

非均匀陆面条件下区域蒸散量计算的遥感模型^{*}

陈云浩 李晓兵^{**} 史培军

(北京师范大学资源科学研究所, 教育部环境演变与自然灾害重点实验室, 北京, 100875)

摘 要

非均匀陆面条件下的区域蒸散计算是一个复杂的问题。文中首先在利用遥感资料求取地表特征参数(如植被覆盖度、地表反照率等)的基础上,建立了裸露地表条件下的裸土蒸发和全植被覆盖条件下植被蒸腾计算模型,然后结合植被覆盖度(植被的垂直投影面积与单位面积之比)给出非均匀陆面条件下的区域蒸散计算方法。实测资料验算表明该模型具有较高的计算精度。文章最后利用该模型对中国北方地区的蒸散量进行了计算,并对该研究区蒸散的特点进行了分析。

关键词: 非均匀陆面条件, 区域蒸散, 遥感模型, 植被覆盖度。

蒸散既是地面热量平衡的组成部分, 又是水份平衡的重要组成部分。蒸散过程由于涉及土壤、植被和大气等与大气、气候密切相关的多种复杂过程, 准确计算蒸散更是改进 GCM 的关键所在, 因而关于地表蒸散量的研究一直是国内外地学、生物学界关心的问题^[1]。中国北方 13 省区地域辽阔, 矿产丰富。然而近年来, 由于该区干旱化程度加大, 引发地表荒漠化和风沙漠灾害程度加剧, 引起广泛关注。可见区域水分的平衡与合理使用已成为保持生态平衡、保障战略开发的关键环节, 因而对中国西北 5 省区的区域蒸散的定量计算与监测, 具有重要的理论价值和迫切的现实意义。

1 引 言

在对蒸散的研究过程中, 涌现出多种蒸散的计算方法。其中以 Thornthwait 利用边界层相似理论计算蒸发量的空气动力学方法、Swinbank 的涡旋相关法、基于“表面阻力”的 Penman-Monteith 公式等为代表^[2,3]。以上有关蒸散量的计算方法主要利用点上的资料测算蒸散量, 存在由点向面的尺度转换问题, 因而在大面积区域上推广存在很大困难。近年来, 国际上相继开展利用卫星遥感技术估算区域蒸散量。如利用多元回归分析了蒸散量与地表温度和归一化植被指数 (NDVI) 的关系, 提供利用

NOAA 资料进行区域蒸散量计算方法^[4]。这种利用卫星资料推算区域地表特征参数(地表反射率、植被指数、辐射亮温等), 辅助气象资料、地理要素等建立的区域蒸发(散)的统计模型, 具有一定的参考价值但推广意义不大。1973 年 Brown 等^[5]根据能量平衡、作物阻抗原理建立的作物阻抗-蒸散模型, 从而建立了热红外遥感温度应用到作物蒸散模型的理论基础。Fox 发展了利用合成孔径雷达探测土壤湿度, 进而计算区域蒸散量的新方法, 提高了计算精度^[6]。另外, 许多学者^[7~9]根据各自研究区的特点, 针对空气动力阻抗等对蒸散模型的参数进行了改进, 提高了计算精度。

区域蒸散量由蒸发与蒸腾两部分组成, 其中蒸腾与植被的光合作用有关, 而蒸发受太阳辐射、温度、降水、饱和差等一系列气候因素的影响。在以往的计算中, 蒸发和蒸腾的差异在计算模型中反映不充分, 这对区域下垫面类型变化不大的均匀陆面条件下或小区域研究是可行的, 而对这种非均匀陆面条件下的区域蒸散计算是不合适的。本文拟分别建立裸土蒸发模型和植被蒸腾模型, 并结合植被覆盖度来建立非均匀陆面条件下的区域蒸散模型。利用该模型对中国北方地区的区域蒸散量及其分布特征进行讨论。

