

# 长江中下游热源和水汽汇的季节变化特征\*

简茂球 罗会邦

(中山大学大气科学系, 广州 510275)

**摘要** 利用1980~1986年的ECMWF资料以及降水量资料,分析了长江中下游地区的大气热源及水汽汇的季节变化特征及其与降水、环流演变的关系.分析表明:大气热源在春季最强,夏季次之;水汽汇则在春季至盛夏,以及秋季较强,其中以6~10月最显著;凝结潜热是大气非绝热加热的主要因子,特别是在春雨和梅雨季节;梅雨季节的降水以对流性降水为主;蒸发对大气水份循环起着重要的作用;4月、9月底至10月初是大气热源、水汽汇垂直结构发生明显变化的转换季节.

**关键词** 长江中下游, 热源, 水汽汇, 季节变化

长江中下游地区是旱涝灾害发生较频繁、严重的地区之一,尤其在6~9月汛期,暴雨洪涝是主要的灾害性天气,而这种天气和气候系统的异常与东亚季风的异常有着密切的联系.近年来,不少作者分析了大气热源及水汽汇的分布与变化特征,及其对亚洲季风与大气环流的影响.Kuo和Qian等<sup>[1,2]</sup>指出东亚季风环流的特征主要是由青藏高原的大气热源的分布所决定;Luo等<sup>[3]</sup>对青藏高原及其邻近地区的大气热源及水汽汇的时空分布,及其各分量的大小作了详细的分析,用高空资料获得了高原上空大气加热的铅直廓线并指出季风建立前干热泡对流的重要性.本文作者曾用同样的资料分析讨论过淮河流域的热源和水汽汇的时间变化特征<sup>[4]</sup>.长江中下游的热源作为局部地区的非绝热强迫场,对本地区的大气环流的变化也是非常重要的.丁一汇等<sup>[5]</sup>曾对长江中游梅雨期的热源作过探讨,指出梅雨期的热源主要由降水产生的凝结潜热造成,并存在明显的日变化.本文将用年平均的资料来分析长江中下游大气热源和水汽汇的季节变化特征,及其与降水、风系演变的相互联系.

## 1 资料和方法

本文用ECMWF1980~1986年分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的逐日12GMT各标准等压面的温度、湿度、位势高度及风场资料求各层大气热源 $Q_1$ 和水汽汇 $Q_2$ 值,及整层积分值 $\langle Q_1 \rangle$ ,

收稿日期: 1995-07-03

\* 国家自然科学基金资助项目

$\langle Q_2 \rangle$ . 大尺度显热源  $Q_1$  和水汽汇  $Q_2$  可由下列公式<sup>[3]</sup>计算:

$$Q_1 = C_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \quad (1)$$

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

其中  $T$  为温度,  $\theta$  为位温,  $q$  为比湿,  $k$  为  $p$  坐标的垂直速度,  $p_0 = 1000 \text{hPa}$ ,  $k = R/C_p$ ,  $\vec{V}$  为水平风矢量. 而  $Q_1$ ,  $Q_2$  又可表示为:

$$Q_1 = Q_R + L(c - e) - \overline{\frac{\partial T}{\partial t}} \frac{\partial p}{\partial p} \quad (3)$$

$$Q_2 = L(c - e) + L \overline{\frac{\partial q}{\partial t}} \frac{\partial p}{\partial p} \quad (4)$$

其中  $s = C_p T + gz$ ,  $c$  为凝结率,  $e$  为蒸发率,  $Q_R$  为辐射加热率. 由 (3), (4) 式可得整层积分值:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g_s} \int_{100}^{p_s} Q_1 dp \approx LP + S + \langle Q_R \rangle \quad (5)$$

$$\langle Q_2 \rangle = \frac{1}{g_s} \int_{100}^{p_s} Q_2 dp \approx L(P - E) \quad (6)$$

其中  $P$  为降水量,  $S$  为地表感热通量,  $E$  为地表蒸发量.

