

1984年夏季张掖地区的热状况特征

陆 龙 骅

(气象科学研究院极地气象研究室)

提 要

本文用热平衡方法估算了1984年夏季张掖地区的平均感热、潜热输送以及对热量和水份的滞凝系数,对该地的平均热状况特征进行了研究。在张掖地区,感热通量及热量滞凝系数随高度增加,而潜热通量及水份滞凝系数则减小;热力参数与辐射参数一样,也存在着3—5天的中期振荡周期,热力参数及辐射参数相应振荡的位相差都很小,而谱相关则大多在50%以上。可以用辐射参数的平均值来估计近地面层感热和潜热输送的平均状况。张掖地区的热状况平均特征基本上与1979年 QXPME X 结果一致。

1984年,在靠近青藏高原东北侧的甘肃省张掖地区进行了一次地面能量收支观测实验^[1],首次在青藏高原地区获得了大量的时间间隔为10分钟或15分钟的辐射和热状况资料。在文献[2]中,我们用这一资料研究了1984年夏季张掖地区辐射参数的中期和短期振荡特征,讨论了中期振荡的垂直结构和水平传布,短期振荡的日际变化及天气意义。在本文中我们用热平衡法的计算结果,对1984年夏季该地的平均热状况特征进行了研究,并把此结果与1976年唐古拉地区考察及1979年青藏高原气象科学实验(QXPME X)结果进行了比较。

一、热力参数的估算方法

热状况特征的计算有很多方法^[1],本文曾先后试用了湍流相似和热平衡两种方法。

1. 湍流相似法

湍流相似法是一种热力参数的直接计算方法。在没有平均垂直运动引起的热量、水份的垂直输送的假定下,通过单位水平面的感热和潜热的平均垂直输送为:

$$S_H = C_p \rho \overline{W' T'} \quad (1)$$

$$L_H = L_p \overline{W' q'} \quad (2)$$

相应的热量和水份的湍流交换系数为:

$$K_T = - \Delta z \overline{W'T'} / (T_1 - T_2) \quad (3)$$

$$K_q = - \Delta z \overline{W'q'} / (q_1 - q_2) \quad (4)$$

其中 S_H 为大气和地面间的湍流感热输送通量, L_H 为蒸发和凝结潜热输送通量, K_T 及 K_q 分别为对热量和水份的湍流交换系数, C_p 为定压比热, L 为蒸发凝结潜热, ρ 、 W 、 T 、 q 、 z 分别为密度、垂直速度、温度、比湿和高度, $\overline{W'T'}$ 和 $\overline{W'q'}$ 则为垂直速度与温度或比湿脉动值乘积的平均值。

只要在观测系统中用计算机来收集和处理现场资料,求得 $\overline{W'T'}$ 和 $\overline{W'q'}$, 就可以很方便地直接求得各项热力参数值。

运用本法时,需要有时间常数足够小,能充分估计各种尺度的湍涡在乱流输送中作用的仪器。这在实际测量中很难达到。

在本次地面能量收支观测实验时,曾利用风杯式的三维风速仪与热敏和湿敏电阻相配合,用计算机处理现场信息,求得了 $\overline{W'T'}$ 及 $\overline{W'q'}$ 。但由于各传感器,尤其是垂直风速脉动和湿度脉动感应器的时间系数并不合乎要求,风、温、湿三个感应器的配置也不尽合理,以致估算出来的热力参数值无法使用。运用本法算得张掖地区1984年夏季,在离地两米处感热和潜热通量分别为 $3.3 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$ 及 $11.3 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$, C_D 为 0.55×10^{-3} 均较一般的观测值要小一个量级。代入热平衡方程后,求得此时的地中热交换达 $98.8 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$, 这显然是不合理的。因此我们舍弃了这一直接算法,而使用建立在近地面热量平衡方程基础上的间接计算方法。

