

定量遥感反演作物蒸腾和土壤水分 利用率的区域分异*

张仁华** 孙晓敏 刘纪远 苏红波 朱治林 唐新斋

(中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要 首先讨论了在农业生态站建立的行之有效的、以遥感数据为主体的作物蒸腾二层模型, 重点阐明了以多时相辐射温度和热惯量信息为基础的作物地表混合像元(视场)温度的分解模型, 在遥感反演过程中提出了一些在模型和算法方面的优化和改进: 提出了一个区域比辐射率估算的算法、提出了运用地表温度的静态反馈算法和扩展生态台站的空气温度到区域的算法, 并在 LUCC 分类技术的支持下, 提出了以地面粗糙度和辐射温度为参数的地面 2 m 高的气温和风速的空间扩展算法, 最后应用 NOAA-AVHRR 和地面同步观测及其定标, 按像元逐点运算, 反演了华北地区农田作物蒸腾和水分利用率的区域分布, 揭示了春天华北地区水资源在农业上的利用效率, 为采取有效的节水措施提供了科学依据。

关键词 定量遥感 作物蒸腾 土壤水分利用率

众所周知, 华北地区的水资源十分匮乏, 最近几年, 旱灾频频发生. 因此, 采取节水措施, 特别是提倡节水农业是当务之急. 对于节水农业, 首先应该了解在农业用水中, 什么是最有节水潜力的环节? 然后才能了解什么样的措施最有效. 根据农业气象, 作物蒸腾量和作物二氧化碳同化量成非线性比例^[1,2]. 也就是说, 作物蒸腾量越大, 通常作物产量也越大. 有一种观点误认为, 农业节水可以抑制作物蒸腾量. 显然这不应该是节水途径. 而农业用水浪费的大部分是作物棵间的土壤蒸发. 这部分水不参与光合作用, 对于作物生长是无效的. 而且这部分消耗的水分上升到高空, 大部分随着西风环流, 飘入太平洋. 现在, 提出一个很有意义的水循环问题, 在华北如此缺水的地区, 这部分无效蒸发占农田耗水比例是多少? 如果采取措施, 抑制这部分无效蒸发, 有多少节水潜力? 为了定量分析, 首先定义作物水分利用率:

$$U = \frac{ET}{ES + ET}, \quad (1)$$

式中 U 是作物水分利用率, ET 是作物蒸腾量, ES 是作物棵间土壤水分的蒸发.

从(1)式可知, 为了知道作物水分利用率, 应知道作物蒸腾量和棵间土壤水分蒸发量. 换言之, 我们必须将由涡度相关测定仪、波文比测定仪测定的蒸发散进行分解. 在微气象学中蒸

2001-06-13 收稿, 2001-08-01 收修改稿

* 国家自然科学基金重大项目(批准号: 49890330)、国家重点基础研究发展规划项目(编号: 2000077900)和中国科学院 CXIOG-C00-05-02 项目共同资助

** E-mail: zhangrh@igsrr.ac.cn

腾量的反演和测定均是较复杂的. 因此, 应用遥感数据在区域尺度进行蒸腾量的反演更加复杂. 不仅涉及到建模, 而且要考虑到尺度转换. 10 多年前, 利用遥感信息建模的时候, 通常裸露土壤水分含量的遥感思路采用热惯量方法^[3~5]. 均匀完全植被覆盖下的土壤水分含量的遥感途径, 通常运用作物缺水指数(CWSI)^[6~8], 其基础是大叶模型. 然而, 研究作物水分利用率必须发展作物蒸腾二层模型. 10 多年来, 该领域已经发展了若干二层模型^[9~11], 其关键科学问题是如何分解表面温度和净辐射通量^[12,13].

本文论述在农业生态站建立的行之有效的、并以遥感数据为主体的作物蒸腾二层模型, 阐明在遥感反演过程中作出的一系列在模型优化和算法上的改进: (i) 以多时相和热惯量为基础的作物冠层温度的分解模型. (ii) 在反演地表温度中, 提出一个区域比辐射率估算的算法. (iii) 运用地表温度静态反馈的空气温度空间扩展方法. (iv) 以高分辨 TM 数据和 LUCC 地表分类信息为主的风速和作物冠层阻抗的空间扩展方法. 并应用 NOAA-AVHRR 数据和地面同步观测及其定标方法, 按像元逐点反演了华北地区农田作物蒸腾和水分利用率的区域分布.

