

植物冠面温度气候学模拟模型的初步研究^{*}

张克映 马友鑫 李佑荣 刘玉洪

(中国科学院昆明生态研究所, 昆明, 650223)

摘 要

根据 Monteith 的冠面热量平衡方程来讨论冠面温度计算的气候学模型方法。讨论了: (1) 冠面显热(H)、潜热(LE)和净辐射(R_n)各通量与气象台站观测资料的联系; (2) R_n 项中晴天有效辐射(E_0)实验公式中湿度函数 $f(e)$ 在中国应用时的季节修正; (3) 植被-土壤热通量(G)的估算与其误差的影响; (4) 根据气象台站的气候背景资料与参考植被的生物-生理特征参数, 运用 Newton-Raphson 迭代方法求解冠面温度; (5) 模拟结果。

关键词: 冠面温度, 热量平衡, 气候模型。

1 前 言

自 1857 年维谢洛夫斯基(В.И. Вильямс)在《俄罗斯气候》一书中提出植物表面(首先是冠面)温度有别于气温(T_a)的观点及其重要意义后, 引起气候、植物生理等生态学领域学者的极大兴趣, 并进行了观测和研究, 尤其在 20 世纪 60 年代以来提出了许多冠面温度(T_c)的微气象模拟模型^[1]。

植物活动(作用)面或植物群落叶冠面即冠面的温度是由土壤-植被-大气连续体(SPAC)内能流与水汽流的收支平衡状况所决定, 它明显不同于无日射荫蔽下的气象台站网在百叶箱内测定的气温(T_a)。两者虽有联系, 但 T_c 在植物生命活动过程(如物候节律)与植物地理分布中起主导和直接的作用。 T_c 研究对于发掘自然热量资源, 指导农林植物的合理布局、区域引种驯化和土地区域规划, 尤其在农田管理——农田水份动态和灌溉指标制定, 作物霜冻与冷害、热害以及作物产量和病虫害的预测等领域具有重要意义和广阔的应用前景。可见, T_c 的研究为以农、林、草、虫等学科为背景的生态学研究提供了有力的连接手段。

然而, 目前国内外在研究植物温度环境时, 广为应用的是 T_a 而非 T_c , 因 T_c 观测需要技术条件高且植物种类繁多, 长期实测势不可能。因此, 采用间接方法确定 T_c 最为明智。中国江爱良、卫林等曾用单站气象资料对华南东、西部和西藏高原的作物叶温曾作过计算^[2~5]。至于不同地理区域冠面温度的气候学模拟模型的研究, 国内外尚未见有报道。文中试图利用中国南方气象台站网的长期气候背景资料和某一参考植被的生物-生理特征

* 初稿时间: 1997 年 9 月 30 日; 修改稿时间: 1998 年 11 月 12 日。

资助课题: 国家自然科学基金资助项目(38970180)。

参数来研究确定 T_c 的气候学模拟模型方法及模拟结果。

2 植冠面(层)热量平衡方程

抵达植冠的净辐射通量 (R_n , Wm^{-2}), 与其上的显热通量 (H , Wm^{-2}) 和潜热通量 (LE , Wm^{-2}) 以及植被-土壤热通量 (G , Wm^{-2}) 构成热量平衡方程为

$$R_n - H - LE - G = 0 \quad (1)$$

式(1)中由植被储存的光合活性辐射一般约占 R_n 的 1%^[6], 而被忽略。

蒙特思(Monteith)进一步将式(1)写为^[7]

$$R_n - G = \rho c_p \frac{T_c - T_a}{r_a} + \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_c^* - e_a}{r_a + r_c} \quad (2)$$

式中 r_a 为空气动力学阻力(或冠面边界层阻力, sm^{-1}); r_c 为植冠层(总气孔)阻力(sm^{-1}); T_c 和 T_a 分别为植冠面温度和其上方的气温; e_c^* 和 e_a 则分别为 T_c 时的饱和水汽压和 T_a 时的空气水汽压(hPa); c_p 为空气定压比热; ρ 为空气密度(kgm^{-3}); γ 为干湿球常数(hPaK^{-1})。这些参数方程分别表达如下:

$$\rho_0 = \frac{P(1 - 0.378e_a/P)}{2.87(273.15 + T_a)} \quad (3)^{[8]}$$

$$\rho = \rho_0 P / P_0 \quad (4)$$

$$\gamma = c_p P / 0.622L \quad (5)$$

$$L = 250163.15 - 2370T_c \quad (6)^{[9]}$$

$$e_c^* = 6.1078 \exp \left[\frac{17.269T_c}{237.3 + T_c} \right] \quad (7)$$

$$r_a = \left[\ln \left[\frac{Z_m - d}{Z_{om}} \ln \frac{Z_h - d}{Z_{oh}} \right] \right] / (k^2 u) \quad (8)^{[10]}$$

