

热惯量法在监测土壤表层水分变化中的研究^{*}

余 涛 田国良

(中国科学院遥感应用研究所 北京 100101)

摘 要 利用遥感方法监测一定层深土壤水分变化,关键是建立卫星数据与地表水热变化的关系。该文对遥感定量反演土壤水热变化的数值模拟系统及热惯量法在其边界、初始条件确定中所起的作用进行了简述,并介绍了热惯量法求解表层水分含量的发展概况。为进一步提高定量化监测方法的实时性及计算精度,该文发展了地表能量平衡方程的一种新的化简方法。经过这样的处理,可从遥感图象数据直接得到真实热惯量值,进而得到土壤水分含量分布。通过野外实验,我们对相关参量间关系进行确定,对热惯量方法的精度进行分析,认为此方法具有良好的计算精度。最后将这种方法应用于整个华北农业区土壤水分监测中。

关键词 土壤水分含量, NOAA-AVHRR 数据, 热惯量方法

1 前言

利用气象卫星 NOAA-AVHRR 资料反演土壤表层温度和含水量变化,从而监测平原耕作区土壤水分的变化,是遥感定量反演技术与实际应用相结合的一个重要方面。作为本项基金研究的一部分,我们建立了利用 NOAA-AVHRR 数据定量、实时监测华北地区春季自然蒸发条件下一定层深土壤水分分布的监测系统。对于其中的水分反演部分,包括3个环节:土壤水分含量与土壤热惯量的关系模型;卫星遥感数据与表层土壤热惯量的关系模型;自然蒸发条件下土壤表层水分含量与一定深度土壤水分含量的数值模拟模型。其中,土壤热惯量的关系模型将遥感信息与地表基本参量联系起来的纽带,无论从遥感技术应用,还是从遥感机理研究上,均有十分重要的意义。我们在大量实验的基础上,对之进行精度分析,并给出其适用条件,为其进一步的应用研究提供依据。

2 土壤水分监测系统及热惯量模型概述

2.1 土壤水分监测系统简介

土壤水分遥感监测系统将土壤水汽运动数值模拟与遥感监测技术相结合,使快速、大面积、低投

入地获得土壤水分信息成为可能。具体方法为用实验方法建立土壤水分含量与土壤热特性参数—热惯量的统计关系;用能量平衡方程将遥感卫星数据与热惯量联系起来,利用卫星数据和 GIS 背景数据直接给出数值模拟方程的初始边界条件;用土壤水热耦合方程建立土壤水热运动模式,达到实时模拟出一定深度土层的水分运动变化的目的。

从监测系统的实现方法讲,输入数据被分为3种类型。第1类为模型关系数据,即为建立模型各参量间关系而进行野外实验得到的数据。这部分数据作为关系系数代入模型。第2类为实时观测数据,以遥感卫星数据为主,为模型提供随时间变化的模型边界初始条件,如地表辐射亮温,反照率,水气压,大气透过率等。第3类数据为 GIS 背景支持数据。这部分数据为模型提供不随时间变化或随时间变化缓慢的各物理参量值,如土壤类型、质地的分布,地下水的埋深,地形变化,水系分布,行政区划等。

从监测系统具体应用讲,利用遥感技术的优势,使研究从点到面进行扩展。在点上的研究体现在对第1类数据的获取上,包括对基本物理参数进行求解,对模型可行性、准确性进行分析,对现存方法进行比较、改进。在面上的工作体现在对第2,3类数据的处理上,包括对遥感卫星数据的大气订正^[1],定量反演地表物理参数,对 GIS 背景数据内差、网格化、配准等。

该项研究将这3类数据分别进行了处理,并将

^{*} 本文得到国家重大自然科学基金项目“地表遥感信息传输及其成象机理研究”的资助。

收稿日期:1996年9月27日;收到修改稿日期:1996年10月16日

它们有效地结合在一起，最终形成了土壤水分监测系统。

从以后的分析可以看出，对水热耦合方程边界条件的求解，直接体现了对这 3 种类型数据的处理。其中，用热惯量方法计算表层土壤水分含量，给出水分含量边界条件是其中重要的一环。

2.2 热惯量方法概述

目前，利用可见/红外遥感图象监测土壤表层水分的一个主要出发点是能量平衡—作物阻抗原理，其关键是土壤表层的蒸散（蒸发）。在裸地或低植被覆盖下，以能量平衡方程为基础的定量反演土壤水分研究正不断地深入发展。自 70 年代初发展起来的可见、近红外、热红外波段传感器，使得监测地表热特性的变化成为可能。特别是 1978 年热容量制图卫星（HCMM）发射成功，以及 TIROSS, NOAA 系列气象卫星的运行，具有获得地表高分辨率图象的能力，利用这些图象，可建立土壤—大气能量交换的热模型。

最早应用热模型的是 Watson, Pohn 等人^[2]。Kahle 等^[3]提出了地质体热惯量的概念。Rosema 和 Bijleveld^[4]进一步发展了他们的工作，提出了计算热惯量、每日蒸发的模型。Price, Pratt^[5-8]等人在能量平衡方程的基础上，简化潜热蒸发（散）形式，引入地表综合参量 B 概念，系统地总结了热惯量方法以及热惯量的遥感成像机理。这种方法概念清楚，计算简单，但 Price 在对 B 值的求解过程中，需要代入大量的地面实测数据作为支持，降低了这种方法的实时性。而 Pratt 算法采用训练场的方法，这种以点带面的方法降低了水分监测的精度。

隋洪智等人^[9]在考虑了地面因子和大气因子的情况下，进一步简化能量平衡方程，使直接利用卫星资料推算得到地表热特性参量成为可能，新参量被定义为表观热惯量。通过对不同形式下的表观热惯量值与土壤表层水分含量关系进行分析，找出最佳的相关关系。

现在，我们从 Price, Pratt 等人研究出发，提出了一种改进的求解土壤表层热惯量的方法：在已有的地表温差 ΔT_g ，热惯量值 P ，地表综合参量 B 关系式的基础上，经过适当化简，由 B 的定义导出另一个 $P, B, \Delta T_g$ 关系式，从而实现了利用 NOAA—AVHRR 图象定量计算 P 值反演土壤表层水含量分布的目的。

