

文章编号 1001-8166(2006)12-1293-11

珠峰北坡地区近地层大气湍流与地气能量交换特征

仲雷^{1,2,3}, 马耀明^{1,4}, 苏中波⁵, 刘新¹, 李茂善^{3,4}, 马伟强^{3,4}, 王永杰^{1,3}

(1. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085; 2. 中国气象局成都高原气象研究所高原气象开放实验室, 四川 成都 610071; 3. 中国科学院研究生院, 北京 100039; 4. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000; 5. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation, Enschede 7500, the Netherlands)

摘要 利用珠峰北坡曲宗地区连续一年的大气观测资料(2005 年 4 月至 2006 年 3 月), 分析了珠峰北坡地区近地层大气湍流宏观统计特征和西南季风爆发前后地气能量交换特征。研究表明在珠峰北坡地区 Monin-Obukhov 相似定律同样适用。拟合得到了珠峰北坡曲宗地区近地层无因次风速分量方差以及温度和湿度归一化标准差和静力学稳定度的函数关系。研究得出曲宗地区能量平衡各分量(净辐射通量、感热通量、潜热通量和土壤热通量)以及地面加热场具有明显的季节变化和日变化规律。尤其是在西南季风的影响下, 曲宗地区感热通量和潜热通量在季风爆发前后具有明显相反的变化趋势。其它特征参数(波文比和地表反射率)在西南季风爆发前后的变化规律也十分明显。

关键词 近地层; 大气湍流; 能量通量; 珠峰; 曲宗
中图分类号 P425.2 **文献标识码** A

1 引言

青藏高原地处我国西部, 约占国土面积的四分之一, 平均海拔在 4 000 m 以上。高原热力、动力作用以及地—气间的物质能量交换过程对我国、亚洲乃至全球的气候变化均有重大影响。青藏高原对大气的动力和热力作用主要是通过下垫面与大气的相互作用, 并以湍流方式进行物质和能量交换而实现的。开展高原上地气系统物理过程的观测, 分析确定热量、水汽等湍流参数的变化特征, 将有助于改进全球气候模式和区域天气、气候模式在该地区的参数化方案。因此, 对青藏高原的研究愈来愈受到中外学者的关注。20 世纪 50 年代以来科学家进行了

多次关于青藏高原的气象科学试验, 如第一、第二次青藏高原大气科学实验(QXPMEEX, 1979 年 5 ~8 月), TIPEX, 1998 年 5 ~8 月), 全球能量水分循环亚洲季风之青藏高原试验研究(GEWEX/GAME-Tibet, 1996—2000 年), “全球协调加强观测计划之亚澳季风青藏高原试验”(CEOP/CAMP-Tibet, 2001—2005 年) 积累了大量的宝贵资料, 并且取得了丰硕的科研成果^[1-10]。但是青藏高原特殊的地理条件和恶劣的气候环境给野外观测试验造成极大困难, 使得很多试验只能在现有城市附近和交通相对便利的地区展开, 不足以了解像珠穆朗玛峰(以下简称珠峰)这样的大地形对大气环流的影响。喜马拉雅山脉山体是北半球地表与对流层大气物质交换的重要通

收稿日期 2006-10-11, 修回日期 2006-10-24.

* 基金项目 科技部社会公益研究专项“珠穆朗玛峰地区对全球变化的响应”(编号: 2005DIA37106), 中国气象局成都高原气象研究所高原气象开放基金课题“青藏高原地表特征参数卫星遥感反演研究”(编号: LPM2006011), 中国科学院知识创新工程重要方向项目“喜马拉雅山北坡地区地面大气与对流层大气交换研究”(编号: KZCX3-SW-231), 国家自然科学基金项目“西藏高原能量水循环降雨共同观测研究”(编号: 40520140126) 资助。