式(3)、(4)中的 P 为测站大气压(hPa), P_0 和 ρ_0 分别为海平面气压和空气密度, 取 $P_0 = 1000$ hPa; 式(5)、(6)中 L 为水的蒸发潜热(Jkg^{-1}); 式(8)中 Z_m 为测风高度(气象站 $Z_m = 10$ m), Z_h 为气温和湿度的观测高度(气象站 $Z_h = 1.5$ m), u 为 Z_m 上平均风速(ms^{-1}), 卡曼常数 $k = 0.41$, 另外零平面位移 d (m), 植被动量交换的(Z_{om} , m) 和水汽、热量交换粗糙度(Z_{oh} , m) 与植被平均高度(h_c , m) 的实验关系由下式^[10]表达:

$$d = 0.67 h_c \quad (9)$$

$$Z_{om} = 0.123 h_c \quad (10)$$

$$Z_{oh} = 0.0123 h_c \quad (11)$$

3 净辐射和有效辐射的确定

植冠净辐射 R_n 用下式计算,

$$R_n = Q(1 - \alpha) - E_n \quad (12)$$

式中 Q 为太阳总辐射 (Wm^{-2}); α 为植被反射率 (%), E_n 为植冠有效辐射 (Wm^{-2}), 其计算式如下:

$$E_n = \delta\sigma[T_a^4 f(e)(1 - cn) + T_c^4 - T_a^4] \quad (13)$$

式中 δ 为植冠面辐射比率 (0.95); c 为云量削弱系数, 夏半年 $c = 0.65$, 冬半年 $c = 0.70$ ^[6]; σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数; $f(e)$ 为空气湿度 (水汽压 e_a , hPa) 的函数, 其形式为

$$f(e) = a - b \frac{e}{e_a} \quad (14)$$

别尔良德提出计算晴天有效辐射 E_0 的简化公式 (转引自文献 [2]):

$$E_0 = \delta\sigma T_a^4 (0.39 - 0.058 \frac{e}{e_a}) \quad (15)$$

该式因其很简便而广为应用。但在中国夏季风显著的广大地区应用时, 该式在冬季 (1 月) 与理论公式列线图值之间的误差与其它两种图解值的误差值接近, 但在夏季 (7 月) 误差明显增大 (表 1)。这说明在原苏联内陆区确定的式 (16) 若适应于我国季风特点, 应修正 a , b 值的季节变化, 否则将影响 T_c 的计算精度。

表 1 3 种方法的 E_0 值与别尔良德理论公式 (列线图值) E_0 值之间的误差 (%) 比较

月份	方 法	广州	上海	汉口	拉萨	北京	长春	平 均 绝对值	相 对 值
1 月	埃尔萨塞图值	+ 6	- 1	- 12	- 7	- 2	- 12	7	- 5
	捷赫特尔图值	- 2	- 10	- 1	- 3	+ 13	+ 4	6	0
	别尔良德简化公式	+ 1	+ 7	- 1	- 12	- 2	- 1	4	- 1
7 月	埃尔萨塞图值	+ 14	+ 5	+ 10	- 16	- 13	+ 13	12	2
	捷赫特尔图值	- 6	- 2	+ 6	- 8	- 5	+ 15	7	0
	别尔良德简化公式	- 40	- 51	- 53	- 26	- 43	- 16	38	- 38

注: 本表据文献 [6] 资料计算而得。

为此, 根据中国 12 个站各月实际有效辐射 E_n 值 (即别尔良德理论公式图解值^[6]) 与温湿度和云量, 求得 $f(e)$ 与 e_a 之间的线性方程中各月的 a, b 值列表 2, 其相关系数均达显著水平 (1 月) 和极显著水平 (2 ~ 12 月)。