1 土壤和冠层表面温差的理论分析及其简化

在二层蒸发散模型中, 分解混合像元温度是关键步骤. 也是提取作物蒸腾信息的必由之路. 混合视场的地表温度的分解实质上就是在混合视场里以某种方法求出土壤辐射温度和冠层辐射温度. 当热红外遥感传感器(包括地面使用的热红外辐射计)以多角度测量不完全作物覆盖的地表温度时, 假定对准的地表的面积不变, 则有如下方程组:

$$\varepsilon_{mi} T_{mi}(\theta_i, \phi_i) = [f_i \varepsilon_{vi} T_{vi}^4(\theta_i, \phi_i) + (1 - f_i) \varepsilon_{si} T_{si}^4(\theta_i, \phi_i)]^{1/4}. \quad (2)$$

上式表达了一组多角度的辐射温度的方程组. 通常表观覆盖率是作为已知数. 如果只有一个垂直角度, 一个方程有两个未知数, 方程不能解. 为了解辐射温度, 必须增加一个观测角度, 即增加一个方程. 由于目前除 ATSR 卫星数据外尚无热红外多角度卫星遥感数据供实际应用, 有人试图利用不同轨道(不同时相)的 NOAA 卫星的 AVHRR 数据作为多角度遥感数据源. 对于可见光、近红外波段而言, 只有假定在两个轨道的时间差里地物的反射率保持不变以及具有相当精确的几何配准精度, 这种思路方可实现. 然而对于热红外波段来说, 由于地表温度迅速而大幅度地变化, 这种思路是不可实现的. 欧洲空间局的 ATSR 卫星数据是目前惟一有 2 个角度的. 但是, 在中国地区比较难取得数据. 因此, 我们提出了一个利用多时相分解混合像元温度的思路^[14], 在此基础上, 提出现实的解决途径.

根据土壤和作物冠层表面热量平衡原理, 以及土壤和作物叶子阴阳面温差模型^[15], 土壤和作物冠层表面的温差可由下式表达:

$$\begin{aligned} \delta T = & \frac{(S + D)[1 - \alpha_s - (1 - \alpha_l)^n \tau_l^n]}{2 \left\{ \frac{\rho_a C_p}{r_a} + \frac{\Delta' \rho_a C_p}{\lambda r_a} (1 - F_s) + 4\sigma \varepsilon_s T_{sa}^3 + (aW + b) \right\}} \\ & - \frac{(S + D)[1 - \alpha_l - \tau_l - \tau_l^m (1 - \alpha_l)^m]}{2 \left\{ \frac{\rho_a C_p}{r_a} + \frac{\Delta' \rho_a C_p}{\gamma r_a} (1 - F_l) + 4\sigma \varepsilon_l T_{la}^3 \right\}}, \quad (3) \\ \delta T = & \frac{1}{2} [(T_{s1} - T_{l1}) + (T_{s2} - T_{l2})], \end{aligned}$$

其中 T_{s1} , T_{s2} , T_{l1} , T_{l2} 分别是土壤和叶子受光面和/阴影的辐射温度. T_{sa} 和 T_{la} 是这两个表面的平均温度. R_n 是净辐射通量, S 和 D 分别是太阳直接辐射和环境散射辐射, 包括天空和周围的叶子, α_s 和 α_l 分别是土壤和叶子的反射率, σ 是 Stefan-Boltzmann 常数, ε_s 和 ε_a 分别是土壤和环境物体的比辐射率; LE , H 和 G 分别是潜热通量、显热通量和土壤热通量, Δ' 是饱和水汽斜率, ρ_a 是空气密度, C_p 是空气比热, r_a 是空气阻力, d_a 是在 z 高度的空气饱和水汽压, T_s , T_g 分别是土壤表面和在土壤 δz 深度的温度, T_a 是空气温度, k 是热传导系数, 令 $K = k^{1/2} / \delta z$, δz 是土壤温度不变层深度, I_{th} 是土壤热惯量, 它与土壤水分含量 W 基本呈线性关系: $I_{th}K \approx aW + b$, 其中 a , b 是试验常数. F_s 是土壤相对水分指数, 其定义与作物缺水指数相类似, $F_s = 1 - E/E_0$, E 和 E_0 分别是土壤实际蒸发和田间持水量时的蒸发. 在阴影位置不断变化的条件下, 这两个表面的土壤水分的侧渗作用和土壤相对水分指数近似相等, $F_{s1} - F_{s2} \approx 0$, 或 $F_{s1} = F_{s2} = F_s$. 也就是由于阴影的位置不断变化还没有使这两个表面下的土壤水分含量有实质性的差异. n 是阴影上空遮挡太阳的叶子层数. m 是阴影叶子上空遮挡太阳的上层叶子的层数, ε_l 是叶子的比辐射率. F_l 是作物缺水指数, $F_l = 1 - ET/ET_0$, ET 和 ET_0 分别是叶子实际蒸腾和田间持水量时的蒸腾.

从(3)式可以看出, 作物冠层表面阴影温度 T_{v2} 高于土壤辐射温度阴影 T_{s2} . 在括号中均为正值. 土壤和冠层表面混合温差是土壤阴阳面平均值温度与冠层阴阳面平均温度之差. 两者的差值是一个复杂的多变量函数. 许多变量均是非遥感技术能测定的参数. 然而我们可以从中分析出如下基本点.

