

青藏高原近地层通量特征的合成分析*

李国平 段廷扬 巩远发

(成都信息工程学院, 成都, 610041)

卢会国

(天津气象海洋仪器厂, 天津, 300193)

摘 要

利用中日亚洲季风机制合作研究计划, 设置在青藏高原东部地区的拉萨、日喀则、那曲和林芝 4 地 1993 年 7 月 ~ 1999 年 3 月近 7 a 的自动气象站(AWS)近地层梯度观测资料, 确定出分季节的高原地表粗糙度和逐日的地面总体输送系数, 以此为基础用总体输送公式对地面动量、感热和潜热通量进行了计算, 并用合成方法分析了 1993~1999 年高原近地层通量夏季、冬季的日变化和月变化特征。

关键词: 青藏高原, 近地层通量, 合成分析, 变化。

1 引 言

多年来, 国内外气象学家的研究一致表明: 青藏高原对中国、亚洲乃至全球大气环流、天气和气候变化都有极为重要的影响, 其中青藏高原的能量和水分循环对亚洲季风的形成和演变具有十分显著的作用。Hahn 和 Manabe^[1] 利用美国地球流体实验室(GFDL)的大气环流模式进行的数值试验表明: 只有在模式中考虑青藏高原时, 才能模拟出亚洲季风。吴国雄和朱抱真等^[2] 用相对简单的数值模式也得到了类似的结果。

自从 1979 年 5~ 8 月中国进行第一次青藏高原气象科学试验(QXMPEX)以来, 国内外不少气象学者对青藏高原开展了大量的研究, 加深了人们对青藏高原作用的认识^[3, 4], 但在一些重要问题上的观点仍存在分歧。例如: 青藏高原地面总体输送系数的值域, 高原地面的加热强度及时空分布, 高原冬季是冷源还是热源, 高原加热对亚洲季风特别是高原季风的影响, 高原热力和动力作用与中国灾害性天气和气候的关系等等。以上问题的解答都有赖于对高原地面热量和水分平衡以及地-气系统物理过程更为细致的观测和研究。而多站点、多项目、持续时

间较长的高原地面观测可以进一步了解高原近地层能量收支的变化, 有助于加深对青藏高原陆面过程的认识, 改进全球或区域天气和气候模式在高原地区的参数化方案, 更客观地反映高原的作用, 从而提高对亚洲季风乃至全球天气和气候预报的效果。

以前在夏季以外的季节在青藏高原开展近地层大气观测十分困难, 特别是持续时间较长(年以上)的观测几乎空白, 造成高原近地层大气资料缺乏, 对高原边界层物理性质研究得很不够, 尤其是对近地层湍流运动的基本物理过程, 如动量、感热、潜热等垂直湍流输送及其季节变化特征的认识还存在不少问题。根据中国国家科委与日本科技厅科技合作协定, 1993 年 7 月~ 1999 年 3 月两国科学家联合实施了中日亚洲季风合作研究计划, 其中“青藏高原地面热量和水分平衡的观测试验”是上述计划重要的组成部分。该试验在高原东部地区的拉萨、日喀则、那曲和林芝 4 地设置自动气象站(AWS)对近地层大气要素、辐射、积雪、冻土、浅层土壤温度和湿度进行了长达近 7 a 的多项目、取样间隔短的不间断观测, 获得了前所未有的、大量的高原连续观测资料。已有几个研究小组利用此次高原 AWS 观测资料对部分站点、部分时段的高原地面湍流交换系数和通量

* 初稿时间: 2000 年 11 月 6 日; 修改稿时间: 2001 年 8 月 20 日。

资助课题: 国家自然科学基金项目(40075018), 四川省跨世纪杰出青年学科带头人培养基金和中日亚洲季风机制合作研究计划项目。

进行了初步的计算、分析^[5~9], 尽管他们确定地表粗糙度、计算地面湍流输送系数以及近地层通量的方法不尽相同, 但得出的高原近地层湍流输送的量级和变化特征大体上是一致的。作为此次观测试验主要实施方和资料处理、研究的成员, 本文作者利用此次 AWS 观测试验全部站点、完整观测时段近 7 a 的近地层梯度观测资料, 确定出分季节的高原地表粗糙度和逐日的地面总体输送系数, 以此为基础对地面动量、感热和潜热通量进行了计算, 并用合成方法分析了 1993~1999 年高原近地层通量夏季、冬季的日变化以及月变化特征。