分析区域如图 1 所给, 我们把位于区域内的热源、水汽汇和降水等资料作平均来代表长江中下游地区, 同时对热源、水汽汇资料进行 5 天平均 (候平均) 或月平均处理.

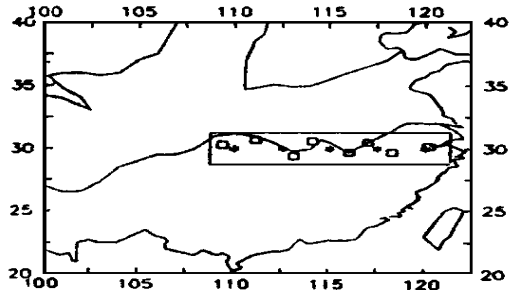


图 1 格点及测站分布

□—测站, \*—格点

Fig. 1 Distribution of grid points and observation stations

## 2 七年平均的季节变化

### 2.1 月平均垂直积分热源 $\langle Q_1 \rangle$ 及水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ 的变化特征

表 1 给出长江中下游的 7 年平均的整层积分热源、水汽汇及它们各分量的逐月值, 其中感热通量是根据高国栋等<sup>[6]</sup>给出的图得到. 作为粗略的估计, 用 (5), (6) 两式倒算了蒸发量及辐射加热率. 由表可见, 热源在春季最强, 夏季次之, 而在秋季较弱. 从热源的几个分量看, 由降水产生的凝结潜热加热虽在夏半年较明显, 但以 6~8 月最显著, 尤其是 6 月, 这是因为此时长江中下游正处于梅雨季节, 暴雨多、雨量大、雨区广、雨时长; 而地表感热通量的季节变化不明显, 以夏半年稍强, 其中以 4, 8 月最大; 倒算出来的辐射加热率的季节变化与降水相似, 夏季的辐射冷却最显著. 在热源的三个分量中, 凝结潜热加热率最大, 其次为辐射冷却率, 感热通量最小, 这说明凝结潜热是长江中下游大气的主要加热因子, 特别是在梅雨季节, 以年平均值估计, 辐射冷却率和感热通量分别

为凝结潜热加热率的 63% 和 13.7%。

水汽汇的季节变化与热源有较大差别, 在 3~7 月, 9~11 月有较大正值, 其中又以 6 和 10 两月的水汽汇最强, 而在冬季较弱, 几乎为零 (如 12, 1 月)。水汽汇的两个分量降水  $P$  和蒸发  $E$  的季节变化趋势比较一致, 不过蒸发量总的来说要比降水量小, 数值差

表 1 长江中下游热源、水汽汇及其各分量的逐月值 (单位:  $mm^*$ )

Tab. 1 Monthly values of 7-year mean  $\langle Q_1 \rangle$ ,  $\langle Q_2 \rangle$ ,  $P$ ,  $E$ ,  $S$  and  $\langle Q_R \rangle$  over the middle and down reaches of Yangtze River

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
$\langle Q_1 \rangle$	28	60	99	95	95	87	52	78	44	21	23	39	60.5
$S$	15	17	12	25	17	17	15	25	17	13	13	12	16.5
$\langle Q_R \rangle$	-27	-11	-36	-73	-70	-167	-174	-99	-81	-112	-58	-1	-76
$P$	40	54	123	143	148	237	211	152	108	120	68	28	120
$\langle Q_2 \rangle$	1	21	40	41	49	66	42	24	52	66	46	-1	37.5
$E$	39	33	83	102	99	171	169	128	56	54	22	29	82.3

\*  $1mm/d \approx 28.9W/m^2$

别在冬季较小, 而在夏季较大。蒸发量大约为降水量的 69%, 所以蒸发在大气的水份循环中是很重要的。

## 2.2 候平均热源 $Q_1$ 和水汽汇 $Q_2$ 的时间-高度剖面图

长江中下游是明显的季风气候区域, 而且主要是受副热带季风的影响, 季风的季节进退与雨带和热源的位移的季节变化有着密切的联系<sup>[7]</sup>。候的定义是以 5 天为一候, 一年连续划分为 73 候。

