

# 1991 年江淮暴雨期地气通量与混合层结构的研究

丁汇 吴晓曦

马淑芬

(国家气候中心, 北京, 100081)

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

## 摘 要

本文用 1991 年 5—7 月江淮及其北部地区的地面与高空资料根据 3 种不同的整体公式对地表通量(动量、感热和潜热通量)进行了估算,并对混合层结构进行了研究,揭示出这次持续性特大暴雨中陆面过程的一些特征,主要结果如下:

1. 地表通量依赖于大气稳定度,稳定度越强,地表通量越小。不稳定状况下平均地表动量通量为  $0.0154\text{N}/\text{m}^2$ , 向上的感热和潜热平均值分别为  $25.7\text{W}/\text{m}^2$  和  $132.3\text{W}/\text{m}^2$ ; 稳定状况下,地表动量通量为  $0.006\text{N}/\text{m}^2$ , 感热和潜热通量平均是向下输送的,分别为  $-1.5\text{W}/\text{m}^2$  和  $2.5\text{W}/\text{m}^2$ 。

2. 地表通量与降水过程密切相关。雨期的动量通量略小于非雨期,而雨期的感热与潜热通量明显小于非雨期,雨量越大,这两种通量愈小。

3. 地表通量具有明显日变化。动量、感热和潜热通量的最大值出现在下午 2 时左右,最小值出现在凌晨 2 时左右。

4. 混合层与雨期关系密切,雨期的混合层高度较非雨期低,这时地表感热和潜热通量小;而非雨期情况相反。

关键词: 1991 年暴雨, 地表通量, 总体公式, 混合层。

## 1 引 言

动量、热量和水汽的海气与陆气交换是气候物理学研究和气候预测的重要过程之一。过去很多工作集中在热带海面通量的观测、计算和研究,例如 BOMEX, AMTEX, GATE 和 MONEX 试验期间进行的海面通量观测与计算。特别是最近在 TOGA-COARE 试验(热带海洋全球大气—耦合海洋大气的响应试验)期间进行了专门的海气界面通量观测,获得了大量西太平洋暖池区有关海气通量的资料和信息。陆面通量的观测和计算近十年来日益受到重视。中国一些学者利用青藏高原试验资料和西北黑河地区地气试验资料计算了这些地区的地表通量,得到了十分有价值的结果。最近利用中日亚洲季风研究计划得到的高原资料对高原的热量和水汽通量作了新的估算。但在中国东部的季风区,这种研究并不多,尤其是在特定天气气候条件下(如大暴雨、持续干旱)陆面通量的计算更为少见。文中就是针对这个问题,选择 1991 年 5—7 月江淮持续性大暴雨两个例进行陆气通量的

计算以及混合层结构的研究,通过这个研究,可以对暴雨的形成、发展和维持机理有更深入的了解。

目前计算表面通量最常使用的方法有 4 种: 涡动相关法、耗散法、廓线法和总体参数化法, 其中涡动相关法是直接测量乱流通量, 结果最准确。总体方法是一种间接的或半经验方法, 它不仅能够被用来计算局地的表面通量, 而且还可确定天气尺度或全球尺度的表面通量。虽然它的精度没有直接方法高, 但它是比较实用的计算方法。这种方法的误差基本上来源于 4 个因子: (1) 用于得到总体公式所依据的通量测量的精度; (2) 总体系数公式的差别; (3) 感应器的精确度; (4) 由观测平台引起的测量误差。根据 Blanc 的分析<sup>[1]</sup>, 上述不确定性所造成的平均误差范围是: 对  $0.024\text{—}1.0\text{N/m}^2$  的动量通量为 35%—105%, 对  $5\text{—}150\text{W/m}^2$  的感热通量为 35%—220%, 对  $10\text{—}300\text{W/m}^2$  的潜热通量为 40%—215%, 因而用不同总体方案计算出的结果其间的差别是很大的。为此丁一汇等人<sup>[2]</sup>用 3 种总体公式(阻力系数、交换系数与风速和大气稳定度有关)根据 TOGA-COARE 的船舶观测资料计算了海表通量, 本文即在这 3 种方法的基础上, 针对陆面条件进行修正, 并以此计算了 1991 年 5—7 月陆地表面通量。

## 2 地表通量的总体计算公式

计算动量 ( $F_m$ )、感热 ( $F_h$ ) 和潜热通量 ( $F_q$ ) 的总体公式为:

$$F_m = C_D U_s^2 \quad (1)$$

$$F_h = c_p C_T U_s (T_a - T_g) \quad (2)$$

$$F_q = L_v C_E U_s (q_a - q_g) \quad (3)$$

这里  $C_D$ ,  $C_T$ ,  $C_E$  分别为动量拖曳系数和热量、潜热交换系数,  $U_s$  是百叶箱高度的风速,  $T_a$  和  $T_g$  分别是百叶箱高度的气温与地表温度,  $q_a$  和  $q_g$  分别是百叶箱高度的比湿与地表比湿,  $L_v$  是潜热系数,  $\rho$  是近地面空气密度,  $c_p$  是空气的定压比热。

用总体方法计算地表通量的一个关键问题是总体交换系数的选取, 目前人们已经提出 20 多种交换系数的方案, 但是至今尚没有一种普遍被公认的交流系数方案。Blanc<sup>[1]</sup>曾对这些方案作过全面的讨论, 并用同一种船舶资料对其中较普遍使用的 10 种方案进行了试验。他发现, 由于总体交换系数的不同, 所计算的地面通量差异甚大。现在还没有什么办法来确知哪一种总体方案是更准确的, 因而一种实用的办法是用不同方案进行地表通量的计算, 然后在此基础上进行比较和综合。为此选取 3 种方案计算通量, 这些方案的交换系数都包含有风和大气层结的影响。总体系数明显地依赖风速, 但在弱风和强风条件下可靠性很差, 尤其是在弱风情况下, 交换系数随着风速的减小而增加极快。另一方面, 交换系数一般随稳定度增加而趋于减小。因而适当地处理这种稳定度的作用对于得到较合理的交换系数也是重要的。