2 资料

文中计算所用的资料取自中日亚洲季风机制合作研究设置在青藏高原东部地区三角型区域的 4 个自动气象站(拉萨、日喀则、那曲、林芝), 各站的地理位置和海拔高度如图 1 所示。观测系统置于当地常规气象观测场的一角, 由当地气象部门专人进行日常监护, 观测探头由日方专家定期送回日本检定, 资料存储单元每半年由成都气象学院(现成都信息工程学院)专家取回、读出。观测资料涉及下列要素值: 2.5, 5 m (1995 年 7 月后移至 1.5 m), 10 m 高度的风速; 10 m 高度的风向、阵风风速; 2.5, 5 m (1995 年 7 月后移至 1.5 m), 10 m 高度的气温; 10 m 高度的相对湿度; 辐射: 太阳短波辐射, 向下总辐

射, 反射的太阳短波辐射和向上总辐射; 降水; 地面气压; 土壤温度(0~80 cm 共 6 层); 土壤湿度(0~15 cm 和 15~30 cm)。其中地上要素是从自动气象站(AANDERAA)的地上观测系统得到的, 资料的时间间隔 1993 年 7 月~1994 年 7 月上旬是 10 min, 1994 年 7 月中旬以后是 20 min。地下要素 1993 年 7 月~1995 年 6 月是从 LANDSCALE, 1995 年 7 月~1998 年 12 月是从 KADEC 的地下观测系统得到的, 时间间隔 1993 年 7 月~1994 年 7 月上旬是 0.5 h, 1994 年 7 月中旬以后是 1 h。本文计算选用的观测要素有: 10 m 的风速、气温、相对湿度, 2.5, 5 m (或 1.5 m) 的风速、气温, 地面气压, 地表(0 cm) 温度和土壤湿度(0~15 cm 和 15~30 cm)。从上述观测情况可以看出, 这批 AWS 资料突出的特点是观测项目齐、持续时间长、观测间隔短, 为了充分利用这批珍贵的高原观测资料并便于进行计算, 我们首先将所有的资料作日平均处理, 日平均过程中剔除了缺测时刻和异常记录(即明显超出了西藏气候极值), 但在确定地表粗糙度以及分析总体输送系数和近地层通量的日变化时, 仍用原始资料即间隔为 10 min 或 20 min 的记录。为计算简便和具有代表性, 我们用 7 a 的 1 月和 7 月原始资料合成出整个观测期冬季和夏季的日变化资料, 以更好地反映近地层通量的日变化特征, 合成记录的过滤原则与上述日平均资料的处理一致。另外, 资料的可靠性和稳定

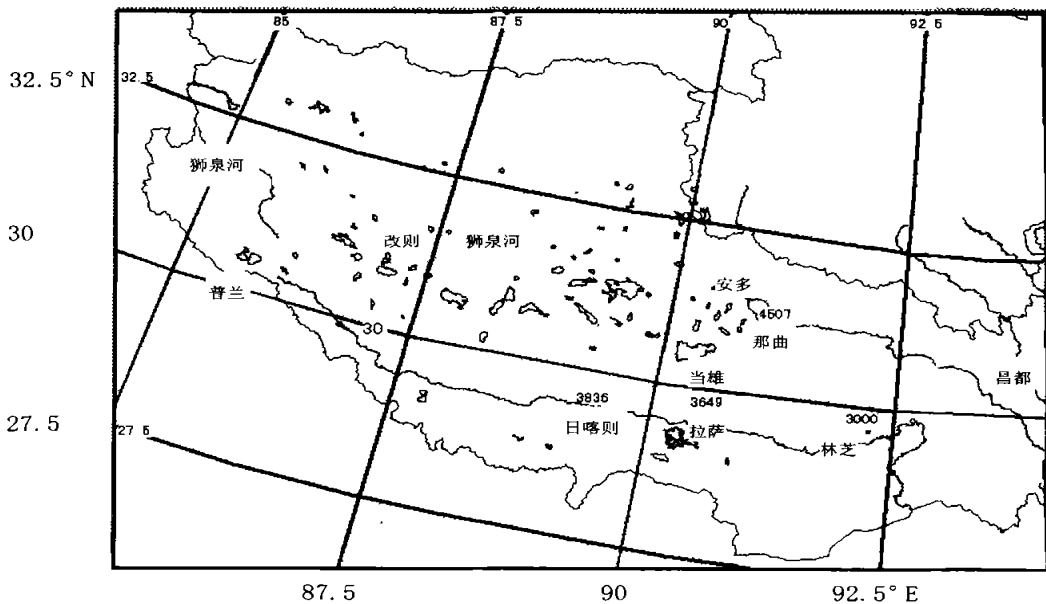


图 1 4 个自动气象站在青藏高原的地理位置和海拔高度示意

性以及和常规观测站的比较是保证本研究可信度的重要基础,关于这方面的工作可参见文献[5,6]。另外通过资料序列分析,我们已尽可能排除了观测时间间隔、观测层次和地下观测仪器的变更对本文计算结果的影响。

