

改进的热惯量模式及遥感土壤水分^{*}

张 仁 华

(中国科学院 地理研究所)
(国家计划委员会)

提 要: 本文提出一个考虑地表显热通量及潜热通量的热惯量模式。模式利用了地面定标的方法并充分利用了热象图的空间分布信息,因而较大幅度地提高了估算土壤水分含量的精度。

主题词: 热惯量 土壤湿度 显热通量 潜热通量

热惯量是一种重要的地球物理性质。它是具有体积概念的参数。通过热传导方程可与地表遥感信息联系起来。因此引起地球科学与遥感界的浓厚兴趣。对于地理学来说,以热惯量衡量土壤水分状况,将有重要的科学与生产意义。因为土壤水分含量的区域分布极不均匀。以常规的点测量方法,既效率低,又无代表性。

在遥感方法中,用微波技术可以估算土壤水分含量,并有一定的动态范围,但因其与地形、粗糙度有密切联系,探测深度仅限于与波长相当的范围(10cm以下),且区域性的微波遥感资料又有限。可见光与热红外波段的遥感资料却极为普遍。LANDSAT, SPOT, NOAA等卫星可提供不同空间分辨率的可见、近红外、热红外的遥感信息。因此以这些波段研究热惯量的工作开展得不少。在七十年代初Watson〔1〕等提出从地表温度日较差推算热惯量的简单模式,然后Pohn〔2〕等利用这种模式,以雨云卫星Ⅲ、Ⅳ的资料,进行了应用性试验。Idso〔3〕用地表温度日较差估算土壤水分含量。Rosema〔4〕发展了一种算法,估计热惯量、相对湿度及白天累计蒸发。Calson〔5〕利用边界层模式估算热惯量和土壤水分。Price推导了一个简化模式〔6〕把显热通量与潜热通量的影响归结为与入射能量成比例的 α 因子。Kahle〔7〕提出一个考虑显热、潜热通量的模式。但模式包含了复杂的参数,如果这些参数不能取得,该方法也不能实施。Ho〔8〕提出利用表面温度与反射率的时间序列谐波分析法推算热惯量,因而可以利用同步卫星资料。并认为取3—5个谐波已能满足应用要求。

估算热惯量模式的精度与地表热量平衡方程各分量的估算精度有密切关系。这些模式的差异往往就是估算热量平衡各分量的思路的不同。最佳的途径似应建立既有理论基础又能实际应用的热惯量模式。中国科学院禹城综合试验站遥感试验场开展了多年热惯量试验,旨在建立这种模式。笔者曾提出以表面温度为主要信息补偿显热通量的表现热惯量模式。本文在此基础上,拟运用一幅影象图中的最干点、最湿点的地面定标方法,排除显热、潜热通量对估算热惯量的干扰,进一步优化热惯量模式。分析由热惯量推算土壤水分含量的精度及存在的问题。

本文1989年9月20日收到,1990年2月9日收到修改稿。

^{*} 参加观测与整理资料的有:张庆永、马传芳、王延林、刘振民等。

一、模式建立

通常由地表热量平衡方程作为边界条件去求解土壤热传导方程,从而预报未来的土壤表面温度及各层的温度。遥感技术可以获得地表温度,因此利用逆转模式,可推算土壤的热惯量。

在土壤表面的热通量应等于单位面积以下的单位厚度单位时间内的热焓量变化值。而热焓量与表面温度的日振幅紧密相关。因此土壤热通量 G 可以下式计算^[8]:

$$G = \sum_{k=1}^{\infty} \left| \frac{T_k}{Z_{ik}} \right| \quad (1)$$

$$\text{这里, } T_k \text{ 为温度的第 } k \text{ 谐波分量, } Z_{ik} = Z_k \cdot \frac{(Z_d + Z_k \tanh \gamma_k d)}{(Z_k + Z_d \tanh \gamma_k d)} \quad (2)$$

Z_{ik} 是第 k 谐波的输入土壤阻抗, Z_d 是在 d 深度的土壤阻力, Z_k 是土壤特征阻力。

$$Z_k = (P \cdot \sqrt{j \omega_k})^{-1} \quad (3)$$

其中, P 为热惯量, ω_k 为第 k 谐波的角频率, $j = \sqrt{-1}$, 传播常数(第 k 谐波)为 γ_k , 而

$$\gamma_k = \sqrt{j \omega_k \rho c / \lambda} \quad (4)$$

c 是土壤定压比热, ρ 是土壤密度。

如果在下边界为常温, 则

$$Z_{ik} = Z_k \tanh \gamma_k d \quad (5)$$

如果在下边界无热通量, 则

$$Z_{ik} = Z_k / \tanh \gamma_k d \quad (6)$$

当 $\gamma_k d$ 足够大时, $\tanh \gamma_k d$ 趋向于 1, 这时

$$P = \frac{G}{\sum_{k=1}^{\infty} \sqrt{\omega_k} \left[A_k \cos \left(\omega_k t + \frac{\pi}{4} \right) + B_k \sin \left(\omega_k t + \frac{\pi}{4} \right) \right]} \quad (7)$$