(i) 热量平衡各分量: 净辐射通量、显热通量、潜热通量和土壤热通量控制着土壤表面和作物冠层表面温差. (3)式分子为能量输入项. 引起土壤和冠层辐射温度差值的主要因素之一是土壤和冠层表面的反照率差值. (3)式分母为能量分配和控制因子, 与潜热、显热和土壤热惯量和土壤含水量有关.

(ii) 这些热量平衡各分量的控制因子同时又是控制辐射温度的因子. 而且基本数学形式相似. 从中得到启发, 控制温差的复杂参数是否可以从辐射温度本身作为基本信息进行简化.

将能量的加权简化为辐射温度的加权. 在物理意义上不甚确切, 主要是不能够直接将辐射温度通过比辐射率和环境辐射照度转换为真实温度. 然而对土壤和植被经常出现的温度计算表明, 就辐射温度而言, 其误差小于 0.005. 因此, 本文采用了这种简化.

中午(下标为 p)和凌晨(下标为 a)这两个时相的表达式如下:

$$\begin{aligned} T_{mp} &= fT_{vp} + (1-f)T_{sp}, \\ T_{ma} &= fT_{va} + (1-f)T_{sa}. \end{aligned}$$

将上两式联合求解, 并引入在凌晨的土壤和冠层表面辐射温度非常接近的事实, 整理后得中午时的土壤和冠层辐射温差

$$T_{sp} - T_{vp} = [(T_{sp} - T_{sa}) - (T_{mp} - T_{ma})] \frac{1}{f}. \quad (4)$$

从(4)式可以得出非常有意义的结论, 土壤辐射温度和作物冠层辐射温度之差 δT 等于土壤辐射温度的日振幅和混合辐射温度的日振幅之差除以覆盖率. 土壤辐射温度的日振幅是土壤热惯量的核心参数. 混合辐射温度的日振幅是作物供水指数(moisture availability)^[16]或作物缺水指数(crop water stress index)^[6,7]的核心参数. 因此, 这个 δT 反映了土壤表面和作物冠层表面的热量平衡的差异, 也反映了由热惯量表达的土壤水分信息和由作物缺水指数表达的土壤水分信息的差异. 主要是热惯量和作物缺水指数表达土壤水分的深度和厚度的差异.

另一个重要现象是在辐射平衡为零的凌晨和傍晚, δT 也接近于零. 土壤、作物冠层以及混

合辐射温度均接近相等. 用表观热惯量表达式代入(4)式, 有

$$T_{sp} - T_{vp} = (T_{sp} - T_{mp}) \frac{1}{f} = \left[(T_{ma} - T_{mp}) + \frac{1}{P(S, D, \alpha_s, \Delta t)} \right] \frac{1}{f}, \quad (4)$$

其中 P 是土壤的表观热惯量, Δt 为土壤辐射温度日振幅的两端点的时间. 其他符号同前. 这一理论表达式与我们以前提出的实验表达式相近^[14].

在实际应用中, 可以通过实验寻找土壤辐射温度日振幅与混合辐射温度的日振幅的关系. 当然与覆盖率有密切关系. 当作物覆盖率为 0 和 1 的极端情况, δT 就不存在. 如果能同时获取高、低分辨率的热红外影像图, 那么我们还可以用更高空间分辨率的热红外影像图寻找上一级粗空间分辨率的混合像元中的裸露土壤的辐射温度或者其日振幅, 也可以近似在混合像元的邻近寻找裸露土壤的辐射温度或者其日振幅, 对(4)式求解.

如果土壤辐射温度日振幅与混合辐射温度有线性关系:

$$T_{sp} - T_{sa} = A'(T_{mp} - T_{ma}) + C', \quad (5)$$

则

$$T_{sp} - T_{vp} = A(T_{mp} - T_{ma}) + C, \quad (6)$$

其中 T_{sp} , T_{vp} , T_{mp} 分别为午后时相的土壤、植被冠层和混合表面的辐射温度, T_{sa} , T_{va} , T_{ma} 分别为早晨时相的土壤、植被冠层和混合表面的辐射温度, A' , C' , A , C 为待定系数, 应该是土壤和冠层表面光学、物理性质差异和覆盖率的函数.

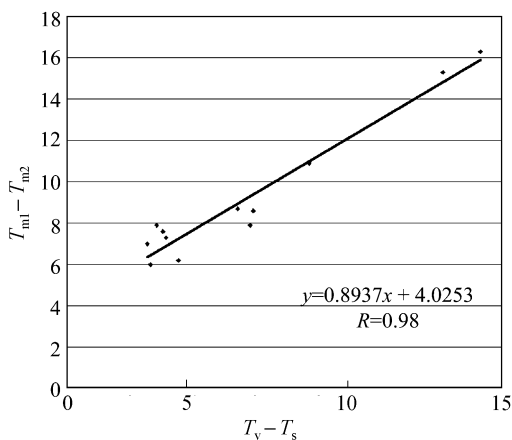


图 1 土壤表面和小麦冠层表面的辐射温度差和混合辐射温度的日振幅关系图

从上述分析和推导得土壤表面和冠层的温差与混合辐射温度存在线性关系. 这种关系是建筑在土壤辐射温度的日振幅与混合温度的日振幅的线性关系的基础上. 我们于 2000 年春季在禹城遥感试验场的小麦田的辐射温度监测中证实了这种关系(见图 1).