### (1) 方案 A

首先用下列公式以迭代法求出中性拖曳系数:

$$C_{DN} = \left( \frac{1}{k} \ln \frac{g \cdot 10}{C_{DN} U_s^2} \right) \quad (4)$$

式中  $k$  (卡门常数) 取 0.40,  $g = 0.0192$ , 然后由下式求出与稳定度有关的拖曳系数:

$$C_D = (C_{DN}^{0.5} - \frac{1}{k} + \frac{1}{k} \ln \frac{C_{DN}}{C_D})^{-2} \quad (5)$$

上式中

$$\text{对不稳定大气:} \quad = 2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2\tan^{-1}(x) + \frac{1}{2} \quad (6)$$

$$\text{稳定大气:} \quad = -5 \frac{Z}{L} \quad (7)$$

$$\text{中性大气:} \quad = 0 \quad (8)$$

$$x = \left(1 - 16 \frac{Z}{L}\right)^{\frac{1}{2}}$$

上式中,  $Z/L$  是莫宁-奥布霍夫长度, 是稳定度参数, 与  $Z/L$  密切相关。在计算感热和潜热通量时, 设  $C_D = C_T = C_E$ 。

### (2) 方案 B

中性拖曳和热量, 水汽交换系数分别为

$$10^3 C_{DN} = \begin{cases} 0.62 + 1.56U_s^{-1}, & 1\text{m/s} < U_s < 3\text{m/s} \\ 1.14, & 3\text{m/s} < U_s < 10\text{m/s} \\ 0.49 + 0.065U_s, & 10\text{m/s} < U_s \end{cases} \quad (9)$$

$$10^3 C_{TN} = \begin{cases} 32.7C_{DN}^{\text{湿}}, & \text{稳定,} & U_s > 10\text{m/s} \\ 1.10, & \text{不稳定,} & U_s < 10\text{m/s} \\ 18.0C_{DN}^{\text{湿}}, & \text{稳定,} & U_s > 10\text{m/s} \end{cases} \quad (10)$$

$$10^3 C_{EN} = \begin{cases} 0.6, & \text{稳定,} & U_s < 10\text{m/s} \\ 34.6C_{DN}^{\text{湿}}, & \text{不稳定,} & U_s > 10\text{m/s} \\ 1.17, & \text{稳定,} & U_s < 10\text{m/s} \end{cases} \quad (11)$$

则有

$$C_D = C_{DN} \{1 + (C_{DN}^{\text{湿}} k^{-1}) \times [\ln(Z/10) - m(Z/L)]\}^{-2} \quad (12)$$

$$C_T = \frac{C_{TN} (C_D / C_{DN})^{\text{湿}}}{1 + C_{TN} k^{-1} C_{DN}^{\text{湿}} [\ln(Z/10) - h(Z/L)]} \quad (13)$$

$$C_E = \frac{C_{EN} (C_D / C_{DN})^{\text{湿}}}{1 + C_{EN} k^{-1} C_{DN}^{\text{湿}} [\ln(Z/10) - q(Z/L)]} \quad (14)$$

上式中

不稳定情况:

$$\begin{cases} m(Z/L) = 2\ln[(1+x)/2] + \ln[(1+x^2)/2] - 2\tan^{-1}x + 1/2 \\ h(Z/L) = q(Z/L) = 2\ln[(1+x^2)/2] \end{cases}$$

稳定情况:

$$m(Z/L) = h(Z/L) = q(Z/L) = -7Z/L$$

因而上方案考虑了大气稳定度和弱风对总体交换系数的影响。

### (3) 方案 C

详细情况请参见文献[3, 4], 这里只给出不同层结下的  $C_D$  和  $C_T$  表达式:

对稳定和中性情况 ( $0.0 < R_{1B} < 0.212$ )

$$C_D = k^2 / (\ln Z_2 / Z_1 + 4.7 Z / L)^2 \quad (15)$$

$$C_T = C_E = k^2 / (\ln Z_2 / Z_1 + 4.7 Z / L) \times (0.74 \ln Z_2 / Z_1 + 4.7 Z / L) \quad (16)$$

对不稳定情况 ( $R_{TB} < 0.0$ )

$$C_D = k^2 / (\ln Z_2 / Z_1 - 1) \quad (17)$$

$$C_T = C_E = k^2 / (0.74 \ln \frac{Z_2}{Z_1} - 2) \times (\ln \frac{Z_2}{Z_1} - 1) \quad (18)$$

上式中  $R_{TB}$  是粗 Richardson 数,  $Z_1$  和  $Z_2$  是位于常通量层邻近地表的两个测量高度。  $Z = Z_2 - Z_1$ ,  $Z_1$  是粗糙度高度, 在海洋上有:

$$Z_1 = Z_0 = U_* / g \quad (19)$$

陆面上有

$$Z_1 = Z_0 = 15 + (473.16 + 0.3684h) 10^{-6} \quad (20)$$

在式(19)中  $C_{D0}$  是 Charnock 系数, 取值为 0.0192,  $U_*$  是摩擦速度, 有表达式  $U_*^2 = C_D U_s^2$ 。如果已知初始的  $C_D$  以及一套描述  $U_*$ ,  $Z/L$  和  $\theta_s$  (地表的特征温度) 的关系式, 可用迭代法求解  $Z_0$ , 初始  $C_D$  取为:

$$C_D = C_{D0} \quad U_s < 5.8 \text{ m/s}$$

$$C_D = C_{D0}(0.74 + 0.046U_s) \quad 5.8 \text{ m/s} < U_s < 16.8 \text{ m/s}$$

$$C_D = C_{D0}(0.94 + 0.034U_s) \quad U_s > 16.8 \text{ m/s}$$

$$C_{D0} = 1.3 \times 10^{-3}$$

$C_D$  与  $C_T (= C_E)$  的求解也涉及到复杂的迭代过程。  $\phi_1$  和  $\phi_2$  是稳定度的函数, 可由回归方法求解。在式(20)中,  $h$  是山脉高度(单位: cm)。