2. 热平衡方法

在近地面,热量平衡方程可表示为:

$$Q^* = S_H + L_H + Q_s \quad (5)$$

$$S_H = - \rho C_p K_T \frac{\partial T}{\partial z} \quad (6)$$

$$L_H = - \rho L K_q \frac{\partial q}{\partial z} \quad (7)$$

其中 Q^* 为净辐射, Q_s 为地面与下层土壤的热交换。

如果取 $K_T = K_q = K$ (湍流交换系数), 则有:

$$K = \frac{-(Q^* - Q_s) \Delta z}{\rho C_p \Delta T + \rho L \Delta q} \quad (8)$$

$$S_H = \frac{(Q^* - Q_s) \Delta T}{\Delta T + \frac{L}{C_p} \Delta q} \quad (9)$$

$$L_H = \frac{(Q^* - Q_s) \Delta q}{\Delta q + \frac{L}{C_p} \Delta T} \quad (10)$$

在(8—10)式的等号右端,除 Q_s 外都可以在一般的辐射和热量平衡观测中得到。 Q_s 可以用热流量板直接测量^[3],也可以由土壤热容量 C_s 、土壤密度 ρ_s 及地温变化 $T_s(z, t)$ 由(11)式计算而得^[1]。

$$Q_s = C_s \bar{\rho}_s \int_{z_0}^0 \frac{dT_s(z,t)}{dt} dz \quad (11)$$

由于本次观测未使用热流量板,而 C_s 及 $\bar{\rho}_s$ 的确定又较困难,故在考虑 Q_s 的平均特征时,本文采用了下列估算方法。

无论冬季还是夏季,地面与下层土壤之间的热交换 Q_s 都是一个少量。在青藏高原地区,其绝对值通常不超过地面供给大气热量的5%^[4]。表1给出了由实测资料求得的青藏高原某些地区地中热交换 Q_s 与地面吸收辐射 $(1-A_K)K_d$ 的比值 (A_K 为地面反射率, K_d 为到达地面的总辐射)。

表1 由实测资料求得的青藏高原地区的 $Q_s/(1-A_K)K_d(\%)$

$\frac{Q_s}{(1-A_K)K_d}(\%)$	1月	5月	6月	7月	8月	平均		资料年代
						冬季	夏季	
唐古拉	-2.85				3.61	-2.85	3.61	1976年8月 1977年1月
拉萨		4.87	3.60	2.44	2.97		3.53	1979年
那曲			4.96	4.18	2.14		3.83	1979年
林芝		5.03	3.95	3.40	2.62		3.78	1979年
狮泉河		3.94	4.96	4.71	1.92		3.90	1979年
双湖			4.64	4.63	2.67		3.97	1979年
格尔木		5.88	4.97	5.22	3.48		4.85	1979年
平均	-2.85	4.89	4.53	4.12	2.75	-2.85	3.97	

在表1中,唐古拉地区的 Q_s 是按(11)式计算而得的^[4],而1979年高原地区的 Q_s 是用热流量板直接测得的^[3]。由表1可见,在夏季青藏高原地区不同测站的 $\frac{Q_s}{(1-A_K)K_d}$ 比值大多接近于4%,而在冬季唐古拉地区则为-3%左右。因此我们可以对青藏高原地区 Q_s 的平均值作如下估计:

$$\begin{cases} Q_s = 0.04(1-A_K)K_d & \text{夏季} \\ Q_s = -0.03(1-A_K)K_d & \text{冬季} \end{cases} \quad (12)$$

如果取 $R = 2.8705 \times 10^6 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{k}^{-1}$, $P_0 = 1000 \text{ hPa}$, $C_p = 0.2388 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{k}^{-1}$, $L = (597.3 - 0.566t) \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1}$, $1 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min} = 697.8 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$, $T = (273.15 + t) \text{ K}$, 则有:

$$K = \frac{-(0.7842 + 0.0029t)\Delta z}{\Delta T + (2.5013 - 0.0024t)\Delta q} \frac{P_0}{P} (Q^* - Q_s) \times 10^{-3} [\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (13)$$

$$S_H = \frac{(Q^* - Q_s)\Delta T}{\Delta T + (2.5013 - 0.0024t)\Delta q} [\text{w} \cdot \text{m}^{-2}] \quad (14)$$

$$L_H = \frac{(Q^* - Q_s)\Delta q}{\Delta q + (0.3998 + 0.0004t)\Delta T} [\text{w} \cdot \text{m}^{-2}] \quad (15)$$

