

1979 年夏季青藏高原上空大气热源的变化及大气能量收支特性*

陈 隆 勋

(中国科学院大气物理研究所)

段 庭 扬

(成都气象学院)

李 维 亮

(国家气象局气象科学研究所)

提 要

本文把青藏高原分成东西两个区,各区取 5 个站组成一个 5 边形,研究该两区 1979 年夏季的垂直运动、大气总加热、凝结加热、各种大气能量转换和输送、不均匀非绝热加热的特性,特别是其垂直分布和谐密度和交叉谱特性。其结果见第 5 节中结论。

一、引 言

长期以来,许多学者讨论了青藏高原热力和动力作用对夏季大气环流的影响,取得了明显的进展,叶笃正等^[1]对此作了总结。从目前所得结果来看,夏季高原热力作用的作用程度以及影响机制尚存在许多不明之点,首要的是高原地表及上空大气的热量收支、高原大气各种能量变化过程远未有清楚的瞭解。在这方面,叶笃正等^[1]对平均状态下高原热量和能量收支作了估算。高国栋等^[2]对高原地表的热量收支作了研究。作者曾用不同方法对高原大的平均热源和热量收支作了计算^[3-6],得到的结果表明夏季的主要大气热源中心位于孟加拉湾东北部、南海东部及印度中部,高原上空平均热源强度只相当于该二个中心的 $\frac{1}{6}$ — $\frac{1}{8}$ 。因而,夏季青藏高原的热力作用大小需重新进行估价。以上的研究都是平均状态的结果,对于逐日的大气热源和能量收支变化及其与环流的关系,研究得很少。主要原因之一是高原上高空测站稀少,以至难于作细致的研究。

1979 年夏季青藏高原气象科学考察期间,高原增设了四个高空测站,这使得逐日计算高原上空大气热源和能量收支有了可能。本文就是在这方面作一个初步尝试,我们把青藏高原分成东西二个区,计算了区域平均的大气热源以及能量循环,以此来讨论其与大气扰动的关系,在此基础上用谱分析方法讨论了其振荡特性,以此来对夏季高原的热力作用作一个初步讨论。

* 本文于 1983 年 1 月 7 日收到,1983 年 6 月 5 日收到修改稿。

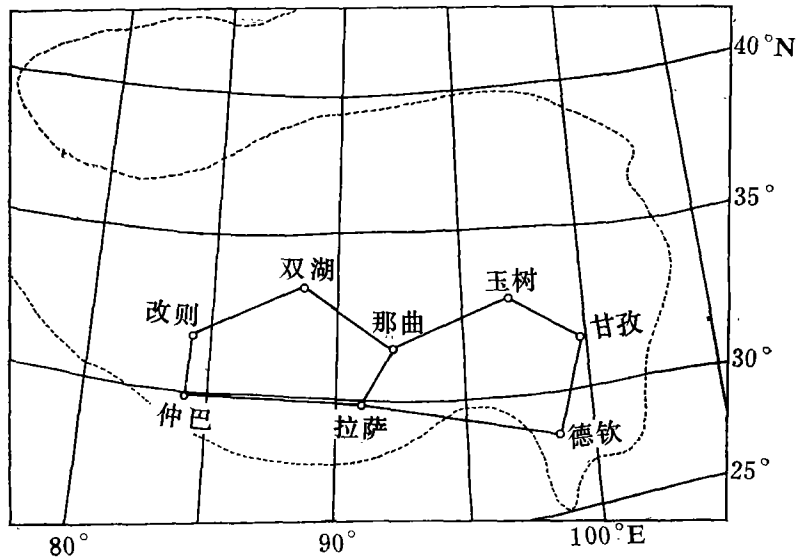


图 1 计算分区图
(虚线为青藏高原范围)

二、垂直速度及大气热源的结构

我们把青藏高原以测站分布划分成东西二个区(见图 1)。西区为一个由拉萨(29°42'N, 91°08'E)、那曲(31°29'N, 92°03'E)、双湖(33°14'N, 88°49'E)、改则(32°09'N, 84°25'E)和仲巴(29°39'N, 84°11'E)等 5 站组成的 5 边形区域, 而东区则由拉萨、那曲、玉树(33°06'N, 96°45'E)、甘孜(31°38'E, 99°59'E)和德钦(28°39'N, 99°45'E)5 站组成的 5 边形区域。我们计算了这二个区域的平均大气垂直速度(ω)和大气非绝热加热(Q), 其中 $Q > 0$ 为热源, 反之则为热汇。计算时段为 1979 年 6 月 1 日到 8 月 31 日, 每天 08 时一次, 共 92 个时次。计算层次为地面, 500, 400, 300, 200 和 100 毫巴。垂直速度 ω 由连续方程(p 座标)算得, 其中的水平辐散项 $\nabla \cdot \mathbf{V}$ 曾用二个方法计算, 一个是用二次曲面拟合法, 即用测站资料逐日逐层计算一个二次方程的拟合系数, 然后微分得到辐散值, 此法的结果不甚理想。本文采用下式来求得:

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^5 V_{ni} \Delta l_i \quad (1)$$

式中 S 为区域面积, Δl_i 为区域的各边边长, V_{ni} 为垂直于边界的风速分量。在计算中, 我们设大气顶的垂直速度为零值, 为了满足此条件, 我们对垂直速度进行了一般的订正。在近地层, 应该考虑地形坡度的强迫垂直速度 ω_0 。对西区, 由于各站海拔高度比较接近, 我们近似的当作高原上的平原, 未加 ω_0 。对东区, 明显的存在自南向北的地形坡度, 我们近似地取坡度为 $\frac{1}{400}$, 坡度走向 350°, 在计算 ω 时加以考虑。