在上述3个方案中, 都考虑了大气稳定性和风速对总体交换系数的影响。根据368个时次的计算结果, 在上3个总体方案中,  $C_D$  与风速有密切关系, 一般随风速的增加而增大, 在3—19m/s 风速范围内,  $C_D$  值在  $1.0 \times 10^{-3}$ — $2.0 \times 10^{-3}$  之间, 在弱风条件下 ( $< 3 \text{ m/s}$ ),  $C_D$  散布的范围较大。这种情况与西太平洋热带地区相比大致相近<sup>[5]</sup>, 在该区, 在风速小于 12m/s 情况下,  $C_D = C_T = C_E = 1.3 \times 10^{-5}$ — $1.8 \times 10^{-5}$ 。这表明江淮平原地区的交换系数值与海洋上没有大的差别。但是与高原地区的交换系数差别甚大。高原地区的阻力系数在  $3 \times 10^{-3}$ — $9 \times 10^{-3}$  之间<sup>[6]</sup>, 整个高原地区的平均值为  $4 \times 10^{-3}$ — $5 \times 10^{-3}$ 。

### 3 资料

本文利用1991年5—7月(5月1日到7月31日)江淮及其邻近地区39个地面站和10个高空站的资料计算了地表通量和混合层参数(比湿、位温、虚位温和假相当位湿)。地面资料是一天4次的, 每个站有368次观测记录, 要素包括: 风速、风向、气温、露点、土壤温度(0cm等)、土壤湿度等。计算式(3)所需的土壤比湿( $q_g$ )由下式求取:

$$q_g = q_{sq} - G_w$$

$q_{sg}$  是地面温度 ( $T_g$ ) 下的土壤饱和比湿,  $G_w$  是地面湿度参数, 可由经验关系  $G_w = 2.94(RH)_s - 1.94$  求出,  $(RH)_s$  是地表相对湿度,  $G_w$  的值在 0—1 之间。

#### 4 地气通量的计算结果

1991年江淮持续性特大暴雨发生在梅雨季。梅雨是自 5 月 18 日开始, 较常年提前近 1 个月。这次暴雨由 3 场降雨组成<sup>[7]</sup>: 第 1 场降雨从 5 月 18 日到 5 月 26 日, 也可称为早黄梅; 第 2 场降雨从 6 月 2 日到 6 月 19 日; 第 3 场降雨从 6 月 30 日到 7 月 13 日(图 1)。表 1 是上述 3 段雨期(共 39d)、非雨期(除上述 3 段雨期以外的其它时段共 53d) 以及整个研究时期(5—7 月共 92d) 的平均动量通量、感热通量和潜热通量。由 3 种方法得到的整个时期的平均通量分别为  $0.0106\text{N}/\text{m}^2$ ,  $19.33\text{W}/\text{m}^2$  和  $126.30\text{W}/\text{m}^2$ , 这与 TOGA-COARE 时期海洋上的结果不同, 后者的值分别为  $0.0316\text{N}/\text{m}^2$ ,  $10.20\text{W}/\text{m}^2$  和  $190\text{W}/\text{m}^2$ , 即陆面上比海洋上感热通量大而潜热通量小, 因而 Bowen 比海洋上大(0.153 对 0.005)。雨期与非雨期, 地表通量有明显的差别, 雨期的感热通量和潜热通量远小于非雨期的值。雨期与非雨期的感热通量之比为 12.60/24.84, 潜热通量之比为 65.30/169.30, 即非雨期的感热与潜热通量分别是雨期的 2 倍或 3 倍左右。这个结果主要是由于雨期地气温差与湿度差明显减小所致。上述事实表明, 大部分陆面地区的热量与水汽交换是发生在非降水时期。地表动量的差别不明显, 非雨期略大于雨期的值。

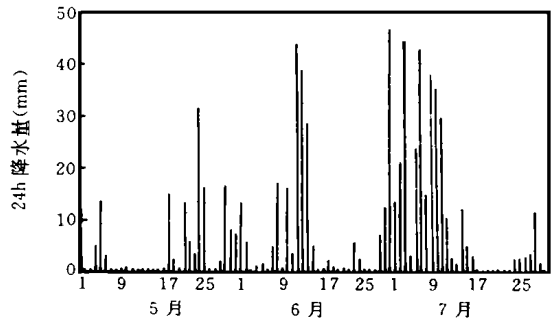


图 1 1991 年 5—7 月江淮流域 39 个站平均的 24h 降水量逐日变化图(单位: mm)

表 1a 1991 年 5—7 月江淮地区 39 个站平均的地表动量通量(单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

方 案	第 1 场雨	第 2 场雨	第 3 场雨	雨期平均	非雨期平均	5—7 月平均
方案 A	0.0109	0.0084	0.0112	0.0099	0.0103	0.0102
方案 B	0.0134	0.0110	0.0137	0.0125	0.0129	0.0127
方案 C	0.0096	0.0077	0.0096	0.0088	0.0089	0.0088
平 均	0.0113	0.0090	0.0115	0.0104	0.0107	0.0106

表 1b 1991 年 5—7 月江淮地区 39 个站平均的地面感热通量(单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

方 案	第 1 场雨	第 2 场雨	第 3 场雨	雨期平均	非雨期平均	5—7 月平均
方案 A	8.64	8.59	14.68	10.09	21.60	16.73
方案 B	11.12	11.12	18.13	13.64	26.60	20.77
方案 C	10.98	10.56	18.12	13.36	26.32	20.49
平 均	10.25	10.09	16.98	12.60	24.84	19.33

表 1C 1991 年 5—7 月江淮地区 39 个站平均的地面潜热通量(单位:  $W/m^2$ )

方 案	第 1 场雨	第 2 场雨	第 3 场雨	雨期平均	非雨期平均	5—7 月平均
方案 A	31.16	45.05	82.15	55.52	149.53	131.78
方案 B	42.00	59.36	105.49	72.36	195.00	107.25
方案 C	38.98	55.15	100.30	68.03	163.84	139.88
平 均	37.38	53.19	95.98	65.30	169.46	126.30