在近地面层,对(6)、(7)积分后有:

$$S_H = \rho C_p C_D V (T_s - T_a) \quad (16)$$

$$L_H = \rho L C_D V (q_s - q_a) \quad (17)$$

其中 C_D 和 C_D' 分别为热量和水份的滞凝系数, V 为离地10米处的平均风速, $(T_s - T_a)$ 及 $(q_s - q_a)$ 分别为地面与大气的温差及比湿差。代入相应常数后有:

$$C_D = \frac{(0.7841 + 0.0029 \bar{t}) S_H P_0}{0.9998 V (T_s - T_a) P} \times 10^{-3} \quad (18)$$

$$C_D' = \frac{(0.7841 + 0.0029 \bar{t}) L_H P_0}{(2.5008 - 0.0024 \bar{t}) V (q_s - q_a) P} \times 10^{-3} \quad (19)$$

至此,我们就可以很方便地根据辐射和热量平衡观测资料求得 K 、 S_H 、 L_H 、 C_D 和 C_D' 等热状况参数。

用法求得1984年夏季张掖地区各热力参数值能很好地使热平衡方程闭合,其结果也是合理的。因此,本文用热平衡法的计算结果来讨论张掖地区的平均热状况特征。

二、1984年夏季张掖地区的平均热状况

1. 地表热量平衡各分量

图1给出了1984年6月17日—7月10日张掖地区地表热量平衡各分量的变化曲线。由图1可以看出,在此期间张掖地区离地1米处的平均潜热输送大于感热输送,它们的平均值分别为 $87.7 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$ 及 $18.4 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$ 。表2给出了历次考察所得到的青藏高原若干地区地表热量平衡各分量的平均值。由表2可见,在张掖地区 Q^* 及 Q_s 大致与夏季高原地区的平均值相同,而潜热输送却偏大,感热输送则偏小。

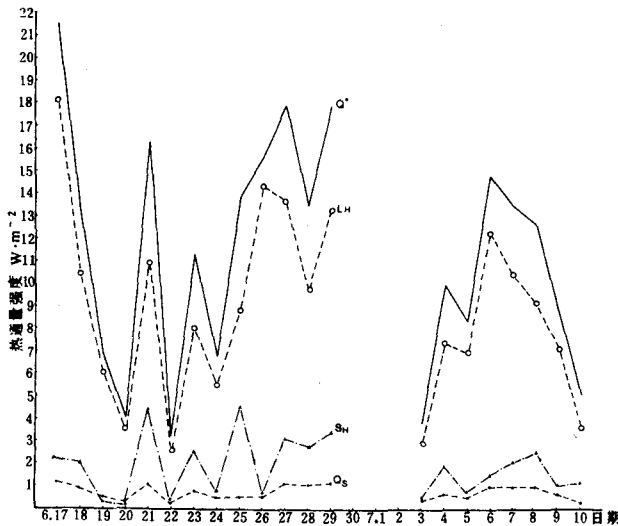


图1 1984年6月17日—7月10日张掖地区地表热平衡各分量

1979年 QXPME X 结果表明,在夏季青藏高原地区,感热输送的高值区在高原西南部,而潜热输送的高值区则在高原东南部。大致从张掖到拉萨一线以东地区 Bowen 比都小于

1,在这些地区夏季的平均潜热输送大于平均感热输送,尤其是在6月中下旬高原进入雨季,降水增加,Bowen 比明显下降。1984年张掖地区观测实验是在该地区进入雨季后进行的,在此期间经常是阴天,在有资料的21天中,全天总云量达8成以上的就有11天,且其中5天还有降水,因此完全有可能在该段时间内出现这种以潜热为主的情况。1984年6月17日—7月10日张掖地区的 Bowen 比为0.21,与1979年拉萨进入雨季后7月中旬的数值相当。

表2 夏季青藏高原地区地表热量平衡各分量($w \cdot m^{-2}$)