^{*} 初稿时间: 2000 年 12 月 18 日; 修改稿时间: 2001 年 7 月 5 日。

资助课题: 国家重点基础研究发展规划项目 (G2000018604) 和国家自然科学基金项目 (30000027)。

^{**} 通讯作者

2 计算模型

2.1 裸土蒸发和植被蒸腾模型

地表热量平衡方程可表示如下式:

$$LE = R_n - H - G \tag{1}$$

式中, LE 为潜热通量 ($L = 2.49 \times 10^6 \text{ W/(m}^2 \cdot \text{mm)}$); E 为蒸散, 单位: mm); R_n 为净辐射, H 为显热通量, G 为土壤热通量, 它们的单位为 W/m^2 。

2.1.1 地表净辐射

辐射能量是蒸散的主要能源。地表的辐射平衡方程表示如下:

$$R_n = Q(1 - \alpha) + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4 \tag{2}$$

式中, Q 为太阳总辐射, 本文根据国家气候中心提供的研究区 38 个标准台站的太阳辐射观测资料, 并利用 Kriging 方法进行内插, α 为地表反射率。 σ 为 Stefan Boltzmann 常数。 $\epsilon_a \sigma T_a^4$ 为大气长波辐射, ϵ_a 为空气比辐射率, $\epsilon_a = 1.24(e_a/T_a)^{1/7}$, e_a 为气温 T_a 时的实际水汽压(hPa)。 $\epsilon_a \sigma T_a^4$ 为地表长波辐射, T_s 为地表辐射温度。

地表反照率可以利用卫星资料进行反演。这里采用 NOAA/NESDIS 第 27 号技术报告中按下垫面不同类型, 由 AVHRR 的 1, 2 通道的窄带与 ERB 宽带双向反射率经角配备后, 由回归统计推算宽带行星反照率的方法。其经验公式为:

$$\alpha_p = A + B\alpha_1 + C\alpha_2 \tag{3}$$

α_p 为宽带行星反照率; α_1 和 α_2 为 AVHRR 的 1, 2 通道窄带行星反照率。 A , B , C 为回归系数, 可参见文献[10]。

由于宽带行星反照率与同一时刻地面观测的地表总反照率(α), 有很好的线性关系。文中在试验研究中利用卫星过境时, 地面气象站点所记录的地表反照率, 建立行星反照率 α_p 与地表反照率 α 回归方程:

$$\alpha_p = 1.32 + 0.77\alpha \tag{4}$$

$(R^2 = 0.717 \quad \alpha = 0.005 \quad n = 62)$

因而, 可通过式(3), (4)得出 α 与由 AVHRR 的 1, 2 通道反射率值的经验公式:

$$\alpha = a + b\alpha_1 + c\alpha_2 \tag{5}$$

式中 a , b , c 为系数, 具体见表 1。

2.1.2 土壤热通量

根据国内外学者的研究发现, 进入蒸散面下的

表 1 由 AVHRR 通道 1 和 2 反射率计算地表

反照率的系数

下垫面类型	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
雪盖(冰川)	- 3.495	0.466	0.862
裸岩(裸土)	- 1.270	0.491	0.739
植 被	- 2.072	0.454	0.467
沙漠(荒漠)	3.341	0.795	0.325
水 体	1.2150	1.069	- 0.492

热通量可近似表示为净辐射的函数^[11, 12]:

$$G = \begin{cases} T_s(0.0032\alpha + \alpha^2) \cdot & \text{蒸腾模型} \\ (1 - 0.978I_{NDV}^4)R_n/\alpha & \\ 0.20 \times R_n & \text{蒸发模型} \end{cases} \tag{5}$$

2.1.3 显热通量

显热通量可以湍流形式表现为:

$$H = \rho_p(T_c - T_a)/r_a \tag{6}$$

式中, ρ_p 为空气的体积热容量, T_a 为参考高度处的空气温度, ρ_p 和 T_a 由气象数据提供, T_c 为蒸散表面温度, r_a 为空气动力学阻抗。