作者简介 仲雷(1979-) 男, 安徽蚌埠人, 博士生, 主要从事大气边界层观测和卫星遥感应用研究. E-mail: zhongl@ipc.as.ac.cn

* 通讯作者 马耀明(1964-) 男, 山西夏县人, 研究员, 博导, 主要从事陆面过程和遥感应用研究. E-mail: ymma@ipc.as.ac.cn

道,平均海拔 6 000 ~7 000 m 的山体通过山谷风等多种大气环流系统将青藏高原地面的大气与其上空的自由大气相联系。珠峰地区人烟稀少,交通十分不便,是良好的大气环境观测的本底区域。因此对珠峰北坡的陆气相互作用过程进行观测,对西藏和珠峰地区陆气物质和能量交换的研究具有重要意义。

2 实验场地、观测仪器和资料处理

中国科学院珠峰地区大气观测站于 2005 年 4 月建立,试验场地位于珠峰北坡第一个自然村曲宗附近(28.310°N, 86.896°E, 海拔高度为 4 475 m),距珠峰大本营约 40 km,下垫面为高原河谷草甸,试验场地四周平坦开阔,其地形和下垫面特征基本上代表了珠峰北坡地区典型的环境特征。

大气观测于 2005 年 4 月开始,对珠峰曲宗地区大气状况进行了连续一年的观测,取得了宝贵的大气物理资料。

观测仪器由一套开路涡动协方差测量系统组成,该系统由 CR5000 数据采集器、CSAT3 超声风速仪、LI7500 CO₂、水汽分析仪组成。CR5000 控制测量、运算及数据存储,CSAT3 测量三维风速和超声虚温,LI7500 测量 CO₂ 和水汽通量。系统工作时计算在线通量,并存储通量数据和时间系列数据。其它传感器还有 1 个 HMP45C 温度/相对湿度探头,1 个 HFP01 热通量板(热通量传感器),1 套测量净辐射的理想仪器 Kipp & Zonen CNR-1(由 2 个短波和 2 个长波辐射组成,包括 2 个日辐射计和 2 个地面辐射计)。LI7500 CO₂、水汽分析仪、超声 CSAT3 和 HMP45C 温度/相对湿度探头均安装在距离地面约 3 m 高度处,CNR-1 距离地面约 1.5 m,热通量板水平置于距地表 10 cm 处土壤中。

湍流观测系统的数据采集为同步采集,采样频率为 10 Hz,不间断连续采集,数据全部存储在 1G 的 PC 卡上,从 CR5000 数据采集器中取出 PC 卡后直接将湍流数据拷入电脑即可。本次研究采用 2005 年 4 月至 2006 年 3 月的数据进行分析,全部数据都进行了“野点”剔除,然后取 30 分钟数据段进行平均量、方差、通量等一系列湍流统计运算。为了保证数据质量,均去除湍流资料^[11]: 风向与水平面夹角 > ±3°; 平均风速 < 1.5 m/s; 摩擦速度 < 0.05 m/s; 感热通量 H_s < 5 W/m²,以及非正常、明显存在错误的数据,以保证湍流的均一性条件。

湍流数据的处理采用涡旋相关法,本文分析所用到的主要计算公式如下:

三维风速脉动量:

$$u = u - \bar{u}, v = v - \bar{v}, w = w - \bar{w} \quad (1)$$

特征尺度:

$$u_* = (\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2})^{1/4} \quad (2)$$

$$T_* = -\frac{\overline{wT}}{u_*} \quad (3)$$

$$q_* = -\frac{\overline{wq}}{u_*} \quad (4)$$

Monin-Osuhkov 长度:

$$L = -u_*^3 / (k \frac{g}{w}) \quad (5)$$

风脉动标准差:

$$\sigma_u = \sqrt{\overline{u^2}}, \sigma_v = \sqrt{\overline{v^2}}, \sigma_w = \sqrt{\overline{w^2}} \quad (6)$$

湍流强度:

$$I_u = \sigma_u / \bar{u}, I_v = \sigma_v / \bar{v}, I_w = \sigma_w / \bar{w} \quad (7)$$

超声感热通量:

$$H_s = c_p \overline{wT} \quad (8)$$

潜热通量:

$$L_o = L_v \overline{wq} \quad (9)$$

式中 \bar{u} 、 \bar{v} 和 \bar{w} 分别为超声风速仪所测得的三维风速瞬时值, \overline{u} 、 \overline{v} 和 \overline{w} 为三维风速平均值; σ 分别为位温和空气密度,由同步实测气压和温度求得, k 为 Kaman 常数($k = 0.4$), g 为重力加速度, c_p 为定压比热, L_v 为水汽的汽化热系数。