3 能量平衡方程的化简及热惯量求解

3.1 能量平衡方程及参数线性化

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，则土壤热传导方程可表示为^[15]：

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1)$$

这里， ρ 为土壤比重 (kg/m^3)； c 为土壤比热 (J/kgK)； T 为土壤温度 (K)； t 为时间； z 为土层深度 (m)； λ 为土壤热导率 (J/msK)。

其边界条件为：

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (2)$$

由大气—土壤界面处的能量平衡关系式给出：

$$R_s + R_L - R_e = G + H + LE \quad (3)$$

式中， R_s 为太阳短波辐射通量； R_L 为大气向下的长波辐射通量； R_e 为土壤向上的长波辐射通量； G 为土壤表层热通量， H 为土壤表层显热通量； LE 为土壤表层潜热通量。

为了简化方程形式，直接得到其 Fourier 级数解，将地表热通量表示为土壤温度的线性函数：

$$G = \left[-\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right]_{z=0} = R_s + R_L - R_e - H - LE = R_s - (A + BT)_g \quad (4)$$

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。以下给出式 (4) 各项系数表达式：

(1) 太阳辐射 R_s ：

$$R_s = I(1 - A_s) C_T \cos Z \quad (5)$$

$$I = I_0 \left[1 + 0.034 \cos \left(\frac{2\pi n}{265} \right) \right]$$

$$\cos Z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \Omega$$

$$\Omega = \omega(12 - \text{地方真太阳时})$$

$$\delta = 23.45 \sin \left[\frac{360 \times (284 + n)}{365} \right]$$

式中， I_0 为太阳辐射常数 ($1353 \text{W}/\text{m}^2$)； n 为所求时间距 1 月 1 日的天数， A_s 为地表反照率； C_T 为大气透过率； Z 为太阳天顶角； φ 为纬度； Ω 为太

阳时角; ω 为圆频率 $\frac{2\pi}{T}$; T 为 24 小时/天; δ 为太阳赤纬。

(2) 大气长波辐射温度 T_s (忽略云与水汽的影响, 由 Swinbank^[10]给出):

$$T_s = -129.3 + 1.387 T_a = b + c T_a \quad (6)$$

式中: T_a 为空气温度; b , c 为关系系数。

(3) 土壤的长波辐射 R_e :

$$R_e = \epsilon_e \sigma T_g^4 \quad (7)$$

式中: ϵ_e 为土壤表层发射率

(4) 显热通量 H (其湍流形式):

$$H = \rho C_p (T_g - T_a) / r_a = d (T_g - T_a) \quad (8)$$

$$d = \bar{u} k_v^2 \rho C_p / (\ln z / z_0)^2$$

式中: ρ 为空气密度 (1.3 kg/m^3); C_p 为空气定压比热 (1003.2 J/kg); r_a 为空气动力学阻抗 (随风速、表面粗糙度、空气层结构的变化而改变); z 为气象参数获得高度 (2 m), z_0 为表面粗糙度长度; k 为 Van Karman 常数; \bar{u} 为平均风速。

(5) 潜热通量 LE :

$$LE = L \rho (e_s - e_a) / \gamma (r_a + r_s) \quad (9)$$

$$e_s = 0.611 \times 10^{2.45 + T_s}$$

$$e_a = 0.611 \times 10^{2.45 + T_a} RH$$

式中: L 为水的潜热; e_s 为在地温 T_g 下的饱和水汽压; e_a 为在高度为 Z (2 m) 处的实际水汽压; RH 为相对湿度; r_s 为土壤阻抗; γ 为干湿球表常数。

LE 与土壤表层的水汽压及相对湿度有密切关系。为了能直接利用遥感数据求解方程, 需化简 LE 表达式, 使其由 T_a , T_g 表达。 LE 化简为:

$$LE \cong e (m + n T_g)$$

$$e = \frac{\bar{u} k_v^2 \rho L}{(\ln z / z_0)^2 \gamma}$$

$$m = 0.656 (1 - RH)$$

$$n = \frac{0.0446 (RH_a - 1)}{235}$$

RH 在方程中以 T_g 函数形式由野外实验数据给出。

经以上变换:

$$G = R_s + R_L - R_e - H - LE$$

$$\cong R_s + 4 \epsilon \sigma T_s (T_s - T_g) + d (T_g - T_a) + e (m + n T_g)$$

$$= R_s - [4 \epsilon \sigma (\alpha T_g - c T_g - b) + d (d T_g - T_a) - em]$$

$$- [4 \epsilon \sigma (1 - \alpha) + d (1 - a) - en] T_g$$

$$= R_s - A - B T_g$$

式中:

$$\tau = (b - c T_a)^3 = T_s^3$$

$$A \cong 4 \epsilon \sigma (\alpha T_g - c T_g - b) + d (d T_g - T_a) - em \quad (10)$$

$$B \cong 4 \epsilon \sigma (1 - \alpha) + d (1 - a) - en$$

式中: $a = \frac{\Delta T_a}{T_g}$; ΔT_a 为空气温度日变化幅度; ΔT_g 为土壤表层温度日变化幅度; m , n 为方程系数; T_g 为土壤表层增均温度; T_a 为空气平均温度。

在对气象条件化简中, 利用实验数据得到的经验公式, 可对 B 值作进一步简化:

(1) 对 τ 值在一天内取平均:

$$\tau = (b + c T_a)^3 = \left[(b + c T_a + \frac{1}{2} \Delta T_a \sin \omega t) \right]^3$$

$$\int_0^{2\pi} \tau dt = (b + c T_a)^3 + \frac{3}{4} \pi (b + c T_a)^3 \Delta T_a^2 \alpha^2 \quad (11)$$