对于裸土其蒸散表面温度记为地表温度 T_{cs} ; 植被覆盖区其蒸散表面温度取植被冠层温度 T_{cv} 。据 Price, Kerr 等^[13, 14]研究地表温度、冠层温度可分别由 NOAA 第 4, 5 通道的亮温求得。

$$T_{cs} = T_4 + 3.33 \times (T_4 - T_5) \tag{7}$$

$$T_{cv} = -2.44 + 3.6T_4 - 2.6T_5 \tag{8}$$

空气动力学阻抗受风速、粗糙度和空气层结等因素影响。考虑非中性层结条件下空气动力学阻抗可表示为:

$$r_a = r_{a0} \times \Phi \tag{9}$$

其中, r_{a0} 为中性层结条件下的空气动力学阻抗, Φ 为稳定度修正系数。

(1) 空气动力学阻抗 r_{a0}

在中性层结下, 植被全覆盖区和裸露土壤区的空气动力学阻抗可分别表示为^[15]:

$$r_{a0} = \begin{cases} \frac{\ln[(x-d)/z_0]}{k^2 u} \frac{h}{n(h-d)} \left\{ \exp n - \exp[n[1 - (d-z_0)/h]] \right\} + \frac{\ln \frac{x-d}{z_0}}{k^2 u} & \text{蒸腾模型} \\ \left\{ \ln\left(\frac{x-d}{h-d}\right) + \frac{h}{n(h-d)} \left[\exp n - \frac{n(d-z_0)}{h} - 1 \right] \right\} & \\ \frac{\ln^2(\frac{x}{z_0})}{k^2 u} & \text{蒸发模型} \end{cases} \tag{10}$$

式中, x 为参考高度取 2 m, k 为 Von Karman 常数 0.4, n 取 2.5。 h 为植被高度(m), Z_0 为裸露土壤粗糙度, 取 0.01 m。 d , Z_0 为零平面位移和粗糙度, 对植被全覆盖区可分别取 $d = 0.63 h$, $z_0 = 0.13 h$ 。 u 为参考高度 x 处的风速。

(2) 稳定度修正系数 Φ

$$\Phi = \begin{cases} 1 - \frac{\eta(x-d)g(T_c - T_a)}{T_0 u^2} & \text{蒸腾模型} \\ 1 - \frac{\eta g(T_s - T_a)}{T_{s0} u^2} & \text{蒸发模型} \end{cases} \quad (11)$$

式中, g 为重力加速度, η 一般取为 5。 T_0 分别取冠层温度 T_{cv} 和空气温度 T_a 的平均, T_{s0} 为裸土地温 and 空气温度的平均, 单位为 K。

2.2 区域瞬时蒸散模型

对于区域蒸散而言, 作为可能的蒸散面有 3 种: 裸露土壤表面或植被冠层的表面, 而更多的是植被与土壤的混合表面。而对于植被与土壤的混合区则根据植被覆盖区和裸露土壤区所占比例表示为下式:

$$E = fE_t + (1-f)E_e \quad (12)$$

式中, E_t 为植被覆盖区蒸腾量; E_e 为裸露土壤蒸发量。 f 为象元中植被覆盖度, 表示单位面积中植被所占比例。据 Gutman 等^[16] 人研究, 区域植被覆盖度 f 与植被指数存在以下关系:

$$f = \frac{I_{NDV} - I_{NDV_{min}}}{I_{NDV_{max}} - I_{NDV_{min}}} \quad (13)$$

式中, $I_{NDV_{max}}$ 和 $I_{NDV_{min}}$ 分别为植被整个生长季 I_{NDV} 的最大值和最小值。由于本文研究时间为夏季, 认为在夏季植被的 I_{NDV} 值可以达到整个生长季的最大值, 因而可近似从图像中取其 I_{NDV} 的最大值。植被 I_{NDV} 的最小值可取经验值 0.005。