3 计算方法

3.1 总体输送公式

根据总体输送理论,近地层动量、感热和潜热通量可分别表示为

$$F_M = \rho C_D U_S^2 \quad (1)$$

$$F_H = \rho c_p C_H U_S (T_g - T_s) \quad (2)$$

$$F_L = \beta \rho L_E C_E U_S (q_{gS} - q_a) \quad (3)$$

其中 $\rho = \rho_0 e^{-h/8000}$, ρ_0 为海平面标准密度, h 为海拔高度。 C_D , C_H , C_E 分别是动量、感热、潜热通量的总体输送系数, U_S 是 10 m 高度的风速, T_s , T_g 分别为地表温度和 10 m 处的气温, q_{gS} 和 q_a 分别为地表土壤的饱和比湿和 10 m 处空气的比湿, L_E 是潜热系数, ρ 为空气定压比热。 β 为土壤实际蒸发和可能蒸发的比例系数,称为地面湿度有效参数,本文采用的计算式为

$$\beta = \frac{W_1 + W_2}{2 W_{sat}} \quad (4)$$

其中 W_1 和 W_2 分别是 0~15 cm 和 15~30 cm 的土壤湿度, W_{sat} 是 0~30 cm 土壤的平均饱和湿度。采用的 W_{sat} 是日本气象研究所 (MRI) 荻野谷成德博士根据观测现场土壤测定的值: 拉萨则为 48.4%, 日喀则为 43.1%, 那曲则为 42.3%。另外,我们根据土壤湿度实测资料估算出了林芝的 W_{sat} 约为 45%。

3.2 总体输送系数

地面总体输送系数是表示湍流输送强度的重要参数,也是影响地面通量计算的主要因素。因此照搬海洋表面和平原陆面的平均值或把它看作某一固定常数,都会对通量计算造成较大误差。严格地讲,它们是时间和空间的函数,在不同的地点、不同的季节是不一样的,其值与近地层大气的层结稳定度、地表粗糙度关系密切。本文利用廓线-通量法计算实时的 C_D , C_H 和 C_E 并用于地面三通量的计算,关于总体输送系数的详细计算方案请参阅文献[6,7],本文仅给出一些主要公式和必要的说明。近地层动量、热量和水汽的总体输送系数可表示为

$$C_D = k^2 P_{r0}^{-1} [\ln(Z/Z_0) - \Psi_M(Z/L, Z_0/L)]^{-2} \quad (6)$$

$$C_H = k^2 P_{r0}^{-1} [\ln(Z/Z_0) - \Psi_M(Z/L, Z_0/L)]^{-1} [\ln(Z/Z_0) - \Psi_H(Z/L, Z_{0H}/L)]^{-1} \quad (7)$$

$$C_E = k^2 P_{r0}^{-1} [\ln(Z/Z_0) - \Psi_M(Z/L, Z_0/L)]^{-1} [\ln(Z/Z_0) - \Psi_E(Z/L, Z_{0E}/L)]^{-1} \quad (8)$$

其中 k 是 Karman 常数,本文取为 0.4, P_{r0} (= 0.74) 为中性层结时的湍流 Prandtl 数, Ψ_M , Ψ_H 和 Ψ_E 是动量、热量和水汽廓线函数从 Z_0 到 Z 的积分形式。 Z_0 , Z_{0H} 和 Z_{0E} 分别是地面风速、气温和水汽的粗糙度,这里假定三者近似相等。 L 是 Monir Obukhov 长度,计算时常以稳定度参数 $\zeta = Z/L$ 的形式出现。因此总体输送系数是地表粗糙度、层结稳定度和距地面高度的函数。假定水汽廓线与温度廓线函数形式相同 ($\Psi_H = \Psi_E$), 则 $C_E = C_H$, 即认为水汽的总体输送系数与热量的相等。