对于大气非绝热加热, 可由下式计算得到:

$$Q_1 = \frac{C_p}{\left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}}} \left\{ \left[\frac{\partial \theta}{\partial t} \right] + \nabla \cdot ([\theta] \cdot [\mathbf{V}]) + \frac{\partial}{\partial p} ([\theta][\omega]) \right\} \quad (2a)$$

$$Q_2 = -L \left\{ \left[\frac{\partial q}{\partial t} \right] + \nabla \cdot ([q][\mathbf{V}]) + \frac{\partial}{\partial p} ([q][\omega]) \right\} \quad (2b)$$

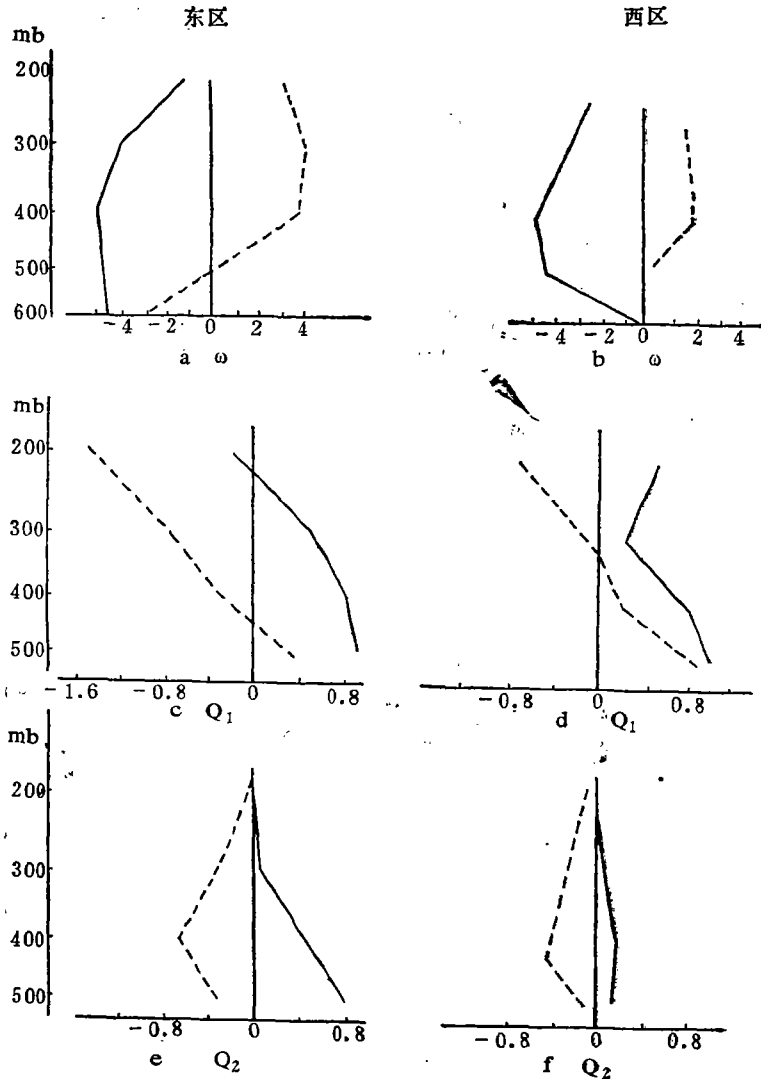


图 2 高原东西二区扰动活跃期和抑制期的 ω (10^{-4} 毫巴/秒), Q_1 (10^{-5} 卡/克秒), Q_2 (10^{-5} 卡/克秒) 平均垂直分布
(实线: 活跃期; 虚线: 抑制期。)

式中 Q_1 为大尺度非绝热总加热(卡/克秒), Q_2 为大尺度凝结加热, θ 为位温, q 为比湿, $\gamma = C_p/C_v$, L 凝结热。(2) 式中未考虑次网格的非绝热加热。

对于月平均状态的情况, 以前已讨论很多, 本文不准备再加以讨论。这里, 我们着重

讨论它们与环流的关系。我们以这二个区域的日降水量区域平均值定出该二区的雨季中断期,其标准依黄福銮^[7]。这种中断期加上6月份中尚未进入雨季的日子,统称“扰动抑制期”,其余的日子称“扰动活跃期”。由此定出东区29天,西区27天为抑制期。以此作为标准,我们计算了两个区的 ω , Q_1 和 Q_2 的两个时期的平均垂直分布。

对于 ω (图2a,b),我们看到在扰动活跃期,高原上东西二区均为上升运动。相反,在抑制期,二个地区均为下沉气流所控制,但高原东区最低层仍可有弱的上升,这是地形强迫上升运动造成的。需要加以注意的是,在活跃期的上升气流中,最大上升均发生在400 mb上,相当于高原上空的中低层,最大值均约为 5×10^{-4} mb/s,相当于每天抬升43 mb,这个数值是比较合理的。

对于大气非绝热总加热 Q_1 (图2c,d),在活跃期为热源,300 mb以下各层加热值东区比西区大,以上反之。在抑制期,东部除极低层外均为热汇,而西区则350 mb以下为热源以上为热汇。这表明,青藏高原上空,夏季时期并不始终为热源区,在扰动抑制期可为热汇区。从总的来看, Q_1 均是低空为大,这一点和热带地区 Q_1 在500—300 mb层最大是不一致的,说高原地区主要是低空的地气感热加热起作用,而热带地区则主要是深对流云的凝结加热起主要作用。