2.3 区域日蒸散模型

式(13)给出了任一时刻瞬时区域蒸散的计算公式, 据谢贤群^[8] 研究表明日蒸散量与任一时刻的蒸散量存在正弦关系, 即

$$\frac{LE_d}{LE} = \frac{2N_E}{\pi \cdot \sin(\pi t / N_E)} \quad (14)$$

式中, LE_d 为日蒸散量, LE 为任一时刻 t 蒸散量, t 为卫星获取数据的时间, N_E 为日蒸散时数, 取比日照时数少 2 h。

通过以上分析, 区域蒸散量计算步骤如下: (1) 首先计算地表净辐射、土壤热通量和显热通量, 分别

建立裸土蒸发模型和植被蒸腾模型; (2) 然后计算植被覆盖度和区域瞬时蒸散; (3) 最后推算区域日蒸散量。

3 结果分析

3.1 研究区概况及资料选取

选择中国北方 13 省(黑龙江、辽宁、吉林、北京、天津、山西、河北、内蒙古、甘肃、陕西、青海、宁夏、新疆)为研究区, 经纬度范围为: $31^\circ \sim 56^\circ \text{N}$, $73^\circ \sim 136^\circ \text{E}$ 。研究区地跨湿润、半湿润、半干旱和干旱 4 个干湿地带。气候的地域差异性和过渡性明显, 地表覆盖类型多样, 地表蒸散变化梯度明显, 为探讨大空间尺度非均匀陆面条件下区域蒸散的计算方法和分析区域蒸散的特点提供了研究平台。

选择覆盖研究区晴空极轨气象卫星 NOAA/AVHRR 数据, 以 1998 年 7 月 28 日 13 时晴空数据为主, 考虑到覆盖范围和局部有云覆盖的情况, 配合了相近日期的若干轨 NOAA/AVHRR 数据。对 AVHRR 的通道数据进行了配准、几何纠正后, 并根据云的阈值设定进行去云处理(即用相近日期的资料替换被云覆盖区)。另外, 本次研究所使用的资料还主要包括: 研究区植被分类图、地形图及相关气象站的气象资料和日射站的地表反射率实测资料等。

3.2 计算结果

根据本文的区域蒸散的计算模型, 计算出研究区的植被覆盖度和日蒸散分布结果如图 1 和图 2 所示(见封 4)。

3.3 精度检验

为了定量分析上述日蒸散方法的准确性, 利用中国科学院新疆生态与地理研究所 1998 年 7 月下旬, 在研究区内进行的实测蒸散工作为参照, 对计算

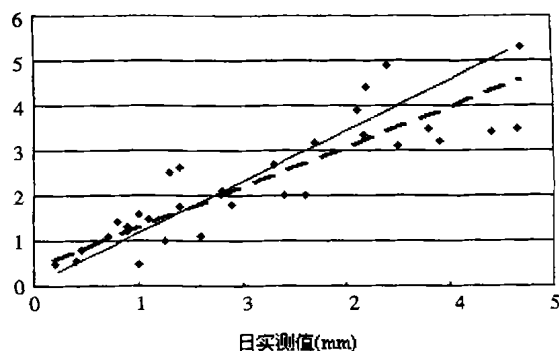


图 3 计算值与观测值的关系

(实线表示 1:1 线, 虚线表示日计算值与观测值的拟合:

$$y = 0.8955x + 0.38, R^2 = 0.7707, n = 43)$$

结果进行精度检验。实测蒸散资料的选择考虑了不同的植被覆盖类型,用与实测相应经纬度的象元计算值进行比较,验证遥感模型的精度。从图 3 中实测值与观测值的拟合线可以发现:该模型对低蒸散量有高估计,而对高蒸散量有低估计的趋势。

为了检验该模型对不同植被覆盖条件下的适用性,按不同的植被类型对其计算精度进行检验。具体计算见表 2。

表 2 不同植被覆盖条件下的计算值与实测值对比表

植被类型	R^2	Y 方向截距	ET_0 斜率	p	n
森林(灌丛)	0.853	0.705	0.708	0.05	13
草原	0.795	0.439	0.821	0.05	18
荒漠	0.856	0.480	1.010	0.05	5
无植被区	0.659	0.070	1.039	0.05	7

* ET_0 : 实测日蒸散量

通过上表可以看出,该模型无论在森林(灌丛)、草原、荒漠,还是在无植被区都具有较高的精度,达到了预期的精度要求。

4 结 论

利用卫星资料估算非均匀陆面条件下的区域蒸散量,是目前区域蒸发量计算中的热点问题。通过本次研究有以下认识:

(1) 针对研究区地表覆盖特点,本文分别建立裸土蒸发和植被覆盖蒸腾模型,讨论了其参数的确定方法,并利用植被覆盖度建立了非均匀陆面条件下的区域蒸散量的遥感计算模型。