其中 A_k 、 B_k 分别为富里叶级数的系数。

表面温度 $T(t)$ 的富里叶级数分解:

$$T(t) = \sum_{k=0}^{\infty} T_k = \sum_{k=0}^{\infty} (A_k \cos \omega_k t + B_k \sin \omega_k t) \quad (8)$$

地表热量平衡方程为

$$R_s = G + H + LE \quad (9)$$

由 (7)、(8)、(9) 可得近似解:

$$P = \frac{\sum_{i=1}^{t_2} (R_{si} - H_i - LE_i) \Delta t_i}{\sqrt{(t_2 - t_1)} (T_2 - T_1)} \quad (10)$$

这里 P 是土壤热惯量。 i 为地表热量平衡各分量变化过程中第 i 时刻的下标, (从上式可知, 如果 R_n 累积值稳定并 t_1 与 t_2 选择在最低温度和最高温度时, 可得到好的精度。) R_n 是地表净辐射通量, H 是地表乱流通量, LE 是地表潜热通量, G 是土壤热通量。

以遥感信息计算热惯量, 其难度在于测量显热通量与潜热通量。因为以遥感方式获得的信息只是辐射能量。

然而, 通过遥感可以得到表面温度, 分解表面温度 T_0 :

$$T_0 = \frac{R_n r_a v}{\rho c_p (v + \Delta)} - \frac{G r_a v}{\rho c_p (v + \Delta)} - \frac{d}{v + \Delta} + T_a \quad (11)$$

其中, r_a 为空气阻力, d 为空气饱和差, T_a 为空气温度, v 为干湿表常数, Δ 为温度对饱和水汽压的斜率, ρ 为空气密度, C_p 为定压比热。

从 (11) 式可知, T_0 蕴含了丰富的地表热量平衡各分量所复合的信息。为了充分利用表面温度信息, 笔者曾提出:

$$\rho = \frac{KS_{max}(1 - \bar{\alpha}) - \varphi_1(T_{max}^4 + T_{min}^4) - \varphi_2(T_{max} + T_{min}) - \varphi_3}{\sqrt{\Delta\tau}(T_{max} - T_{min})} \quad (12)$$

其中 $\bar{\alpha}$ 是地表平均反射率, T_{max} , T_{min} 分别为地表日最高最低温度, φ_1 , φ_2 , φ_3 分别为辐射散热项系数, 显热散热项系数和潜热散热项系数。 k 为与 $\Delta\tau$ 相协调的累加系数。显然 φ_1 , φ_2 , φ_3 是由土壤热传导方程、热量平衡方程推导出来的包含各个微气象因子的显函数^[9]。但是由于在大范围内难以按一个个象元点确定, 实际上也不能直接算出热惯量。这就成为半定量模式。

然而, 这模式所包含的信息从与入射太阳辐射能量的比较中也可反映出来。

随机取出一段时间的 $\frac{S(1 - \rho)}{T_{max} - T_{min}}$ 和 $\frac{T_{max} + T_{min}}{T_{max} - T_{min}}$ 的相对值的过程变化, 见图 1。

这两项恰是 price 的表观热惯量模式^[6] 及笔者在腾冲航空遥感试验中提出的模式的核心。

这两种模式的不完全平行性, 反映了它们信息内涵的差异, 也启迪可进一步利用表面温度的复合信息。

在大平原的农耕区, 风速比地表温度的空间变率要小。因此, 在一幅热红外影象图中, 可以利用地表温度的空间变率, 近似地估计出不同象元点之间的显热通量差异。

如果空气阻力 r_a 按下式表达:

$$r_a = \left(\ln \frac{z}{z_0} \right)^2 \cdot [1 - n \cdot z \cdot (T_0 - T_a) / \bar{T} u^2] / 0.16 u \quad (13)$$

其中, z_0 为粗糙度, T_0 为地表温度, z 为观测 T_a 及 u 的高度, T_a 为空气温度, u 为风速, n 为经验常数, 两点之间的显热通量比 ζ 为: (假设风速与粗糙度相近)

$$\zeta = \frac{(T - T_a) \left((1 - c) \frac{T_0 - T_a}{T_0 + T_a} \right)}{(T_0 - T_a) \left((1 - c) \frac{T - T_a}{T + T_a} \right)} \quad (14)$$

其中

$$c = \frac{2n \cdot Z}{u^2}$$

T_0 为一幅影象图中最热的象元 (或测点) 的地表温度, 其显热通量可以通过地面遥感试验场或小气候站测定。最热点的显热通量与净辐射通量的比值 $\Theta = H/R_n$, 在风速大致相近的范围内, 每个象元点的显热通量近似表达为 $\zeta_i \Theta$ 。