对于大尺度凝结加热 Q_2 (图2e,f),若我们与 Q_1 加以比较,可以看到以下几点事实:
1. 无论是东区还是西区, Q_2 总是比 Q_1 值要小,说明计算是合理的。
2. 对于东区活跃期,垂直积分总量的 Q_2 约占 Q_1 的52%,说明东区总加热中凝结加热占一半左右,其余是地气感热交换的加热,为了抵销辐射的损失,即使在东区活跃期,地气感热交换的加热也应该比凝结加热大,根据青藏高原多年平均的辐射热损失来近似代替1979年情况,则可以估计出此时期中,地气感热加热相当于凝结加热的2倍左右。对于高原西区的活跃期, Q_2 远比 Q_1 要小,就垂直积分总和来说, Q_2 约为 Q_1 的21%。说明西区活跃期中,地气感热加热占了控制作用。这里要说明的是,在东区活跃期的 Q_2 曲线中,最大发生在500 mb层,这和 Q_1 一样均是加了地形强迫上升运动后才出现的。由于活跃期中印度西南季风进入高原南部,低空地形上升运动很大,造成 Q_2 值在低空的。即使去掉地形强迫上升,500 mb上 Q_2 的数值也只会比400 mb的 Q_2 值略大。这一点说明青藏高原凝结加热的主要云系是发展不高的对流云系,至少不是深对流云系。
3. 在抑制期, Q_2 造成的为热汇,表明此时期大气水分将通过蒸发作用而吸取大气热量,此时期云系不可能发展,这和天气事实一致。

从以上结果来看,青藏高原大气热源无论就其垂直分布还是各种加热成分的结构,都和热带地区不一致,在某种意义上来说更接近于副热带或温带地区的大气加热。

三、垂直速度和大气热源的功率谱分析

为了进一步研究大气热源和垂直速度同扰动的关系,我们对高原上空风的经向分量 v 及 ω , Q_1 和 Q_2 进行功率谱分析,计算方法完全采用T. Maruyama^[8]的方案,其中最大落后数 M 取为16,得到频率间隔为 0.03天^{-1} 的谱值共17个。图3ab为青藏高原上8个高空测站的100 mb和500 mb风的南北分量的功率谱密度相对值分布。对高空(图3a),双湖站以东的6个测站一致表现谱峰集中于11.1—16.6天的中周期振荡,而西区的

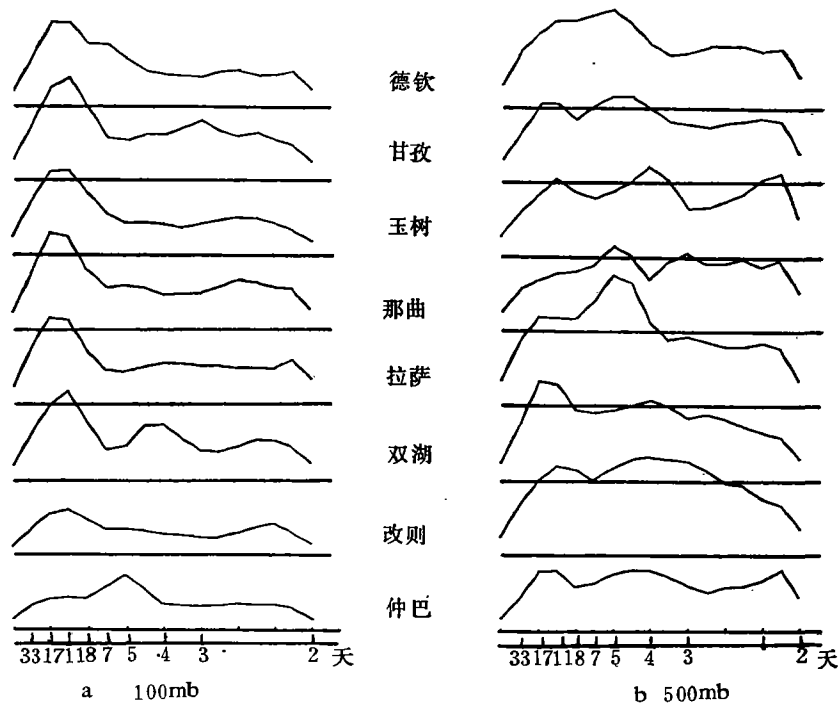


图 3 1979 年夏季青藏高原 8 个测站风的南北分量功率谱密度相对值分布

仲巴却集中于 4—5 天的短周期振荡, 双湖站却二种周期均为明显。对低空(图 3 b), 东区几个测站以 4—5 天周期为明显, 而西区却二个周期均有表现, 但峰值不十分突出。总的说来, 1979 年夏季高原上空高空风以 11.1—16.6 天和 4—5 天二种周期振荡为最明显, 东区高空盛行 11.1—16.6 天周期振荡而低空盛行 4—5 天周期振荡, 西区则二种周期在高低空均有所表现, 但谱峰不如东区明显。