(2) 通过对不同植被覆盖类型的区域蒸散量的计算结果表明:经验证实该模型具有较高精度,适用于非均匀陆面条件下的区域蒸散量的计算。

(3) 中国北方 13 省区日蒸散量有以下特点:区域蒸散量综合反映了地表植被和干湿状况和能量分布状况。研究区域蒸散量变化梯度大,分布极不均匀。研究区内最大日蒸散量为 6.16 mm,而最小的为 0.17 mm。

参考文献

1 马耀明,王介民. 非均匀陆面上区域蒸发(散)研究概况. 高原气象, 1997, 16(4): 446~ 452

2 Lieth H, Whittaker R H. Primary Productivity of the Biosphere. New York: Springer Verlag, 1975. 22pp

3 Brutsert W. Heat and mass transfer to and from surface with dense vegetation or similar permeable roughness. Bound-Layer Meteor, 1979, 16: 365 ~ 388

4 Dibella C M, Rebella C M, Paruelo J M. Evapotranspiration estimates using NOAA AVHRR imagery in the Pampa region of argentina. Int J Remote Sens, 2000, 21(4): 791~ 797

5 Brown K W, Rosenberg H T. A resistance model to predict evapotranspiration and its application to a sugar beetfield. Agron J, 1985, 65: 341 ~ 347

6 Fox N I, Saich P, Collier C G. Estimating the surface water and radiation balance in an upland area from space. Int J Remote Sens, 2000, 21: 2985 ~ 3002

7 谢贤群. 遥感瞬时作物表面温度估算农田全日蒸散总量. 环境遥感, 1991, 6(4): 253~ 259

8 陈镜明. 现用遥感蒸散模式中的一个重要缺点及改进. 科学通报, 1988, 6: 454~ 457

9 Carlson T N, Capehart W J, Gillies R R. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. Agric forest meteor, 1995, 54(2): 161~ 167

10 陈添宇,陈乾. 用气象卫星资料推算黑河地区地表特征参数. 高原气象, 1992, 11(4): 446~ 452

11 马耀明,王介民. 卫星遥感结合地面观测估算非均匀地表区域能量通量. 气象学报, 1999, 57(2): 180~ 189

12 Brunal J P. Estimation of sensible heat flux from measurement of surface temperature and air temperature at two meters: application to determine actual evaporation rata. Agric Forest Meteor, 1989, 46: 179~ 191

13 Price J C. Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 advanced very high resolution radiometer. J Geophys Res, 1984, 89(p5): 7231~ 7237

14 Kerr Y. Correction thermiques dans l'infrarouge thermique: Cas de l' AVHRR, in Proc. 5th Coll. Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing. Sp 319, ESA, Paris, 1991: 29~ 34

15 Shuttleworth W J, Wallace J S. Evaporation from sparse crops: an energy combination theory. Quart J Roy Meteor Soc, 1985, 111(469): 839~ 855

16 Gutman G, Ignatov A. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/ AVHRR data for use in numerical weather prediction models. Int J Remote Sens, 1998, 19(8): 1533~ 1543

THE REMOTE SENSING MODEL FOR REGIONAL EVAPOTRANSPIRATION ESTIMATION OVER HETEROGENEOUS LANDSCAPE

Chen Yunhao Li Xiaobing Shi Peijun

*(Institute of Resources Science, Beijing Normal University, Key Laboratory of Environmental
Change and Natural Disaster, Ministry of State Education of China, Beijing 100875)*

Abstract

It is a very complicated problem to estimate evapotranspiration over natural land surface. In this paper, the evapotranspiration estimation models for dense vegetation and bare soil are presented based on the information of surface parameters firstly: These models are based on information from surface properties like land cover and surface albedo. Then by use of vegetation fraction (the ratio of vegetation projective area to unit area), the regional evapotranspiration estimation model over the heterogeneous landscape is proposed. As a result of case study over North China, it shows that the accuracy of evapotranspiration estimation is higher and the features of evapotranspiration over North China are discussed. The validation shows that this model provides good estimation of daily regional ET.

Key words: Heterogeneous landscape, Regional evapotranspiration, Remote sensing model, Vegetation fraction.