

大面积地表湿润程度的间接表示方法 和陆面蒸发量计算*

张志明 陈俊贤

(成都科技大学水利系)

本文指出,一个可用一般气象观测资料计算得出的量,即气温与小块湿润地表的温度的差值,可以用来反映同一地区大面积地表的湿润程度。并由此得到一种计算陆面实际蒸发量的方法。此概念对于遥感地表湿润程度也是有用的。

1. 湿润地表温度的计算

在当地气候条件下,一小块充分湿润地表所具有的地表温度称为湿润地表温度。若当地地表已充分湿润,则当地的地表温度就是湿润地表温度。若当地地表不是充分湿润,则处于该地的一小块地表在人工保持充分湿润后,由于较快进行蒸发,其温度将低于周围地表温度。当地大面积地表愈干燥,该温差愈大。小块湿润地表的温度与气温的差值也愈大。本文就是应用该差值来反映当地大面积地表的湿润程度。

记当地气温为 T , 设当地地表温度为 T_p 情况下算得的地表辐射差额值为 R_T 。一小块充分湿润地表的地表温度设为 T_p , 记它的地表辐射差额值为 R_p , 则 $R_p = R_T - 4\epsilon\sigma T^3(T_p - T)$ 。其中 σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数, ϵ 为地表比辐射率。温度均以绝对温标表示。

小块湿润地表的地表温度可根据其热量平衡方程算出,故又称为平衡温度。其热量平衡方程可写为

$$R_T - 4\epsilon\sigma T^3(T_p - T) = f_T(e_p - e) + Apf_T(T_p - T) \quad (1)$$

(1) 式左边为地表辐射差额值;右边第一项为潜热通量, f_T 为潜热传递系数, e_p 为相应于 T_p 的饱和水汽压, e 为观测高度实测水汽压;右边第二项为感热通量项, $A = c_p/0.622L$ 为湿度计算常数,其中 c_p 为空气定压比热, L 为汽化潜热常数(当气温 $t > 0^\circ\text{C}$ 时)或升华潜热常数(当 $t \leq 0^\circ\text{C}$ 时)。

设 $T_p = T'_p + \delta T_p$, T'_p 为 T_p 的试算值,则 $e_p = e'_p + \Delta'_p \delta T_p$, e'_p 为相应于 T'_p 的饱和水汽压, $\Delta'_p = \partial e'_p / \partial T'_p$ 为饱和水汽压随温度的变率。把它们代入(1)式解出 δT_p , 便得到用迭代法计算 T_p 值的公式:

$$\delta T_p = [R_T / f_T + e - e'_p + \lambda(T - T'_p)] / (\Delta'_p + \lambda) \quad (2)$$

$$T_p = T'_p + \delta T_p \quad (3)$$

因为 e'_p 和 Δ'_p 是 T'_p 的函数,它随 T'_p 而变。以气温 T 作为 T_p 的试算初值,不断进行迭代,直至 $\delta T_p < 0.1K$ 便得到 T_p 值。

式中 $\lambda = AP + 4\epsilon\sigma T^3 / f_T$ 。 f_T 值则用下式计算^[1]:

$$f_T = (p_s/p)^{0.5} f_z / \zeta \quad (4)$$

$$1/\zeta = 0.28(1 + e/e_s) + \Delta R_T / [Ap_s(p/p_s)^{0.5} \times b_0 f_z (e_s - e)] \quad (5)$$

$$1/\zeta \leq 1 \quad (6)$$

* 本文于1989年2月2日收到,1989年12月25日收到最后修改稿。本课题为水电部科研基金资助项目。

在计算中取 $b_0=1, f_z=28\text{Wm}^{-2}\text{hPa}^{-1}$ (当 $t \geq 0^\circ\text{C}$) 或 $f_z=28 \times 1.15\text{Wm}^{-2}\text{hPa}^{-1}$ (当 $t < 0^\circ\text{C}$)。 (5) 式中 e_s 为相应于气温的饱和水汽压, p 为测站气压, p_s 为海平面气压, Δ 为相应于气温的饱和水汽压随温度的变率, 其他符号同前。

算出 T_p 后, 再算出它与气温的差值 $DT=T-T_p$ 。 部分地区各月 DT 值的年内变化范围如图 1 所示。

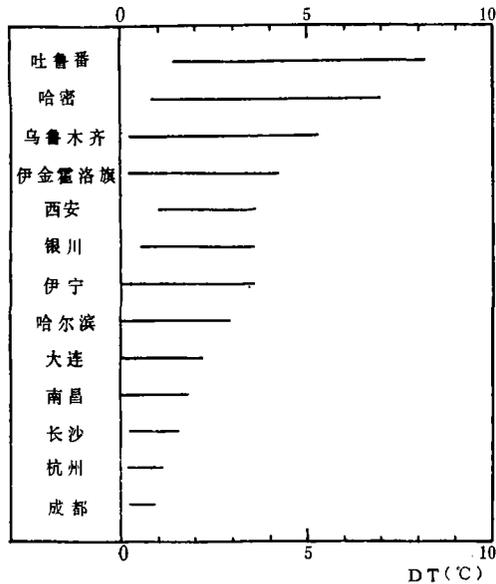


图 1 部分地区各月 DT 值的变化范围

表 1 E_T/E_{p_0} 与 DT 的函数关系

$DT(^{\circ}\text{C})$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$F(DT)$	1	0.9	0.8	.41	.21	.10	.04	.01	.00	.00	.00