ω , Q_1 和 Q_2 的谱分布见图 4。对于 ω 谱(图 4 a, b), 高原东区和西区均存在 8—17 天和 4—5 天长短二种周期的振荡, 长周期振荡以 11 天为最明显, 这和 v 谱的结果是一致的。对于东区, 长周期振荡比短周期的略占优势, 而西区反之, 短周期的比长周期的略占优势。从垂直分布来看, 东区长周期振荡谱峰集中于 300 mb 以上, 而西区则二者均集中于低空。这表明, 对 ω 的短周期振荡, 东西两区均为中低空显著, 是中低空扰动造成的。而对长周期振荡, 东区则主要在高空而西区仍在低空。

Q_1 的功率谱(图 4 c, d) 除了西区多出现 2.5 天的振荡外, 其他特征和 ω 谱相似, 即东区长周期振荡略占优势而西区反之。垂直分布上除了东区长周期谱峰发生在 300 mb 上外, 其余谱峰均发生在 400 mb 或以下的中低空。

Q_2 的功率谱分布(图 4 e, f) 在东区以长周期振荡占优势, 中心在 250 mb 上, 但上下 100 mb 内谱密度值相差并不太大, 短周期也有一个谱峰, 中心也在高空 (250 mb 上), 上下也差别不大。在西区, 长周期和短周期振荡的谱峰中心均发生在 400 mb 上, 亦以长周期振荡为最显著。这是和 ω , Q_1 并不完全一致之处。

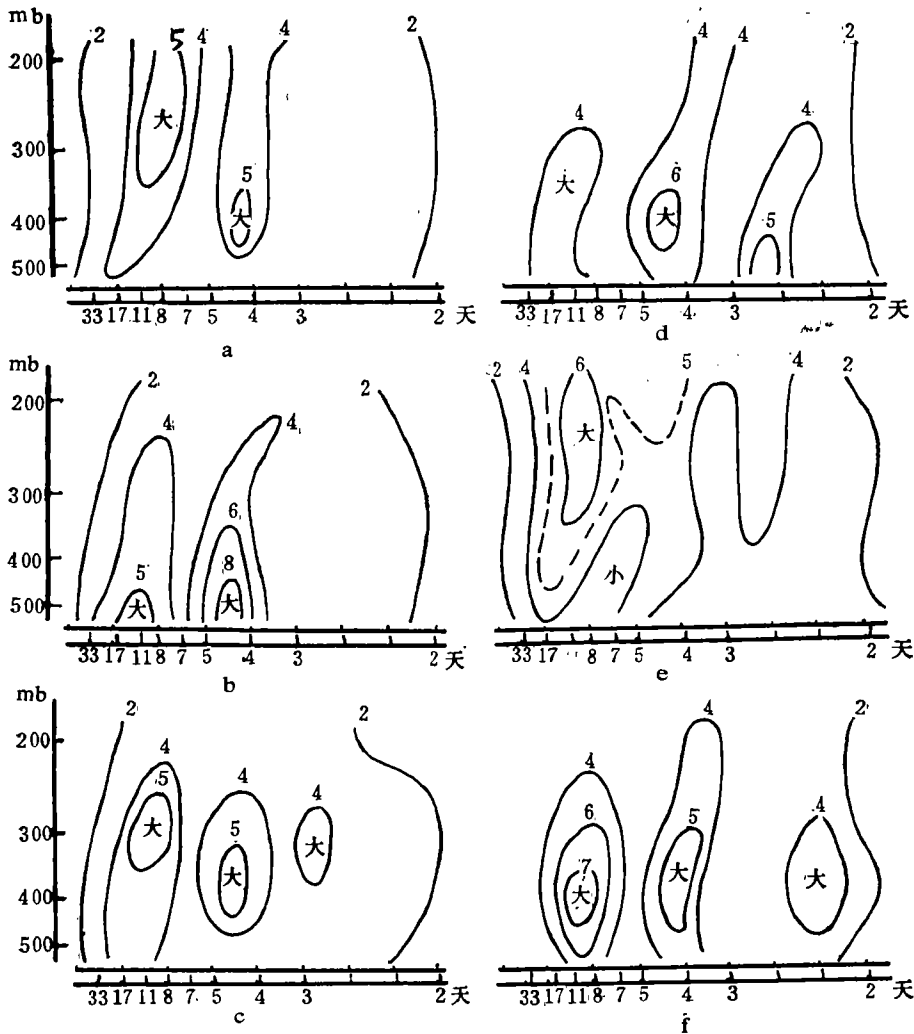


图 4 1979 年夏季青藏高原东西二区 ω , Q_1 和 Q_2 功率谱密度垂直分布
 (a: 东区 ω ; b: 西区 ω ; c: 东区 Q_1 ; d: 西区 Q_1 ; e: 东区 Q_2 ; f: 西区 Q_2)

从以上的结果来看,在高原西部地区, ω , Q_1 和 Q_2 功率谱一致表明长短周期振荡均以低空(400 mb 及以下)为最强,这和前一节结果是一致的,可能表明西区的大气非绝热加热主要是地气热交换和浅对流的凝结加热造成的。对于东区,长周期振荡以高空 300 mb 为主(注意并不是以 200 mb 或以上高空为主),但短周期以低空 400 mb 为主。段庭杨^[8]曾计算过南海地区的 1979 年夏季 ω , Q_1 和 Q_2 及其谱密度,结果表明南海地区的谱峰皆以高空为主,与热带的结果一致,这也说明青藏高原大气运动和热源的结构与热带季风区是不完全相同的。但在高原东区,长周期振荡中心出现在高空,说明已受热带大气的一些影响。