表 2 简化公式 (16) 的系数 a, b 修正值

系数	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
a	0.3322	0.3869	0.4049	0.4464	0.4283	0.4328	0.4178	0.4076	0.4308	0.3913	0.3804	0.3913	0.4061
$-b$	0.0361	0.0632	0.0662	0.0665	0.0684	0.0628	0.0533	0.0543	0.0587	0.0518	0.0514	0.0678	0.0585
$-r$	0.5880	0.8849	0.8358	0.8844	0.8508	0.8539	0.8551	0.8838	0.8945	0.9387	0.7305	0.9210	0.9015

利用表 2 中 a, b 值所计算的中国晴天有效辐射 E_0 值与别尔良德理论公式 (列线图值) E_0 值的误差 (表 3), 可见本文修正后的计算精度在夏半年提高显著 ($\alpha < 0.005$), 在冬半

年则不明显 ($\alpha > 0.2$)。这说明修正是可行的。

表3 两种简化公式与理论公式所计算的 E_0 值误差(%) 比较

时 间	简化公式	广州	上海	汉口	腾冲	拉萨	西宁	乌鲁木齐	兰州	二连	平 均 绝对值	相 对 值
夏半年 (5~10月)	修正后 公式(16)	-15 -37	8 -17	2 -18	19 -33	-15 -25	-4 -14	4 -8	7 -8	5 -8	9 19	1 -19
冬半年 (11~4月)	修正后 公式(16)	-3 -4	14 8	3 3	18 -19	-13 -11	-3 -2	5 3	8 7	6 6	8 7	4 -1

4 植被-土壤热通量 G 的估算

植被-土壤热通量 G 由植被热通量 G_b 和其下土壤热通量 G_s 所组成

$$G = G_b + G_s \tag{16}$$

4.1 植被热通量 G_b

G_b 计算式如下:

$$G_b = \frac{1}{2} C_b Z_b (T_{i+1} - T_{i-1}) \tag{17}$$

式中 C_b 和 Z_b 分别为植物体热容量和平均有效厚度; T_i 为气温 ($i = 1, 2, \dots, 12$)。对于农作物水稻和小麦 (平均 $Z_b = 0.4 \text{ cm}$)，中国南方温度年较差 (ΔT_a) 25 时，使 $G_b/R_n < 1\%$ (图1)。因此，在计算农作物时， G_b 一般可以忽略不计，即 $G = G_s$ 。

4.2 土壤热通量 G_s

据沈阳、北京、郑州、上海和广州 5 站的土壤热通量资料^[6]，求得 G_s 与气温月际变化 Δt_m 的实验关系如下:

$$G_s = \eta (a_s + b_s \Delta t_m) \tag{18}$$

式中 $\eta = 41868 \text{ kJ}$ 为单位换算系数，其它系数数值见表4。式(18)的计算误差一般 $< 4.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{月}^{-1}$ ，它对 T_c 影响的绝对值 < 0.1 。

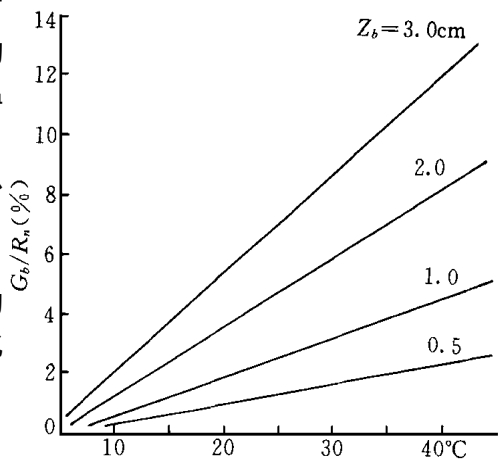


图1 不同 Z_b 值条件的 G_b/R_n (%) 与中国南方温度年较差 (ΔT_a) 的关系

表4 式(21)系数值

月 份	a_s	b_s	r	n
1~4月	-0.2511	0.0718	0.8830**	20
5,6,11,12月	0.0403	0.0879	0.9828**	20
7~10月	0.0212	0.0815	0.9325**	20