图 2 是江淮流域降雨区 39 个站平均地表通量的逐日变化, 与图 1 相比较, 同样可以发现雨期的值小于非雨期值, 尤其是感热和潜热通量。注意江淮地区在梅雨的 3 段雨期地表感热和潜热通量都比较小, 在雨量出现极大值时刻, 即 5 月 24 日、6 月 12 日和 6 月 30 日(它们的平均 24 降水量分别达到 33, 45 和 47mm), 相应的感热和潜热通量基本上接近于零。在非雨期, 尤其是梅雨开始前和结束后的一段时间, 感热和潜热的通量值很大, 峰值分别达到  $50W/m^2$  和  $280W/m^2$ 。

3 段雨期的平均地表感热和潜热 ( $F_n, F_g$ ) 通量水平分布表明, 雨区和非雨区的通量

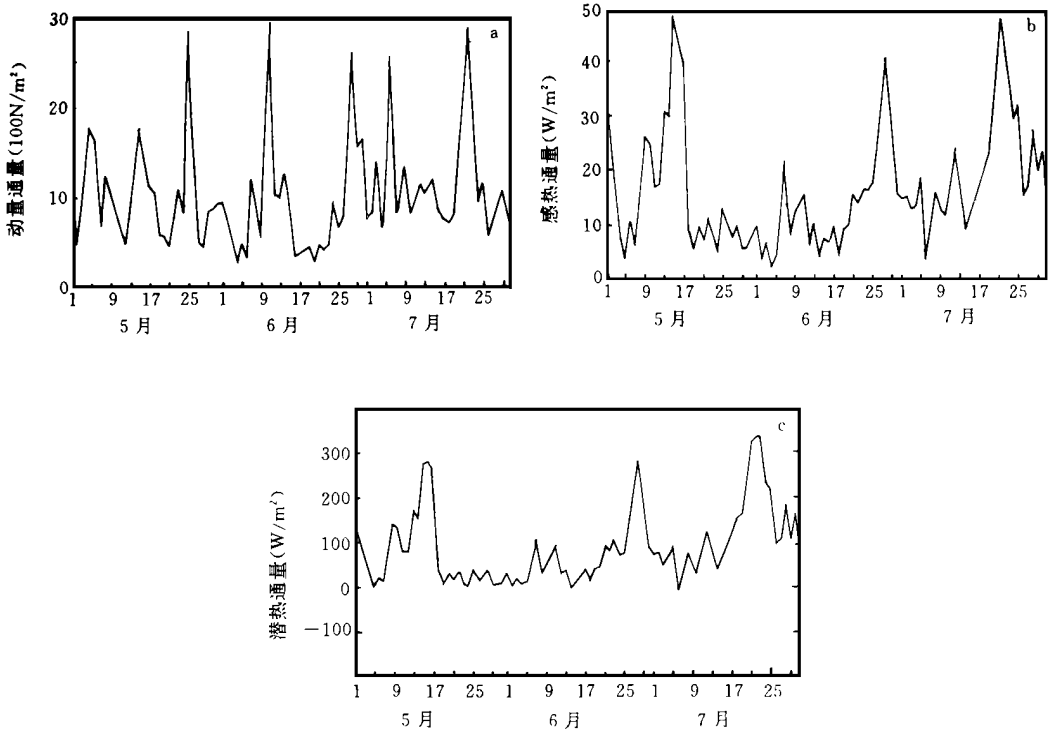


图 2 1991 年 5—7 月江淮流域 39 个站平均的 24h 地表通量逐日变化  
(a. 动量通量, 单位:  $1000N/m^2$ ; b. 感热通量, 单位:  $W/m^2$ ; c. 潜热通量, 单位:  $W/m^2$ )

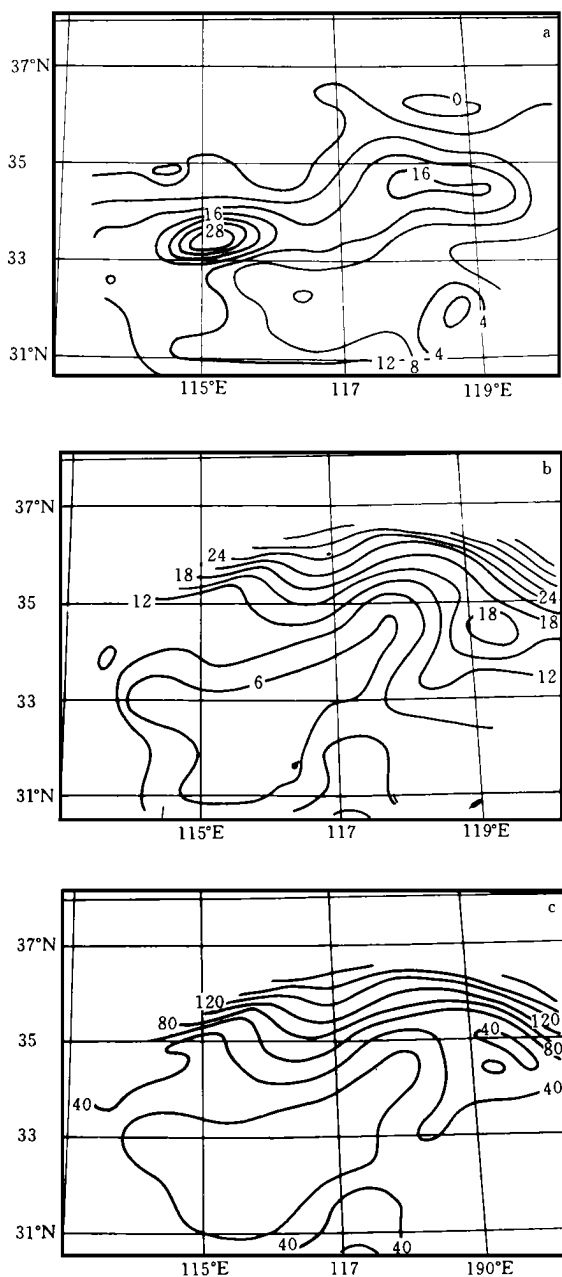


图3 第1段雨期(1991年5月18—26日)平均日降水量(a), 地面感热通量(b)和潜热通量(c)的水平分布  
(单位分别是 mm,  $W/m^2$  和  $W/m^2$ )