为了比较东西两区热源振荡变化的位相,我们把东西二区 ω , Q_1 和 Q_2 作了交叉谱分析,结果表明(图略)只有 8—11 天和 4—5 天周期的振荡的凝聚谱值超过 0.6,表明只有上述二个周期的振荡才有相互作用。从位相计算来看,二种周期均为东侧超前。对长周

期, 低空(400 mb 及以下)东区超前约 2—3 天, 到 200 mb 则几乎同相。短周期也是如此, 低空超前 1 天而高空几乎一致。由于长周期振荡的凝聚谱值以高空为最大而短周期振荡以低空为最大, 所以我们可以估计, 长周期振荡主要由 300 mb 西传, 东西两区相差 1—2 天, 而短周期则主要在 400 mb 以下西传, 两区相差也近为 1 天。从天气系统来看, 西传过程的实体是需加以研究的。

四、青藏高原大气的能量收支

Nitta^[9]曾提出过一种利用区域值来计算大气能量的方法, 我们用此法计算了 1979 年夏季青藏高原大气的能量收支。扰动动能 K' 和扰动有效位能 E' 的收支方程如下:

$$\frac{\partial \bar{K}'}{\partial t} = -\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \overline{u'v'} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \overline{u'\omega'} - \frac{\partial}{\partial y} (\overline{\phi'v'}) - \frac{\partial}{\partial p} (\overline{\phi'\omega'}) - \overline{a'\omega'} + D'$$

$$\frac{\partial \bar{E}'}{\partial t} = -\frac{\partial \bar{a}}{\partial y} \frac{1}{\sigma} \overline{v'a'} + \overline{a'\omega'} + \frac{R}{c_p \sigma p} \overline{a'Q'}$$

式中 $K' = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$, $E' = \frac{1}{2\sigma} a'^2$, $\sigma = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$, 其中“—”表示纬向平均,

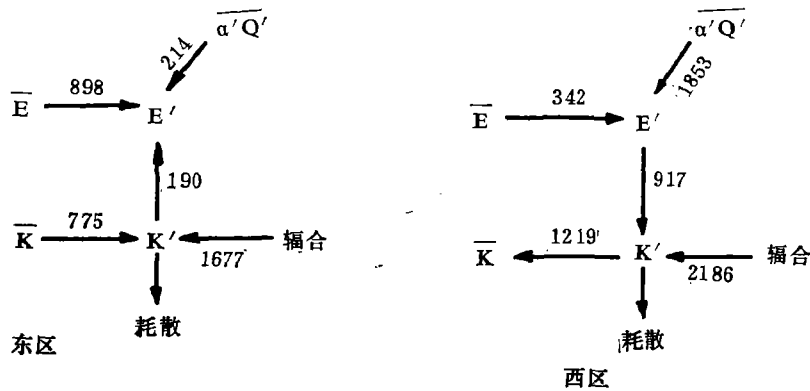


图 5 500 mb—200 mb 间垂直积分能量循环
(单位: 尔格毫巴/克秒)

“—”为对纬向平均值的扰动偏差。式中 $-\frac{\partial}{\partial y} (\overline{\phi'\omega'})$ 和 $-\frac{\partial}{\partial p} (\overline{\phi'\omega'})$ 为扰动能量的辐合量, $-\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \overline{u'v'}$ 和 $-\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \overline{u'\omega'}$ 为平均纬向动能 \bar{K} 向扰动动能 K' 的转换项, $-\overline{a'\omega'}$ 为扰动有效位能 E' 和扰动动能 K' 的转换项, $-\frac{1}{\sigma} \frac{\partial \bar{a}}{\partial y} \overline{v'a'}$ 为 \bar{E} 和 E' 之间转换项, $\frac{R}{c_p \sigma p} \overline{a'Q'}$ 为非绝热加热所产生的 E' , D' 为自由大气分子粘性对 K' 的耗散, 我们设为

$$D' = \bar{\rho} g^2 \mu \frac{\partial u'}{\partial p^2} u' + \bar{\rho} g^2 \mu \frac{\partial^2 v'}{\partial p^2} v'$$

式中 μ 为动力分子粘性系数。以上各项均是各要素区域平均后求出各扰动量之间交叉谱, 然后求频率积分后得到的, 方法均见文献[9]和[10]。这个方法实质上, 假定了扰动波

表 1 各种能量的计算结果(单位: 尔格/克秒)

		$-\frac{\partial u}{\partial y} u'v'$	$-\frac{\partial u}{\partial p} u'\omega'$	$-\frac{\partial}{\partial p} (\phi'\omega')$	$-\frac{\partial}{\partial y} (\phi'v')$	$-\alpha'\omega'$	$D' \times 10^{-8}$	$\frac{R}{C, \sigma p} \alpha'Q$	$\frac{\partial \alpha}{\partial y} \alpha'v'$
东 区	100	4.22							
	200	11.84	0.66	-5.10	-2.83	-4.85		4.38	-0.83
	300	2.87	0.63	4.02	10.98	-10.28	-3.63	-11.71	4.07
	400	-1.72	0.24	-6.37	8.61	9.13	-4.11	9.51	5.40
	500	-0.28	-0.75	3.24	3.75	3.36		4.30	-0.15
	600	0							
	积分	693	82	-328	2005	-190		214	898
西 区	100	-3.97							
	200	-8.07	0.69	-2.14	11.30	4.51		8.05	-1.74
	300	-2.48	-0.98	-2.02	10.15	3.93	-4.03	6.42	3.13
	400	-1.21	-3.68	0.49	8.80	6.36	-4.72	10.59	1.32
	500	0.33	-0.64	3.12	-3.40	-6.75		-5.02	-0.32
	600	0.01							
	积分	-756	-463	-104	2290	917		1853	342