地点	海拔(m)	纬度($^{\circ}N$)	Q^*	S_H	L_H	Q_s	时间	资料来源
张掖	1483	39	113.4	18.4	87.7	7.3	1984年 6月17日—7月10日	本文
唐古拉	4872	33	115.7	43.8	65.7	6.3	1976年 8月	[4]
拉萨	3633	30	140.8	47.5	86.6	6.6	1979年 6—8月	[3]
那曲	4507	31	128.8	56.4	64.2	8.2	同上	[3]
林芝	3000	30	138.7	55.3	82.1	6.6	同上	[3]
狮泉河	4278	33	109.7	68.8	31.2	9.7	同上	[3]
双湖	4920	33	124.4	75.6	39.0	9.8	同上	[3]
格尔木	2808	36	107.1	70.7	33.4	10.2	同上	[3]
平均			122.3	54.6	61.2	8.1		

2. 湍流交换系数及滞凝系数

湍流交换系数 K 及热量和水份的滞凝系数 C_D 及 C'_D 是表征近地面湍流交换能力的重要参数,由此可以根据(6)、(7)式或(16)、(17)式求得 S_H 和 L_H 。

离地1m处张掖地区的平均湍流交换系数、热量和水份的滞凝系数分别为 $0.059w^2/s$ 、 2.97×10^{-3} 及 8.54×10^{-3} 。而在唐古拉、拉萨等地 C_D 却大多在 4×10^{-3} 以上^{[3][4]}。这与张掖地区位于青藏高原边缘有一定关系。

这里需要说明的是,在(16)和(17)式中 V 为离地10m处的平均风速,由于在本次地面能量收支观测实验时未测10m处的风速 V_{10} ,故我们设法用2m处的风速 V_2 来代替。

表3 1979年6—7月青藏高原地区 V_2 与 V_{10} 的平均关系

地点	拉萨	那曲	双湖	狮泉河	格尔木	林芝	平均
$V_2(m/s)$	1.6	2.1	3.5	2.9	3.1	1.5	2.5
$V_{10}(m/s)$	1.3	2.5	4.6	3.6	3.7	1.2	2.8
$V_{10}/V_2(\%)$	0.81	1.19	1.31	1.24	1.19	0.80	1.15

1979年 QXPMEX 期间,高原地区 V_2 与 V_{10} 的平均关系在表3中给出,作为平均状况,

我们用下式来估计 V_{10} :

$$V_{10} = 1.15 V_2 \quad (20)$$

由表3可见(20)式所代表的关系与格尔木地区的实测情况十分接近,用于与此邻近的张掖地区也是可以的。若考虑运用表3所列极端情况,则 $V_{10} = 1.31 V_2$ 时, C_D 为 2.61×10^{-3} ; 而若取 $V_{10} = 0.8 V_2$ 时, C_D 为 4.27×10^{-3} 。

此外,在(17)式中的 q_s 原应为地面比湿,由于缺少此项资料,我们用0.2 m处的比湿来代替。在近地面0.2 m处的比湿通常要比地面比湿小,故由此估算得的 C_D 较实际值偏大,只能使我们对 C_D 的数量级有一初步了解。

图2给出了1979年QXPME X求得的夏季青藏高原地区 C_D 分布图。由图2可以看出,就整个高原平均, C_D 大致为 4.4×10^{-3} ; 其中高原东南部的 C_D 大都在 5×10^{-3} 以上,而在高原西部及东北部,则数值较小。图2中张掖所在地区的 C_D 大致为 $3-4 \times 10^{-3}$, 本文给出的数值与此接近。因此,在进行动力数值模拟时,可以用图2及文献[3]给出的 C_D 及 Bowen 比来估算感热和潜热输送。

