被与大气感热交换的阻抗, r_s 是土壤与大气感热交换的阻抗,总阻抗 r_t 为:

$$r_t = \frac{r_s \cdot r_c}{r_s + r_c} = r_{ah} \quad (6)$$

热力学辐射温度是像素内土壤和植被温度以卫星视场内土壤和植被的覆盖度为权重的平均温度。假定土壤和植被为灰体,比辐射率分别为 ϵ_s 和 ϵ_c ,根据斯蒂芬—波尔兹曼定律,有:

$$\epsilon_t [T_{rad}(\nu)]^4 = [1 - f(\nu)] \epsilon_s T_s^4 + f(\nu) \epsilon_c T_c^4 \quad (7)$$

其中 ϵ_t 为地表综合比辐射率, $\epsilon_t = 5.6697 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$ 为斯蒂芬—波尔兹曼常数, $T_{rad}(\nu)$ 为地表热力学辐射温度, ν 为卫星天顶角, $f(\nu)$ 为像素内植被覆盖度,可以用植被指数或叶面积指数给出。假定 $\epsilon_t = \epsilon_s = \epsilon_c$,则地表综合辐射温度:

$$T_{rad}(\nu) = \{f(\nu) T_c^4 + [1 - f(\nu)] T_s^4\}^{\frac{1}{4}} \quad (8)$$

对比公式(6)和(8)可以看出,当植被温度与土

壤温度相等时,空气动力学温度等于热力学辐射温度。但当植被盖度小或土壤含水量低时,蒸发减小,净辐射多用来增加土壤温度,土壤温度与植被温度之差会增加(土壤温度大于植被温度),热力学辐射温度与空气动力学温度的差别也会增加(热力学辐射温度往往大于空气动力学温度)^[14,15]。因此,当应用单源模式计算稀疏植被上的感热和潜热通量时,经常会高估感热通量。解决的办法通常是在(1)式右边的分母上增加附加阻抗 r_{ex} :

$$H = \frac{(T_0 - T_a) \cdot C_p}{r_{ah} + r_{ex}} \quad (9)$$

附加阻抗在概念上被认为是 $r_{ex} = \ln(z_{0m}/z_{0h})$ (参考公式 4),随地表类型和地表湿润状况变化^[16-19],不同地区具有不同的值。

1.1.2 双源模式

从上面的分析可以看出,要解决单源模式因空气动力学温度与热力学辐射温度的差异产生的问题,需要把植被和土壤分开考虑,认为土壤和植被分别与大气进行感热和潜热交换,即使用双源模式^[20,21]。双源模式利用土壤和植被的盖度对地表温度进行分解(公式 8),利用 Beer 定律对地表净辐射分解为植被拦截的净辐射 R_{nc} 和到达土壤的净辐射 R_{ns} :

$$R_{ns} = R_n \exp(-kF/\cos s) \quad (10)$$

$$R_{nc} = R_n - R_{ns} \quad (11)$$

其中 $k=0.45$ 为经验常数, F 为叶面积指数,可以用遥感的方法获得, s 为太阳天顶角。利用 Priestley-Taylor 公式把植被拦截的净辐射分解为感热通量和潜热通量,植被潜热通量 E_c 可以表示为:

$$E_c = \frac{f_g}{1 + f_g} R_{nc} \quad (12)$$

其中干湿表常数 $\gamma = C_p p / 0.622$, C_p 为空气定压比热, p 为气压, L 为汽化潜热, ϵ 为饱和比湿对温度的微分, $\gamma = 1.26$ 为 Priestley-Taylor 常数, f_g 为植被叶子绿度,一般情况下认为 $f_g = 1.0$ 。于是植被的感热通量 H_c 可以表示为:

$$H_c = R_{nc} - E_c = R_{nc} \left(1 - \frac{f_g}{1 + f_g} \right) = C_p \frac{T_c - T_a}{r_{ah}} \quad (13)$$