3.2.1 通量-廓线函数

对于稳定层结 ($Z/L \geq 0$), Businger 等^[10] 提出

$$\Psi_M = -\beta_m \left(\frac{Z}{L} - \frac{Z_0}{L} \right) \quad (9)$$

$$\Psi_H = -\beta_h \left(\frac{Z}{L} - \frac{Z_0}{L} \right) \quad (10)$$

其中 $\beta_m = 4.7$ 。对于不稳定层结 ($Z/L < 0$), Paulson^[11] 给出

$$\Psi_M = 2 \ln \left(\frac{1+x}{1+x_0} \right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{1+x_0^2} \right) - 2 \arctan(x) + 2 \arctan(x_0) \quad (11)$$

$$\Psi_H = 2 \ln \left(\frac{1+y}{1+y_0} \right) \quad (12)$$

式中, $x = [1 - \gamma_m(Z/L)]^{1/4}$

$$x_0 = [1 - \gamma_m(Z_0/L)]^{1/4} \quad \gamma_m = 15$$

$$y = [1 - \gamma_h(Z/L)]^{1/2}$$

$$y_0 = [1 - \gamma_h(Z_0/L)]^{1/2}$$

$$\gamma_h = 9 \quad \beta_h = \beta_m / P_{r0} = 6.35.$$

3.2.2 Monir Obukhov 稳定度参数的计算

为计算简便起见, Monir Obukhov 稳定度参数 ζ 可以表示为总体 Richardson 数 R_b 的函数,这里采用 Byun^[12] 得到的一组解析解,其精度高于通常的线性近似关系 ($\zeta \approx (\frac{Z}{Z_0} - \frac{Z_0}{Z_0}) \ln(\frac{Z}{Z_0}) R_b$)、与数值迭代法的精度相当且计算更为简便。

对于稳定层结 ($R_b \geq 0$)

$$\zeta = \left(\frac{Z}{Z_0} - \frac{Z_0}{Z_0} \right) \ln \left(\frac{Z}{Z_0} \right) \left\{ 1 - 2\beta_h \beta_{ib} - [1 + 4(\beta_h -$$

$$\beta_m) R_{ib}/P_{ro}]^{1/2} \} [2\beta_h(\beta_m R_{ib} - 1)]^{-1} \quad (13)$$

对于不稳定层结 ($R_b < 0$)

若 $(Q_b^3 - P_b^2) \geq 0$ 或 $R_{ib} \leq R_{ib0}$

$$\zeta = \left(\frac{Z}{Z-Z_0}\right) \ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) \left[2\sqrt{Q_b} \cos\left(\frac{\theta_b}{3}\right) + \frac{1}{3Y_m}\right] \quad (14)$$

若 $(Q_b^3 - P_b^2) < 0$ 或 $R_{ib0} < R_{ib} < 0$

$$\zeta = \left(\frac{Z}{Z-Z_0}\right) \ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) \left[T_{lt} + \frac{Q_b}{T_b} + \frac{1}{3Y_m} \right] \quad (15)$$

式中

$$S_b = \frac{R_{ib}}{P_{ro}}$$

$$Q_b = \frac{1}{9} \left(\frac{1}{Y_m^2} + \frac{3Y_h S_b^2}{Y_m} \right)$$

$$P_b = \frac{1}{54} \left[-\frac{2}{Y_m^3} + \frac{9}{Y_m} \left(3 - \frac{Y_h}{Y_m} \right) S_b^2 \right]$$

$$\theta_b = \arccos \left[\frac{P_b}{\sqrt{Q_b^3}} \right]$$

$$T_b = \left[\sqrt{P_b^2 - Q_b^3} + |P_b| \right]^{1/3}$$

其中, R_{ib0} 为不稳定层结下总体 Richardson 数的某一临界值, 在上述有关参数取值下可推算出其大小为 -0.20975。总体 Richardson 数的计算式为

$$R_{ib} = \frac{gZ^2 \left(\frac{\partial T}{\partial Z} + \gamma_d \right)}{TU^2} \quad (16)$$

式中 $r_d = g/c_p$, $Z = (Z_1 Z_2)^{1/2}$, $Z_1 = 2.5$ m, $Z_2 = 10$ m, U 和 T 分别取为 10 m 高度处的风速和气温, 气温直减率采用对数差分方案计算。

3.3 地表粗糙度的确定

表 1 各站地表粗糙度的季节多年平均值 (单位: cm)

季节	拉萨	日喀则	那曲	林芝
春季(3~4月)	3.02	4.46	2.78	1.90
夏季(5~8月)	7.11	8.22	3.21	3.49
秋季(9~10月)	4.67	5.29	3.31	3.18
冬季(11~2月)	1.10	2.38	2.58	1.17