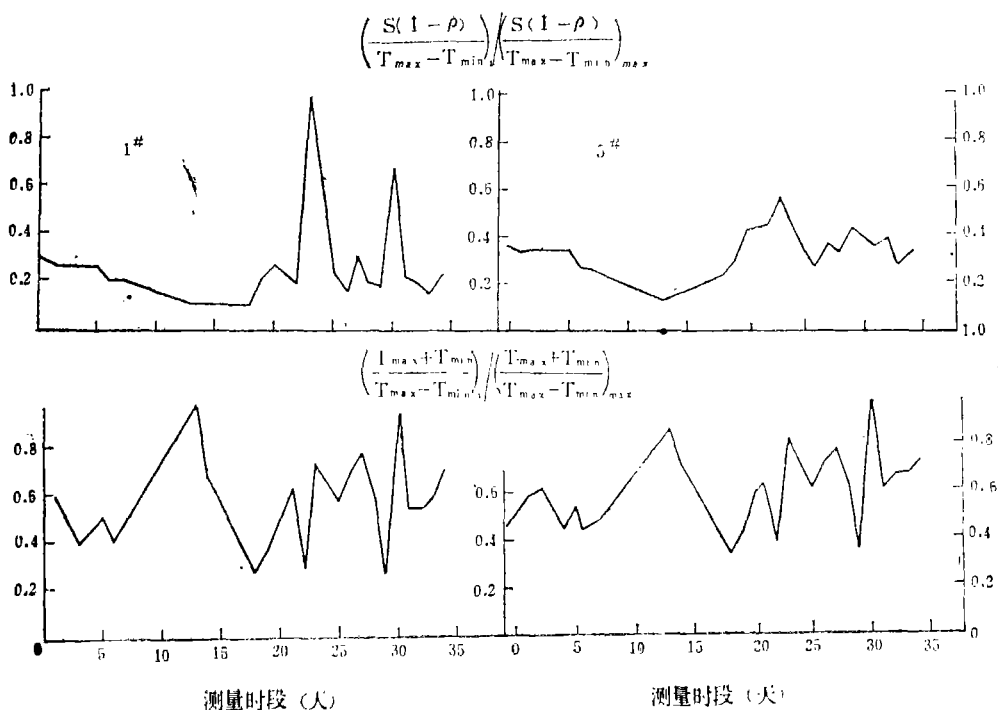


图 1 $s(1-\rho)/T_{max}-T_{min}$ 与 $T_{max}+T_{min}/T_{max}-T_{min}$ 的相对值变化过程比较
Comparison of the Change of process for relative value of $s(1-\rho)/T_{max}-T_{min}$
and $T_{max}+T_{min}/T_{max}-T_{min}$

潜热通量与热力、携带、供水三个因子有关。前两个因子通常以蒸发力表示, 充分湿润的短草地、裸地的蒸发值接近蒸发力, 以 E_0 表示。不充分供水的土壤蒸发不仅与当地的蒸发力有关, 而且与土壤水分含量有关, 即所谓供水因子。从凋萎系数到田间持水量, 蒸发速率明显分两个阶段。且均是线性关系, 唯线性方程的斜率不同。为了简化, 近似可用下式表示:

$$E \doteq \frac{W - W_0}{W_f - W_0} E_0 \quad (15)$$

同样在一幅影象图中最湿的点的潜热通量可以小气候方法测定。该点的潜热通量接近蒸发力 LE_0 ，其他点的潜热通量与该点的潜热通量之比值取决于土壤水分。最湿点的潜热通量与净幅射的比值 $\eta = LE_0/R_n$ ，每个象元点的潜热通量近似以 $\frac{W_j - W_0}{W_f - W_0} LE_0$ 表示。因此

$$H_j + LE_j = \zeta_j \Theta + \frac{W_j - W_0}{W_f - W_0} LE_0 \quad (16)$$

其中 j 为象元点的顺序数。对于第 j 点的热惯量值，可由 (16) 代入 (10) 式而得：

$$P_j = \frac{\sum_{i=1}^{t_2} R_{n,j} \left((1 - \zeta_{i,j} \Theta - \frac{W_j - W_0}{W_f - W_0}) \Delta_i \right)}{\sqrt{t_2 - t_1} \cdot (T_2 - T_1)} \quad (17)$$

对于主要目的是求土壤水分含量而言，土壤的热惯量为下式：

$$P = \frac{V_s P_s + V_w P_w + V_A P_A}{V_s + V_w + V_A} \quad (18)$$

其中 V 、 V_w 、 V_A 分别为土壤、水、空气的体积， P_s 、 P_w 、 P_A 分别为土壤、水、空气的热惯量。由于空气的热惯量远远小于水的热惯量，湿润土壤的热惯量变化主要取决于土壤水分含量，即

$$W = aP + b \quad (19)$$

其中 a 、 b 为待定系数， a 的量纲为 P 的倒数。

(19) 代入 (17)，可得：

$$P_j = \frac{\sum_{i=1}^{t_2} R_{n,j} \left(1 - \zeta_{i,j} \Theta + \frac{W_0 - b}{W_f - W_0} \cdot \eta \right) \Delta_i}{\sqrt{t_2 - t_1} (T_2 - T_1) + \sum_{i=1}^{t_2} \frac{a LE_{0,i}}{W_f - W_0} \Delta_i} \quad (20)$$

$$\text{其中 } R_{n,j} = s(1 - \rho_j) - \sigma(\varepsilon T_j^4 - T_{s,k,y}^4), \quad (21)$$