(2) 对潜热通量 LE 中的变化分量取平均:

$$B \cong 4 \epsilon \sigma (1 - \alpha) + d (1 - a) - en$$

$$\cong 4 \epsilon \sigma (1 - \alpha) \left[(b + c T_a)^3 \frac{3}{4} \pi (b + c T_a)^3 \Delta T_a^2 \alpha^2 \right]$$

$$+ d (1 - a) - en$$

$$= 4 \epsilon \sigma (1 - \alpha) \left[(b + c T_a)^3 \frac{3}{4} \pi (b + c T_a)^3 \Delta T_a^2 \alpha^2 c^2 \right]$$

$$+ d (1 - a) - en \quad (12)$$

基于以上变化, 可对热传导方程进行 Fourier 求解。

3.2 土壤热传导方程的 Fourier 求解

经过以上处理, 方程被化简为齐次抛物线方程, 其求解方法^[11]:

$$T_g - T_g = (1 - A_s) I \cos Z C_T$$

$$\sum_{n=1}^{\infty} \frac{A n \cos(n \omega t - \epsilon_n - \delta_n)}{(B^2 + B P \sqrt{2} \omega + P^2 \omega n)^{1/2}} \quad (13)$$

式中 $\delta_n = \cot^{-1} [1 + (2/n\omega)^{1/2} B/P]$, 若太阳时角按 (5) 式中 R_s 中的定义, 对 Fourier 表达式取一级近似^[5], 则:

$$\Delta T_g \cong (1 - A_s) C_T I \cos Z$$

$$\frac{A_1 \{ \cos[\omega(t_{\max} - \delta_1)] - \cos[\omega(t_{\min} - \delta_1)] \}}{(B^2 + B P \sqrt{2} \omega + P^2 \omega)^{1/2}}$$

$$\cong (1 - A_s) C_T I \cos Z \frac{A_1 \{ \cos(\omega t_{\max}) - \cos(\omega t_{\min}) \}}{(B^2 + B P \sqrt{2} \omega + P^2 \omega)^{1/2}} \quad (14)$$

式中 t_{max} , t_{min} 分别为 T_g 取量大最小值时的时间。

3.3 利用遥感数据求解土壤表层热惯量值

由式 (14) 得

$$\begin{aligned}
 & (B2 + BP\sqrt{2}\omega + P^2\omega)^{1/2} \\
 & = \left[\frac{(1 - A_s)C_7I\cos ZA_1(\cos \alpha_{max} - \cos \alpha_{min})}{\Delta T_g} \right]^{1/2} \\
 & = C
 \end{aligned}$$

$$\text{则 } P = \frac{-\sqrt{2}\omega B + \sqrt{2\omega^2 B^2 - 4\omega(B^2 - C^2)}}{2\omega} \quad (15)$$

式 (15) 表明, 大气、土壤系统经分解可化为由遥感方法测得的土壤表层温差 ΔT_g 与不可由遥感方法测到的大气-土壤界面综合因子 B 及土壤物理因子 P 组成的函数式。这样, B 与 P 的关系就通过 ΔT_g 建立起来了。

由于综合因子 B 与热惯量 P 均不能由遥感方法直接得到, 为了求解式 (15), 就必须再确定一个 B , P , ΔT_g 的关系式。

由式 (12) 式, 有

$$B = g + h\Delta T_g^2 \quad (16)$$

$$g = 4\epsilon\delta(1 - \alpha c)(b + cT_a)^3 + d(1 - a) - en$$

$$h = 3\pi\epsilon\delta(b + cT_a)(1 - \alpha c)a^2c^2$$

联立方程 (15) (16), 可以直接求出地表热惯量值。

4 数据处理及应用

为了对热惯量方法反演表层土壤水分方法进行实地研究, 在新乡市封丘县潘店试验区进行了综合实验。实验在潘店实验站内的麦地进行, 从这些数据中, 可以直接得到或间接推导出模型所需的各个参量。

图 1 为辐射通量随时间变化曲线图, 时间为早上 7 点至傍晚 18 点, 实验土壤为中壤黄潮土, 小麦高为 23cm。图中 Q 代表太阳总辐射, R_k 代表反射辐射。 R_s 代表散射辐射。

图 2 为温度随时间变化曲线图。其中 T_a 为干球温度。 T_w 湿球温度, T_g (sand) 为砂壤土表层温度。 T_g (clay) 为重壤土表层温度, T_g (loam) 为中壤土表层温度。 T_s 为大气的天空光温度。

3 种不同的土质, 在相同的气候条件下, 由于土壤结构的不同, 其表层含水量和水流运动规律是不同的。从图中可看出砂壤表层温度明显高于粘壤表层温度而夜晚却反了过来。图 3 为 3 月 17 日砂壤、粘壤、中壤 3 种壤质土壤的表层温度 T_g 与气温 T_a 的关系。

此外, 从图 2 中可以看到, 地表温度和干、湿球温度随时间呈比较规律的起伏变化。而天空光温度却不明显。这是由于向下的大气长波辐射主要由当地的气温, 湿度, 云量等因素决定, 只有在特定的条件下, 使湿度、云量的影响变为最小, 才可能使天空光温度与气温呈相同的变化规律。