根据 4 站 1993 年 7 月~1999 年 3 月的 AWS 资料, 选取未受高大建筑物和树木影响方向上的较大风速资料(10 m 风速大于 5 m/s), 对近中性层结 ($|R_{ib}| < 0.004$) 条件下的 3 层风速值用最小二乘法

确定出各站的地表粗糙度(表 1)。

4 计算结果与分析

4.1 日变化

用 7 a 观测期 1 月和 7 月逐日的 AWS 原始资料平均后可得到合成的日资料, 分别反映冬季和夏季近地层气象要素的日变化, 以此可计算和分析各站近地层通量的日变化特征。

4.1.1 动量通量

动量通量的最大值出现在 14~15 时(北京时间, 下同), 夜间的动量通量变化一般都较小。夏季动量通量较大的时段维持较长, 一般从 9 时开始增大直到 19 时以后才变得较小(图 2a)。冬季, 动量通量较大的时段维持较短, 但变动的幅度较大(图略)。

4.1.2 感热通量

夏季, 白天向上的感热通量强烈, 最大值出现在 12~13 时, 拉萨明显高于其它站, 峰值可达 314 W/m^2 , 如图 2b 所示。而夜间各站感热通量很小, 这与夏季夜间地气温差几乎为零有直接关系。冬季的日变化趋势基本同于夏季, 夜间两者差别不大, 但白天冬季同时刻的值明显小于夏季, 13 时左右两者的差别达到最大。而冬季夜间一般为负值, 即感热通量向下输送, 向下输送的最大值一般出现在 18~19 时, 以日喀则最为明显, 向下最大通量值达 70 W/m^2 (图略)。

4.1.3 潜热通量

夏季, 高原潜热通量的日变化特征与感热通量相似, 其峰值也出现在 12~13 时, 同样以拉萨强度为最, 最大值可达 946 W/m^2 , 而夜间各站基本为零值(图 2c)。冬季的日变化特征与夏季相似, 但强度比夏季小许多, 拉萨站最大值仅为 153 W/m^2 (图略)。比较图 2b 和图 2c 可以看出, 夏季青藏高原东部地区的潜热明显大于感热, 冬季两者相当或某些站的感热略大于潜热(如那曲和林芝), 所以可认为潜热通量是夏季高原东部地区地面加热的主要来源。另外, 比较冬、夏季同时刻的感热和潜热可以看到: 除拉萨外, 夏季与冬季感热的差值在 13 时出现最大负值(如那曲为 -100 W/m^2), 即冬季感热日峰值大于夏季; 而潜热夏季与冬季的差值在 13 时却出现最大正值(如那曲为 289 W/m^2), 即夏季潜热日峰值明显大于冬季(图 3)。

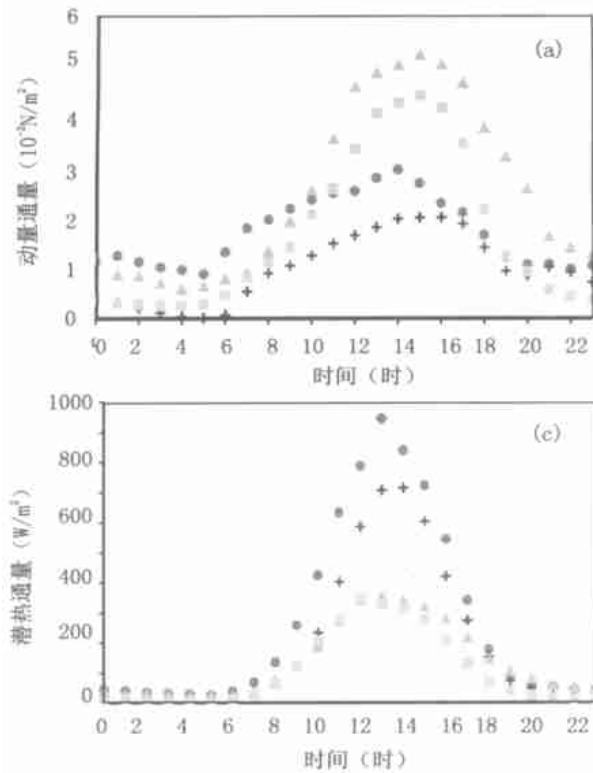


图2 4个自动观测站三通量夏季的合成日变化(北京时间,下同)