图 1 为土壤表面和小麦冠层表面的温差和混合辐射温度的日振幅的关系. 这种线性关系的相关系数高达 0.98, 这可能是由于红外辐射计的视场内覆盖率变化不大, 在实验数据中, 覆盖率的影响基本没有体现出来, 从 3 到 5 月, 仍有一个稳定的系数. 在 2001 年顺义试验中以热像仪也观测到这个规律.

另外根据观测数据, 土壤表面、小麦冠层表面的温差和混合表面总辐射吸收的日振幅的关系明显不如前者. 这表明, 前面分析的思路是正确的. 虽然土壤表面和小麦冠层表面的温差受到热量平衡各个分量的控制, 并且它们的解析表达式是非常复杂的, 但是混合辐射温度同样受到热量平衡分量的控制, 它们存在信息相似, 从而这种线性关系是有理论依据的, 并得到了实验的证实. 这个线性方程的斜率和截距是两者热量平衡各分量控制因子之间的差异造成的. 这种线性关系的稳定性较好, 当作物覆盖率确定后, 根据实验的先验知识, 率定这线性关系的斜率和截距是现实的也是可行的.

2 模型中若干要素的参数化改进

以遥感数据和地面单点生态站的观测数据反演区域作物水分利用率,需要经过一系列的步骤,具体包括几大步骤:第一是将卫星数据转换为逐个像元的地表反射率和辐射温度,其中有以地面同步观测为主要支撑点的大气辐射传输、6S 算法的试验、劈窗技术的引入等。第二是将反射率和辐射温度转换为地表温度、叶面积指数、地表粗糙度,其中有地表比辐射率的确定,由地物类型对植被结构参数的确定,由地物类型对地表粗糙度的确定等。第三是将地表温度和地表净辐射通量分解为土壤表面和植被冠层辐射温度和净辐射通量,这是最为关键的步骤,已经在前面单独阐明。第四是非遥感要素如空气温度、地表水汽阻抗等要素的空间扩展。将上述要素进行集成和综合反演,获取土壤蒸发和植被冠层蒸腾,最后得到作物水分利用率,并在地面生态站和同步观测点进行验证。

图 2 概括表达了如何将遥感信息和地面生态站、微气象站观测数据反演成作为水分利用率的区域分布, 它包含了上述简要阐明的四大步骤.