在 15 候以前, 大气低层为热源, 高层为热汇, 热源中心靠近地面 (图 2a), 对应的水

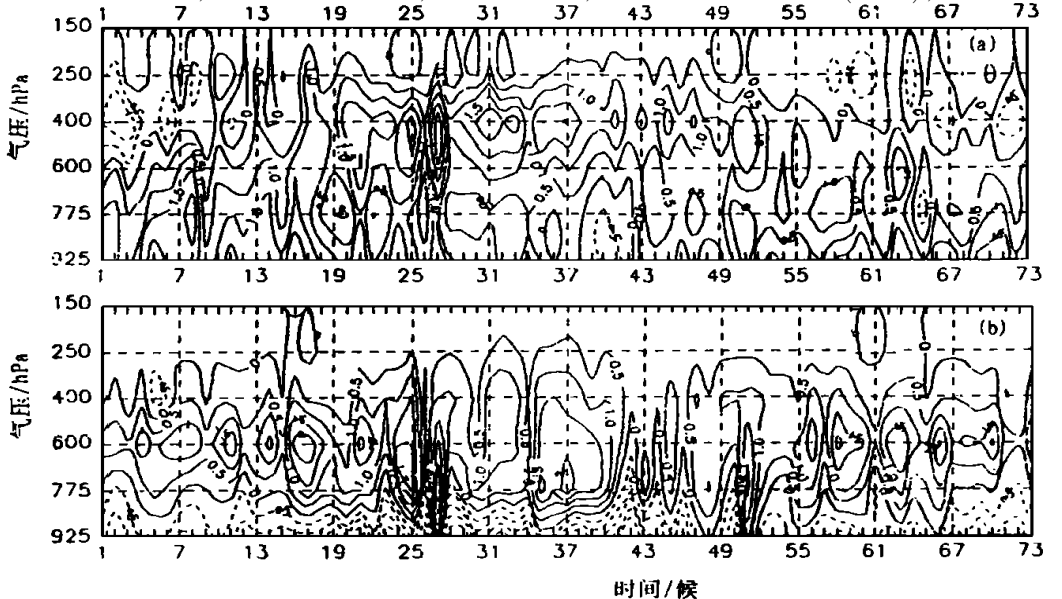


图 2 7 年平均的热源  $Q_1$  (a)、水汽汇  $Q_2$  (b) 的时间高度剖面图

Fig. 2 Time-height sections of 7-year mean heat source (a) and moisture sink (b)

水汽汇中心位于 600h Pa 层, 厚度较浅薄 (图 2b). 15 候以后, 大气中层的水汽汇明显增强 ( $-2\text{K}/\text{d}$ ), 热源的层次也开始变得深厚. 到 19 候, 大气中上层的水汽含量增加, 降水也开始增多, 旬雨量百分率在 4% 以上<sup>[8]</sup>, 水汽汇垂直厚度也变得深厚, 热源中心也跳跃到中上层.

到 3 候 (6 月初), 热源中心已抬升至全年最高层 (400h Pa), 并达最大值  $2\text{K}/\text{d}$ , 而水汽汇值在较深厚的层次中变得强而比较均匀. 6 月中旬开始 (33, 34 候), 西太平洋上空的副热带高压出现第一次北跳, 脊线移至  $25^{\circ}\text{N}$  以北, 副高外围控制华南沿海, 我国东部雨量分布出现一次突变, 华南雨量迅速减少, 雨带随夏季风向北移至长江中下游地区, 梅雨季开始, 旬雨量 8% 左右, 达全年最高值. 在 35~39 候这段时期, 整个对流层几乎为强大的水汽汇所占据, 中心位于 850~700h Pa 层, 强度达  $2\text{K}/\text{d}$ , 热源也随凝结潜热的增大而增强, 但中心在 500~300h Pa 层. 热源、水汽汇中心的垂直高度的明显差异说明对流活动较活跃, 反映出长江中下游梅雨期对流性降水起很大的作用. 在 40~44 候, 大气低层为弱的热汇或热源, 高层热源也减弱, 水汽汇也明显减弱, 这是因为长江中下游梅雨期结束, 雨带北移, 降水减少, 凝结潜热加热也相应减弱, 但低层的感热通量作用显著.