T_j 是天空温度， W_0 、 W_f 分别为某种土壤的凋萎系数及田间持水量，这两个参量表达了土壤的类型与区域差异。 $\frac{W_j - W_0}{W_f - W_0}$ 为某象元点的土壤湿度。

二、试验与资料分析

试验在中国科学院禹城综合试验站遥感试验场进行。首先模拟相同土壤质地、不同土

壤水分的 5 个象元点。具体方法是制作 5 个直径为 45cm、深度为 25cm 的镀锌铁皮圆形蒸发器。器内盛满相同质地的土壤，土壤为灰潮土。5 个蒸发器东西向排列，埋入土中，器内土壤与器外地面相平。在 5 个蒸发器外壳套一略大的套筒，避免器内土壤与水平、垂直方向的土壤进行热交换。蒸发器的编号从 1* 至 5*，其土壤湿度分别设法保持从接近田间持水量到凋萎系数，即 94%、74%、56%、34%、14% 的土壤湿度。每 4 天加一次水，加水量等于每个蒸发器 4 天累加蒸发掉的水分。每天每个蒸发器的实际土壤水分含量及每天的蒸发量均由称重计量，然后计算而得。

模拟遥感信息采集的有：0.4—1.1 μ 的 256 个通道的太阳反射光谱观测，观测仪器是 SE-590 型 CCD 电刷式光谱仪；以及 8—12.5 μ 单通道的地物热红外辐射观测，观测仪器是 ER-2007 型便携式红外测温仪。

为了由 8—12.5 μ 波段热红外辐射转换成真实表面温度。对每个处理的土壤表面作比辐射率的测量，以及天空辐照度的测量。比辐射率采用双黑体筒方法^[10]。天空辐照度由 ER-2007 型红外测温仪分别对天空以仰角 90°、60°、30° 及 37° 4 个角度测定，然后以一种加权方法计算而得^[11]。

太阳辐射观测是用国家气象局鉴定的 MS-52 型辐射仪。与此平行观测的微气象参数有 1.5m 高处的空气温度、空气湿度、风速。

在 1986 年 8 月到 1987 年 5 月期间，每日进行两次观测，阴雨天不观测。在 1989 年 3 月 15 日到 6 月 4 日进行每两小时一次的更加细致的观测，并和蒸发场、辐射场的小气候观测完全保持一致。这种加密的重复观测旨在确认前段时期观测资料的可靠性；并用净辐射表所测得的净辐射值与由辐射计、光谱仪、红外测温仪测得的太阳入射辐射、反射率、红外温度进行计算的净辐射值作校正。

与此同时，还搜集离试验点 100 多 m 处的 20m² 水面蒸发资料及其水面反射率、水面温度日较差、空气温度、湿度及风速资料，以便求得水的热惯量。

反射率是决定入射太阳辐射值的最基本的遥感信息，以 SE-590 光谱仪测量的 0.4—1.1 μ 平均反射率代表太阳辐射全波段的反射率的精度已经过论证^[12]。5 个蒸发器的反射率随土壤水分含量和表面粗糙不同而变化。表 1 为 5 个蒸发器的土壤表面在灌水后 4 天的反射率的变化情况。从表 1 中可知，从第 1 天到第 4 天，5 个蒸发器随着土壤水分含量的减少，反射率均逐渐增加。但每种处理的反射率的增加速率不一样。而每一天的反射率并不完全按 1* 到 5* 的土壤水分增加而增加。

表 1 5 种处理的土壤反射率在灌水后的变化过程 (单位: %)

The change process of soil reflectivity for five treatments after irrigation

灌水后的天数	1 *	2 *	3 *	4 *	5 *
第一天	12.5	13.5	12.2	13.9	17.4
第二天	12.9	13.8	12.4	14.0	18.5
第三天	17.0	16.4	19.1	17.6	19.5
第四天	21.8	18.6	19.8	25.0	21.4

在验证模式的正确性及确认其计算精度之前，首先要确定这 5 个处理的土壤的正确热惯量值。土壤含水量及水的热惯量值对湿土的热惯量值起着举足轻重的作用。有些文献列举水的热惯量值偏小。为此我们根据 (10) 式，对收集 20m² 水面蒸发池 10 个晴天的有关资料进行计算。结果表明，禹城地区水的平均热惯量值为 0.343cal·cm²·s^{-1/2}·°C⁻¹。完全干土的热惯量值为 0.028cal·cm²·s^{-1/2}·°C⁻¹。空气的热惯量值为 0.000115cal·cm²·s^{-1/2}·°C⁻¹。由于空气的热惯量值比水的小 3 个量级，水和空气在体积、热惯量值的互补现象不明显，土壤含水量与热惯量的关系接近直线方程，即：

$$W = 2.00P - 0.010$$

表 2 5 种处理的土壤含水量和热惯量值
Soil water contents and thermal inertio valnes for five treatments