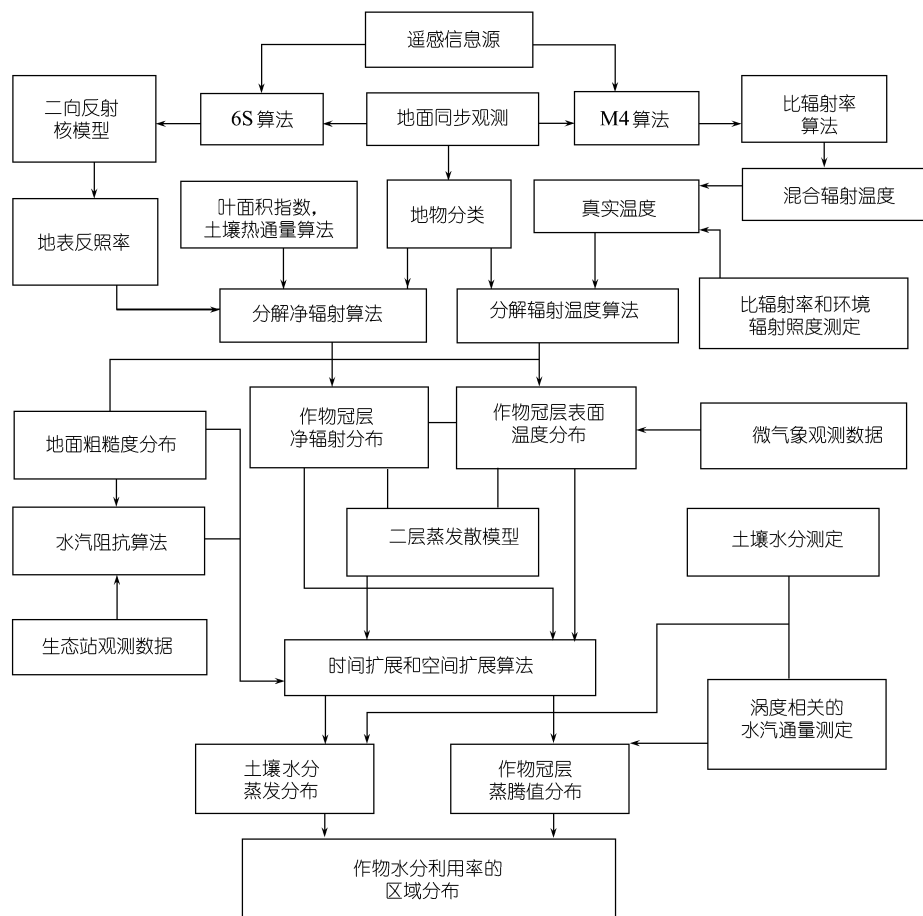


图 2 遥感反演作物水分利用率区域分布的流程图

本节拟重点讨论具有新意的地表比辐射率的确定、空气温度的扩展方法和地表层风速的

空间扩展方法. 其他要素的参数化不在本文阐述.

2.1 地表比辐射率的确定

由辐射温度转换为真实地表温度必须引入地表比辐射率. 如果应用地质遥感中采用的多光谱数据反演, 这过程仍然是未知数多于方程式数的病态反演, 而且土壤和植被的比辐射率随波长的变化平缓, 多波段之间存在高度相关. 因此在本文采用加权率定法.

$$\varepsilon_m = f\varepsilon_v + (1-f)\varepsilon_g + \Delta\varepsilon, \quad (7)$$

$$f = \frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_g}{\text{NDVI}_v - \text{NDVI}_g}, \quad (8)$$

$$\varepsilon_{dg} = \varepsilon_{wg} - \frac{T_m - T_{dma}}{T_{dmp} - T_{dma}} \times 0.06, \quad (9)$$

其中 ε_m , ε_v , ε_{dg} , ε_{wg} 分别为混合、干湿土壤和植被冠层表面的比辐射率, $\Delta\varepsilon$ 为由于土壤、植被的温度和比辐射率的差异所造成的补偿值^[17]. 对于土壤和植被, $\Delta\varepsilon$ 很小. f 为覆盖率, NDVI_g , NDVI_v , NDVI 分别为纯土壤(100%土壤)、纯植被(100%植被)及混合土壤植被时的归一化植被指数. 在一幅 NDVI 的影像图中, 由于扫描成像的缘故, 不同像元有不同观测角. 如果纯植被的 NDVI 也随观测角而变化, 在求每个像元点的覆盖率时, 其观测角应与纯植被的观测角一一对应, 纯植被的 NDVI 随观测角分布通常在试验场测定而得. 这种覆盖率的定义比较实用. 作者在 1996 年提出这种定义^[18], 以后这种算法得到普遍认可. 在(8)式中引入了相对热惯量

$\frac{T_m - T_{dma}}{T_{dmp} - T_{dma}}$, 作为表达土壤水分的参数, 其中 T_{dmp} , T_{dma} 分别为比辐射率为 0.89 的干土的中午

和凌晨的辐射温度, T_m 为像元辐射温度. 因此比辐射率的推算中, 不仅考虑了植被覆盖率, 而且考虑了土壤含水量的影响. 从而进一步改善了比辐射率的正确度和合理性. 根据作者提出的比辐射率测定方法^[19], 在禹城遥感试验场的长期测定结果显示, 干土具有平均粗糙度的表面的比辐射率 $\varepsilon_g = 0.89$, 随着土壤水分的增加, 比辐射率也逐渐增加, 其变化速率由 $0.06 \times \frac{T_m - T_{dma}}{T_{dmp} - T_{dma}}$ 决定, 最湿的土壤的比辐射率达到 0.95. 作物冠层的平均比辐射率 $\varepsilon_v = 0.98$.

2.2 参数化中下垫面效应的反馈

这是提高定量热红外遥感应应用精度的一个新思路, 国内外至今没有看到有关同类工作报告. 目标是改善气温、风速的空间扩展精度, 从而提高通量(显热通量、潜热通量)的遥感精度, 这需要高空间分辨率的遥感影像图, 需要 GIS 系统的支持. 这类空间扩展思路是针对气温、风速等非遥感参数的, 有: (i) 线性内插, (ii) 无物理依据的非线性内插, (iii) 静态下垫面反馈内插, (iv) 动力学反馈内插及其模拟试验, 这 4 种空间扩展思路是逐步深化的. 地面试验是一个很重要的工作. 本文首先在华北平原开展了气温、风速两种参数的下垫面反馈内插.