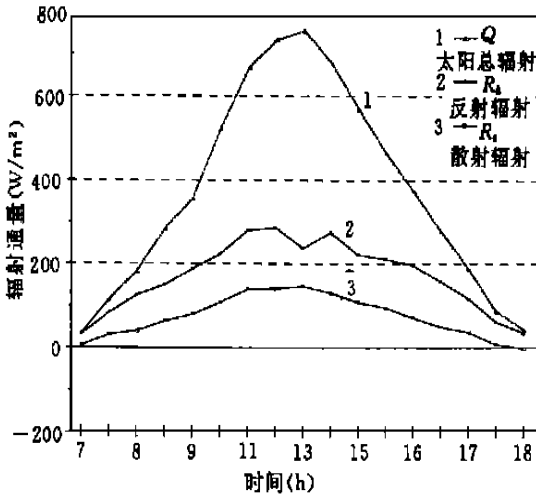


图 1 河南封丘实验站 1993 年 3 月 17 日

辐射量变化图

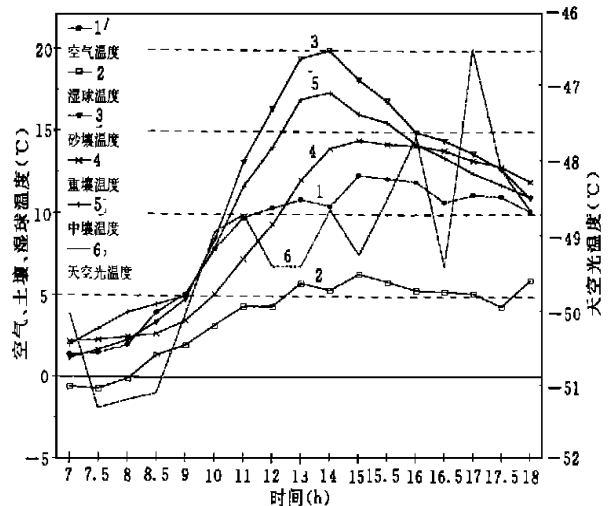


图 2 温度随时间变化曲线图

Fig.1 The changes of radiation in Mar.17, 1993

Fig.2 The changes of temperature in Mar.17, 1993

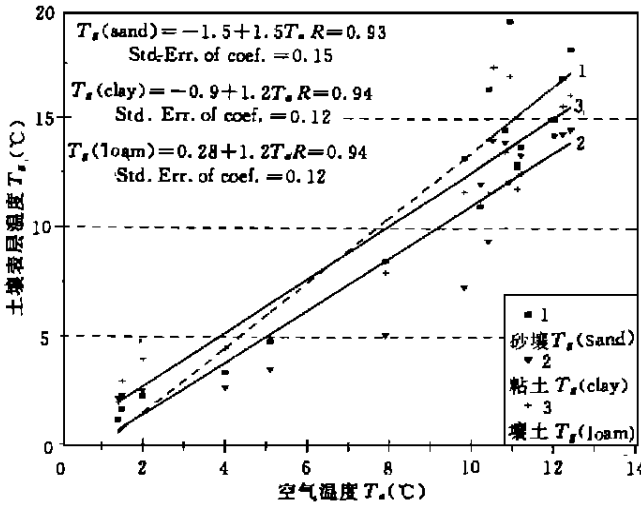


图3 空气温度 T_a 与不同土质的土壤表层温度 T_g 关系图

Fig.3 The relation between T_a and T_g of different kind of soils

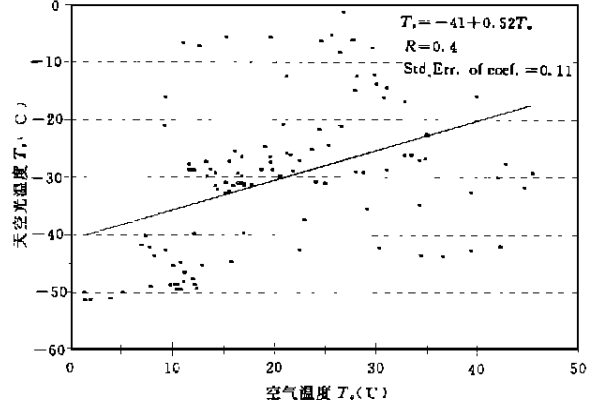


图4 空气温度 T_a 与天空光温度关系图 T_s

Fig.4 The relation between T_a and T_s

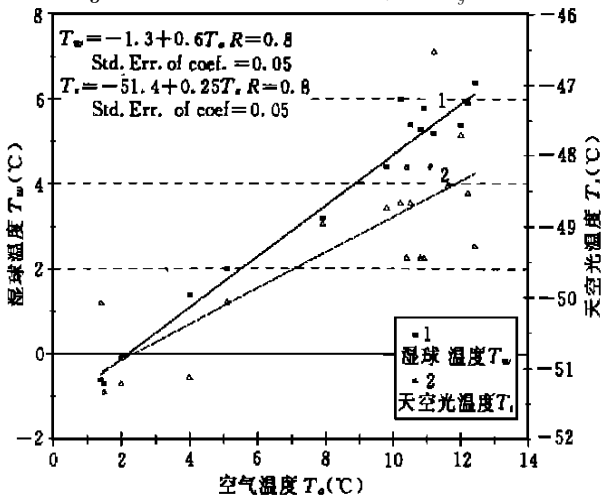


图5 空气温度 T_a 与湿球温度 T_w 天空光温度 T_s 关系图

Fig.5 The relation between T_a and T_s of Mar.17, 1993

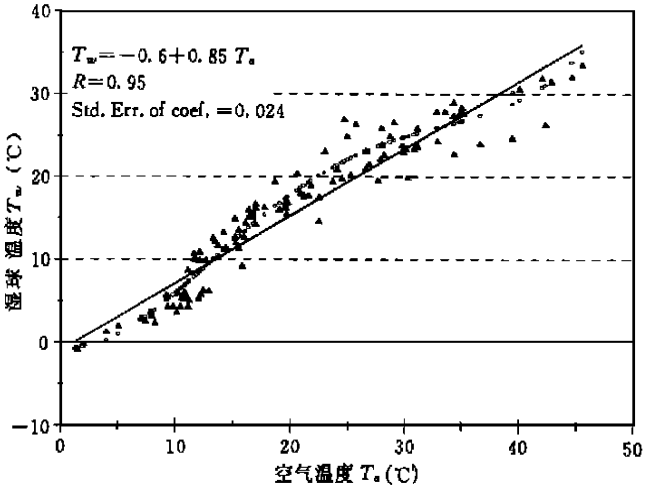


图6 空气温度 T_a 与湿球温度 T_w 关系图

Fig.6 The relation between T_a and T_w

我们利用3—5月的观测数据得到 T_s 与 T_a 的关系,如图4,相关系数为0.4。这表明,只用 T_a 来反映大气向下的长波辐射,在一般情况下效果是不理想的。不过在晴天无云条件下, T_s 与 T_a 还是有很好的相关性(图5)。图5为1993年3月17日空气温度 T_a 与天空光温度 T_s 及湿球温度 T_w 相关图。从中可以看出 T_s 与 T_a 有很强的相关性(0.80),所以在晴天条件下用 T_a 近似模拟 T_s 的变化是可行的。从图5可知, T_a 与 T_w 的相关性为0.98。