编 号	1 *		2 *		3 *		4 *		5 *	
灌水后的天数	W	P	W	P	W	P	W	P	W	P
第 1 天	0.232	0.119	0.203	0.106	0.178	.093	0.148	0.080	0.120	0.066
第 2 天	0.214	0.112	0.190	0.100	0.168	0.087	0.144	0.077	0.118	0.063
第 3 天	0.187	0.100	0.169	0.089	0.155	0.081	0.136	0.074	0.114	0.060
第 4 天	0.176	0.096	0.155	0.084	0.450	0.078	0.128	0.069	0.106	0.057

W——与湿土重量的比。P——cal·cm-2·s-1/2·°C-1

在用改进的模式计算热惯量中，应考虑到入射和射出的能量的 累计 频率与 计算精度问题。按 (20) 式，时段 $t_2 - t_1$ 可以是任意的，时段越短， $T_2 - T_1$ 就越小，相对 测量精度就越小。然而在短的 $t_2 - t_1$ 时段内 S 、 T_0 、 H 、 LE 的瞬时测量值对时段平均值的代表性 较好，相对测量精度就要好些。对实际的遙感资料来说，一般的测量周期较长。HCOMM热惯量卫星的重复测量周期为 12 小时，正好可以测量到最低温度和最高 温度， $T_2 - T_1$ 的跨度大。再遇上晴天， S 、 T_0 变化平稳，就可得到较高精度的热惯量值。但是，如果 S 、 T_0 变化不平稳，以 12 小时两端的平均值难以代表时段的平均值，估算精度就降低。地表 温度 T_0 在热惯量的阻滞下，变化脉动较小，而入射辐射受云的影响很大。我们随机抽取一个灌溉周期(4 天)，分别以 6 小时时段及 2 小时时段所代表的 6 小时 S 、 T_0 的累积值相比较，对于 S 值，前者要比后者小 11.4%，对于 T_0 值，前者与后者相差 $\pm 2\%$ 。由此可见在以长时段采样 估算 S 值累加值时，特别要注意天气条件的选择，碧空无云是提高测量精度的重要条件。

土壤水分含量按每日 19：00 时的称重计算。按模式计算的热惯量的累计时段是 7：00 至 13：00，因此土壤水分含量取每两天测量值的平均。蒸发量按全天的值作加权分割，加权因子是 7：00 到 13：00 的净辐射值和全天的净辐射值的比值。

如前所述，(7) 式成立的条件是下边界无热通量。 $T_2 - T_1$ 的测量精度直接 影响 热惯量计算精度。因此保持蒸发器底部与下面土壤隔热状况至为重要。否则 $T_2 - T_1$ 值将 变小，按 (20) 式计算的热惯量值将偏大。

三、热惯量计算及模式验证

本文所提出的模式发展为定量模式，其最关键的步骤是确定遥感影像图中的显热、潜热通量的估算途径。这种方法对于遥感试验是切实可行的。我们所建议的干点、湿点的地面定标方法，与辐射、地表温度的定标是相似的。在有遥感试验场（或者有地面标定靶区）的地区，这种定标是容易实现的。在没有遥感试验场的地区，只要有气象站或水文站，就有气温、风速及水面蒸发资料，也可以完成最干点的显热通量及最湿点的潜热通量的估算。图 2 是根据 $T_0 - T_a$ 及 风速 估算显热通量的一个例子。

在两个时相的热红外影像图分析中，温差最大者，往往是最干燥的地块，在白天时相的影像图上也是温度最高的地块。以此为参照点，整个图的横向温度空间变率反映出显热通量的差异。图 8 形象地表明横向温差和显热通量比值的定量关系。

在price的模式中，用 $(1 + \alpha^2 + \alpha(2)^{1/2})^{1/2}$ 表达显热、潜热的修正值。每个象元点的值无具体取值的办法。因为在 α 的表达式中包含了不可能按每个象元点一一测定的微气象参数。以致price自己承认在实际应用中这只能是半定量模式。