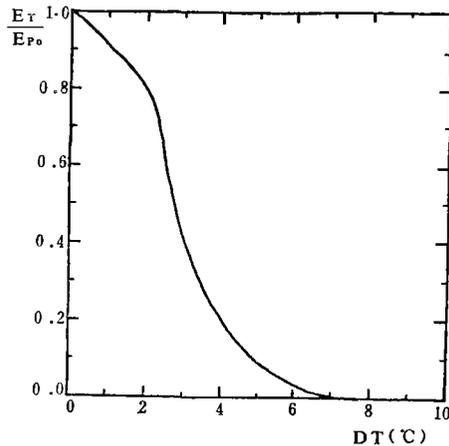


图 2 E_T/E_{p_0} 与 DT 的函数关系

2. 蒸发量计算

T_p 算出以后, 小块湿润地面的局地潜热通量为

$$LE_p = R_T - \lambda f_T (T_p - T) \tag{7}$$

式中 E_p 即为局地潜在蒸发。由于 $T_p \leq T$, 所以感热量是从空气传给小块湿润地表的, 因而它的蒸发耗热量可大于 R_T 值; 越是干旱的地方, 该差值愈大。

在本地气候条件下, 若地表是大片充分湿润的, 则蒸发量(即蒸发能力)可用下式计算^[2, 9]

$$E_{p_0} = \beta R_T / L (1 + AP/\Delta) \tag{8}$$

$$\beta = (1 + AP/\Delta) - 0.5(1 + f^2) AP/\Delta \tag{9}$$

(9) 式中 f 为相对湿度, 其他符号同前。

而陆面的实际蒸发量则由下式计算

$$E_T = E_{p_0} \cdot F(DT) \tag{10}$$

式中 $F(DT)$ 是 DT 的待定函数。本文应用各地区水资源评估所得的陆面蒸发量(由水量平衡法得出), 进行数值试验, 用试错法得出如表 1 所示的函数。该函数也表示在图 2 中。

3. 结果讨论

本文计算了全国 55 个站, 所用短波总辐射是国家气象局公布的 1961—1980 的多年各月平均值。在

选站时要求测站所处地区下垫面条件平坦均一。地区对短波的反射率及有效辐射均按参考文献[1]所给方法进行计算。部分地区的辐射差净值 RT (表示为可蒸发水层厚度) 已列入表 2。

计算所得 DT 值可很好反映大面积地表的湿润程度。图 3 给出了北京、乌鲁木齐、哈尔滨和南昌四站年内各月 DT 值的变化。可以看出：北京是 4—6 月较干燥，7—8 月份雨季较湿润；乌鲁木齐是 3 月融雪时地表最为湿润，随着辐射的增强地表越来越干燥直至 7—8 月份达到最值；南昌是 3—4 月份雨季最湿润，10—11 月秋季则较干燥；哈尔滨则是 3 月融雪时最为湿润，5 月很干燥，随着雨季来临，7—8 月份又变得较湿润。