对于 2 米高处的空气温度的空间扩展, 试提出下面关系式:

$$\frac{\varepsilon_a T_a^n}{\varepsilon_0 T_0^m} = \frac{\varepsilon_{ai} T_{ai}^n}{\varepsilon_{0i} T_{0i}^m}, \quad (10)$$

其中 T_a , ε_m , T_{ai} , ε_{ai} 分别为定标台站所测定的气象站的百叶箱或微气象试验场的 2 米高的气温、比辐射率和任意像元点待求的气温、比辐射率, T_0 , T_{0i} , ε_0 , ε_{0i} 分别为定标台站气象站或微气象试验场所在地周围的地表辐射温度、比辐射率和任意热红外影像图像元的地面辐射温度、比

辐射率. 上标值 m 和 n 为遥感试验场待定系数, 分别取决于卫星传感器的波段, 本文取 $n = 4.5$, $m = 4.0$. 这种静态反馈的理论依据是地表热量平衡原理. 离地面 2 m 高处气温的升高或降低主要取决于地面的影响. 地面在吸收太阳可见光和近红外波段的辐射后增温, 从而发射热红外波段的辐射, 这热红外波段的辐射再加温贴地层空气. 另外由于地表粗糙元对边界层气流的阻挡和扰动, 产生湍流, 将地表的热量输送给空气. 由此可见, 2 m 处的空气温度主要取决于地表的温度. 当然, 这种相互作用的数学表达式是复杂和非线性的. (9)式只是简单的表达辐射加温的关系式. 湍流加温和更精确的动力学相互作用的空间扩展有待今后进一步发展.

在 LUCC 分类技术的支持下, 我们获得了山东和河北两省的土地利用分类数据, 并根据微气象和农业气象的知识, 初步参数化这两省的地表粗糙度. 对于 2 m 高处风速的空间扩展, 试提出下面关系式:

$$\frac{V_i}{V_0} = \frac{\frac{\ln(Z - d_i)}{\ln Z_i} + \phi_{mi}}{\frac{\ln(Z - d_0)}{\ln Z_0} + \phi_{m0}}, \quad (11)$$

其中 Z 为风速传感器高度, V_0 , d_0 , Z_0 , ϕ_{m0} 分别为定标台站气象站或微气象试验场所在地周围的 2 m 高处的风速(m/s)、植被零平面位移(m)、粗糙度(m)和稳定度订正函数. V_i , d_i , Z_i , ϕ_{mi} 分别为任意热红外影像图像元的 2 m 高处的风速(m/s)、植被零平面位移(m)、粗糙度(m)和稳定度订正函数. 通常 AVHRR 数据是中午获取的, 绝大多数是不稳定大气条件. 因此, 动量的稳定度订正函数拟采取比较普遍接受的不稳定大气条件下的表达式:

$$\phi_{mi} = \ln \frac{1 + x_i^2}{2} + \left(\frac{1 + x_i}{2} \right)^2 - 2 \tan^{-1} x_i + \frac{\pi}{2},$$

$$x_i = \left(1 + \frac{16 Z_i^2 k H_i}{u_*^3 T_{0i} C_p \rho} \right)^{\frac{1}{4}},$$

其中 u^* (m/s)为摩擦速度, $k = 0.4$, C_p , ρ 分别为空气定压比热和密度. 对于显热通量 H 本身就是要求的未知数, 可以近似用定标台站气象站或微气象试验场所在地周围的 H_0 代入计算. 计算出 H 后再进行迭代运算.

在气温和风速的扩展中, 运用遥感方法取得地表温度、粗糙度和零平面位移, 其中后两者由遥感 LUCC 地物分类技术数据反演而得.

3 试验结果及其分析

本文的宗旨之一是为在干旱和半干旱地区实时监测地表通量、特别是监测植被的蒸腾量和土壤有效水分利用率提出一套更实用、更精确的模型和方法, 为节约用水、合理用水提供科学依据. 为了达到此目标, 输入数据的标定和输出结果的验证是非常重要的步骤. 关于定量遥感和定量热红外遥感反演地表通量, 首先必须获得可以应用的精度的地表反照率和地表温度, 就现有的理论和技术水平而言, 仍有一定难度. 除地表比辐射率是未知数和角度效应比较复杂外, 大气辐射传输也是一个难题. 我们一方面运用 6S 算法、MODTRAN4.0 算法和劈窗技术进行大气辐射纠正, 另一方面也必须进行星地同步观测. 它的作用就像给一套观测仪器或观测系统定标读数和刻度一样. 通过星地同步观测, 既可以了解上述的大气纠正算法的可用性, 并作必要的反馈修正和改进, 又可以确认遥感输入数据和输出结果的精度^[18]. 在同一气团的

条件下,利用高、中、低 3 个反射率和辐射温度的定标靶场进行地面标定的方法是可行的。

我们在华北平原山东省东平湖建立了长期的星地同步观测点。除阴天下雨外,每日进行两次观测,一次是在凌晨太阳出来之前,水面的净辐射通量接近于零的时刻。一次在 NOAA-AVHRR 卫星过境时刻,通常此刻净辐射通量达到最高值。观测内容有水面红外辐射温度,太阳反射光谱、气温、气湿和风速。水面辐射温度的观测方式是在卫星过境前后进行巡回监测。在东平湖观测点主要是为输入的遥感数据作定标。大面积均匀的水面潜热通量也是很好的输出结果的验证场所。在华北地区的约 $500\text{ km} \times 500\text{ km}$ 以上范围内,东平湖在春、夏和秋天的中午,是属于低温、低反射率定标点。在冬季是属于高温定标场。渤海海面温度比较稳定,而且,利用劈窗技术所进行的辐射温度的大气辐射纠正有相当精度。通常误差小于 0.5 K 。因此渤海海面温度也可作为华北平原的定标值。