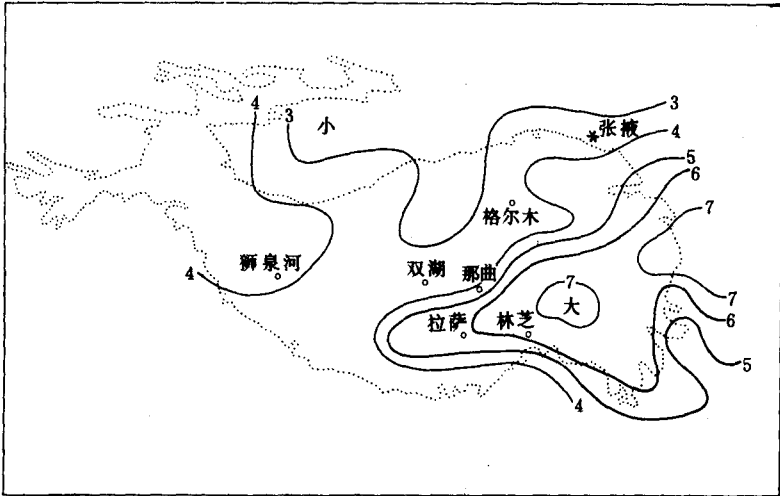


图2 1979年5—8月青藏高原的平均滞凝系数(10^{-3})

3. 近地面层各热力参数的变化

本次观测实验时由梯度观测塔取得0.2 m、2m、4m及8m各高度的资料,由此我们可以求得离地1 m(0.2—2m)、2m(0.2—4m)及4m(0.2—8m)高度处的各热力参数。

图3给出了张掖地区离地1—4 m的热力参数。由图3可见,在近地面,感热和潜热通量并不像通常所认为的在垂直方向守恒,而是随高度变化的。随高度增加, S_H 、 K 及 C_D 加大,而 L_H 及 C_D' 则减小。在离地1 m处 C_D 大于 C_D' ,而在离地4 m处, C_D 及 C_D' 的数值大致相同,均为 6.5×10^{-3} 左右。

地面接收辐射 $(1-A_K)K_d$ 与各层 S_H 、 L_H 的相关系数大多在0.43以上(信度 $\alpha=0.05$),

存在着下列关系:

$$S_{H_1} = -1.7983 + 0.1111(1 - A_K)K_d \quad (21)$$

$$L_{H_1} = 9.1701 + 0.4316(1 - A_K)K_d \quad (22)$$

$$S_{H_2} = -1.6296 + 0.1757(1 - A_K)K_d \quad (23)$$

$$L_{H_2} = 9.0099 + 0.3670(1 - A_K)K_d \quad (24)$$

$$S_{H_4} = 14.0037 + 0.1307(1 - A_K)K_d \quad (25)$$

$$L_{H_4} = -6.6150 + 0.4119(1 - A_K)K_d \quad (26)$$

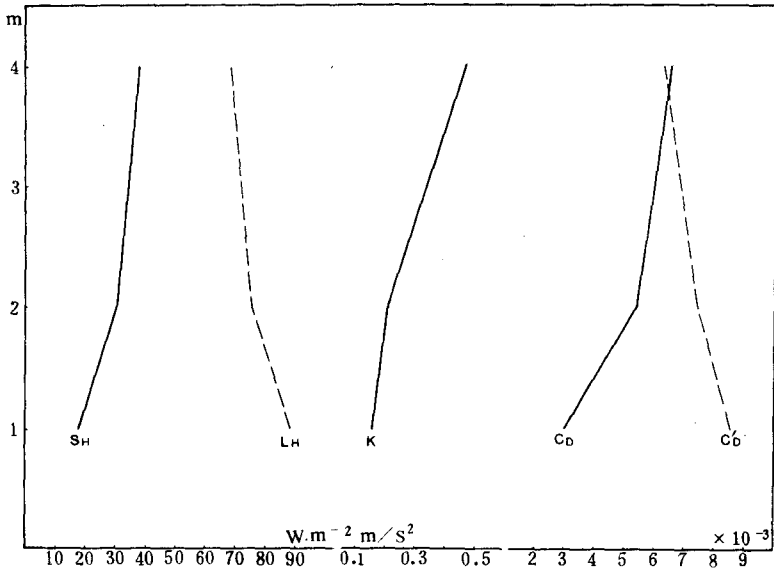


图3 张掖地区离地1—4 m的热力参数

在上述各式中,下标1,2和4分别表示为离地1 m、2m和4m处的某热力参数。可以用辐射参数来对热状况参数进行估计。

三、谱特征及相互关系

在讨论1984年夏季张掖地区辐射参数的振荡特征时,我们曾指出,该地的辐射参数存在着3—5天的中期振荡,这种振荡可能是高原地面热力扰动影响的一种反映^[2]。

图4给出了张掖地区热力参数的自谱特征。由图可见,1984年张掖地区的热力参数也存在着3—5天的中期振荡周期,其中 Q_s 及各层 S_H 的主振荡周期为3—4天,而 Q^* 及各层 L_H 、各层温度和比湿的主振荡周期则为4—5天。

表4给出了1984年夏季张掖地区离地1 m处的感热、潜热输送与其它要素3—5天振荡的关系。由表4可以看出, S_{H_1} 及 L_{H_1} 与辐射参数和其它各层次感热、潜热输送3—5天振荡的位相差都在 25° 以内(位相差 87° 相当于1天),相应的谱相关也大多在50%以上,相关系数则大多大于0.46(信度 $\alpha=0.05$)。这再次表明,我们可以用辐射参数的平均值来估计近地面层感热和潜热输送的平均状况。

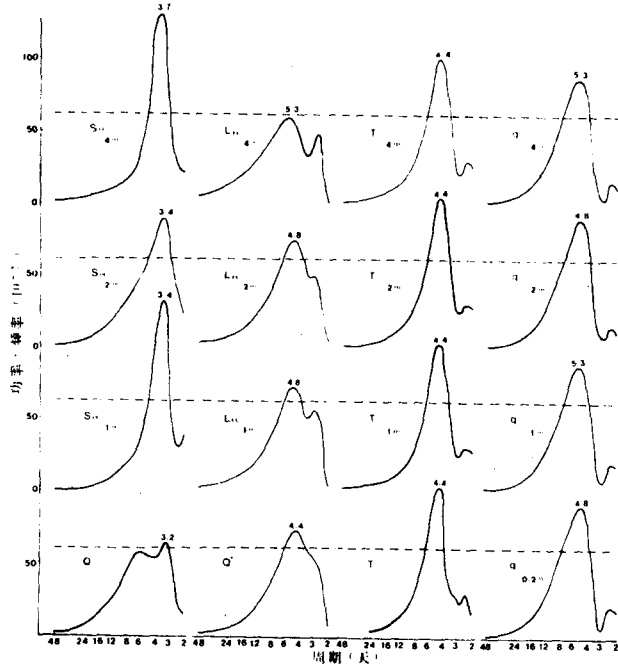


图4 张掖地区热力参数的自谱特征

表4 张掖地区感热、潜热输送与其它要素3—5天振荡的关系

要素	S_{H1}	L_{H1}	S_{H2}	L_{H2}	S_{H4}	L_{H4}	K_4	K^*	Q^*	Q_8	
主振荡周期(天)	3.4	4.8	3.4	4.8	3.7	5.3	3.2	3.2	4.4	3.2	
S_{H1}	位相差(度)	0	4	8	-1	-3	13	-13	-14	3	-14
	谱相关(%)	100	54	83	59	90	35	74	72	74	73
	相关系数(%)	100	53	82	54	77	41	71	69	71	69
L_{H1}	位相差(度)	-4	0	2	-2	-15	9	24	21	0	21
	谱相关(%)	54	100	72	96	71	94	69	74	93	75
	相关系数(%)	53	100	71	97	50	92	71	77	97	77

热状况特征与当时的天气形势也有密切的关系。例如由图5就可以看出,当张掖地区 S_H 处于峰值时,张掖往往位于500 hPa的脊区,此时 $100^\circ E$ 附近的西太平洋副热带高压脊线大致位于 $28^\circ N$, 平均位置偏北。而在张掖地区 S_H 位于谷值时,张掖位于500 hPa槽区, $100^\circ E$ 附近西太平洋副热带高压脊线位置大致位于 $24^\circ N$, 平均位置偏南。 S_H 不同振荡位相时的500 hPa平均形势与总辐射不同振荡位相时的500 hPa平均形势大致相同^[3]。与辐射参数的准3天振荡一样,张掖地区热力参数的3—5天振荡也可能是高原地区地面热力扰动影响的一种反映。