表中积分值系整个气柱垂直积分值, 单位: 尔格毫巴/克秒

在东西方向上传播时振幅变化不大, 基本流场的改变在时间和空间上缓慢, 故纬向平均及其偏差均可从时间序列谱中求得。因而存在一定的误差, 但在热带地区无论是太平洋、南海还是大西洋 GATE 地区, 其结果均比较合理。对高原地区, 我们的计算结果表明, 也是合理的。

表 1 是东西两区分层的各种能量计算结果, 图 5 为东西两区平均能量循环(整个气柱)。以下分别讨论各项的结果。

1. 扰动动能 K' 的输送和转换

我们知道, 影响 K' 变化的因子为 K' 和 \bar{K} 之间、 K' 和 E' 之间的能量转换, K' 垂直和水平输送通量的辐合量以及 K' 的耗散。由图 5 来看, 无论是东部和西部, K' 和 \bar{K} 之间能量转换都是很大, 表明高原上空正压的能量转换过程不能忽视。我们看到, K' 和 \bar{K} 转换几乎和不均匀非绝热加热 $\overline{\alpha'Q}$ 项同一量级, 这是高原大气不同于热带大气的特征之一。在 K' 平衡中, 最大项是 K' 输送通量辐合, 并且一致为 K' 的产生作出贡献。由于我们只计算了自由大气耗散, 未计算地表耗散, 所以量级过小。从图 5 看到, 东区比西区更有利于 K' 的产生, 这主要是东区 K' 部分取自 \bar{K} , 这也说明东区有利于涡旋扰动的产生, 除了 K' 通量辐合外, \bar{K} 和 K' 转换也起了很大作用。

2. 扰动有效位能 E' 的输送和转换

从图 5 看到, E' 的平衡中不均匀非绝热加热起了主要作用, 特别是高原西部地区。其次, 由于西部虽然从不均匀加热中产生 E' , 但因大量支出于向 K' 的转换和来自 \bar{E} 的转换量少, 所以西区 E' 的总收入仍小于东区。这表明, 无论是 E' 还是 K' , 东区比西区更易于产生。但是, 东区的 E' 和 K' 产生主要是依靠 \bar{K} 和 \bar{E} 及 K' 通量辐合, 依靠不均匀加热及斜压性的 E' 同 K' 之间转换少, 表明东区能量循环更近于热带大气, 正压能量转换起了很大作用。相反, 在西区, E' 主要来自不均匀加热, K' 主要来自 E' , 更近于中纬