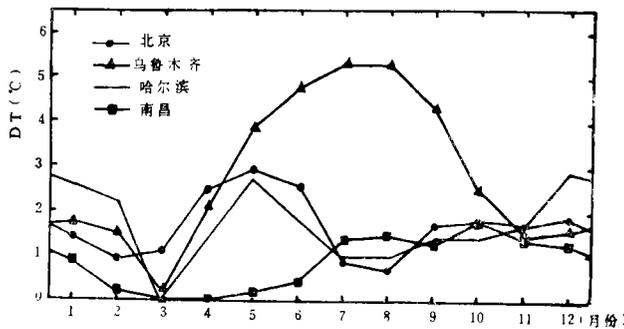


图 3 部分地区 DT 值的年内变化

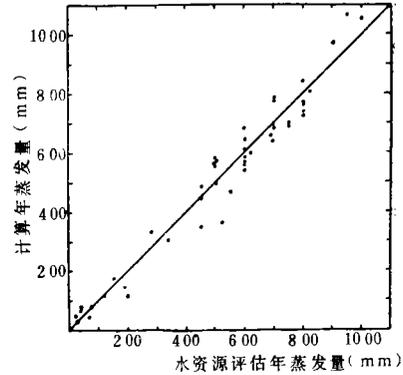


图 4 用水量平衡法得出的蒸发量与本文计算蒸发量比较

表 2 计算结果

月份 地名													年总量	蒸发 评估 量	年降 水量	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12				
哈尔滨	RT	-44.2	-32.0	57.2	78.5	104.6	129.2	132.4	106.0	63.2	18.3	-18.6	-49.1	545.7		
	EP	.0	.0	47.0	110.9	172.0	174.3	157.6	131.8	98.1	44.0	4.6	.0	940.3		
	ET	.0	.0	33.1	50.6	45.6	87.9	99.2	77.9	42.6	11.4	.0	.0	448.3	450.0	523.3
西安	RT	7.7	21.3	50.1	79.2	113.0	134.4	148.3	141.7	68.8	35.7	12.8	1.7	814.9		
	EP	23.4	39.1	82.5	110.2	152.2	224.5	200.0	182.5	97.1	69.1	31.3	19.6	1231.5		
	ET	4.0	13.4	32.7	54.5	78.7	33.3	102.2	101.9	48.9	23.7	8.1	1.0	502.2	500.0	580.2
伊金霍洛旗	RT	4.0	34.9	66.8	87.3	115.4	123.1	119.5	101.0	63.8	36.6	10.1	-3.7	758.8		
	EP	12.1	34.4	85.4	139.6	208.4	225.1	196.8	160.4	119.0	72.1	26.1	9.5	1288.9		
	ET	2.0	19.6	43.8	44.7	22.5	18.2	38.8	53.5	33.6	22.8	5.3	.0	305.0	340.0	393.8
银川	RT	13.6	24.7	54.9	83.0	112.7	130.2	137.4	139.3	82.0	40.9	17.8	10.5	847.0		
	EP	13.7	34.0	82.3	143.4	200.4	216.1	204.4	178.6	126.1	79.2	36.1	18.0	1337.1		
	ET	7.2	13.3	34.9	34.9	27.4	32.5	62.3	99.4	54.4	25.9	11.2	5.5	409.0	200.0	202.8
南昌	RT	16.8	42.6	65.5	99.9	128.2	135.6	187.3	176.2	120.0	68.7	34.2	15.6	1090.5		
	EP	34.9	47.7	64.0	97.8	132.7	146.8	224.1	216.1	153.8	115.8	67.8	39.2	1340.6		
	ET	10.6	29.0	47.0	77.1	101.8	107.8	140.3	129.8	88.0	45.9	22.5	9.9	809.7	820.0	1596.4
成都	RT	19.5	30.2	68.2	91.9	117.6	128.8	138.4	126.7	79.4	56.1	31.8	17.3	906.0		
	EP	35.9	47.8	84.7	109.3	141.2	143.8	144.2	135.5	91.5	67.9	48.5	33.4	1083.7		
	ET	12.4	19.7	48.0	67.7	87.7	100.5	112.4	101.3	60.4	40.6	21.5	11.1	683.2	600.0	947.0

除青藏高原 8 站外的 47 个站点所在地区的陆面实际蒸发量与水资源评估所得¹⁾(用水量平衡法)蒸发量比较于图 4 中^[4]。由于蒸发量计算所涉及的需计算的要素很多,也不易算准,能得到图示结果,还是比较满意的。这再次证明用 DT 值可以反映大面积地表的湿润程度。值得一提的是由于降水量和径流量资料中的误差,水资源评估年蒸发量本身就不很准确,本文所引用数据又是从分布图中读出,因而也就不很准确。

表 2 给出几个站区的计算结果, EP 为据(7)式算得的局地潜在蒸发, ET 为据(10)式算得的陆面实际蒸发量。它们的年内分配是合理的。银川地区由于引黄灌溉,实际蒸发量远大于年总降水量 202.8mm。所以对于人工灌溉区和新疆的沙漠边沿径流消失区,用降水量减去径流量的方法来计算蒸发量是不恰当的。

青藏高原地区计算结果不太满意。原因可能是多方面的,辐射差值计算不准等问题都要进一步研究。

参 考 文 献

- [1] Morton, F.I., Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology, *J. Hydrology*, 66, 1—76, 1983.
 [2] 张志明, 湿润下垫面的近地面层内感热和潜热垂直通量的计算, 成都科技大学学报, 2, 89—96, 1984.
 [3] 张志明, 利用气象资料计算陆面实际蒸发量, 气象学报, 46, 4, 461—464, 1988.
 [4] 张志明, 计算蒸发量的原理与方法, 210—224, 成都科技大学出版社, 1990.

A VALUE TO INDICATE THE MOISTURE CONTENT OF LARGE AREA UNDERLYING SURFACE AND A NEW METHOD TO CALCULATE EVAPOTRANSPIRATION

Zhang Zhiming Chen Junxian

(Chengdu University of Science and Technology, Sichuan, China)

Abstract

The soil surface temperature of a small irrigated area can be calculated out by using ordinary climatological data. Subtracting it from the air temperature, a new value which can be used to indicate the moisture content of large area underlying surface of the discussed region is got. Then a new method to calculate evapotranspiration has been developed. This thought can also be used for remote sensing of moisture content.

1) 水利部水资源研究及区划办公室, 中国水资源初步评价, 50, 1981。
 新疆水文总站, 新疆维吾尔自治区地表水资源, 75, 1985。
 江西省水文总站, 江西省水资源, 47, 1985。