(a. 动量通量(10^{-2} N/m^2), b. 感热通量(W/m^2), c. 潜热通量(W/m^2); ●: 拉萨, +: 日喀则, ▲: 那曲, ■: 林芝)

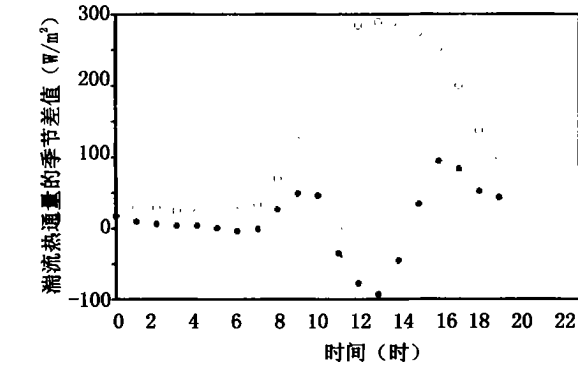


图3 那曲站夏季与冬季湍流热通量的差值

(●: 感热(W/m^2), ○: 潜热(W/m^2))

综上所述,无论冬夏,高原地面的热量输送在白天表现得非常明显,在12~13时达到最大值,其强度比平原地区同期的同类值大许多^[13],这也反映出高原地面热力作用是相当强大和重要的。

4.2 季节变化

动量通量最大值出现在春季(3月),在季风开始爆发阶段(5~6月),一般会出现一个次最大值;其最小值出现在秋季,其中拉萨、日喀则为11月,那曲、林芝为9月(图略)。

如图4所示,感热和潜热通量季节变化的基本趋势是一致的,峰值位于夏半年,谷值位于冬半年。感热全年最大值一般出现在5~6月,最小值出现在

12月。夏半年潜热的变化呈现“双峰型”,第一个峰值出现在4月左右,这是春季气温回升、积雪融化或土壤解冻后土壤湿度增加、土壤蒸发加大的结果。第二个峰值(即全年最大值)要比感热的最大值晚1~2个月,即7月左右,这是高原东部雨季(6~8月)的直接反映。潜热最小值一般出现在1月。由于地气温差的季节变化位相与感热、潜热的季节变化位相基本重合,所以可以认为近地层热量通量的季节变化主要由地气温差变化引起。以拉萨站为例,季风开始前一个月,感热可大于潜热;季风开始后,潜热迅速增大,在季风强盛期(7~8月),潜热可以是感热的2.3倍。因此,冬半年(10月~次年3月),感热和潜热加热的作用相当或有的站感热略大于潜热;夏半年(4~9月),潜热加热明显大于感热,仅在有的站季风开始前一个月(5月),出现感热超过潜热的情形。全年感热交换的活跃期一般出现在季风开始爆发阶段(5~6月);潜热交换的活跃期有两个,分别出现在春季回暖期(4~5月)和季风强盛阶段(7~8月)。本文得出的季风与合成的高原近地层感热、潜热的这种对应关系与文献[8,9]的分析结果基本一致。

4.3 总体特征

整个观测期的平均状况表明:高原地面动量总体输送系数 C_D 的平均值约为 4.47×10^{-3} ,热量总

体输送系数 C_H 的平均值约为 5.98×10^{-3} , 并且 $C_H > C_D$, 两者的比值约为 1.34。这一结果比文献 [3] 小了不少, 而与文献 [4] 相当。那曲的动量通量较大, 这是由其地面风速较大引起的。除日喀则外,

感热通量与潜热通量的差别不大, 并且各站感热和潜热之和大体相当 (约为 100 W/m^2), 这表明就全年平均而言, 高原地面感热加热和潜热加热的作用同等重要。

