

用 NOAA/ AVHRR 资料遥感土壤水分时风速的影响

陈怀亮¹⁾ 冯定原¹⁾ 邹春辉²⁾ 尚红敏³⁾

(1) 南京气象学院环境科学系, 南京 210044; 2) 河南省气象科学研究所, 郑州 450003;

3) 河南省伊川县气象局, 伊川 471300)

摘要: 以热惯量法为基础, 在地理信息系统(GIS)的支持下, 通过计算地形参数 R 与 F , 间接考虑了风速对用 NOAA/ AVHRR 资料遥感土壤水分的影响。结果表明: 考虑风速后, 遥感土壤水分的精度比热惯量法有所提高; 风速对遥感土壤水分的影响主要限于土壤浅层, 到 30 cm 深度以下时可以不考虑其影响; 遥感土壤水分的最佳深度并不在土壤表层, 而在 20 cm 深度左右。

关键词: 遥感; 土壤水分; 热惯量; 风速; 地形参数

中图分类号: S163.3 文献标识码: A

遥感监测土壤水分具有客观、动态、宏观、实时等特点, 日益受到重视。目前, 遥感监测土壤水分主要以气象卫星、侧视雷达等为主, 方法有热惯量法、植被缺水指数法、植被距平指数法、温度法等。其中, 在地理信息系统(GIS)支持下, 用美国国家海洋与大气管理局(NOAA)的高级甚高分辨率辐射仪(AVHRR)资料监测土壤水分应用最为广泛。

1 热惯量法遥感土壤水分的原理及其存在的问题

1.1 热惯量法简介

热惯量法主要是利用土壤的热特性进行土壤水分监测的。热惯量是表征土壤热变化的一个物理量, 它可以表示为:

$$P = \sqrt{\lambda \rho c} \quad (1)$$

式中, P 为热惯量, λ 为热导率, ρ 为密度, c 为比热。

忽略土壤水分含量、温度变化对热传导方程各参量的影响, 并认为土层是半无限大的均匀介质, 则热传导方程可表示为:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2)$$

式中 T 为土壤温度(K); t 为时间; z 为土层深度(m); ρ 、 c 、 λ 含义同(1)式。其边界条件为:

$$G = - \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (3)$$

收稿日期: 1998-09-17; 改回日期: 1998-12-04

基金项目: 武汉区域气象科技开发基金及河南省气象科学基金资助

第一作者简介: 陈怀亮, 男, 1967 年 6 月生, 硕士, 工程师, 现在河南省气象科学研究所工作

引起土壤表层温度变化的内在因素是地表的热量平衡, 即:

$$R_n = G + H + LE = R_s + R_l - R_e \quad (4)$$

式中, R_n 为净辐射 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), G 为土壤热通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), H 为显热通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), LE 为潜热通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); R_s 为太阳短波辐射通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), R_l 为大气向下的辐射通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), R_e 为土壤向上的长波辐射通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)。

为简化方程形式, 求得 Fourier 级数解, 将地表热通量表示为土壤温度的线性函数:

$$G = (-\lambda \frac{\partial T}{\partial z})_{z=0} = R_s + R_l - R_e - H - LE = R_s - (A + BT_g) \quad (5)$$

式中 A 、 B 为线性化系数, 其值由气象、土壤物理参数决定; T_g 为土壤表层温度。

$$(5) \text{ 式中, } R_s = (1 - \alpha) S_0 M(Z_0) C_t \cos(Z_0) \quad (6)$$

其中: α 为地表反射率; S_0 为太阳常数; Z_0 为天顶角; $M(Z_0)$ 为考虑到天顶角而引入的修正项; C_t 为短波辐射的大气透过率, 又称云顶修正项。

$$R_l = \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad (7)$$

其中: ϵ_a 为大气有效辐射率; σ 为 Stefan-Boltzman 常数; T_a 为空气温度。

$$R_e = \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (8)$$

其中: ϵ_s 为土壤表层辐射率; T_s 为地表温度。

由此, (5) 式变为:

$$G = (-\lambda \frac{\partial T}{\partial z})_{z=0} = (1 - \alpha) S_0 M(Z_0) C_t \cos(Z_0) + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4 - H - LE \quad (9)$$