图6为 T_a 与 T_w 关系,图7为 T_a 与 T_g 关系,这两幅图均由3—5月的观测数据经综合处理后得到,反映的是参数间的一般关系。

图8为风速随时间变化图,其中有方形标记的曲线代表3月17日数据,有三角形标记的曲线代

表3月至5月不同时段平均风速。从图中可以看出,风速的变化是比较杂乱的,不易从中找出规律。所以对于遥感监测来说,一般采用以下两种方法获取风速数据,一种为取当地一段时间内的平均值,一种为由当地气象台站得到。利用本文方法求解大面积范围土壤水分分布时,我们采用前一种方法。

图9为利用3月17日数据计算得到的土壤表层能量交换随时间变化图。从图中可以得到潜热通量数值上远远大于 G 与 H ,在能量交换中起着十分重要的作用。另外,其日变化曲线呈近似的正弦形状,与地表净辐射类似,化简为 T_g 的函数时,有非常高的近似性。而由温差造成的显热通量在近似裸土条件下非常不明显。土热通量也可忽略不计。

由于潜热通量与地表水汽压、相对湿度等微气

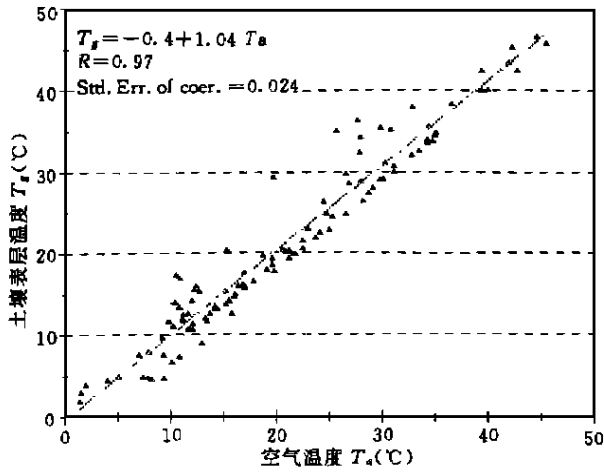


图7 空气温度 T_a 与土壤表层温度 T_g 关系图

Fig.7 The relation between T_a and T_g

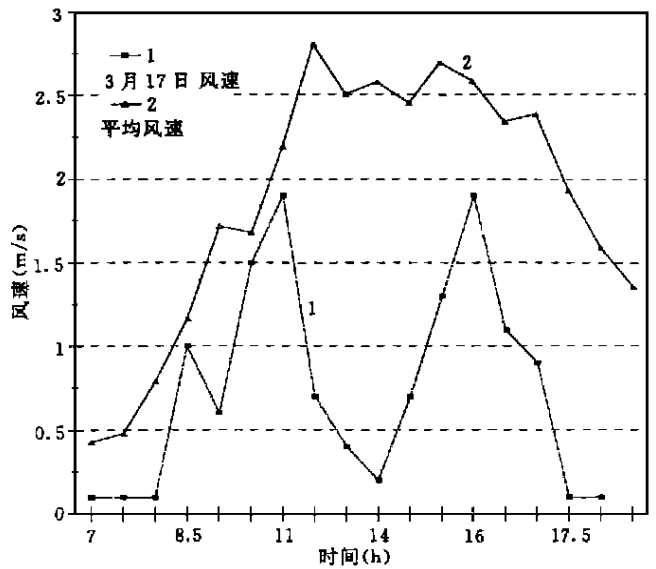


图8 河南封丘地区风速随时间变化图

Fig.8 The changes of wind speed in FengQiu area

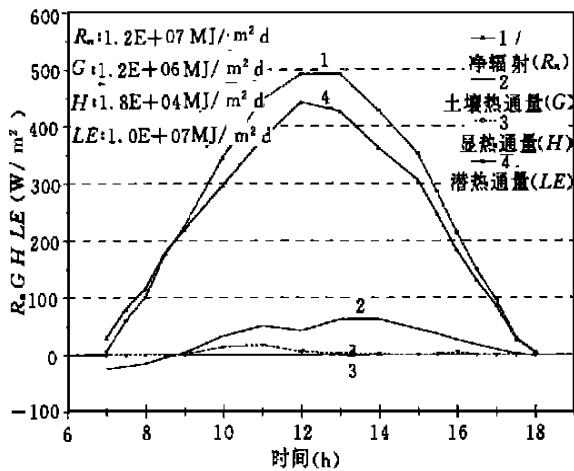


图9 土壤表层能量交换随时间变化图

Fig.9 The energy interchanges at soil surface

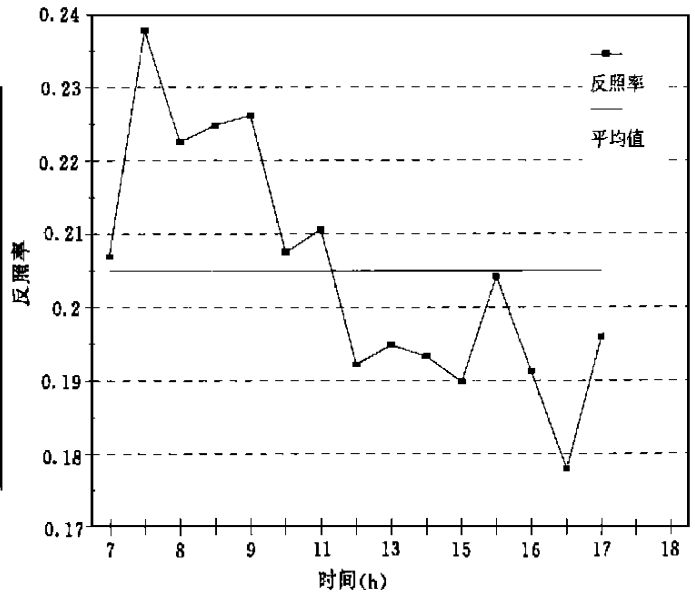


图10 实验点地表反照率的测量值

Fig.10 The albedo measured in the experiment area

象因子有非常密切的关系，而这些参数是很难由遥感方法得到的，所以我们在地表实验时采用干湿球温度计测量。在大面积监测时采用由地表温度作为自变量的经验方程。对潜热通量的化简是该方法提高监测精度的一个关键。