** 通过0.001水平检验

5 参考植被选取与植冠温度求算

5.1 参考植被与其特征参数

选取国外对生理、物理特征参数观测研究较多、中国可以广泛生长的多年生豆科作物紫花苜蓿(*Medicago Sativa L.*)作为参考植被。其特征参数如下:

$$\alpha = A + B \sin \left[\frac{J + 96}{53.7} \right] \quad (19)^{[11]}$$

$$r_c = \frac{r_l}{0.5LAI} \quad (20)^{[10]}$$

$$LAI = 5.5 + 1.5 \ln(h_c) \quad (21)^{[10]}$$

式(19)中 $A = 0.29$, $B = 0.06$, J 为一年中的第几日(1至365 d); 式(20)中 r_l 为苜蓿草单叶日均最小阻抗, Monteith^[12, 13] 和 Sharma^[14] 研究其值约为 100 sm^{-1} 。本文取苜蓿草平均高度 $h_c = 0.5 \text{ m}$ 。

5.2 植冠温度求算

综上所述, 方程(2)各项是关于 T_c 的隐函数。

设
$$f(T_c) = R_n - G - H - LE = 0 \quad (22)$$

于是
$$\frac{\partial f(T_c)}{\partial T_c} = \frac{\partial R_n}{\partial T_c} - \frac{\partial G}{\partial T_c} - \frac{\partial H}{\partial T_c} - \frac{\partial LE}{\partial T_c} \quad (23)$$

右边各项偏微分值:

$$\frac{\partial R_n}{\partial T_c} = -4\delta\sigma T_c^3 \quad (24)$$

$$\frac{\partial G}{\partial T_c} = 0 \quad (25)$$

$$\frac{\partial H}{\partial T_c} = \frac{\rho_{cp}}{r_a} \quad (26)$$

$$\frac{\partial LE}{\partial T_c} = \frac{\rho_{cp}}{r_a + r_c} \left[v \frac{\partial e_c^*}{\partial T_c} - (e_c^* - e_a) \frac{\partial v}{\partial T_c} \right] \quad (27)$$

$$\frac{\partial v}{\partial T_c} = \frac{2370}{L} \quad (28)$$

$$\frac{\partial e_c^*}{\partial T_c} = \frac{4097.9337e_c^*}{(237.3 + T_c)^2} \quad (29)$$

为求月平均 T_c 值, 对式(22)中的 R_n , H 和 LE 项尚需进行时间单位的订正, 即

$$f(T_c) = Q(1 - \alpha) - m_0 N(E_n + H + LE) - G \quad (30)$$

其偏微分方程为

$$\frac{\partial f(T_c)}{\partial T_c} = m_0 N \left[\frac{\partial R_n}{\partial T_c} - \frac{\partial H}{\partial T_c} - \frac{\partial LE}{\partial T_c} \right] \quad (31)$$

式中 N 为当月的日数, $m_0 = 24 \times 60 \times 60 = 86400$ 。

采用牛顿-莱夫逊(Newton-Raphson)的迭代法求 $T_c^{[15]}$, 即

$$T_{c,n+1} = T_{c,n} - \frac{f(T_c)}{f'(T_c)} \quad (32)$$

当 $T_{c,n+1} - T_{c,n} < 0.01$ 时, 由迭代结果求出 T_c 值。这里设 T_a 为 T_c 的初始估算值。

6 模拟结果

6.1 冠-气温差 ΔT 地理分布

由图 2 看出, 年均 ΔT 值在中国青藏(东部)与云贵高原和四川, 再向东北由秦岭向南经大巴山东麓和鄂、湘、桂西部的以西广大地区以及海南岛与台湾南部, 总体上均为正温效区($\Delta T > 0$)。在其以东至台湾北部均为负温效区(ΔT 在 $-0.1 \sim -0.5$)。但在西部正温效区中又出现: (1) 干热河谷地局部负温效区, 如金沙江最大 $\Delta T = -0.1$; (2) 昆明准静止锋局部负温效区, 如贵阳、独山等地 $\Delta T = -0.4$ 。