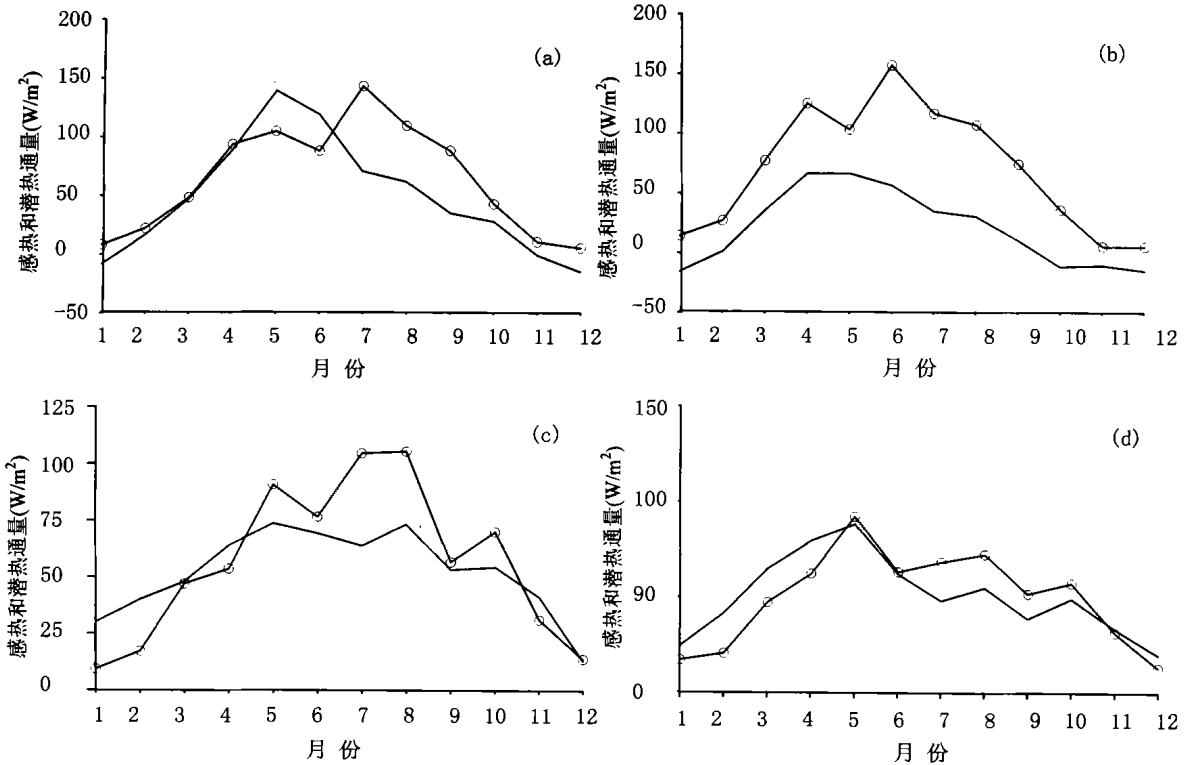


图 4 7a 资料合成计算的感热和潜热通量的逐月变化 (单位: W/m^2)

(a. 拉萨, b. 日喀则, c. 那曲, d. 林芝; 实线: 感热通量, 带圈实线: 潜热通量)

表 2 高原 4 站地面通量 1993 年 7 月~1999 年 3 月的平均值

站名	$C_D (10^{-3})$	$C_H (10^{-3})$	$F_M (10^{-2} \text{ N/m}^2)$	$F_H (\text{W/m}^2)$	$F_L (\text{W/m}^2)$
拉萨	4.36	5.79	1.36	46.80	49.36
日喀则	4.32	5.70	1.27	19.94	70.73
那曲	4.64	6.26	3.14	52.61	54.96
林芝	4.39	5.94	2.28	52.07	42.59

若将本文地表粗糙度和地面总体输送系数的计算结果与国内其他学者利用不同的高原观测试验 (如 QXMPLEX, TIPEX) 资料得到的同类结果 [3, 4, 14, 15] 相比较会发现: 由于观测站点地理位置、观测场地形和地貌、观测仪器、观测时段、所用资料层次、确定地表粗糙度的方法、计算地面总体输送系数和通量的方法以及对结果分析的方法等诸多因素的不同, 都会对高原近地层湍流输送的计算结果 (如 C_D , C_H) 产生程度不同的影响。例如, 平均地表粗糙度从 0.1 到 5 cm 不等, 平均动量总体输送系数从

1.5×10^{-3} 到 12×10^{-3} 不等, 可见有些结果的差异还相当大。实际上, 如果在数值模式应用这些近地层湍流输送参数, 还应考虑与高原大地形尺度相适应的湍流作用, 则推算出的地表粗糙度还会比用中性层结时近地层风速确定出的值大许多, 于是包含地形效应的地面总体输送系数也会随之明显增大。因此, 如何准确估计不同下垫面、不同季节的高原地表粗糙度以及如何确定出较客观的高原近地层总体输送系数, 是一个比较复杂、仍未彻底解决的问题。但这一问题对于定量考虑高原的热力作用 (如高原