图10为实验点地表反照率的测量值，平均值约为0.21。图11为实验方法得到的 B_0 值与Price方法得到的 B_P 值比较图。实验数据由3月16、31日，4月17、21日，5月7、20、23日等几次昼夜观测得到的。实验均在中壤质黄潮土上进行，两种方法得到的 B 值略有不同，是由于对潜热通量和

长波辐射化简方法的不同造成的。

图12为针对不同气象因子 B ，反照率 α 与热惯量 P 的关系， α 越大， P 越小。 B 越大， P 越小。

图13为不同的 ΔT_g 对应的 P 曲线。 ΔT_g 越大， P 值越小； ΔT_g 越小， P 值越大。这体现出热惯量值 P 是对土壤贮存、传递能量特性的一种反映。

图14为利用该文方法得到的土壤表层含水量与实测含水量间的关系。

从以上的分析可以看出，在表温度、空气湿度、风速、天空光温度，反照率等参量是能量平衡方程的重要因素。为了能利用遥感技术反演土壤表

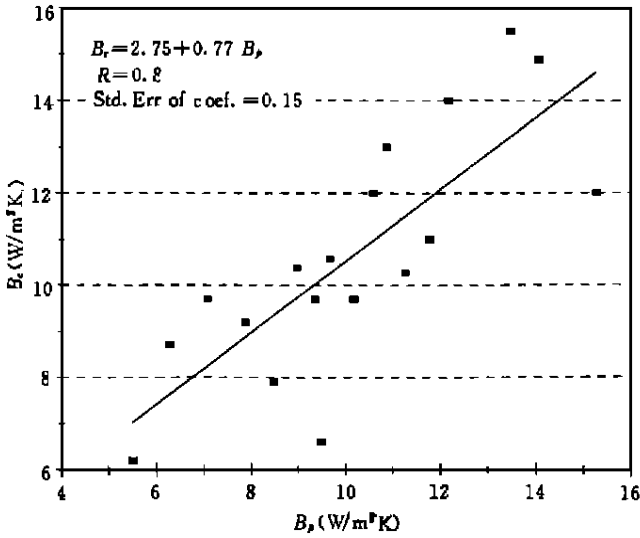


图 11 本实验方法得到的 B_C 值与 Price 方法得到的 B_P 值比较图

Fig.11 The comparison of B value obtained from Price method and from this paper's method

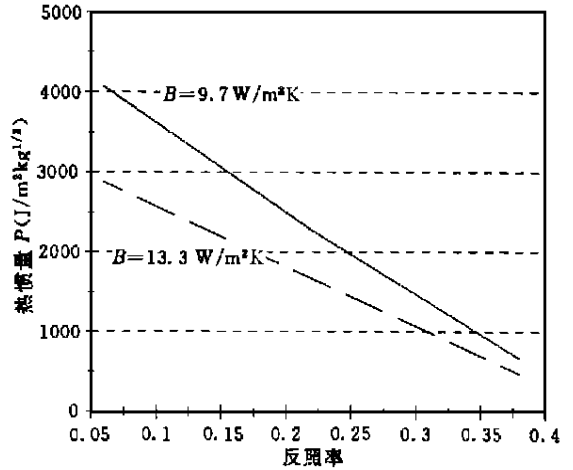


图 12 相对不同气象因子 B , 反照率 α 与热惯量 P 的关系图

Fig.12 The relation of albedo α and P according to different B value

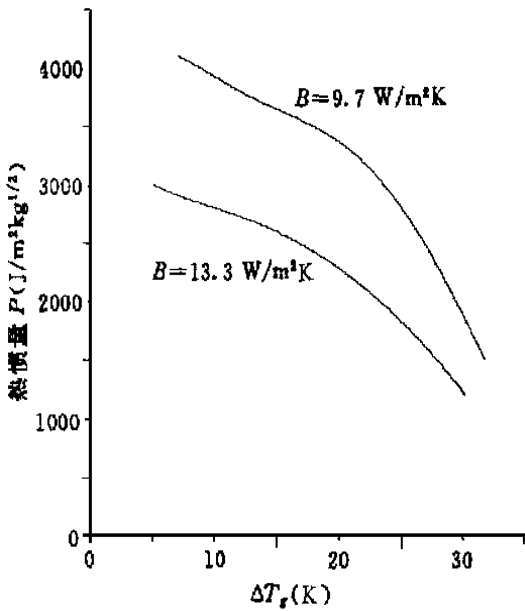


图 13 不同的 ΔT_g 对应的 P 曲线图

Fig.13 The changes of P according to different ΔT_g .