忽略(9)式中的 H 与 LE 项, 取 $M(Z_0) = 1$, 用 Fourier 级数展开, 并舍去高次分量, 解热传导方程, 经推导可得:

$$\frac{1 - \alpha}{T_d - T_n} = \frac{(\omega P^2 + \frac{2}{2S_0 C_t A_n} \omega B P + B^2)^{1/2}}{2S_0 C_t A_n} \quad (10)$$

式中, T_d 、 T_n 分别为地表最高、最低温度; B 为与天气和地面状况有关的参数; A_n 为太阳赤纬与地球纬度的函数; 其余变量含义同前。

在同一幅遥感图象中, S_0 、 C_t 、太阳赤纬 δ 和 B 为常数, A_n 也仅与地理纬度有关。因此, (10) 式左边反映了热惯量的相对大小, 即 $(1 - \alpha) / (T_d - T_n)$ 值大, P 也大; 反之, P 则小。另外, (10) 式左边的 α 和 T_d 、 T_n 均可以通过 NOAA/AVHRR 卫星遥感资料算出, 因而把它定义为表观热惯量 (ATI)^[1], 即:

$$ATI = \frac{1 - \alpha}{T_d - T_n} \quad (11)$$

式中 T_d 、 T_n 可分别由通道 4 的昼、夜亮温 $CH4$ 和 $NCH4$ 得到, α 可由通道 1、通道 2 的反射率 $CH1$ 、 $CH2$ 得到。

从理论上讲, 土壤含水量与真实热惯量 P 之间有关系。但 P 与地表综合参量 B ^[2] 有关, 而 B 值计算复杂, 需要大量地面数据支持, 国内亦有人^[3]对其作了化简, 但其实时性仍达不到保证。故在实际应用时, 不考虑地理纬度的影响, 可以用表观热惯量 ATI 来近似代替真实热惯量 P , 直接建立表观热惯量 ATI 与土壤含水量之间的遥感统计模式。但由于在推导公式过程中忽略热量平衡方程中的 H 与 LE 项, 而 G 项是一个相对小量, 如无特别考虑, 表观热惯量法仅适用于平坦的裸地。

有了表观热惯量 ATI 后, 可用下列线性经验公式计算出土壤水分 W , 即:

$$W = a + b \times ATI \quad (12)$$

当然也可以采用幂函数、指数函数、对数函数等其他形式的经验公式^[4], 在本文的工作中, 经验验证比较, 其反演精度与线性经验公式(12)无明显差异, 但(12)式却更加简单实用。

考虑到不同土壤质地的物理性质差异较大, 在采用表观热惯量法时对其作了一些改进, 即在 EPPL7 栅格型地理信息系统支持下, 按不同土壤质地分别建立不同土质区的土壤水分反演模型, 从而消除了土壤质地对反演结果的影响。

1.2 表观热惯量法遥感土壤水分存在的问题及解决方案

用表观热惯量法遥感土壤水分主要是基于地表的辐射平衡方程, 其关键是求取地表昼夜温差。其中, 风通过影响地表热量交换和作物蒸散, 白天会降低下垫面的温度, 夜晚会升高下垫面的温度, 从而对地表昼夜温差产生巨大影响, 而且其影响不亚于土壤水分对地表显热通量和潜热通量的影响^[3]。从文献[3]给出的例子看, “在其他条件相同的情况下, 风速变化 5 倍, 显热通量也可相差 5 倍甚至更多”; 而且认为“土壤有效水分和风速对日温度振幅有几乎相等的作用。遗憾的是, 地面风速却是卫星像元尺度上最难得到的一个量”。

以往用热惯量法遥感土壤水分时, 对风速的影响要么忽略不计、要么将其视作一个常数; 余涛、田国良在处理风速时, 则取当地一段时间内的平均值^[5]; 金一镒、刘长盛^[6]等要求输入实时风速, 但这显然给土壤水分监测的实时性带来很大困难。综上所述, 在用热惯量法监测土壤水分时应该考虑风速的影响。

D R Lapen^[7]和史培军等人^[4], 在研究雪灾遥感监测问题时, 都认为风的影响很大, 必须加以考虑。同前文所述, 直接计算卫星像元上的风向、风速是很困难的, 但是, 考虑到地形对风的影响极大, 通过地形参数, 可以间接反映出风的影响。史培军认为“积雪深度的估算关键在于主导风向上的地形参数的确定, 地形参数要求能够表示出主导风向上不同地形部位对风的阻挡作用、相对地势对积雪侵蚀与堆积过程的影响。为此, 定义了 F 和 R 两个参数, 它们均可由 DEM 数据派生得到^[4]。