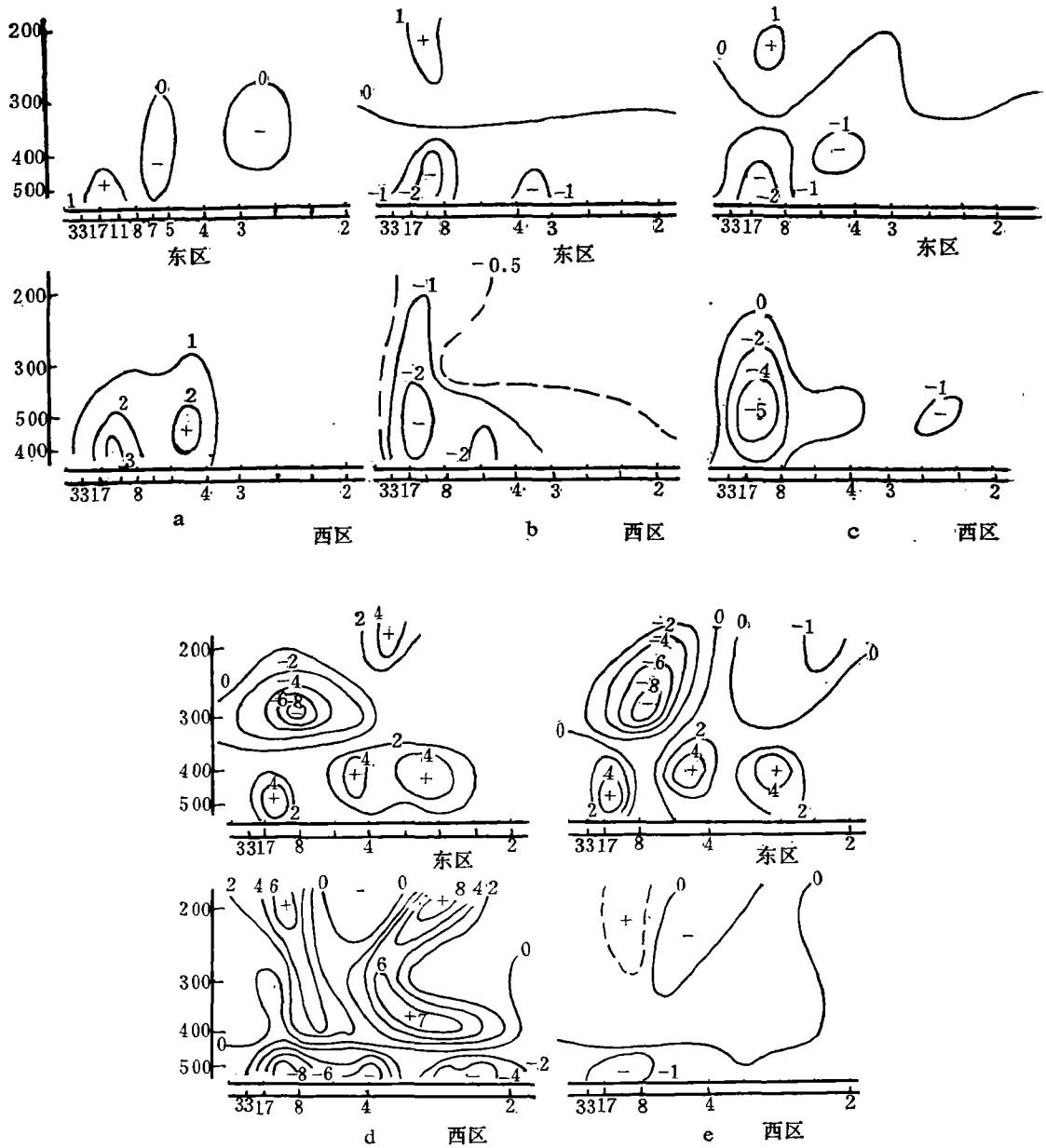


图 6 1979年夏季青藏高原东西两区能量转换和输送的各分量谱密度垂直分布

$$(a: \overline{\varphi'\omega'}; b: -\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \overline{u'v'}; c: \overline{\varphi'v'}; d: \overline{a'Q'}; e: -\overline{a'v'})$$

的斜压能量转换过程。这里只是一年资料,其他年份是否如此并不清楚。

3. 能量转换的垂直分布

表 1 中给出了各层能量转换的数值,我们可以看到,有不少能量转换项高低空转换方向是相反的。东区高层有大量的 \bar{K} 向 K' 转换,而低空有少量反向转换。相反,西区高

层有大量的 K' 向 \bar{K} 转换, 而低层有少量的反向转换。这表明, \bar{K} 和 K' 的转换主要是在 300 mb 以上的高层完成的。 E' 和 K' 的转换(表中第 5 项)则东区高层 $K' \rightarrow E'$ 而低层 $K' \leftarrow E'$, 西区高层 $K' \leftarrow E'$ 而低层 $K' \rightarrow E'$, 即高层低层转换方向相反, 垂直积分总和是高低层的抵消结果。但高层的值大, 所以东西两区的积分和的符号均决定于高层。对比这两种能量转换, 我们可以发现这两者符号是反的, 亦即只有两种能量循环方向: $\bar{K} \rightarrow K' \rightarrow E'$ 或 $\bar{K} \leftarrow K' \leftarrow E'$ 。前者 K' 取自基本动能, 后者取自扰动位能。东区为前者而西区为后者。对于不均匀加热(表中第 7 项), 高低层符号也是相反的, 通过不均匀加热产生 E' 的转换东区在低层而西区在高层。对于势能输送的辐合(第 4 项), 东西两区均是辐合的, 即通过扰动自外界输入势能, 而不是向外界输出。我们没有计算热量的输送, 这是今后需加以研究的课题。

以下来讨论各种能量转换的谱分布。图 6 a-e 分别是 $\overline{\phi' \omega'}$, $-\overline{u' v'}$, $\overline{\phi' v'}$, $\overline{\alpha' Q'}$ 和 $-\overline{\alpha' \omega'}$ 的功率谱谱密度垂直分布。我们看到, 各种物理量均存在 8—17 天和 4—5 天两种长短周期振荡, 这同 v , ω , Q_1 和 Q_2 的振荡周期是一致的。此外, $\overline{\alpha' Q'}$ 和 $\overline{\alpha' \omega'}$ 还存在 1—2 天周期的振荡。我们还可看到, $\overline{\alpha' Q'}$ 和 $\overline{\alpha' \omega'}$ 明显的存在上下层符号相反的情况, 这表明这二种能量转换方向高低空相反的事实(见表 1), 看来主要是这两种周期振荡引起的。

对于扰动势能的垂直通量 $\overline{\phi' \omega'}$ (图 6 a), \bar{K} 和 K' 间能量转换项 $-\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \overline{u' v'}$ (图 6 b) 和扰动势能水平经向通量 $\overline{\phi' v'}$ (图 6 c) 谱密度, 一致表现以长周期振荡为主, 集中于 11 天和 17 天振荡中, 并且西部以中低空谱密度为最大。对于 $\overline{\phi' \omega'}$, 中低空正值最大表明该层高压和下沉运动而低压和上升运动的相关大, 这和青藏高原夏季低空系统的结构是一致的, 结果是合理的。在高层, 东西两区均表明高低压与垂直运动相关并不大(即 $\overline{\phi' \omega'}$ 谱密度不大), 但仍表现为高压下沉低槽上升的结构。这启示 200 mb¹ 高低压并不与该层的垂直运动有密切关系, 可能和中下层垂直运动有关, 这一点需今后加以进一步研究的。对于 $-\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \overline{u' v'}$ 在低空谱密度有负值中心, 因为 $\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} > 0$, 所以表明 $\overline{u' v'} > 0$ 在低空明显。 $\overline{u' v'} > 0$ 表示低空盛行西风大南风也大或东风大北风也大的相关, 这与低空西南季风活动是符合的。对于东区, 虽然低空有谱密度的中心, 但高空有符号相反的谱密度中心, 特别对长周期振荡。