8 月中旬以后, 全国雨量开始普遍减少, 雨带北界逐渐南撤, 所以在 51 候 (9 月中旬) 大气水汽汇再度增强, 但从这时起, 大气中上层的热源中心开始下移, 而水汽汇中心则上移, 两者所在高度相差不大, 至 56 候趋向同一层次, 说明秋季的降水是以连续性为主. 到后期, 热源和水汽汇的变化与前期的变化较为对称.

从上述剖面分析可知, 热源、水汽汇的垂直结构在 4 月、9 月底 10 月初两段时间变化较大, 我们可称之为转换季节, 这种季节转换在风场 (1980~1986 年平均) 也有反映, 如图 3, 可看到大气高层的南北风的转换要明显一些, 但低层的  $v$  分量的数值大小的变化有很明显的季节性. 大气湿静力能也有对应的明显季节转换, 尤其是中下层 (图略). 这些也说明了季风的季节变化与热源的季节变化有着密切的联系.

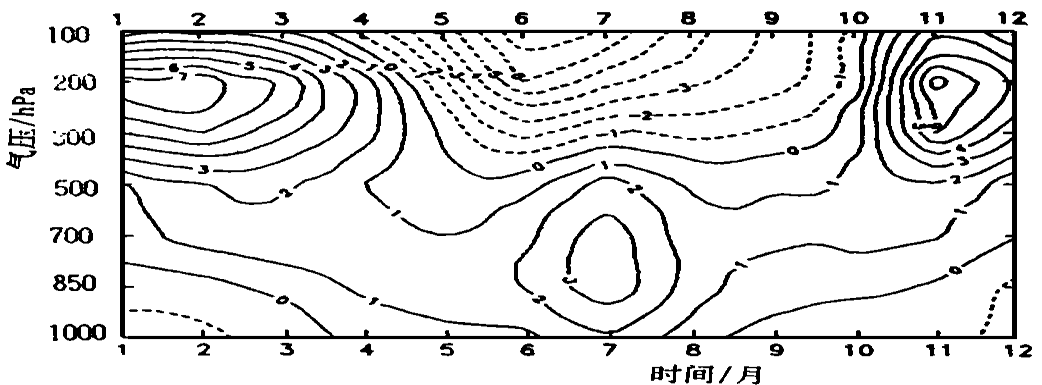


图 3 长江中下游月平均  $v$  分量的时间-高度剖面图

Fig. 3 Time-height section of monthly mean  $v$ -component of wind velocity over the middle and down reaches of Yangtze River

### 3 年际变化

表 2 给出热源、水汽汇、降水及蒸发的各年总量值, 各量的年际变化是很显著的. 热源在 1983~ 1988 年是较强的, 而在 1980, 1982 及 1986 年强度明显偏弱. 凝结潜热是大气非绝热加热的主要因子, 但辐射冷却因子对热源的影响也是相当重要的. 例如 1988 年降水是明显偏多的, 大气辐射冷却较强可能是造成这年热源偏弱的重要原因; 这种作用在 1986 年更明显. 另一方面, 1981, 1984, 1985 年的降水偏少, 但热源偏强, 说明辐射冷却减弱, 感热较强.