根据上述观点, 可以认为地形参数 F 和 R 反映了地形对风速的再分配作用, 从而间接反映了地形对地表显热、潜热通量的影响, 所以可以将其引入遥感土壤水分工作中来。本文称此法为间接风速地形参数法。

2 地形参数 F 和 R 的定义

同一风向上, 由于上风向相对较高的地形部位对风的阻挡作用, 会使位于下风向的地形相对较低的部位受到一种屏蔽效应, 使其受风的影响相对减弱。参数 F 就是描述这一作用的, 它定义为在主导风向上各点距其上风向最近“阻挡物”的距离。公式如下:

$$Z_1 \geq Z_0 + N \times I \quad (13)$$

式中, Z_1 为主导风向上的上风向上某点的高程; Z_0 为研究点(计算 F 值的点)的高程; N 为 Z_0 到 Z_1 的距离(单位同高程); I 为“阻挡物”屏蔽效应的递减速度, 即随着 N 值的增大, “阻挡物”的屏蔽效应逐渐减弱。参考防护林体系的研究结果: 在 15 倍于树高的距离处, 防护林的屏蔽作用为零, 为此, 取 $I = 0.06 \text{ m/m}$ 。如果式(13)成立, 则 Z_1 点为 Z_0 在主导风向上的最近“阻挡物”, Z_0 点的 F 值就为 Z_0 点到 Z_1 点的距离 N ; F 值越大, 表示“阻挡物”的距离越远, 所受的屏蔽效应就越弱; 当 F 值增大到一定程度后, 它的屏蔽作用全部消失。反之, 如果式(13)不成立, 则可判定 Z_0 点在主导风向上无“阻挡物”, 此时 F 值取由最大高程差确定的最大 N 。

另一个参数 R 是用来强调主导风向上的相对地势起伏程度的, 它被定义为各点(如 Z_0

点)的高程与其上风向上各点高程平均值的差值,即:

$$R_0 = E - H_0 \tag{14}$$

式中: R_0 即为 Z_0 点的地形参数 R , E 为 Z_0 点上风向各点高程的平均值, H_0 为 Z_0 点的高程值。若 $R_0 > 0$, 表示 Z_0 点在主导风向上为相对低洼地, R_0 值越大, 表示地势相对越低; 若 $R_0 < 0$, 则表示该点为主导风向上相对高地, R_0 值越小, 则表示地势相对越高。

3 具体做法

3.1 资料来源与处理

选河南省伊川县作为试验区进行研究。建模和计算相对误差所用到的土壤水分资料均取自伊川县气象局, 精确到 1 %。NOAA/AVHRR 极轨气象卫星资料取自中国气象局卫星气象中心和河南省气象台, 主要包括午后过境的通道 1、通道 2 的反照率、通道 4 的亮温及午夜 02 时左右过境的通道 4 的亮温等。

建模时, 首先对照典型地物, 将经预处理后的河南范围 NOAA/AVHRR 的 $CH\ 1$ 、 $CH\ 2$ 、 $CH\ 4$ 、 $NCH\ 4$ 资料再进行一次精定位, 使午后和午夜的两次资料在地理位置上尽可能匹配。

至于卫星资料和地面实测资料的匹配问题, 根据有关研究成果, 考虑实测土壤水分的代表性, 取观测点所在经纬度附近 3×3 像元的 ATI 平均值与地面实测值匹配建模。

此外, 在建模时, 又进行了云体、水体及噪声像元的剔除。根据波谱分析和试验对比, 确定经验剔除规则为: 凡 $CH\ 4 < -10$ 且 $CH\ 1 > 30\%$ 或 $CH\ 2 > 35\%$ 均作云处理, $CH\ 2 < CH\ 1$ 且 $CH\ 2$ 、 $CH\ 1 < 9\%$ 作水体处理, $ATI < 0$ 或 $ATI > 250$ 作噪声点处理。