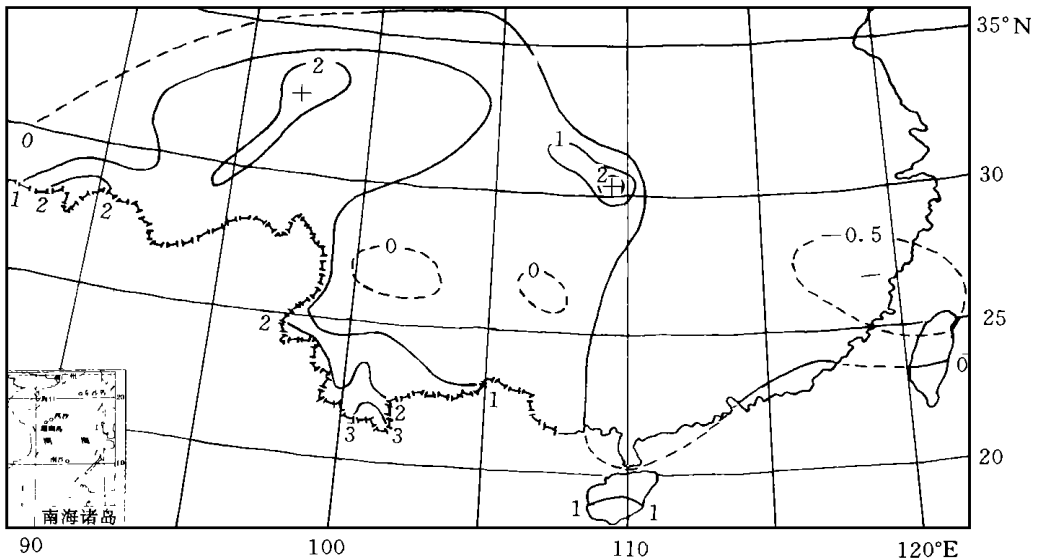


图 2 中国南方年均冠-气温差 ΔT () 分布

在西部正温效区中最大年均 ΔT 值由表 5 可见, 青藏高原在 $2 \sim 3$, 川西鄂东区 $1 \sim 2$, 滇西南一般约 2.5 , 仅景洪市达 4.4 , 这是强日射、长日照与静风的有利组合所致。

6.2 季节变化

区中的藏南(帕里、嘉黎) ΔT 以春季最大, 区中其它地区和 区均以夏季最大, 、 区均在冬季最小; 滇西南区则在太阳辐射次峰和主峰期的秋季和春旱季^[16]分别出现最大和最小 ΔT 值(表 5)。

表 5 各区最大 ΔT () 与季节变化

	青藏高原区()			滇西南区()			川东鄂西区()		
	嘉黎	帕里	玉树	瑞丽	孟定	景洪	巴中	万县	恩施
年平均	2.1	2.9	2.7	2.3	2.6	4.4	1.1	1.2	2.1
春季	2.8	3.8	2.7	1.1	1.4	3.7	-	1.3	-
夏季	2.2	3.3	4.5	2.4	2.8	4.5	-	2.8	-
秋季	1.5	2.6	2.5	3.0	3.4	5.0	-	0.7	-
冬季	1.7	1.9	0.9	2.8	3.3	4.4	-	- 0.7	-
年日照(h)	2450	2585	2416	2343	2160	2229	1445	1488	1352
年风速(ms^{-1})	1.8	3.2	1.2	0.9	0.7	0.5	0.8	0.7	0.5

西南与东南季风气候区大致在云南以 104 E 为其分界线^[17]。由图 3 可见, 西南比东南季风区的 10 以上(气)积温有效性(即冠-气积温差, $10 \Delta T$) 愈向西部愈渐增加, 平均达 300~800 , 而东部季风区在广西百色(106 E) 以东几近消失。越冬期 1 月 ΔT 值亦具类似趋势, 但其在 104 E 以西最大正温效达 3 , 而以东则转为负温效, ΔT 平均约 - 0.3 。这一结果与中国南部有关气候和农业气候区划^[18, 19] 中的云南中、南亚热带和北热带的 10 积温与 1 月均温指标均比东部地区有所降低是一致的。

越冬期如 1 月温度状况能制约多年生作物能否与如何生长? 由表 6 可见, 如仅按多年 1 月平均气温 T_a 判断, 种植橡胶等热带作物, 广州比滇西瑞丽远为优越。但生产实践恰相反, 广州和瑞丽分别于 20 世纪 50 和 60 年代开始植胶, 广州经历 20 多年终因越冬期寒害严重而失败^[20], 而瑞丽在遭受较重寒害后却能恢复, 最终获得成功。这除了瑞丽极低气温比广州偏高 1.1 之外, 瑞丽冠温比广州提高 1.5 也不无关系。地表温度也有类似植冠温度的西高东低的特点。