表 2 热源、水汽汇、降水及蒸发的各年总量 (单位:  $\text{mm}^*$ )

Tab. 2 Annual values of heat source  $\langle Q_1 \rangle$ , moisture sink  $\langle Q_2 \rangle$ , rainfall  $P$  and evaporation  $E$

年份	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	年平均
$\langle Q_1 \rangle$	610	870	597	956	1008	896	155	726
$\langle Q_2 \rangle$	596	473	571	618	593	629	- 313	451
$P$	1659	1307	1421	1848	1344	1195	1299	1439
$E$	1063	834	850	1230	751	566	1612	988

\*  $1\text{mm/d} \approx 28.9\text{W/m}^{-2}$

水汽汇是由降水量和蒸发量决定, 虽然蒸发与降水有一定的关系, 但同时还与地面温度和大气的水汽含量以及风速有关. 1980~ 1985 年降水量都比蒸发量大, 从定性讲, 降水多, 蒸发也强, 降水少, 蒸发也少; 但在 1986 年却截然不同: 降水明显偏少, 而蒸发明显偏强, 且蒸发量显著地超过降水量, 可能这是由于该年大气水汽含量偏少, 温度偏高或风速偏大, 致使大气是明显的水汽源.

### 4 结 论

通过上述分析, 可得出以下几点结论:

(1) 热源在春季最强, 夏季次之, 秋冬季较弱; 而水汽汇则在春季至盛夏、秋季较强, 其中以 6, 10 月最强. 4 月, 9 月底 10 月初是大气热源和水汽汇的垂直结构发生明显变化的转换季节; 夏半年热源和水汽汇的层次较深厚.

(2) 凝结潜热是大气非绝热加热的主要因子, 尤其在春雨和梅雨期. 大气辐射冷却在夏季最明显, 秋季次之. 辐射冷却率和感热通量分别约为凝结潜热率的 63% 及 13.7%. 年蒸发量约为降水量的 70%, 蒸发对大气水份循环和平衡起着重要的作用.

(3) 热源、水汽汇存在明显的年际变化, 梅雨季的降水以对流性降水为主.

### 参 考 文 献

- 1 Kuo H K, Qian Y E. Mon Wea Rev, 1981, 109 2337~ 2356
- 2 Kuo H L, Qian Y F. Mon Wea Rev, 1982, 110 1879~ 1897
- 3 Luo H, Yanai M. Mon Wea Rev, 1984, 112 966~ 989
- 4 简茂球, 罗会邦. 中山大学学报 (自然科学版), 1994, 增刊: 133~ 139

- 5 丁一汇, 王笑芳. 热带气象, 1988, 4(2): 134~ 145
- 6 高国栋, 陆渝蓉. 中国物理气候图集, 北京: 农业出版社, 1981. 105~ 116
- 7 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦等. 东亚季风, 北京: 气象出版社, 1991. 162~ 170
- 8 林之光. 气象科学技术集刊, 1987, 10 24~ 31

## Seasonal Variations of Atmospheric Heat Sources and Moisture Sinks over the Middle and Down Reaches of Yangtze River

*Jian Maoqiu* \* *Luo Huibang*

**Abstract** The seasonal variations of heat sources and moisture sinks over the middle and down reaches of Yangtze River and their relations with the evolutions of precipitation and wind are discussed using ECMWF data and rainfall from 1980 to 1986. There are most intense heat sources in spring, and stronger ones in summer, and stronger moisture sinks from March to November except August, with peak values in June and October. The latent heat plays an most important role in the atmospheric diabatic heating process, especially during the spring rainy season and Meiyu season. There are most prominent radiative cooling rates during summer. The precipitation during the period of Meiyu is primarily due to convective activities in the atmosphere, and the evaporation plays an important role in the process of water cycle. The transition seasons for vertical distributions of heat source and moisture sink occur in April and from late September to early October.

**Keywords** middle and down reaches of Yangtze River, heat sources, moisture sinks, seasonal variations

---

\* Department of Atmospheric Science, Zhongshan University, Guangzhou 510275