与此同时,中国科学院禹城综合试验站在下垫面有地区代表性的地块,进行地表通量的自动昼夜连续观测。作物光谱、叶面积指数和土壤水分等参数也在 $4\sim 7\text{ d}$ 的周期里作定期观测。在禹城站及其周围比较均匀的作物地可以作为中等反射率和中等辐射温度的定标场。禹城综合试验站的叶面积指数、作物显热、潜热的通量观测值具有一定代表性。可以作为定量反演结果的验证。也是开展多尺度转换研究的合适场地。

2000 年春天,在华北平原选择了两个时相的 NOAA-AVHRR 卫星数据,这两天是 3 月 21 日和 4 月 16 日,基本无云的大晴天。整个反演过程的步骤如图 2 的流程图。从 NOAA-AVHRR 的 5 个波段的灰度数据作地面定标开始,先后反演反射率、反照率、植被覆盖率、叶面积指数、粗糙度、混合地表辐射温度、植被冠层辐射温度、土壤表面辐射温度、混合像元净辐射通量、植被冠层净辐射通量、土壤表面净辐射通量、显热通量、潜热通量等数十幅要素分布图,最后获取植被蒸腾分布图和作物水分有效利用率分布图。在此仅显示 3 月 21 日和 4 月 16 日的植被蒸腾分布图和水分利用效率分布图(图版 I, 附本刊后)。

分析这两次的动态监测结果,植被蒸腾水分利用率的区域分异和动态发展可以一目了然。植被蒸腾特别是作物蒸腾是非常有用的农业、水文和生态动态信息,它反映作物长势和产量。更有意义的是蒸腾与土壤水分利用效率之间的因果关系。

土壤水分利用效率这一参数对于目前水资源匮乏、旱灾频频发生的华北平原具有非常重要的科学意义和应用价值。让我们重点分析这参数的区域分异及其土壤棵间无效蒸发的量级。影像图地跨河北和山东两省大部分地区。两次监测时间相隔 20 多天,监测结果的区域分异大致相近:土壤水分利用效率最高值出现在山东省济宁地区,达到 $0.8\sim 0.9$ 。其次在山东省德州地区和河北省石家庄地区,为 $0.5\sim 0.7$ 。最小的出现在莱州湾和渤海湾的沿海地区。为 $0.1\sim 0.3$ 。在 4 月 16 日的济宁水分高利用率地区跨过黄河向北面有所发展。但在泰山周围,利用效率有下降的势头。大部分面积的利用效率在 $0.5\sim 0.7$ 的范围。

虽然我们可以用图像处理和 GIS 系统确切地计算出从土壤棵间白白蒸发掉多少水及其动态变化。但是在此暂时不准备十分精确地计算整个生长期的动态变化,而以这两个时相的计算值给读者一个量级概念,宗旨在于可以说明问题。计算结果表明,至 4 月中旬华北平原平均土壤棵间无效蒸发和作物蒸腾的耗水量的量级是相当的。大约有 $40\%\sim 50\%$ 的水分不能参与作物光合作用。至于蒸发的水分能不能改善局地小气候的问题,比较复杂,有待进一步研究。不过,有许多气象和气候科学家认为,相当大部分的蒸发水分变成云,被强劲的西风环流吹到太

平洋中去了。

本文的另一目的是力图表明, 以我们改进的模型、算法和方法去反演目前在全球变化、水循环水平衡、数值天气预报和生态环境预警等方面急需参数的可能性和可行性, 特别是探讨由常规的生态站单点测量方式发展到二维遥感估算的新路子。从上述植被蒸腾、土壤水分利用效率分布图看到的不再是等值线分布图, 而是不同面积、不同颜色的图斑分布。运用禹城站周围具有像元尺度代表性的地面观测数据对上述定量遥感结果的验证表明, 误差在 15% 左右。因此, 以这些影像分布图估算区域总量, 显然比单点等值线估算的更精确。

4 结论与讨论

本文的主要宗旨是揭示华北地区农田土壤水分利用效率和节约农业用水的潜力; 探讨地表通量等参数由常规的生态站单点测量方式发展到二维遥感估算的新路子。

应用 NOAA-AVHRR 和地面同步观测及其定标, 按像元逐点运算, 反演了华北地区农田作物水分利用率的区域分布。揭示了春天华北地区水资源在农业上的利用效率, 为开展节水措施提供了科学依据。具体讲, 在 4 月中旬前, 华北平原平均土壤棵间无效蒸发和作物蒸腾的耗水量的量级是相当的。大约有一半左右的水分不能参与作物光合作用。因此采用抑制棵间土壤水分蒸发的农业技术和措施, 例如薄膜覆盖和秸秆覆盖等开展节约农业用水, 确认是有潜力可挖的。