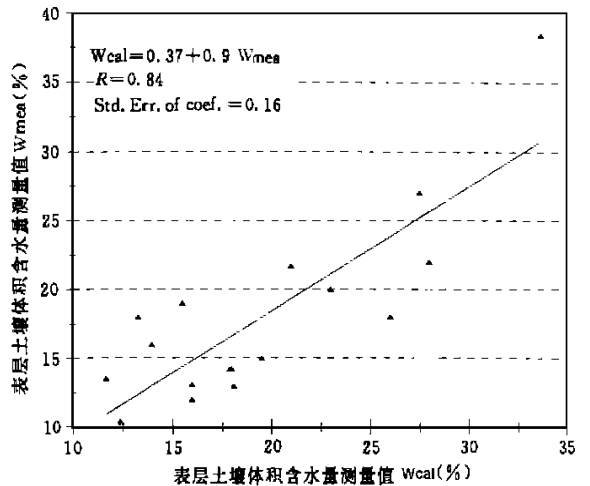


图 14 利用该文方法得到的土壤表层含水量与实测含水量间的关系图

Fig.14 The comparison of water volumatic content of soil surface calculated and measured

层水分, 我们需对这些参数进行化简, 这样就必然会带来一些误差。从该文所用方法为推导过程和实验数据检测来看, 对土壤表层相对湿度的反演是进一步提高监测精度的关键。

用 NOAA-11 的 CH1, CH2, CH4, CH5 通道数据反演经过大气订正后的地表温度, 反射率, 大气透过率, 由热惯量方程求出华北地区地表热惯量分布图 (图版 I 图 15), 结合土壤质地分布图, 给出华北地区表层土壤水分分布 (图版 I 图 16)。

从图版 I 图 15 可以看出该地区的西部和东部被云覆盖, 并且有一条云带横穿其间。整个地区的西部热惯量值较低, 以河北靠山地区的值为最低。向东、向南, 热惯量值不断加大。

从图版 I 图 16 中可以看出该地区的水分分布与图版 I 图 15 热惯量的分布极为相似: 整个地区的西部水分含量较低, 以河北靠山地区的值为最低。向东、向南, 水分含量不断加大。这说明在同一时间, 华北地区的北部比南部偏干, 西部比东部偏干。

5 讨 论

利用卫星遥感监测土壤水分含量，不能直接得到土壤水分的信息，但可反演得到几个地表物理参数值。通过这几个参数，可以建立遥感数据与土壤水分含量的关系式。因此，为提高遥感反演土壤水分的精度，应在两个方面进行更加深入的研究：卫星反演地表物理参数的精度，以及地表物理参数与水分含量建立关系的准确性。

在建立与水分含量关系方面，面临的主要问题是如何能在方程可解的情况下尽量对实际情况作更加准确的描述。以潜热通量为例，它与水汽压、温度、地表阻抗等多个因素有十分密切的关系。目前，化简为只随温度变化，必然带来一些误差，因此以后应在化简方法上做新的探索。

为将此方法应用于整个华北地区，已将土壤按质地进行了划分。但由于受基本资料所限，在由热惯量求土壤水分含量中未能引入土壤类型概念，影响了整个方法在大面积范围应用的精度。因此，随着基础数据的不断积累和完善，模型精度将进一步提高。

参 考 文 献

- [1] 秦 益·NOAA—AVHRR 图象大气影响校正方法研究及软件研制·环境遥感, 9 (1, 2), 1994.
[2] Watson K, Pohn H·A·Thermal Inertia Mapping from Satellites

Discrimination of Geologic Units in Oman·*J·Res·Geol·Surv*, 1974, 2 (2): 147—158.

- [3] Kahle A, B *et al.*·Proceeding of the 10th International Symposium on Remote Sensing of Environment: Thermal Inertia Mapping, 1975, 2: 985—994.
[4] Rosema, A., *et al.*·‘Tell Us’ A Combined Surface Temperature, Soil Moisture and Evaporation Mapping Approach, Paper Presented at 12th Int·Symp·on Rem·Sens·of Env·Manila, Philippines, 1978; 20—26.
[5] John C·Price·On the Analysis of Thermal Infrared Imagery·The Limited Utility of Apparent Thermal Inertia·*Remote Sensing of Environment*, 1985, 18: 59—73.
[6] John C·Price·Thermal Inertia Mapping: A New View of the Earth·*J·of Geophysical Res.*, 1977, 82 (18) .
[7] John C·Price·The Potential of Remotely Sensed Thermal Infrared Data to Infer Surface Soil Moisture and Evaporation·*Water Resources Research*, 1980, 16 (4): 787—795.
[8] D·A·Pratt·A Calibration Procedure for Fourier Series Thermal Inertia Models·*Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1980, 46 (4): 529—538.
[9] 田国良·黄河流域典型地区遥感动态研究·科学出版社, 1990.
[10] Swinbank W·C·Long Wave Radiation from Clear Skies, *Quart·Journ·Roy·Met·Soc.*, 1963, 89: 339—348.
[11] Carslow, Jaeger·Conduction of Heat in Solids, Oxford, London, 1959; 510.

作 者 简 介

余涛，1989年北京科技大学物理系应用物理专业毕业，1996年获中科院遥感所遥感和地图学硕士学位。1989年至今，在中科院遥感所辐射特性研究室从事辐射传输及热传导研究工作。

The Application of Thermal Inertia Method the Monitoring of Soil Moisture of North China Plain Based on NOAA—AVHRR Data

Yu Tao Tian Guoliang

(Institute of Remote Sensing Applications, Chinese Academy of Sciences)

Abstract After an introduction of the development and the trend of dynamic monitoring of the soil moisture based on the NOAA—AVHRR remote sensing data, the paper gives a full and particular account of soil moisture retrieving method·Based on the study of energy exchange at airsoil interface, the parameters of thermal equation are divided into 3 parts: micrometeorological parameter, soil physical parameter and soil surface temperature parameter; from which an improved method of retrieving soil surface thermal inertia from satellite data is developed·Results are given at the end of this paper·