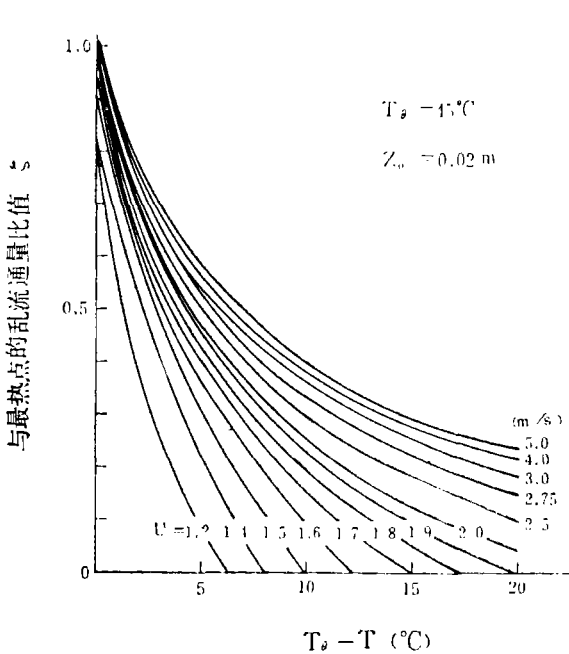


图 2 风速、地气温差与 Θ 的关系
The relationship between Θ and wind speed, Soil-air temperature difference

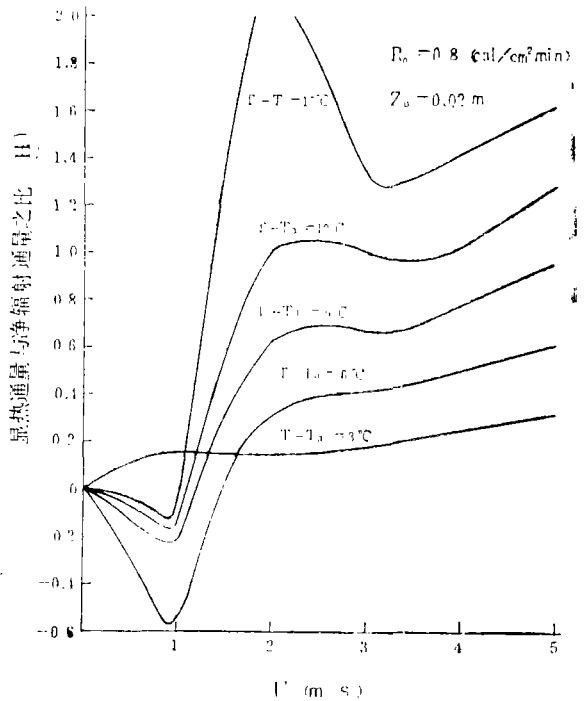


图 3 风速 u 、 $T_0 - T$ 与 ξ 三者之间的关系
the relationship among u , $T_0 - T$ and ξ

在kahle的模式中，虽然有显热、潜热的考虑，但也是由于过多的参数难以测定，因此在Gillespie和kahle的热惯量应用中仍采用了简单的表现热惯量模式。

本文所提的干点显热通量定标量值对全幅影象图的热惯量计算的影响，如图4所示。

在1989年3—5月所进行的观测比1986年8月—1987年5月进行的观测更为详细，有两种途径计算净辐射通量的仪器作同步观测。观测周期由每日2次提高到每日7次。由于红外遥感均选择在碧空无云的天气，并排除辐射不稳定对模式验证的干扰，我们选碧空无云的天气进行验证。以同样的资料输入 price 模式及本文所提出的改进模式。

由于price 模式把显热通量和潜热通量的影响放在同一个 α 因子考虑。而实际上在地表热量平衡支配下，显热通量和潜热通量不可能是同步变化。两者的比随着地表供水状况变化而变化。

本模式对潜热通量的影响的考虑是首先标定湿点的 E_0 ，由于其他象元点的潜热通量

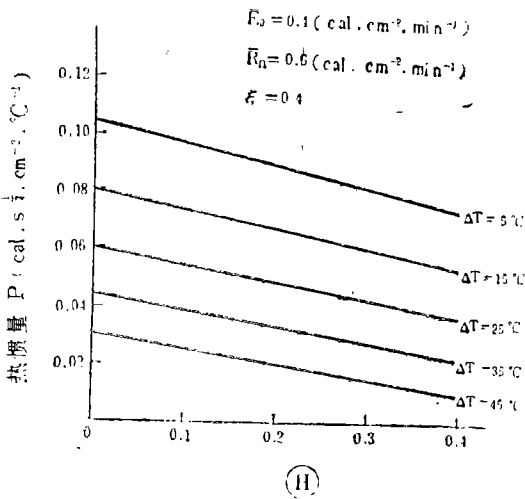


图 4 干点的显热通量与净辐射通量 R_n 之比 Θ 对其他象元点热惯量计算的影响
Thermal inertio calculation of another pixels affected by the sensible heat flux of the day pixel