3 结果分析

3.1 湍流宏观统计特征的分析

3.1.1 风速归一化标准差随稳定度的变化关系

近地层中风速分量和温度方差随稳定度的变化多年来一直受到人们的关注,1976 年 Arya 等^[12]利用 Kansas 实验数据研究表明在不稳定条件下, σ_v 在用摩擦速度 u_* 无量纲化后,会随着稳定度 z/L 的增加而明显增大,1977 年 Panoisky 等^[13]研究指出在平坦下垫面上有如下的函数关系:

$$\sigma_u / u_* = \sigma_v / u_* = (12 - 0.5z/L)^{1/3} \quad (10)$$

$$\sigma_w / u_* = 1.3(1 - 3z/L)^{1/3} \quad (11)$$

1993 王介民等^[14]研究指出在中性条件下的 σ_w / u_* 随着观测高度的增加而增大,2002 年马耀明等^[15]利用 GAME/Tibet 加强观测期(Intensive Observation Period, IOP) 安多地区湍流观测资料研究了无量纲化风速标准差随稳定度参数 z/L 的变化。

近地层三维风速脉动方差 $\sigma_u, \sigma_v, \sigma_w$ 经过摩擦风速归一化处理后应为稳定度参数 z/L 的函数,即

$u'/u_* = (z/L)$; $v'/u_* = v(z/L)$; $w'/u_* = w(z/L)$ 根据近地层相似理论,在中性层结下(z/L 接近零值)近地层湍流主要由机械运动产生,各相似函数应分别变为常数,即在中性情况下有: $u'/u_* = A$; $v'/u_* = B$; $w'/u_* = C$; 其中 A、B、C 为常数。图 1

显示了珠峰北坡曲宗地区近地层风速随稳定度的变化情况,从图中可以看出无因次风速分量方差和 z/L 的关系基本上满足“1/3 次方规律”。其最佳相似函数分别为:

$$u'/u_* = u(z/L) = \begin{cases} 3.36(1 + 0.09z/L)^{1/3} & (0.001 < z/L < 1000) \\ 3.36(1 - 0.12z/L)^{1/3} & (0.001 < -z/L < 1000) \end{cases} \quad (12)$$

$$v'/u_* = v(z/L) = \begin{cases} 3.2(1 + 0.11z/L)^{1/3} & (0.001 < z/L < 1000) \\ 3.2(1 - 0.31z/L)^{1/3} & (0.001 < -z/L < 1000) \end{cases} \quad (13)$$

$$w'/u_* = w(z/L) = \begin{cases} 1.08(1 + 0.06z/L)^{1/3} & (0.001 < z/L < 1000) \\ 1.08(1 - 0.15z/L)^{1/3} & (0.001 < -z/L < 1000) \end{cases} \quad (14)$$