在一定的试验支撑下, 以多时相辐射温度和热惯量信息进行不完全作物覆盖的混合像元辐射温度的分解是可取的也是可行的。

在遥感反演过程中提出了一些模型优化和算法改进: 例如, 在反演地表温度中, 提出了一个区域比辐射率估算的算法; 运用地表温度的静态反馈算法, 扩展了生态台站的空气温度; 运用了高分辨 TM 数据结合 LUCC 地物分类信息, 作出了风速的空间扩展, 从而也作出了作物冠层阻抗的空间扩展。结果表明, 运用边界层理论进行风速和气温的二维空间扩展具有好的发展前景。

今后拟在不同作物类型、不同作物覆盖的地区, 更广泛地开展以混合像元辐射温度日振幅和热惯量信息进行地表(不完全作物覆盖)辐射温度分解研究, 取得普适性的结果; 星地同步观测拟与劈窗技术、大气辐射传输模型和地物比辐射率测定相结合, 进一步提高辐射温度和真实表面温度的反演精度; 在 LUCC 地物分类技术的支持下, 更深入发展非遥感参数的动力学空间扩展方法。

致谢 对庄大方研究员等的数据中心提供河北省和山东省详细的 TM 分类数据和有关背景资料, 促使作者在非遥感参数的空间扩展方面取得了进展, 特致谢意。

参 考 文 献

- 1 Sinclair T R, Murphy C E, Knoerr K R. Development and evaluation of simplified models for simulating canopy photosynthesis and transpiration. *J Appl Ecol*, 1976, 13: 813~829
- 2 King R W, Evans L T. Photosynthesis in artificial communication of wheat, lucerne and subterranean clover plants. *Aust J Biol Sci*, 1967, 20: 623~635
- 3 Kahle A B. A simple thermal model of the earth surface for geologic mapping by remote sensing. *Journal of Geophysical Re-*

- search, 1977, 82: 1673~1680
- 4 Price J C. Thermal inertia mapping, a new view of the earth. *Journal of Geophysical Research*, 1982, 87: 2582~2590
 - 5 张仁华. 土壤含水量的惯量模型及其应用. *科学通报*, 1991, 36(12): 924~927
 - 6 Jackson R D, Idso S B, Reginato R J, et al. Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resources Research*, 1981, 17(4): 1133~1138
 - 7 张仁华. 以红外辐射信息为基础的估算作物缺水状况的新模式. *中国科学, B 辑*, 1986, (4): 413~425
 - 8 张仁华. 以作物光谱和热红外信息为基础的复合遥感估产模型. *科学通报*, 1989, 34(17): 1331~1334
 - 9 Choudhury B J. Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data: vistas and modeling. In: Asrar G, ed. *Theory and Application of Optical Remote Sensing*. New York: John Wiley & Sons, 1989. 628~690
 - 10 Jupp D L B. Constrained two layer models for estimating evapotranspiration. In: *Proc of the 11th Asian Conference on Remote Sensing*, Guangzhou, China, 1990
 - 11 Zhang Renhua, Chen G. Tow-layer model of remote sensing regional distribution of net radiation and evapotranspiration using NOAA data. In: *Proceedings of the International Symposium on the Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) in Asia GAME*. 1994. 245~248
 - 12 苏红波, 张仁华, 孙晓敏, 等. 像元尺度离散植被的热模型及其数字图像解. *中国科学, E 辑*, 2000, 30(增刊): 61~65
 - 13 李召良, Stoll M P, 张仁华, 等. 利用 ATSR 数据分解土壤和植被温度的研究. *中国科学, E 辑*, 2000, 30(增刊): 27~38
 - 14 张仁华, 孙晓敏, 朱治林, 等. 遥感区域地表植被二氧化碳通量的机理及其应用. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(2): 215~224
 - 15 张仁华, 苏红波, 李召良, 等. 地表受光面和阴影温差的潜在信息及遥感土壤水分的新途径. *中国科学, E 辑*, 2000, 30(增刊): 45~53
 - 16 Carlson T N. Regional-scale estimates of surface moisture availability and thermal inertia using remote sensing measurement. *Remote Sensing Reviews*, 1986, 197~247
 - 17 Li Xiaowen, Strahler A, Fried M. A conceptual model for directional emissivity from non-isothermal surface. *IEEE Trans on GARS*, 1999, 37(5): 2508~2527
 - 18 张仁华. *实验遥感模型及地面基础*. 北京: 科学出版社, 1996
 - 19 张仁华, 田国良. 常温比辐射率测量. *科学通报*, 1981, 26(5): 297~300