值也有明显的差别。第1段雨期的平均24h降水主雨带(图3a)呈东北-西南走向。雨带处的地表感热和潜热通量值很小,雨带中心处(33.4°N, 115°E, 平均24h雨量可达28mm以

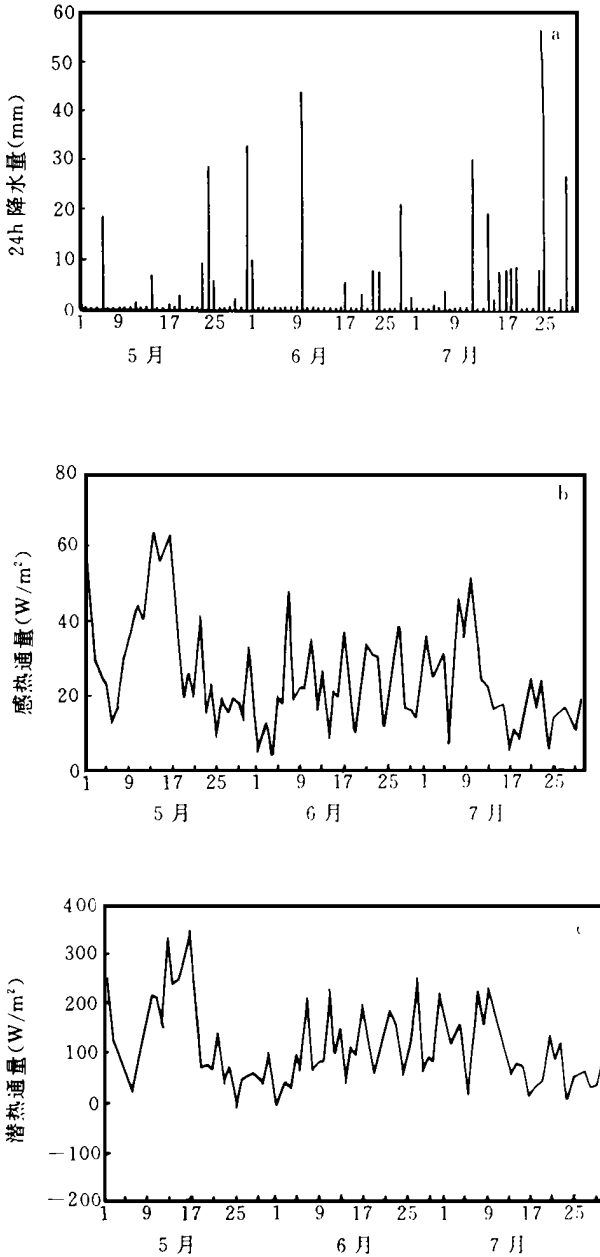


图4 1991年5—7月山东地区平均的24h雨量  
(a. 单位: mm), 地表感热通量(b. 单位:  $W/m^2$ )和地表潜热通量  
(c. 单位:  $W/m^2$ )逐日变化曲线

上)对应的感热和潜热通量最小,分别为 $4W/m^2$ 和 $10W/m^2$ (图3b, c)。雨带中心区以北,雨量逐渐减小,地表感热和潜热通量逐渐增大。图4是山东地区平均的日降水量和地表热通量的逐日演变曲线,可以进一步看到,在1991年5—7月该地区整个时段降水很少。该



地区的平均地表通量要大于江淮地区,前者平均感热和潜热通量分别为  $28.1 \text{ W/m}^2$  和  $159.06 \text{ W/m}^2$ ,后者分别为  $19.3 \text{ W/m}^2$  和  $126.3 \text{ W/m}^2$ 。第 2 段雨期雨带南移,呈西北-东南走向(图略)。感热和潜热通量分布与雨带走向一致,在雨带中心处,通量值是很小的,分别为  $8 \text{ W/m}^2$ 。第 3 段雨期雨带进一步南移,感热和潜热通量的最小值带也相应南移(图略)。

地表通量强烈地依赖大气稳定度,根据  $Z/L$  的符号( $Z/L > 0$  代表稳定层结情况, $Z/L < 0$  代表不稳定层结情况),得到了地表通量与  $Z/L$  的关系。表 2 给出了这种依赖关系。不稳定大气条件下,向上的感热和潜热通量较大,3 个方案的平均值分别为  $25.65 \text{ W/m}^2$  和  $132.31 \text{ W/m}^2$ 。这些值都大于雨期的平均值,其中感热通量比非雨期值还略大。不稳定条件下的动量通量(向下)也较大。值得注意的是,在稳定条件下,感热和潜热通量都是向下输送的,这意味着存在逆温和逆湿的条件。海洋上得到的结果<sup>[2]</sup>只有感热是向下输送的。地表通量与大气层结稳定度的上述关系在很大程度上取决于阻力系数  $C_D$  和热量、潜热交换系数与  $Z/L$  的依赖关系。根据 368 次观测的计算表明, $C_D$ ,  $C_T$  和  $C_E$  随稳定度的增加而迅速减小,其变化范围在  $0-8.0 \times 10^{-3}$  之间(图略)。因而大气层结是影响地表通量的一个重要因子。

表 2 大气稳定度对南京站(暴雨区内)1991 年 5 月 1 日—7 月 31 日地表通量的影响\*

地表通量和方案		不稳定条件	稳定条件	平均
动量通量	方案 A	0.0155	0.0051	0.0118
	方案 B	0.0182	0.0068	0.0139
	方案 C	0.0124	0.0062	0.0101
	平均	0.0154	0.0060	0.0119
感热通量	方案 A	22.08	- 1.22	13.87
	方案 B	26.81	- 0.98	16.41
	方案 C	28.06	- 2.20	16.56
	平均	25.65	- 1.47	15.61
潜热通量	方案 A	112.76	- 1.61	86.23
	方案 B	144.04	- 3.53	105.11
	方案 C	140.13	- 2.33	102.49
	平均	132.31	- 2.49	97.94