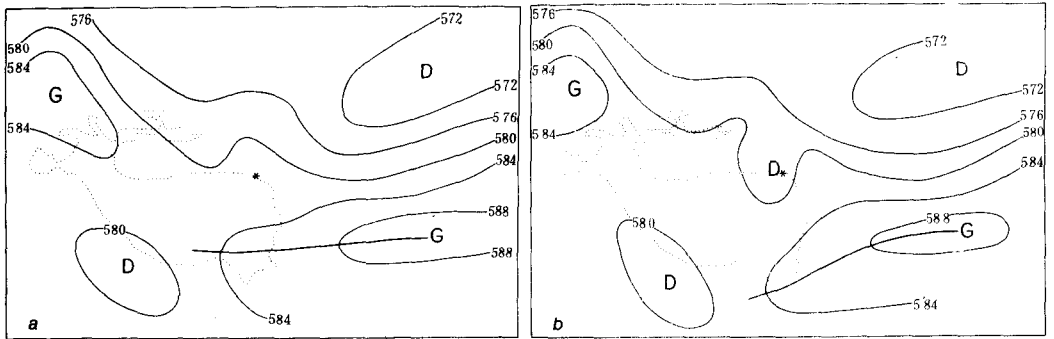


图5 张掖3—5天振荡不同位相时的500 hPa平均图
a: S_H 高位相, b: S_H 低位相

四、结 语

在本文中,我们用热平衡方法讨论了张掖地区热状况参数的平均特征及其时间变化。张掖地区的热状况平均特征基本上与1979年青藏高原气象科学实验结果一致,在进行动力数值模拟时可用1979年 QXPME X 给出的 C_D 及 Bowen 比来估计青藏高原地区的感热和潜热输送。张掖地区热状况平均特征和辐射参数特征的时间变化是一致的,可以用辐射参数的平均值来估计近地面感热和潜热参数的平均状况。

热平衡方法是估算 S_H 、 L_H 的一个较好的方法。本次考察时未直接测量 Q_s ,因此我们只能用热平衡法来估计各热力参数的平均值。而如果我们能用热流量板测得地中热交换 Q_s 的瞬时值,则同样可以用此法来计算各热力参数的瞬时值。

参 考 文 献

- [1] Reiter, E. R., E. A. Smith and J. D. Sheaffer, Measurements of surface energy budget in the Southern Gobi desert of China, and in the Rocky Mountains of Colorado, Progress Report, NASA Grant NAGW 601, for period Feb. 15, 1984 to Feb. 28, 1985.
- [2] 陆龙骅, E. R. Reiter, J. D. Sheaffer: 1984年夏季张掖地区辐射参数的振荡特征, 气象科学研究院院刊, 4, 1, 1989.
- [3] 青藏高原气象科学实验第一课题组编制, 青藏高原地面辐射平衡和热量平衡图集, 1979年5—8月, 气象出版社, 1984年。
- [4] 陆龙骅、代加洗: 唐古拉地区的热状况, 科学通报, 25, 9, 1980。

THE THERMAL CHARACTERISTICS OVER ZHANGYE REGION DURING THE SUMMER OF 1984

Lu Longhua

(*Polar Meteorological Laboratory, AMS*)

Abstract

In this paper, an analysis is presented concerning the thermal characteristics over the Zhangye region of China during the summer of 1984. The mean sensible and latent heat transfer, the drag coefficients of heat and moisture are estimated in this period by using the thermal equilibrium method. In this region, sensible heat flux and heat drag coefficient increase with height, but latent heat flux and moisture drag coefficient decrease with it. The thermal parameter variation indicates a 3—5 day medium—range oscillation period just as the radiant parameter, and the phase difference between the two parameters is very small and their coherences are above 50% mostly. Therefore, the mean values of sensible heat and latent heat transfer in surface layer can be estimated by using the average radiant parameters. It is shown that the mean characteristics of thermal regime in Zhangye region coincide with those got from QXPMEX—79.