Key words Soil moisture, Thermal inertia, NOAA—AVHRR data

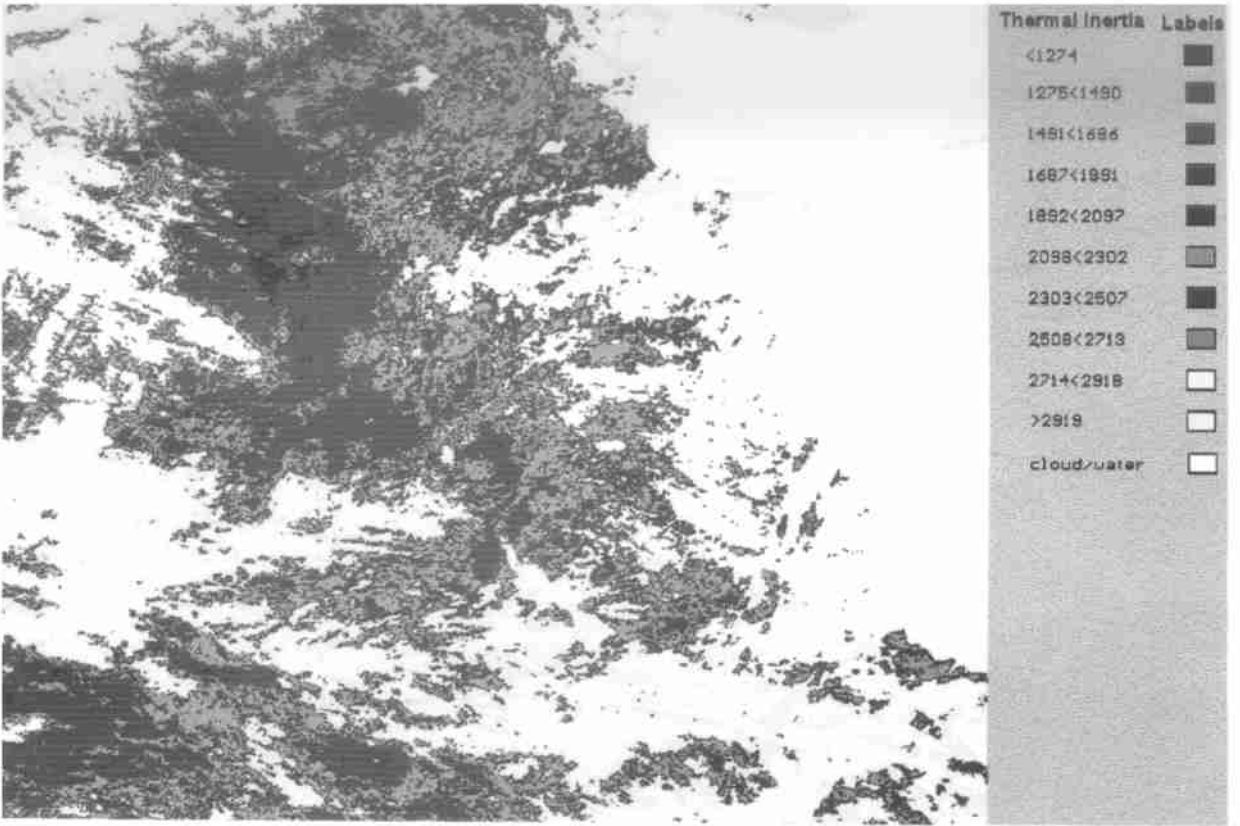


图 15 华北地区热惯量分布图

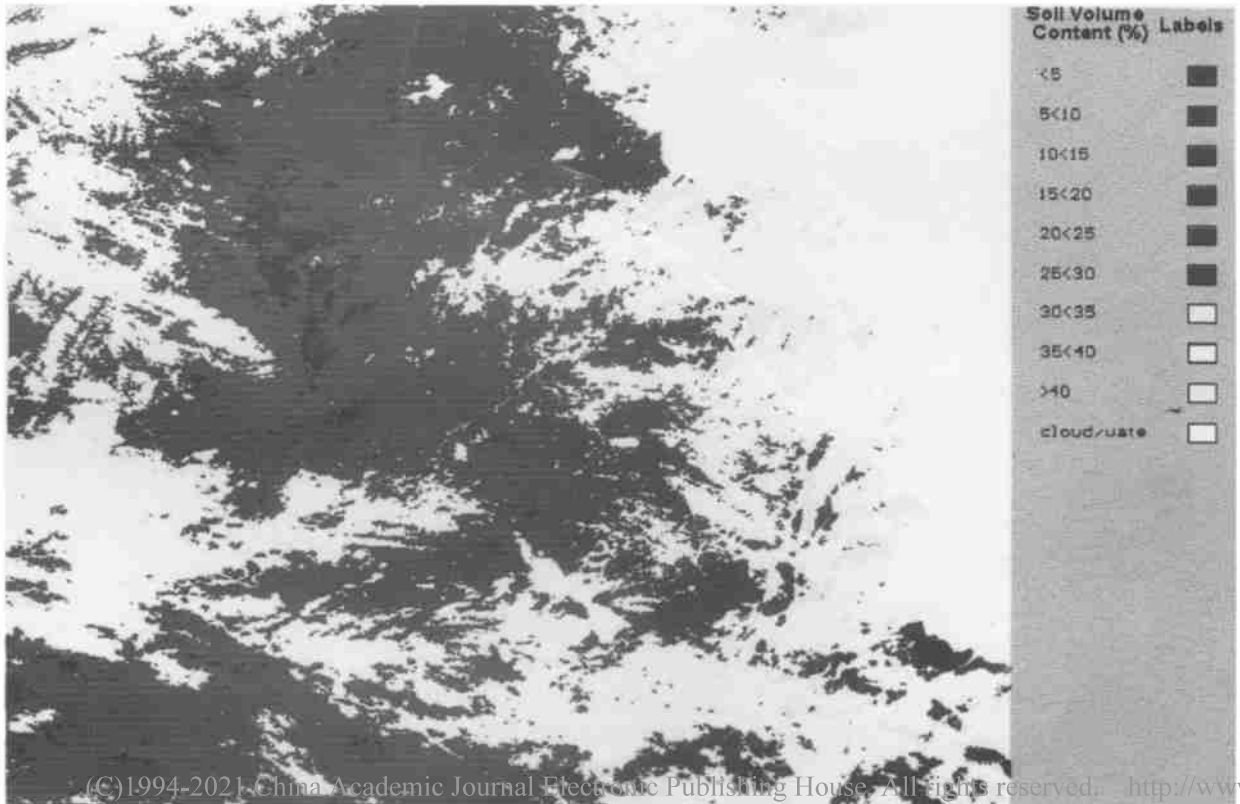


图 16 华北地区土壤水分分布图