\* : 动量通量单位:  $\text{N/m}^2$ , 感热和潜热通量单位:  $\text{W/m}^2$ 。

地表通量有很强的日变化(表 3)。最大值出现在 14 时左右,最小值出现在 02 时左右。这与海洋上的结果是一致的。感热和潜热地表通量日变化振幅很大,这是由于早晨日出以后地面不断加热,地气温差也越来越大,并且大气层结的不稳定度也相应增加。正午前后,地面增热最大,地气温差达最大值,午后又逐渐减小。日落以后,地面开始冷却,地气温差减小,致使大气稳定度不断增加,甚至出现逆温层,使通量方向反向。因此感热和潜热通量的日变化以中午前后向上输送最大,夜间最小,并出现向下的输送。

表 3 1991 年 5 月 1 日—7 月 31 日南京站地表通量的日变化\*

地表通量	02 时	08 时	14 时	20 时
动量通量	0.0039	0.0102	0.0203	0.0068
感热通量	-0.36	6.88	49.64	-0.73
潜热通量	-3.72	16.71	278.18	-1.72

\* 时间: 北京时; 动量通量单位:  $N/m^2$ , 感热和潜热通量单位:  $W/m^2$ 。

## 5 混合层的结构

用 4 个热力学量来描述暴雨时期混合层的结构<sup>[8]</sup>, 即位温 ( $\theta$ ), 比湿 ( $q$ ), 虚位温 ( $v$ ) 和假相当位温 ( $se$ )。虚位温的表达式为

$$v = (1 + 0.608q)$$

最近 Bond<sup>[9]</sup> 用这个量确定了赤道太平洋的混合层。众所周知, 边界层中的空气属性明显地受地面摩擦或热力作用的影响, 因而在某个高度的稳定层之下会出现显著的垂直混合, 造成混合层, 其特征是此层中一些物理量(如  $\theta$ ,  $v$ ,  $se$ ,  $q$ ,  $\theta_w$  等)保持随高度近于不变。混合层顶通常为云底, 在这里上述要素表现明显的不连续性。由于篇幅所限, 以下只选取暴雨区的射阳站和非暴雨区的青岛站说明这一时期混合层的特征。射阳站 5—7 月日降水量逐日变化曲线表明, 它具有 3 次明显的降水过程(图略), 以 7 月上旬的降水过程最大, 其降水变化特点反映了整个降水区的基本特征。

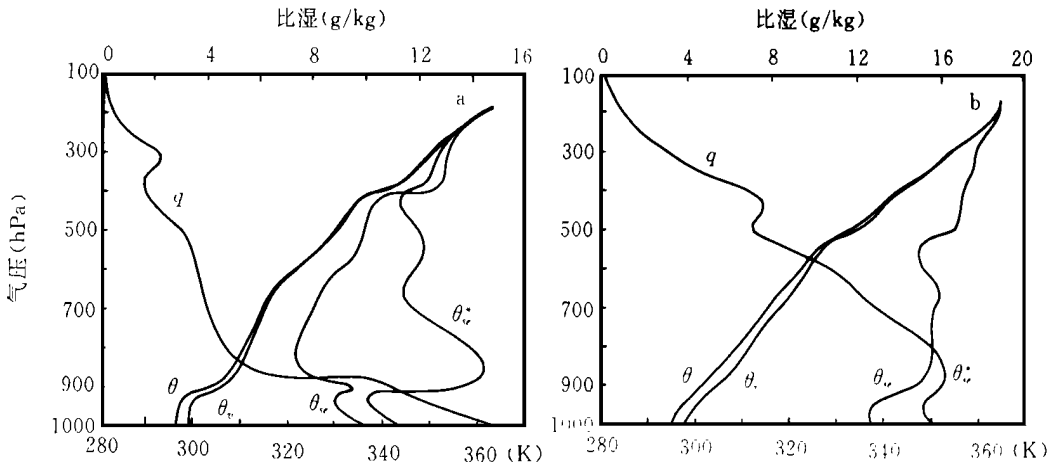


图 5 1991 年 7 月 6 日射阳站 08 时(a)和 20 时(b)  $q$ ,  $\theta$ ,  $v$ ,  $se$ ,  $\theta_w$  的垂直廓线分布  
( $q$  的单位:  $g/kg$ , 其它量单位:  $K$ )

图 5a 表示射阳站 1991 年 7 月 6 日 08 时混合层的情况。此时射阳处于第 3 次雨期内的降水间隙时段。可以看到, 在 900hPa 以下,  $\theta$  与  $v$  几乎不随高度变化, 这表明存在着一个很明显的混合层。在混合层中,  $se$  随高度递减, 说明这里的大气是位势不稳定的。在混合层上部,  $se$  随高度增加, 大气转变为稳定状态, 这主要由湿度随高度急剧减小造成(参看  $q$  线), 在 850hPa 左右,  $se$  与饱和的  $\theta_w$  差值很大, 这说明混合层之上气层十分干燥, 饱

和状态相差很大,而在低层,有一近饱和层,这种层结的上下配置使气层呈现明显的不稳定性,当这种不稳定层被天气系统造成的垂直运动抬升后,对流活动被触发,导致了7月6日的特大暴雨。20点,  $v$ ,  $s_e$  和  $s_e^*$  曲线的分布说明了这一点(图5b)。这时射阳地区已普降大雨,  $s_e$  和  $s_e^*$  随高度基本上是增加的,层结趋向稳定化,混合层不明显,只在930hPa以下有很浅薄的混合层。由于湍流活动弱,向上输送的感热和潜热少,因而地表感热和潜热通量小,这种情况与前面得出的结论是一致的(层结较稳定时,地表感热和潜热通量小),而在无降水的08点探空情况下,较高的混合层中较强的湍流作用使得地表潜热和感热向上输送变强,因而地表感热和潜热通量较大,趋于使大气呈现不稳定层结。