对于不均匀非绝热加热谱密度分布(图 6 d), 主要集中于长周期振荡, 但 4—5 天和 1—2 天周期振荡也不能忽视。我们看到, 东区 300 mb 上空长周期振荡使 E' 减小, 而西区高空则使 E' 增加, 这表明表 1 中第 7 项结果主要是长周期振荡所致。对 K' 和 E' 的能量转换项密度分布(图 5 e), 我们可看到主要也是集中于长周期振荡, 其中东区的谱密度值很大, 但由于上下抵消, 所以预计其垂直总和并不大。

五、结 论

从以上讨论, 我们可以得到以下几点结果:

1. ω , Q_1 , Q_2 , v 及各种能量转换都存在 8—17 天、4—5 天两种周期振荡, 对某些能量转换项(如 $\overline{\alpha' \omega'}$, $\overline{\alpha' Q'}$)还存在 1—2 天更短周期的振荡。在长周期振荡中, 以 11 天周期

为主, 17天和8天周期次之。东西两区 ω , Q_1 和 Q_2 的长短两种周期振荡的交叉谱位相的计算表明这两种振荡都是自东向西传播的, 高空比低空传播约快 $\frac{1}{8}$ 位相。

2. 青藏高原大气热源主要发生于降水活跃期, 相反, 中断期除东区中低空外均为热汇。垂直运动最大发生于400 mb, 活跃期为上升而中断期为下沉。总热源最大在低层, 而中断期最大热汇发生在高层。活跃期中西区凝结加热 Q_2 只占 Q_1 的21%, 东区占51%。表明高原热源中, 西区主要是地气感热交换作用占控制性影响, 而东区则凝结加热起了一定影响, 但大约为地气感热交换的一半左右。从这些结果来看, 青藏高原大气热源结构更近于中高纬的热源结构而与热带大气的热源结构不完全相像。

3. 高原东区的能量循环主要特征是不均匀加热小, $\bar{K} \rightarrow K' \rightarrow E'$; 西区则不均匀加热大, 这部份加热转换为 E' , 然后 $E' \rightarrow K' \rightarrow \bar{K}$; 东西两区的能量循环十分不一致, 这种不一致表明西区的能量循环和中高纬的相似, 以斜压过程为主, 而东区则以正压过程为主。总的来说, 东区的 K' 和 E' 净得比西区多, 这表明东区扰动发展比西区有利。从能量转换及输送的谱分析结果, 表明主要以长周期振荡为主。

总的说来, 我们的计算结果表明青藏高原大气加热和能量收支特性与热带地区有明显的不同, 从某种意义上说, 更近于中高纬度的特性, 西区更为明显, 东区则混合了某些热带特性, 是一种混合型的。这里, 我们只是一个夏季的资料, 这些结果是否正确尚有待更多的资料或不同的计算方法加以验证。

致谢: 陶诗言先生在本文工作过程中不断提出宝贵意见并审查了原始稿本, 特致感谢。

参 考 文 献

- [1] 叶笃正、高由禧等, 青藏高原气象学, 科学出版社, 1979。
- [2] 高国栋等, 中国物理气候图集, 农业出版社, 1981。
- [3] 陈隆勋等, 东亚地区大气辐射能收支(三), 气象学报, 35卷, 1期, 6—17, 1965。
- [4] 李维亮、陈隆勋、金祖辉, 亚洲上空夏季平均大气环流结构及其热源分析, 气象学报, 41卷1期, 43—56, 1983。
- [5] 陈隆勋、李维亮, 亚洲季风区各月大气热源的结构, 1982年全国热带夏季风学术会议论文集, 云南人民出版社, 1983。
- [6] 陈隆勋、李维亮, 亚洲季风区夏季大气热量收支, 1981年全国热带夏季风学术会议论文集, 云南人民出版社, 1983。
- [7] 黄福莹, 西藏高原雨季的中断及其活跃, 气象, 1980年第10期。
- [8] Maruyama, T., Time sequence of power spectra of disturbances in the equatorial lower stratosphere in relation to the quasi-biennial oscillation, *J. Met. Soc. Japan*, 46, No5, 327—342, 1968.
- [9] Nitta, T., A study of generation and conversion of eddy available potential energy in the tropics, *J. Met. Soc. Japan*, 48, 504—528, 1970.
- [10] 李维亮、章名立, 1972年梅雨期长江中下游地区上空的能量输送, 中国科学院大气物理研究所集刊第7号, 科学出版社, 1979。

**THE VARIATION OF THE ATMOSPHERIC HEAT
SOURCE AND THE BUDGET OF ATMOSPHERIC
ENERGY ON THE QINGHAI-XIZANG PLATEAU
DURING SUMMER 1979**

Chen Longxun

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Duan Tingyang

(Chengdu College of Meteorology)

Li Weiliang

(Academy of Met. Science, State Met. Administration)

Abstract

In this paper, the vertical velocity ω , the large-scale apparent heat source Q_1 , the moisture sink Q_2 , the atmospheric energy transformation are computed daily for the subareas over the Qinghai-Xizang plateau during summer 1979. The western subarea is bounded by Lhasa, Nagqa, Shuanghu, Gerze and Zhongba stations (fig. 1). The last three stations were established for the purpose of the Qinghai-Xizang Plateau Meteorology Experiment of summer 1979. The eastern subarea is bounded by Lasa, Nagqa, Yushu, Ganzi and Deqing stations. Moreover, a spectral analysis was made for the above mentioned elements.

Fig.5 shows computed results of the cycle of energy transformation averaged for the whole summer.