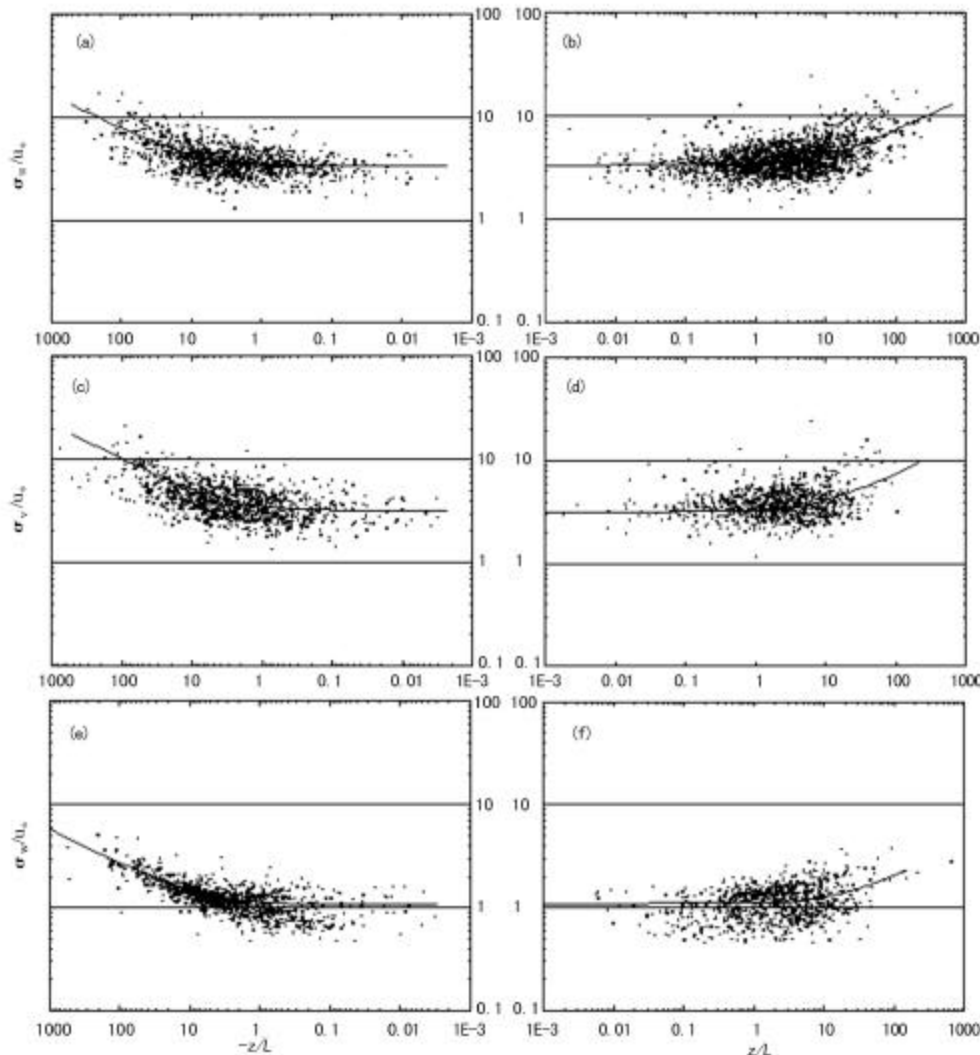


图 1 曲宗地区无量纲化风速方差相对于稳定度参数 z/L 的变化
Fig.1 Variations of u'/u_* (a, b), v'/u_* (c, d) and w'/u_* (e, f) versus stability in Quzong

在大气处于中性层结时, u/u_s 、 v/u_s 、 w/u_s 分别趋近于常数 $A=3.36$ 、 $B=3.20$ 、 $C=1.08$ 。随着大气不稳定度的加强, 水平方向和垂直方向的湍流强度变大。通过和其它不同地区近中性条件下无因次风速分量方差值的对比可以发现(表 1), 曲宗、安多、五道梁、昌都和 Rock Springs, PA (46°50'N, 106°13'W) 5 个地区三维风速方差值略有差异, 但均是 $u/u_s > v/u_s > w/u_s$ 。而 5 个地区的 w/u_s 值又以安多地区最大(1.43)。另外, 虽然几个地区的下垫面特征和地形条件不同, 但 u/u_s 和 v/u_s 差异要比 w/u_s 小。这说明地形作用对垂直方向的湍流运动影响较小, 而主要影响水平方向上的湍流运动。总体上来说, 近中性条件下曲宗的风速分量方差和青藏高原昌都地区观测值相对比较接近。从图 1 中还可以反映出 u/u_s 、 v/u_s 的离散度均比较大, 说明珠峰地区受到大范围水平流场的影响强烈。另外由于观测场地周围崎岖的地形条件和珠峰地区典型山谷风的影响, 使得大气湍流垂直方向上的湍流强度离散度相应增大。虽然有学者认为 u/u_s 、 v/u_s 与 z/L 之间不符合 $1/3$ 次方规律, 但是资料太少, 缺乏说服力。我们综合珠峰地区的观测资料认为, Monin-Obukhov 相似规律不仅适用于垂直风速方差, 也适用于水平风速方差。虽然由于局地环境的影响, 拟合公式系数与其它地区不同, 但 u/u_s 、 v/u_s 、 w/u_s 与 z/L 之间的 $1/3$ 次方规律可以明显看到。