从风场的垂直廓线图上(图6)也可以看出,雨前风速小,对流层中下层垂直切变弱。降水过程中低层风速大大增加(约在1.7km高度,08时的东风风速为7.5m/s,20时变为20m/s,峰值高度下降至0.4km),形成了近地面的低空急流,东西风转换高度也下降,这与混合层高度的下降是一致的。

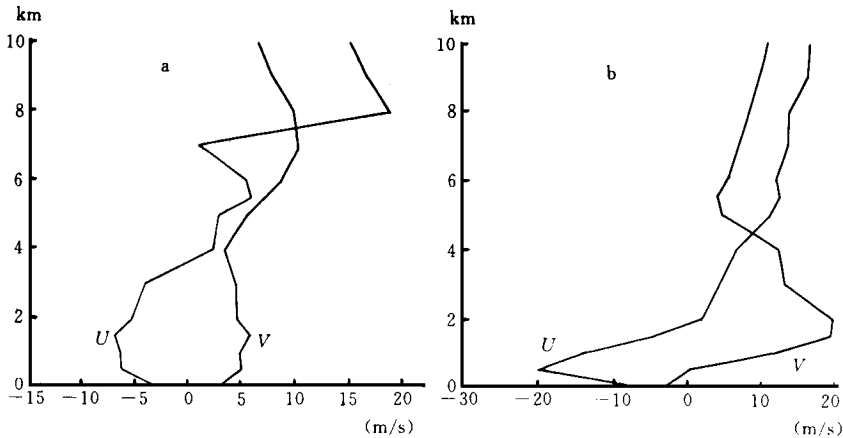


图6 射阳1991年7月6日08时(a)和20时(b)

$u$  和  $v$  分量垂直廓线分布 (单位: m/s)

由以上分析可以看出,降雨前,低层湍流活动强,向上输送的感热和潜热较大,低层处于位势不稳定状态,有利于不稳定能量的积聚,而在降水过程中,由于不稳定能量的释放,层结趋于中性或稳定状态,低层湍流弱,向上输送的感热和潜热较小。

图7是位于非暴雨区的青岛站的情况。7月6日该站无降水,08时(图7a)的曲线表明,大约在930hPa以下,  $u$  和  $v$  几乎不随高度变化,是一个很好的混合层,在混合层中,  $s_e$  随高度递减,大气处于不稳定状态,在20时,在920hPa以下,仍维持一个很好的混合层,这种情况与射阳站不同,射阳站的混合层由于天气系统造成的强降水而受到显著的减弱或破坏。

为了进一步研究雨期与非雨期混合层特征的差异,图8给出5—7月  $s_{e900}$ — $s_{e1000}$  和  $s_{e900}$ — $s_{e1000}$  的时间变化曲线,位温  $s_e$  的差值越小,说明大气混合得越充分,湍流作用也越强,可以看到,3场暴雨期间位温  $s_e$  的差值较大。 $s_e$  的差值若大于或等于零,说明大气是位

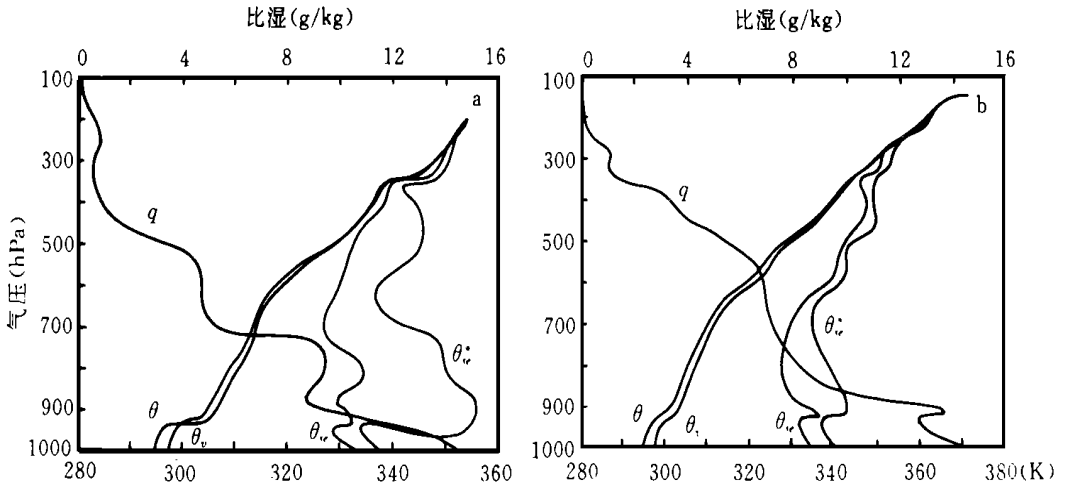


图 7 1991 年 7 月 6 日青岛站 08 时(a) 和 20 时(b)  $q$ ,  $\theta$ ,  $\theta_v$ ,  $\theta_{v^*}$  的垂直廓线分布  
( $q$  的单位:  $g/kg$ , 其它量单位:  $K$ )

势稳定或中性的, 反之是不稳定的, 暴雨期间  $\theta_{se}$  差值基本上是正值或为零。计算结果表明, 雨期  $\theta_{se}$  的差值平均为  $5.5K$ , 而非雨期为  $5.0K$ ; 雨期  $\theta_{se}$  的差值为  $2.3K$ , 非雨期为  $-1.0K$ 。混合程度与位势稳定度有密切的关系。在位势不稳定状况下, 混合较好,  $900$  与  $1000$  的差值为  $3.7K$ ; 而位势稳定状况下, 混合较差,  $900$  与  $1000$  的两层差值为  $6.7K$ 。