以上充分说明在气候和农业气候区划中, T_c 比 T_a 更具实际意义。

表 6 东西部热带北缘橡胶林种植与 1 月气候比较

地点	纬度 (N)	海拔 (m)	橡 胶 林(ha)		1950 年(或建站) 至 1980 年的平均值					植冠均 温()
			面积(hm^2)	干胶产量(t)	气温()	极端低温()	日照(h)	风速(ms^{-1})	地面温度()	
瑞丽	24.0	776	3337	1389	12.6	1.2	217.3	0.6	16.0	14.2
广州	23.1	8	无	无	13.4	0.1	136.0	2.2	13.2	12.7
差	0.9	768	-	-	- 0.8	1.1	81.3	- 1.6	2.8	1.5

* 资料为 1985 年, 由云南省德宏州热带作物科所资料室提供。

6.3 问题讨论

模拟 ΔT 结果总体上与生产实践基本一致。但在求解 ΔT 值时, 采用土壤水分充分时的首蓓冠层气孔阻抗 r_c 值(常数)。这在中国南方干燥度 $K < 1.0$ 的湿润地区一般能够满足。但在其西部的强光干热谷地或春夏季节, 植物根系由充分湿润土壤中大量吸水除供体内正常循环之外, 多余水分则大量经叶冠层植物细胞间隙气孔进行蒸发而大量耗热降

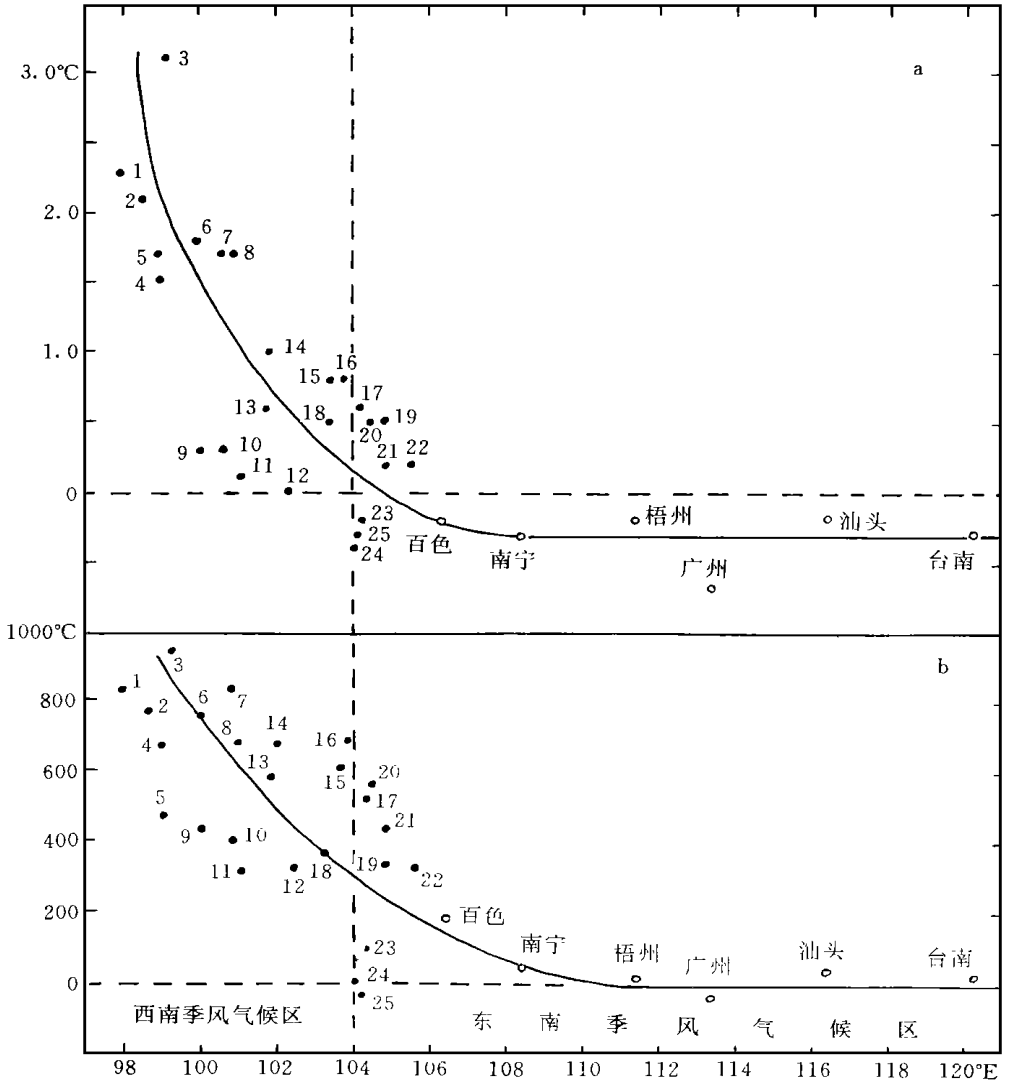


图3 中国南方北回归线附近的冠-气温差 ΔT 分布

(a. 1月 ΔT ; b. 10月 ΔT)