利用(13)式可以求出植被温度 T_c ,代入(8)可以求出土壤温度 T_s 。土壤大气之间感热通量 H_s 为:

$$H_s = C_p \frac{T_s - T_a}{r_{ah} - r_s} \quad (14)$$

其中 r_s 为土壤阻抗^[19], 土壤潜热通量可以表示为:

$$E_s = R_{ns} - H_s - G \quad (15)$$

Lhomme 等^[22]认为植被和土壤为上下连续的两层, 植被与土壤之间存在通量的相互作用, 并进而影响总的地表通量。Kustas 等^[23]指出上述双源模式的整体架构是分层方法, 为了更好地反演稀疏植被上的热通量, 需要对分层 Beer 定律(公式 9)进行修订, 来提高它在行播作物和当植被块状分布时的适用性。在应用 Beer 定律对净辐射进行分配时, 假定植被均匀地分布在土壤之上, 这种情况只在地表植被盖度接近 1 时才严格成立, 对于稀疏植被, 利用(9)式对地表净辐射进行分配会产生较大误差^[22]。同时, 当植被稀疏时有另外 2 个因素影响植被和土壤间的能量分配: 植被吸收土壤反射太阳辐射; 当植被稀疏时, 土壤温度往往要比植被温度高很多, 有时会达到 20。此时, 土壤热辐射和土壤感热成为植被重要的能量来源。植被对长波辐射的吸收率要比对太阳短波辐射的吸收系数大许多倍。因此在植被稀疏时, 需要对净辐射的分配方法进行修改。Kustas^[24]对净辐射在植被和土壤中的分配 Beer 定律进行了修订, 同时把 Priestley-Taylor 常数增加到 2.0, 取得了较好的模拟效果。稀疏植被另一个特点是, 空气在稀疏植被中混合很好, 因此, 温度、水气的垂直梯度小^[25, 26], 因此应用梯度法求热通量时, 结果对温度观测误差十分敏感。

1.1.3 积分双源模式

在双源模式中, 气温是必需的参数。而气温只能通过气象站测量得到, 区域尺度上的气温必需对站点资料进行空间和时间上插值, 然而空气温度往往与局地地表特征(如植被类型和土壤湿度)关系密切, 地表特性会在很小的尺度上变化, 因此气温具有很大的时空变率, 插值精度较差。同时地表温度会因为仪器校准误差、缺乏地表比辐射率精确观测、大气订正等产生测量误差。双源模式采用地表温度与气温之差来计算通量, 这一温差一般为几 K 或 1K 以内^[25, 26], 因此通量对地表温度或气温的测量误差十分敏感, $\pm 3\text{K}$ 的温度误差可以使感热通量相对误差大于 50%^[27]。

积分双源模式^[27]利用早晨的 2 次相隔约 4 小时的卫星观测和早晨的一次探空曲线, 通过对探空曲线的平移获得卫星过境时的气温, 利用双源模式计算出感热通量。假定地表对大气的加热率随时间线性变化, 对双源模式计算的感热通量进行时间积分。另外模式利用边界层模式计算积分感热通量,

对 2 个积分感热通量进行对比, 通过迭代, 使模式得到的 2 个积分感热通量相等。这样, 模式可以得到 2 次的感热和潜热通量。Mercikalski^[28]利用积分双源模式成功地反演了美国大平原的地表感热和潜热通量。

1.1.4 双温度差分双源模式

积分双源模式需要输入早晨的一次探空观测, 而很多地区没有探空观测。Norman^[29]给出了一个应用两次卫星观测计算地表感热和潜热通量简单方法。选择第一次卫星观测时间使土壤感热通量可以认为等于零(日出后 1 小时左右)。可以得到:

$$H_2 = C_p \left[\frac{(T_{rad,2}(v) - T_{rad,1}(v)) - (T_{a,2} - T_{a,1})}{(1 - f(v)) \cdot (r_{a,2} + r_{s,2})} \right] + H_{c,2} \left[1 - \frac{f(v)}{1 - f(v)} \cdot \frac{r_{a,2}}{r_{a,2} + r_{s,2}} \right] + H_{c,1} \left[\frac{f(v)}{1 - f(v)} \cdot \frac{r_{a,1}}{r_{a,2} + r_{s,2}} \right] \quad (16)$$