3.2 DEM 数据的生成及 F 、 R 参数的计算

由于 F 、 R 参数计算要求有较精确的数字高程模型(digital elevation models, 简称 DEM)数据, 数字化工作量很大。

首先通过扫描、细化、内插等方法得到 1:25 万比例尺的伊川县地形图, 并将其存于 EP-PL7 系统里(见图 1)。为了尽可能细地反映该县的地形对风速的影响, 将 NOAA/AVHRR 遥感资料进行一次双线性内插, 并在 EPPL7 系统里, 通过重采样(resample)等技术实现与 DEM 数据的配准。

根据 DEM 数据, 用 Fortran 程序^[7]计算得到 F 参数文件和 R 参数文件, 每个文件均包含了 8 个方向上的地形参数。由于伊川县常年的主导风向为东风, 故从 F 和 R 文件中分离出主导风向为东风的地形参数备用。

由前文介绍的方法求出表观热惯量 ATI 后, 加上 F 和 R 参数, 从而建立反演土壤水分 W 的三元一次线性回归方程:

$$W = b_1ATI + b_2F + b_3R + b_4 \tag{15}$$

3.3 实例分析

对照 1996 年 12 月 13 日和 1997 年 10 月 12 日的遥感资料, 在伊川县不同土质区每次取点 32 个, 每点均测量 5 cm、10 cm、20 cm、30 cm 四个层次的土壤水分, 然后分别用热惯量法和间接风速地形参数法反演土壤水分, 结果见表 1。

从表 1 可见, 间接风速地形参数法的反演相对误差率比热惯量法降低 0.4 %~5.3 %, 平均降低 2.0 %。其中, 土壤表层(指 5 cm)降低最多, 平均达 4.4 %; 而随着深度的加深, 反演相对误差率降低的越来越少, 到 30 cm 深度时, 降低幅度仅 0.6 %。究其原因, 可能与随深度的加深, 风速的影响越来越小有关。这样, 若反演 30 cm 以下深度的土壤水分, 则风速的影

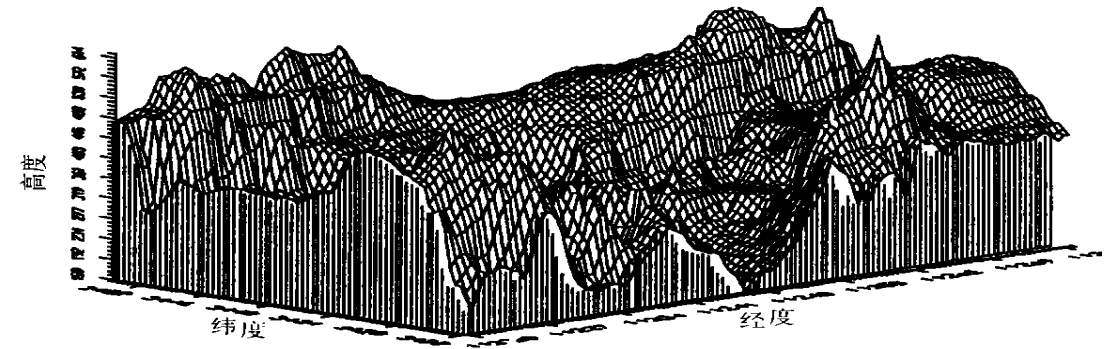


图1 伊川县地形的三维显示

Fig. 1 A three- dimension topographical picture of Yichuan County

响几乎可以忽略不计。

从表1还可以看出,遥感土壤水分的最佳深度并不在土壤表层,而在土壤浅层,即20 cm左右。这与肖乾广^[8]、赵玉金¹⁾等人的观点基本上是一致的。这是因为影响土壤表层水分变化的因素很多,特别是一些易变环境因素影响很大,从而导致土壤表层是一个“不稳定层”,其水分变化很不规律,相应地用遥感资料反演时误差势必较大。

表1 两种方法反演伊川县土壤水分结果

Table 1 Retrieved soil moisture in terms of the two methods for Yichuan County

日期	深度(cm)	表观热惯量法		间接风速地形参数法	
		R	Δ%	R	Δ%
1996- 12- 13	5	0.328	22.8	0.401*	17.5
	10	0.502* *	11.6	0.602* *	9.5
	20	0.507* *	8.8	0.660* *	7.7
	30	0.378*	17.2	0.558* *	16.4
1997- 10- 12	5	0.224	26.5	0.303	23.0
	10	0.679* *	16.5	0.681* *	14.6
	20	0.715* *	7.8	0.758* *	6.9
	30	0.372* *	18.9	0.521* *	18.5