- 1-瑞丽, 2-芒市; 3-孟定, 4-耿马, 5-镇康, 6-澜沧, 7-景东, 8-思茅, 9-临沧,
10-镇沅, 11-普洱, 12-绿春, 13-墨江, 14-江城, 15-屏边, 16-河口, 17-马关,
18-金平, 19-麻栗坡, 20-西畴, 21-广南, 22-富宁, 23-丘北, 24-文山, 25-砚山)

温, 以致 T_c 逐渐接近 T_a , 甚至 $T_c < T_a$ 而出现 $\Delta T < 0$ 的负温效区, 如金沙江谷地(见图3)以及在滇西南 ΔT 值在春旱季节最小(表6)。这在一定程度上影响了 ΔT 的模拟精度。因此有待确定参考植被 r_c 值与其根系层土壤湿度 W 或大气降水 R 之间的实验函数式 $r_c = f(w)$ 或 $f(R)$ 来提高 ΔT 模拟精度。

参考文献

- 1 马友鑫, 张克映. 植物表面温度模拟研究进展. 应用生态学报, 1992, 3(1): 91~95
- 2 卫林, 江爱良, 蒋世逵. 农田叶面温度计算方法的研究. 农业气象, 1981, 3(4): 34~42
- 3 卫林, 江爱良, 宋兆民. 林带对农田小麦叶温的影响. 林业科学, 1982, 18(2): 135~142
- 4 江爱良, 卫林. 地形对我国华南东西部地区活动面温度的影响及其在农业上的意义. 热带地理, 1983, 3(4): 1~7
- 5 卫林, 蒋世逵, 江爱良. 青藏高原作物(小麦)活动面温度的特征. 气象学报, 1986, 44(1): 63~69
- 6 高国栋, 陆渝蓉. 中国地表面辐射平衡与热量平衡. 北京: 科学出版社, 1982. 63~102
- 7 Monteith J L. Principle of environmental physics. New York: American Elsevier. Publication Company, 1973. 241pp
- 8 陈世训, 陈创买. 气象学. 北京: 农业出版社, 1981. 368
- 9 Bristow K L. On solving the surface energy balance equation for surface temperature. Agri For Meteor, 1987, 39: 49-54
- 10 Allen R G, Jensen N E, Wright J L, et al. Operational estimates of reference evapotranspiration. Agron J, 1988, 81: 650-662
- 11 Wright J L. New evapotranspiration crop coefficients. J Irrig Drain Div, Am Soc Civ Eng, 1982, 108(2): 57-74
- 12 Monteith J L. Evaporation and environment. Symp Soc Biol, 1965, 19: 205-234
- 13 Monteith J L. Evaporation and Surface temperature. Quart J Roy Meteor Soc, 1981, 107: 1-27
- 14 Sharma M L. Estimating evapotranspiration. In: Hillel D (ed). Advances in Irrigation. New York: Academic Press, 1985. 213-281
- 15 王正非, 朱延曜, 朱劲伟等. 森林气象学. 北京: 林业出版社, 1985. 507
- 16 张克映. 滇南气候的特征及其形成因子的初步分析. 气象学报, 1963, 33(2): 219~229
- 17 Zhang Keying. The climate dividing line between SW and SE monsoons and their differences in climatology and ecology in Yunnan province of China. Climatological Notes, 1991, 41: 245-250, or 1988, 38: 197-207
- 18 丘宝剑, 卢其尧. 中国热带-南亚热带农业气候. 北京: 科学出版社, 1963.
- 19 张家诚主编. 中国气候总论, 北京: 气象出版社, 1991. 256~272
- 20 江爱良. 中国热带东西部地区冬季气候的差异与橡胶树的引种. 地理学报, 1997, 52(1): 45~53