其中脚码 1, 2 代表卫星观测次数。利用(16)式求出感热通量后, 利用余项法求出潜热通量(公式 2)。与积分双源模式一样, 双温度差分双源模式降低了模式对于地表温度和气温误差的敏感度, 模式可以使用距离像素较远的气象站的气温观测, Norman^[29]使用的气温资料就是距离像素 100 km 左右的气象站的气温观测。

因为空气动力学温度和热力学温度的差异, 单源模式的使用仅仅限制在地表被浓密植被覆盖的地区, 如森林植被等。对于稀疏植被, 如庄稼和草地, 单源模式的反演效果很差^[20, 21]。双源解决了单源模式的上述问题, 使稀疏植被上的热通量的反演效果有了很大的提高。为了对比双源模式的反演效果, 使用 Monsoon '90^[30](地表为半干旱牧场)和 FIFE^[31](地表为高草原)的资料对上述 3 种双源模式进行了误差检验。表 1 中记录了模式的相对均方根误差 S_r :

$$S_r = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{p,i} - x_{0,i})^2 \right]^{\frac{1}{2}} / \bar{x}_0 \quad (17)$$

其中 n 为样本数, $x_{p,i}$ 为模式预测值, $x_{0,i}$ 为观测值(表 1), \bar{x}_0 为观测值的平均值。

在 3 种双源模式中, 精度最高的是积分双源模式, 其次是双温度差分双源模式, 双源模式的反演结果最差。可见使用两次卫星测量反演地表通量可以明显改善反演精度。需要指出的是, 表 1 中的双源模式中使用的的气温资料是实测值, 并不是采用内差计算出的值, 如果需要对气温进行内差, 双源模式的

模拟结果会更差。虽然双温度差分双源模式相对与积分双源模式的反演精度低,但它对资料的敏感度低^[29],简单易于计算,并且不需要探空观测。虽然气温资料可能具有较大误差,但双温度差分双源模式的反演精度要优于双源模式。

表 1 模式模拟的相对均方根误差
Table 1 The relative root square error of the results of the models

实验资料	通量分量	双源模式	积分双源模式	双温度差分双源模式
Monsoon 90	H	29 %	22 %	32 %
	G	33 %	23 %	
	E	25 %	18 %	15 %
FIFE	H	44 %	38 %	
	G	105 %	38 %	
	E	20 %	23 %	

1.2 热惯量方法

梯度模式需要大量的辅助观测,如风速、气温、粗糙度等,并且对输入参数的误差敏感度较高。热惯量方法利用地表土壤对吸收辐射的响应计算感热和潜热通量,使反演方法不再依赖气温和风速等非遥感数据,在缺乏气象资料的地区有着光明的应用前景。

Zhang Renhua^[32]利用变分热惯量方法,得到地表热惯量^[33~35] ATI 与波文比 的关系式:

$$= \frac{E}{H} = 0.66 \left(\frac{ATI_{\max} - ATI_i}{ATI_i} \right) + \frac{+}{+} \quad (18)$$

ATI_{\max} 指一天中最大的热惯量, ATI_i 是第 i 时刻的热惯量。

Goward^[36]通过模式模拟表明,影响地表感热通量和潜热通量的最主要的因子是土壤湿度和入射辐射,热惯量是这两个因素的组合^[33~35]。热惯量方法抓住了影响地表通量最主要的因子,成功地对沙漠地区感热和潜热通量进行了反演^[32]。

热惯量方法不再需要地表的非遥感数据,使用卫星遥感数据可以独立地反演地表热通量。而梯度模式把非遥感数据如气温与遥感数据联合使用,不仅限制梯度模式的使用范围,并且因为遥感数据和地表非遥感数据具有不同的时间尺度和空间尺度,在理论上和实际使用上都会带来很大的问题(详见第 3 部分)。但是现在热惯量方法只能使用在地表为裸土的情况下。需要发展地表为植被覆盖情况下的热惯量方法。