注:R 为复相关系数, Δ% 为反演值与实测值相比的相对误差率,

*, * * 分别表示通过 $\alpha=0.05$, $\alpha=0.01$ 的相关显著性检验。

4 结论与讨论

(1) 风速是卫星像元尺度上最难考虑的一个量。通过地形参数 F 、 R , 可以间接地考虑风速的影响。在遥感土壤水分中考虑风速后, 可以提高反演精度。

(2) 风速对土壤水分的影响主要限于土壤表层和较浅层, 到30 cm 以下时, 风速的影响几乎可以忽略不计。

(3) 遥感土壤水分的最佳深度并不在土壤表层, 而在土壤浅层, 即20 cm 左右。

1) 赵玉金. 极轨气象卫星遥感监测山东省土壤墒情的试验研究. 见: 中国气象局编. 气象卫星遥感技术为农业服务应用研讨会文集. 1996, 30 ~ 35

- (4) DEM 数据的精度对地形参数 F 、 R 的计算精度影响很大。在可能的情况下, 应尽可能采用比例尺较大、等高线间距较小的地形图。
- (5) 本文只是将风速作为一个统计因子来考虑, 若能从物理学意义出发, 通过地面风场内插、辐散调整及三维风场模拟等方法直接反演出每个像元上的实际风速, 并将其作为热量平衡方程中的参数来考虑, 估计效果将更好。此外, 风速仅是对热惯量有较大影响的一个因素, 若要准确地计算出热惯量, 还必须考虑更多的影响因素。
- (6) 本文的一些结论是否适于不同年型、不同季节和不同地面覆盖等, 均有待进一步验证。

参 考 文 献

[1] 隋洪智, 田国良. 热惯量方法监测土壤水分[A]. 见: 田国良主编. 黄河流域典型地区遥感动态研究[C]. 北京: 科学出版社, 1990. 122- 132

[2] JOHN C. PRICE. On the analysis of thermal infrared imagery. The limited utility of apparent thermal inertia[A]. Remote sensing of environment, 1985, 18: 59- 73

[3] NORMAN J M, DIVAKALAR M, GOEL N S. Algorithms for extracting information from remote thermal- IR observations of the earth's surface[A]. Remote Sens Environ, 1995, 51: 157- 168

[4] 史培军, 陈 晋. RS 与 GIS 支持下的草地雪灾监测试验研究[A]. 地理学报, 1996, 51(4): 296- 305

[5] 余 涛, 田国良. 热惯量法在监测土壤表层水分变化中的研究[A]. 遥感学报, 1997, 1(1): 24- 31

[6] 金一钊, 刘长盛, 张文忠. 利用气象卫星 GMS 和 AVHRR 资料推算地面水分含量的方法[A]. 应用气象学报. 1998, 9(2): 197- 204

[7] LAPEN D R, MARTY L W. The measurement of two simple topographil indices of wind sheltering- exposure from raster digital elevation models[A]. Computer & Geosciences. 1993, 19(6): 769- 779

[8] 肖乾广, 陈维英, 盛永伟, 等. 用气象卫星监测土壤水分的试验研究[A]. 应用气象学报, 1994, 5(3): 312- 317

WINDSPEED IMPACT ON SOIL MOISTURE REMOTE SENSING IN TERMS OF NOAA/ AVHRR DATA

CHEN Huai-liang¹⁾ FENG Ding-yuan¹⁾
 ZOU Chun-hui²⁾ SHANG Hong-min³⁾

(1) Dept. of Environmental Science, NIM, Nanjing 210044;
 2) Henan Institute of Meteorological Science, Zhengzhou 450003;
 3) Yichuan Meteorological Bureau of Henan Province, Yichuan 471300)

Abstract: On the basis of thermal inertia method for the data of NOAA/ AVHRR, windspeed is taken into account indirectly for soil moisture estimation through calculating topographic parameters R and F with the aid of EPPL7 GIS. Results show that the accuracy of the estimations becomes higher than without windspeed adjustment. Windspeed can affect soil moisture only at a shallow layer which is less than 30 cm in depth and the best position for soil moisture remote sensing is at about 20 cm or so in depth.

Keywords: remote sensing; soil moisture; thermal inertia; windspeed; topographic parameter