地面加热的性质、强度和变化) 又十分重要, 目前取得的成果只是揭示了高原近地层湍流输送的一些变化特征, 而对于像青藏高原这样复杂多变的地面边界层中湍流输送的准确数值则应视具体情况而定, 不宜一概而论。为了进一步澄清以上歧见, 我们认为很有必要开展围绕上述问题不同观测资料、不同计算方案的比较研究或在筹划中的第三次青藏高原大气科学试验中考虑安排此类对比观测和研究。

5 结束语

文中对青藏高原东部地区近 7 a 的近地层动量

和热量通量进行了合成计算和分析, 合成分析的结果对于在平均意义上认识高原地面热力过程是有意义的, 但感热和潜热不是高原地面加热的全部, 还应考虑高原的净长波辐射通量。因此, 对本次中日亚洲季风机制合作研究获得的辐射资料也有必要进行整理、分析和相关计算。另外本文分析的 4 个站点位于高原的东部和南部地区, 不能完全反映整个高原的地面热力状况, 因此对高原西部、北部地区进行类似的合成分析研究也很重要。以上问题都有待于开展进一步的工作加以完善。

参考文献

- 1 Hahn D G, Manabe S. The role of monsoon. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 1515~ 1541
- 2 Wu Guoxiong, Zhu Baozhen, Gao Dengyi. The impact of Tibetan plateau on local change. In: Institute of Atmospheric Physic, ed. *From Atmospheric Circulation to Global Chang*. Beijing: China Meteorology Press, 1996. 425~ 440
- 3 叶笃正, 高由禧等. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 1~ 9
- 4 章基嘉, 朱抱真, 朱福康等. 青藏高原气象学进展. 北京: 科学出版社, 1988. 14~ 89
- 5 Li Guoping, Duan Tingyang, Wan Jun, et al. Determination of the drag coefficient over the Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 1996, 13(4): 511~ 518
- 6 李国平, 赵邦杰, 卢敬华. 青藏高原地面总体输送系数的特征. *气象学报*. 2002, 60(1): 60~ 67
- 7 李国平, 段廷扬等. 基于 AWS 资料的西藏高原总体输送系数的研究. 见: 陈隆勋、村上胜人等主编. *亚洲季风研究的新进展*. 北京: 气象出版社, 1999. 30~ 36
- 8 李月洪, 丁晓蓉, 李维亮. 青藏高原拉萨、那曲两站地面湍流系数和通量的特征分析. 见: 陈隆勋、村上胜人等主编. *亚洲季风研究的新进展*. 北京: 气象出版社, 1999. 50~ 65
- 9 丁一汇, 张勤, 贾朋群. 青藏高原地表通量季节变化. 见: 陈隆勋、村上胜人等主编. *亚洲季风研究的新进展*. 北京: 气象出版社, 1999. 66~ 76
- 10 Businger J A, et al. Flux-profile relationship in the atmospheric surface layer. *J Atmos Sci*, 1971, 28: 181~ 189
- 11 Paulson C A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmosphere surface layer. *J Appl Meteor*, 1970, 9: 857~ 189
- 12 Byun D W. On the analytical solutions of flux-profile relationships for the atmospheric surface layer. *J Appl Meteor*, 1990, 29: 652~ 657
- 13 丁一汇, 吴晓曦, 马淑芬. 1991 年江淮暴雨期地气温差与混合层结构的研究. *气象学报*, 1997, 55(3): 257~ 269
- 14 周明煜, 徐祥德等. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究. 北京: 气象出版社, 2000. 21~ 54
- 15 苗曼倩, 曹鸿, 季劲均. 青藏高原大气边界层湍流特征量分析. *高原气象*, 1998, 17(4): 356~ 363

A COMPOSITE STUDY OF THE SURFACE FLUXES ON THE TIBETAN PLATEAU

Li Guoping Duan Tingyang Gong Yuanfa

(Chengdu Institute of Information Technology, Chengdu 610041)

Lu Huiguo

(Tianjin Meteorological and Marine Instrument Works, Tianjin 300193)

Abstract

On the basis of gradient data of the surface layer obtained from four sets of Automatic Weather Station (AWS) installed in Lhasa, Nagqu, Xigazê and Nyingchi on the Tibetan Plateau from July 1993 to March 1999 according to the project of PRC – Japan Asian monsoon mechanism cooperative research, the seasonal surface roughness lengths and diurnal bulk transfer coefficients at each station are estimated. Then the surface fluxes of momentum, sensible and latent heat are calculated by using bulk formulas. Moreover, the composite characteristics in diurnal and monthly variation of surface fluxes are emphatically analyzed in this paper.

Key words: Tibetan Plateau, Surface flux, Composite analysis, Variation.