2 经验方法

经验方法把站点通量观测与遥感观测相结合,利用已有观测拟合热通量与遥感参量(一般是地表温度和植被指数)的关系,然后计算区域上的通量。

Rabain^[37]利用降水量,日最低温度和最高温度,以及植被指数拟合日平均感热通量。地表感热通量可以表示为:

$$H = 0 + {}_1API^3 + {}_2API^2 + {}_3API - ({}_4API^3 + {}_5API^2 + {}_6API) \cdot NDVI - {}_7 \cdot NDVI \quad (19)$$

其中 API 是一个与降水和前一天蒸发有关量, $NDVI$ 为标准化植被指数,为拟合常数^[36]。

Jiang 等^[38,39]把 Priestley-Taylor 公式推广,公式中的常数 主要受地表温度和植被指数的变化,并根据地表温度—植被指数的三角形空间分布^[36,40~43]对 进行插值。

Bella^[44]利用 NOAA/AVHRR 资料,拟合了日平均地表蒸散发(单位:mm)与植被指数和地表温度的关系:

$$ET = -88.3439 + 1.77636 T_s + 286.406 NDVI \quad (20)$$

经验方法利用经验的方法拟合一个地区的热通量与遥感参量的关系,但这种关系受局地因子影响很大,如海拔高度(主要影响到地表的净辐射)。经验公式可以给我们的研究提供了较好的思路与解决问题的途径,但是经验公式的应用需要谨慎。

3 反演精度的评价

卫星反演通量需要应用地表实测的通量资料进行对比验证,以评价其精度,然后才可以得到广泛的应用和认可。用地表观测资料验证卫星反演通量时需要注意以下 2 个问题:时间尺度与空间尺度。地基气温和风速观测的采样时间一般为 30 分钟,而卫星观测的采样时间一般小于 1 秒。研究指出当应用不同采样时间的地表辐射温度与采样时间为 30 分钟的气温风速资料结合反演热通量时得到的结果差别很大,特别是当净辐射的变化幅度大时^[26]。同时卫星资料与地基资料在空间尺度上也是不一致的,卫星资料的空间尺度(分辨率)一般为几百米到几公里,而地表观测的空间尺度要小得多。研究指出,使用尺度平均的地表温度反演尺度平均热通量与先利用次尺度地表温度反演热通量然后进行区域平均得到尺度平均热通量会有较大的差别,这种差别随风速的减小而增大,随卫星资料的分辨率的增大而增大^[45]。

因此当利用地基观测的热通量与卫星反演得到的热通量进行对比验证时,需要对地基观测进行区域平均,得到与卫星产品尺度相当的地表产品^[46]。刘晶森等^[47]从理论上指出,区域平均的通量等于次区域尺度的通量观测的平均值与次区域尺度通量偏差所对应的通量变化率之和。同时还必需选择使用地基观测的采样时间与地表状况和气象条件,使空间尺度和时间尺度对通量的影响最小。

4 现存的问题与研究方向

本文介绍的各种模式在反演感热通量和潜热通量方面得到了广泛的应用。单源模式在地表为浓密植被覆盖(如森林)时,取得了较好的反演效果;当地表为稀疏植被(如庄稼,草地等)时,双源模式(包括双源模式、积分双源模式、双温度差分双源模式)取得了较好的反演效果;当地表完全为裸土或植被特别稀疏时,热惯量方法取得了较好的反演结果。使用两次卫星观测,如积分双源模式、双温度差分双源模式,相对于使用一次卫星观测(双源模式)的反演效果有了很大提高,并不再需要配套的气温观测,降低了模式对输入参数误差的敏感度。具有较好的应用前景。然而在选择使用不同的模式时需要根据所拥有的地基观测资料、地表覆盖类型以及卫星遥感数据的类型选择使用不同的反演方法。但目前该领域还存在以下问题有待解决:

(1) 梯度模式需要大量的地表气象观测,而地基观测与卫星观测具有不同的时间尺度和空间尺度,使用不同的空间尺度和时间尺度的观测计算出的感热和潜热通量有很大的差别。需要使用升尺度方法使地基观测具有与卫星观测具有相同的尺度。

(2) 目前非遥感数据成为阻碍卫星遥感资料反演地气通量的主要障碍,热惯量法因为不需要地表非遥感资料的支持,具有广阔的应用前景。但是,现在热惯量方法只能应用于地表为裸土的情况下,需要开发其他条件下的反演方法。

(3) 缺乏有效地评价卫星反演通量精度的标准方法和地基观测资料成为阻碍卫星反演通量得到广泛应用和认可的主要因素。需要加强地基观测以及评价方法的研究以提高卫星反演通量的精确度。

参考文献(References):

[1] Shuttleworth W J, Wallace J S. Evaporation from sparse crops-An energy combination theory [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1985, 111: 839-855.

[2] Zhang Lu, 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.

[3] Kustas W P, Choudhury B, Reginato, et al. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1989, 44: 197-216.

[4] Ma Yaoming, Tsukamoto O, Ishikawa H, et al. Determination of regional land surface heat flux densities over heterogeneous landscape of HEIFE integrating satellite remote sensing with field observations [J]. *Journal of Meteorology Society of Japan*, 2002, 80: 485-501.

[5] Jacobsen A, Hansen B U. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio based on spectral vegetation indexes in high-latitude Arctic areas [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1999, 20(2): 445-461.

[6] Clothier B E, Clawson K L, Pinter, et al. Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1986, 37: 319-329.

[7] Kustas W P, Daughtry C S T. Estimation of the soil heat flux-net radiation from spectral data [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1990, 49: 205-223.

[8] Kustas W P, Daughtry C S T, Van Oevelen P J. Analytical treatment of the relationships between soil heat flux/net radiation ratio and vegetation indices [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1993, 46: 319-330.

[9] Monin A S, Obukhov A M. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground [J]. *Trudy Geofizicheskogo Instituta Akademiyi Nauk SSSR*, 1954, 24(151): 163-187.

[10] Businger J A, Wyngaard J C, Lzumi Y, et al. Flux profile relations in the atmospheric surface layer [J]. *Journal of Atmospheric Science*, 1971, 28: 181-189.

[11] Dyer A J. A review of the flux-profile relations [J]. *Boundary Layer Meteorology*, 1972, 1: 336-372.

[12] Mecikalski John R, Diak George R, Anderson Martha C. Estimating fluxes on continental Scales using remotely sensing data in an atmospheric-land exchange model [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1999, 38: 1353-1369.

[13] PauPach M R. Simplified expression for vegetation roughness length and zero-plane displacement as function of canopy height and area index [J]. *Boundary Layer Meteorology*, 1994, 71: 211-216.

[14] Chehbouni A, LoSeen D, Njoku, et al. Examination of the difference between radiative and aerodynamic surface temperature over sparsely vegetated surfaces [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1995, 58: 177-186.

[15] Friedl M A. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 79: 344-354.

[16] Su Z, Schmugge T, Kustas W P. An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and atmosphere [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2001, 40(11): 1933-1951.

[17] Bl mel K. A simple formula for estimation of the roughness length for heat transfer over Partly vegetation surfaces [J]. *Journal of Applied*