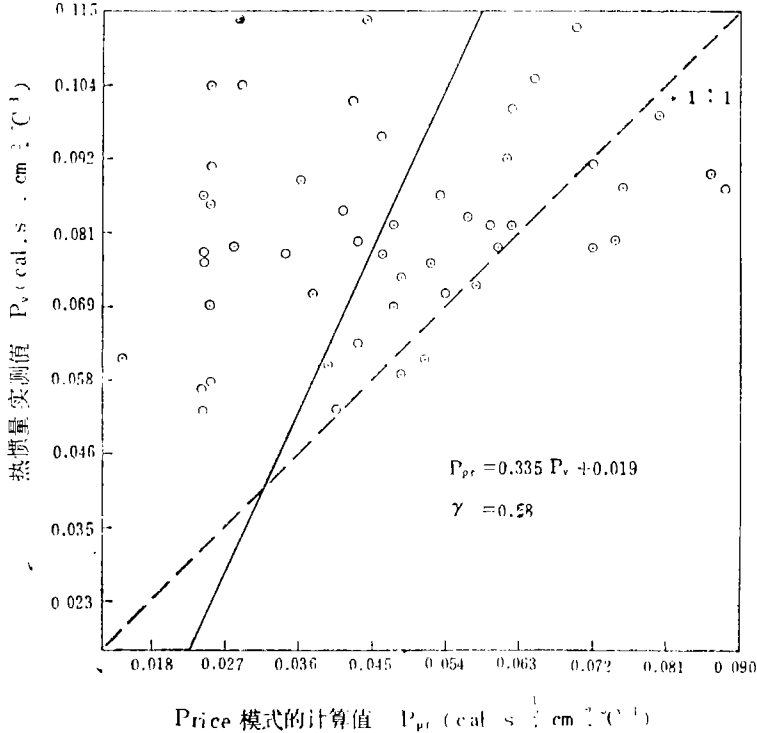


图 5 price模式验证结果
The result of testing and verifying for price's model

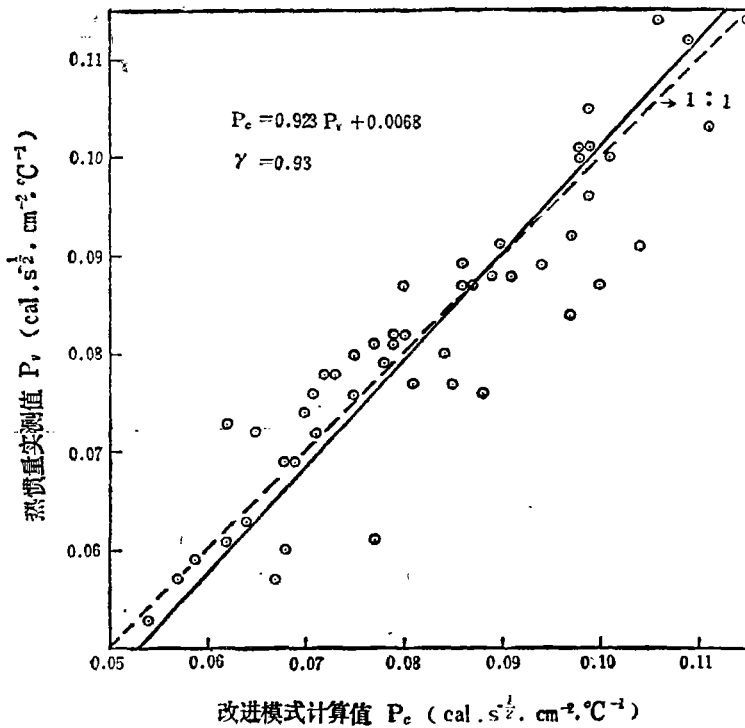


图 6 改进模式验证结果

The result of testing and verifying for the improved thermal inertio

是通过与湿点的土壤水分差异进行修正的。土壤水分含量与热惯量的线性关系，使得这种修正隐含在（20）式的等式左边的P值里。

验证的结果见图 5、图 6。

按price模式计算的与（18）式的加权法计算的热惯量值的相关方程为

$$P_{pr} = 0.335P_v + 0.019 \quad r = 0.58$$

改进模式与加权计算的热惯量相关方程

$$P_e = 0.923P_v + 0.007 \quad r = 0.93$$

由于热惯量与土壤水分含量有线性关系，土壤水分可直接按下式推算：

$$W_i = \frac{a \sum_{t=1}^{t_2} R_{a_i} \cdot \left(1 - \xi_i \cdot \Theta_i + \frac{W_0 - b}{W_r - W_0} - \eta_i \right) \Delta_i}{\sqrt{t_2 - t_1} (T_2 - T_1) + \sum_{i=1}^{t_2} \frac{aLE_0}{W_r - W_0} \Delta_i} - b \quad (21)$$

式中 W_i 为第*i*象元点的土壤水分含量，对禹城地区，其土壤容重为 $1.4\text{g}/\text{cm}^3$ ，比重为 $2.7\text{g}/\text{cm}^3$ ，则（21）的 $a=2.0$ ， $b=0.01$ 。根据计算值与实测值对比统计，误差小于 10%（见

表 3)。

表 3 土壤含水量的计算值与实测值对比

Comparison between soil moisture measured and calculated by thermal inertio model