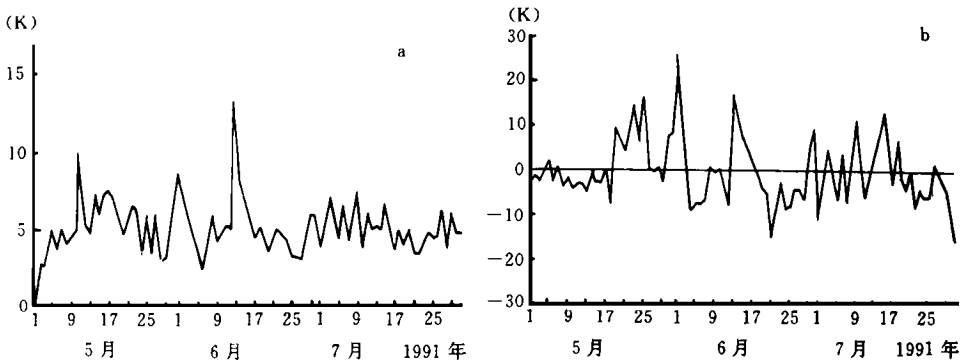


图 8 1991 年 5 月 1 日—7 月 31 日射阳 900hPa 位温( ) (a)  
和  $\theta_{se}$  (b) 差值的逐日变化(单位:  $K$ )

由上可以得到, 非雨期低层混合较好, 湍流作用强, 向上输送的感热和潜热大, 因而地表感热、潜热通量大, 而雨期由于低层多处于稳定或中性层结, 湍流作用弱, 因而地表感热、潜热通量小, 这与前面得到的结论是一致的。

### 6 结论

通过上面的研究, 揭示出这次持续性特大暴雨中陆面过程的一些特征, 主要结果如下:

(1) 地表通量依赖于大气稳定度, 稳定度越强, 地表通量越小。不稳定状况下向上的感热和潜热通量较大, 平均值分别为  $25.7\text{W}/\text{m}^2$  和  $132.3\text{W}/\text{m}^2$ ; 稳定状况下感热和潜热通量平均是向下的, 分别为  $-1.5\text{W}/\text{m}^2$  和  $2.5\text{W}/\text{m}^2$ 。不稳定和稳定状况下的地表动量通量分别为  $0.0154\text{N}/\text{m}^2$  与  $0.006\text{N}/\text{m}^2$ 。

(2) 地表通量与降水过程密切相关。雨期的动量通量略小于非雨期, 而雨期的感热与潜热通量明显小于非雨期, 雨量越大, 这两种通量愈小。

(3) 地表通量具有明显日变化, 动量、感热和潜势通量的最大值出现在午后 2 点左右(地方时), 最小值出现在凌晨 2 点左右。

(4) 混合层与雨期关系密切。雨期的混合层高度较非雨期低, 这时地表感热和潜热通量小, 而非雨期情况相反。

致谢: 感谢沈文海、仪清菊、王作述等同志的帮助。

## 参考文献

- [ 1 ] Blanc T V. Accuracy of bulk- method- determined flux, stability, and sea surface roughness. *J Geophys Res*, 1987, 92: 3867- 3876.
- [ 2 ] Ding Yihui, Sumi A and Shen X S. Structure of the mixed layer and estimates of sea surface fluxes during TOGA - COARE IOP. Part 1: Estimates of sea surface fluxes. *J Meteor Soc. Japan*, 1995, 73: 585- 596.
- [ 3 ] Krishnamurti T N, Oosterhof D K and Mehta A V. Air-sea interaction on the time scale of 30 to 50 days. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 1304- 1322.
- [ 4 ] Ding Yihui and Krishnamurti T N. Heat budget of Siberian high and the winter monsoon. *Mon Wea Rev*, 1987, 115: 2428- 2448.
- [ 5 ] 国家海洋局科教司编. 热带西太平洋海气相互作用综合研究. 海洋出版社, 1993. 127- 141.
- [ 6 ] 章基嘉等. 青藏高原气象学进展. 科学出版社, 1988. 70- 83.
- [ 7 ] 丁一汇主编. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1993. 255pp.
- [ 8 ] Ding Yihui, Sumi A and Shen X S. Structures of mixed layer and estimates of sea surface fluxes during TOGA - COARE IOP. Part 2: Structures of the mixed layer. *J Meteor Soc Japan*, 1995, 73: 569- 583.
- [ 9 ] Bond N A. Observations of planetary boundary-layer structure in the eastern equatorial Pacific. *J Climate*, 1992, 5: 699- 706.

# A STUDY OF THE SURFACE FLUXES AND STRUCTURE OF MIXED LAYER DURING THE MEIYU RAINFALL OVER THE YANGTZE-HUAIHE RIVER BASIN IN 1991

Ding Yihui Wu Xiaoxi

(*National Climate Center, Beijing, 100081*)

Ma Sufeng

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081*)

## Abstract

Utilizing the surface data of 39 stations and radiosonde data over the Yangtze-Huaihe River Basin from May to July in 1991, the surface fluxes were estimated with three different bulk schemes, and the structure of mixed layer was investigated. The major results are as follows:

(1) The surface fluxes depend on the atmospheric stability. The stronger the degree of stability is, the smaller the fluxes are. The mean sensible and latent heat fluxes amount to  $25.7\text{W}/\text{m}^2$  and  $132.3\text{W}/\text{m}^2$  in the unstable condition, respectively, and  $-1.5\text{W}/\text{m}^2$  and  $-2.5\text{W}/\text{m}^2$  in the stable condition, respectively.

(2) The surface fluxes have a good relationship with rainfall episodes, with the later having smaller surface fluxes.

(3) The surface fluxes assume a significant diurnal variation, with the maximum transport observed around 14h(BT) and the minimum transport around 02h(BT).

(4) The level of mixed layer is lower and turbulence is weaker during rain period than during no rain period. The degree of mixture depends on potential stability. The bigger the potential stability is, the smaller the degree of mixture is. The higher the level of mixed layer is, the more the transport of sensible and latent heat fluxes are.

**Key words:** Heavy rainfall in 1991, Surface flux, Bulk formula, Mixed layer.