- Meteorology*, 1999, 38: 814-829.
- [18] Verhoef W, de Bruin H A R, van den hurk B J M. Some practical notes on the parameter KB^{-1} for sparse vegetation [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1997, 36: 560-572.
- [19] Jia Li, Wang Jiemin, Hu Zeyong. The characteristics of roughness length for heat and its influence on the determination of sensible heat flux on arid zone [J]. *Plateau Meteorology*, 2000, 19(4): 485-503. [贾立, 王介民, 胡泽勇. 干旱区热力粗糙度特征及对感热通量估算的影响[J]. 高原气象, 2000, 19(4): 485-503.]
- [20] Norman J M, Kustas W P, Humes K S. Source approach for estimating soil and vegetation energy flux in observations of directional radiometric surface temperature [J]. *Agriculture and Forest Meteorology*, 1995, 77: 263-293.
- [21] Wallace J S. Evaporation, radiation interception by neighboring plants [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1997, 123: 1 885-1 905.
- [22] Lhomme J P, Chehbouni A. Comments on the vegetation-atmosphere transfer models [J]. *Agriculture and Forest Meteorology*, 1999, 94: 269-273.
- [23] Kustas W P, Norman J M. Reply to comments on the basic equation of dual-source vegetation-atmosphere models [J]. *Agriculture and Forest Meteorology*, 1999, 94: 275-278.
- [24] 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]. *Agriculture and Forest Meteorology*, 1999, 94: 13-29.
- [25] Kondo J, Ishida S. Sensible heat flux from surface under natural convective conditions [J]. *Journal of Science*, 1997, 54: 498-509.
- [26] Kustas W P, Prueger J H, Hipps L E. Impact of different time-averaged inputs for estimating sensible heat flux of riparian vegetation using radiometric surface temperature [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2002, 41: 319-332.
- [27] Anderson M C, Norman J M, Dick G R, et al. A two-source time-integrated model for estimating surface flux using thermal infrared remote sensing [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1997, 60: 195-216.
- [28] Mercikalski J R, Dick G R, Anderson M C. Estimating flux on continental scales using remotely sensed data in an atmospheric-land exchange model [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1999, 38: 1 353-1 369.
- [29] Norman J M, Kustas W P, Prueger J H. Surface flux estimation using radiometric temperature, a dual temperature difference method to minimize measurement errors [J]. *Water Resource Research*, 2000, 36(8): 2 263-2 274.
- [30] Kustas W P, Godrich D C, Moran M S, et al. An interdisciplinary field study of the energy and water fluxes in the atmosphere-biosphere system over semiarid rangeland, description and some preliminary results [J]. *Bulletin of America Meteorological Society*, 1991, 72: 1 683-1 705.
- [31] Sellers P J, Asrar F G, Srebel G, et al. An overview of the first international satellite land surface climatology project (ISLSCP) field experiment (FIFE) [J]. *Journal of Geophysics Research*, 1992, 97 (D17): 18 345-18 371.
- [32] Zhang Renhua, Sun Xiaomin, Zhu Zhilin, et al. A remote sensing model for monitoring soil evaporation based on thermal inertia and its validation [J]. *Science in China (D)*, 2003, 46(4): 342-355.
- [33] Ma Ainai. Remote Sensing Information Model [M]. Beijing: Peking University Press, 1997. 41-51. [马蔼乃. 遥感信息模型[M]. 北京: 北京大学出版社, 1997. 41-51.]
- [34] Price J C. Estimation of regional scale evapotranspiration through abalast's satellite thermal infrared data [J]. *IEEE Transaction on Geosciences and Remote Sensing*, 1982, 20: 286-292.
- [35] Zhang Renhua. Inertia model of soil moisture and its application [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1991, 36(12): 924-927.
- [36] Gward Samuel N, Xue Yongkang, Czajkowski Kevin P. Evaluating land surface moisture conditions from the remotely sensed temperature/vegetation index measurements: An exploration with the simplified simple biosphere model [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 79: 225-242.
- [37] Rabin Robert M. Relating remotely sensed vegetation and soil indices to surface energy fluxes in vicinity of an atmosphere dryline [J]. *Remote Sensing Reviews*, 2000, 18: 53-58.
- [38] Jiang L, Islam S. A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations [J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(17): 2 773-2 776.
- [39] Jiang L, Islam S. Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data [J]. *Water Resources Research*, 2001, 37(2): 329-340.
- [40] Boegh E, Soegaard H, Hanan N, et al. A remote sensing study of the NDVI Ts relationship and the transpiration from sparse vegetation in the Sahel based on high resolution satellite data [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1998, 69 (3): 224-240.
- [41] Gillies R R, Carlson T N, Gui J, et al. A verification of the triangle method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface radiant temperature [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1997, 18 (15): 3 145-3 166.
- [42] Sandholta Inge, Rasmussena Kjeld, Andersen Jens. A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 79: 213-224.
- [43] Smith R C G, Choudhury B J. Analysis of normalized difference and surface temperature observations over southeastern Australia [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1991, 12 (10): 2 021-2 044.
- [44] Bella C M DI, Rebella C M, Paruelo J M. Evapotranspiration estimates using NOAA AVHRR imagery in the Pampa region of Argentina [J]. *International Journal of Remote sensing*, 2000, 21 (4): 791-797.
- [45] Kustas W P, Norman J. Evaluating the effects of sub-pixel heterogeneity on pixel averaged fluxes [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2000, 74(3): 327-343.
- [46] Wang J, Ma Y, Menenti Mi, et al. The scaling-up process in the heterogeneous landscape of HEIFE with the aid of satellite remote sensing [J]. *Journal of Meteorology Society of Japan*, 1995, 73(6):