W _v	W _c	W _v	W _c	W _v	W _c	W _v	W _c	W _v	W _c	W _v	W _c	W _v	W _c	W _v	W _c	W _v	W _c	W _v	W _c
23.6	23.7	21.7	20.5	19.8	20.5	23.6	21.8	18.2	18.8	18.9	21.5	20.9	20.2	20.7	20.9	18.0	17.9	23.0	22.5
21.3	22.5	19.1	17.6	17.5	18.8	21.0	20.5	16.6	17.6	17.2	16.5	18.8	1.87	18.5	19.5	16.4	16.5	20.7	22.7
18.3	17.2	16.6	15.7	16.4	16.2	18.5	17.9	17.1	16.6	16.9	16.1	18.0	18.3	16.9	16.5	16.2	15.4	18.0	17.9
15.8	15.9	15.0	11.9	14.4	14.5	16.1	17.6	15.8	15.6	15.3	13.2	15.8	16.2	15.5	14.6	15.0	13.7	16.1	16.9
12.9	13.1	12.6	12.7	12.2	12.2	12.0	12.1	14.4	14.6	11.4	11.6	11.4	11.6	12.8	13.0	12.3	12.4	13.3	13.4

W_v：实测土壤含水量，W_c：模式计算土壤含水量（%）。水重/湿土重。

由此可见，改进模式中虽然采用了二个近似假设，但在土壤水分含量大于15.0%，水平风速变率不太大的情况下，所计算的热惯量及土壤水分含量有较好的精度。

参 考 文 献

(1) K. Watson, L.C. Rowen and T.W. offield "Application of thermal modeling in geologic interpretation of IR images",proc. 7th Int. Symp. Remote Sensing Environ Vol. 3,pp. 2017-2041. 1971.

(2) H.A.pohn, T.W. offield and k. Watson,"Thermal inertia mapping from satellite-disc-rimination of geologic units in Oman.",J.Res. U.S. Geol. Surv., Vol. 2pp. 147-158, 1974.

(3) S.B.Idso,R.D. Jackson and R.J.Reginato, "Compensating for environmental Variability in the thermal inertia approach to remote Sensing of soil moisture", J.Appl. Meteorol., Vol. 15 pp 811-817 1976.

(4) A. Rosema, and J.H. Bijleved, "TELL-US test of an algorithm for the determination of Soil moisture and evaporation from remotely sensed surface temperature" E.A.R.S. Kanalweg. 1 Delft. The Netherlands 1977.

(5) T.N. Carlson, J.K. Dodd, S.G. Benjamin, and J. N. Cooper, "Satellite estimation of the surface energy balance, moisture availability and thermal inertia.",J.Appl. Meteorol., Vol 20 pp.67-87. 1981.

(6) J.C. price, "Thermal inertia mapping: A new view of the Earth" J. Geophys Res, vol. 82,pp.2582-2590 1977.

(7) A.B. Kahle "A simple termal model of the eath's surface for geologic mapping by remote sensing" , J. Geophys.Res., Vol. 82, pp. 1673-1680, 1977.

- (8) Diem, Ho., A soil thermal model for remote sensing, IEEE, Transactions on Geoscience and Remote Sensing Vol. GE-25 No 2 March 1987.
- (9) 张仁华: 一个表观热惯量模式, 农田水分与能量试验, 气象出版社, 1989年。
- (10) 张仁华、田国良: 常温下比辐射率测量, 科学通报, 第5期, 1981年。
- (11) Chen Jingming and Zheng Renhua, Studies on the measurements of crop emissivity and sky temperature, Agricultural and Forest Meteorology, 1989.
- (12) 张仁华: 以航空多光谱资料推算净辐射通量及其初步应用, 地球资源波谱应用文集, 1988年。

IMPROVED THERMAL INERTIA MODEL AND REMOTE SENSING OF SOIL MOISTURE

Zhang Renhua

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and State
Planning Commission of the People's Republic of China)

Subject terms: Thermal inertia, Soil moisture, Sensible heat, Latent heat

Abstract

Thermal inertia is a useful tool for estimating soil moisture. Remote sensing of thermal inertia has developed quickly in recent years. Based on our work for several years, using information of distribution in a thermal infrared image and calibration at a field point, parameterization of the sensible heat flux and latent heat flux were done, in which information of soil water content was taken and the thermal inertia model was improved.

In the farm field of plain, we calculated the differences of sensible heat flux of each pixels in a thermal infrared image using the maximum temperature point to be as a basic calibrated point and using information of soil temperature between pixels. In the same thermal infrared image, the latent heat flux of the wettest point was also as a basic calibrated point. Based on the linear function between evaporation and evapotranspiration and soil moisture, we fed back the soil moisture to the thermal inertia model and took the information of thermal inertia and soil moisture.

The thermal inertia model which use two approximate hypotheses was tested and verified by measured data in our remote sensing experimental site. When the soil moisture is more than 15 % and the change of the horizontal wind speed is not too big, the calculated precision of soil moisture will be high. The mean error is less than 10 %.