1 235-1 244.

[47] Liu Jingmiao, Ding Yuguo, Zhou Xiuji, *et al.* The influences of the surface heterogeneity on the parameterization of region averaged mois-

ture flux [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2003, 61 (6) : 712-717.

[刘晶淼,丁裕国,周秀骥,等. 地表非均匀性对区域平均水分通量参数化的影响[J]. 气象学报,2003, 61(6) : 712-717.]

USING SATELLITE REMOTELY SENSED DATA TO RETRIEVE SENSIBLE AND LATENT HEAT FLUXES : A REVIEW

WANG Kai-cun^{1,2}, Zhou Xiu-ji³, LI Wei-liang³, LIU Jing-miao³, WANG Pu-cai¹

(1. *Laboratory for Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*; 2. *Department of Atmospheric Science, College of Physics, Peking University, Beijing 100871, China*; 3. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*)

Abstract : Regional sensible and latent heat fluxes are the key physical parameters of the meteorological, hydrological and ecological models. However it is very difficult to obtain these fluxes from conventional ground measurement. Using satellite remotely sensed data to retrieve these fluxes supplies one possible way to solve this problem. However, the gradient measurement is needed when calculating the fluxes are calculated, while the measurements from only one layer can be obtained from satellite. To solve this problem, many studies have been carried out. There are two main ways that can be seen: the physical model and empirical model. The physical models have two directions: the gradient model and the thermal inertia method. Gradient models combine the satellite remotely sensed data with the ground measurements, and use the difference of surface temperature and air temperature at reference height to calculate sensible heat flux. The latent heat flux is obtained as the residual. The thermal inertia method uses the response of soil to the absorption of solar radiation to calculate the sensible and latent heat flux. The empirical method calculates empirical regression between the measurements of the fluxes and the satellite remotely sensed data, and then extends this relationship to calculate the fluxes. Here the daily-average fluxes are often used.

Four gradient models are reviewed, including one one-source model and three two-source models. When use the one-source model is used for to partly vegetation-covered surface, the difference of the air dynamic temperature and the thermal radioactive temperature hinds it usage. Two-source models can solve this problem. However, all the gradient models are sensitive to the error of the difference between the satellite retrieved surface temperature and the measurements of the air temperature. Another shortcoming of the gradient model is that they need to interpolate ground measurements, such as the air temperature and wind speed. These interpolations always are of low quality with unacceptable errors. The thermal inertia method calculates sensible and latent heat fluxes only using the satellite remotely sensed data, which will have a wider usage in the near future. However, up to today, this method only succeeded in the bare soil surface. More attention should be paid to it in the future.

At last, the methods used to evaluate the accuracy of the retrieval of sensible and latent heat fluxes are reviewed.

Key words : Satellite remote sensing; Retrieve; Heat fluxes; Physical model; Accuracy evaluation.