表 1 不同地区近中性条件下无因次风速分量方差值
Table 1 Non-dimensional covariance values of wind speed under neutral stratification condition in different areas

观测站	u/u_s (A)	v/u_s (B)	w/u_s (C)	观测者
曲宗	3.36	3.20	1.08	本文
安多	4.01	3.85	1.43	马耀明等 ^[15]
五道梁	2.98	2.91	1.35	祁永强等 ^[16]
昌都(河谷草地)	3.45	3.15	1.30	卞林根等 ^[9]
罗克斯普林斯	4.50	3.80	1.24	Panofsky 等 ^[23]

3.1.2 温度和湿度归一化标准差随稳定度的变化关系

无因次化温度脉动方差 τ^2/σ_T^2 和湿度脉动方差 q^2/σ_q^2 与 z/L 的关系在不稳定情况下可表示为:

$$\tau^2/\sigma_T^2 = (-z/L)^{-1/3} \quad (15)$$

$$q^2/\sigma_q^2 = (-z/L)^{-1/3} \quad (16)$$

式中, τ 、 q 为常数。通过曲宗站数据拟合得到的 τ^2/σ_T^2 、 q^2/σ_q^2 与 z/L 的关系如图 2 所示, 曲

宗的观测表明, 湿度方差离散明显大于温度方差。在不稳定条件下(图 2a、2c), τ^2/σ_T^2 、 q^2/σ_q^2 与 z/L 的关系基本满足 $-1/3$ 次方相似定律, 其最佳拟合函数为:

$$\tau^2/\sigma_T^2 = 3.5(-z/L)^{-1/3} (z/L < 0) \quad (17)$$

$$q^2/\sigma_q^2 = 3.3(-z/L)^{-1/3} (z/L < 0) \quad (18)$$

在稳定条件下($z/L > 0$), 虽然观测到较大的离散度(图 2b、2d), 但可以看到 τ^2/σ_T^2 、 q^2/σ_q^2 随着稳定度的增大而下降, 以后渐趋于常数, 但它们之间没有明显的普适函数关系。在稳定和近中性层结情况下, τ^2/σ_T^2 、 q^2/σ_q^2 都随着 z/L 的减小而增大, 越接近中性, 其值增加得越大。虽然在近中性时由于接近于零的热通量难以观测和近中性层经常出现转换期, 缺乏定常等原因, 观测点离散较大, 但变化趋势还是非常明显的。

3.2 地表能量平衡与加热场特征

3.2.1 地表能量平衡

利用曲宗地区 2005 年 4 月至 2006 年 3 月的大气观测资料, 进行逐月半小时平均, 得到逐月日平均 24 小时变化等值线图(图 3)。从图中可以看到, 能量平衡各分量(净辐射通量、感热通量、潜热通量和土壤热通量)的季节变化和日变化明显。总体上来说, 日出后随着太阳高度角的增大, 能量平衡各分量逐渐增大, 一般在午后 14~16 时(北京时间)达到最大值, 然后随着太阳高度角的减小, 他们又趋于减小。能量平衡各分量一天两次通过零点, 日落后逐渐转为负值。等值线在夜间比较稀疏, 表明能量通量在夜晚的变化相对白天而言比较平缓。就季节变化而言, 净辐射通量的高值中心(大于 500 W/m^2)一般出现在夏半年(4~9 月), 最高值为 635 W/m^2 , 出现在 7 月下午 14 时。最低值 -135 W/m^2 , 出现在 11 月晚 20 时(图 3a)。净辐射最高值和最低值分别代表着地表获得和亏损能量最大的时刻。由于受到西南季风的影响, 珠峰地区感热通量和潜热通量在季风爆发前后具有明显相反的变化趋势。随着 5 月底 6 月初季风的爆发, 曲宗地区感热通量经历了“U”型变化趋势(图 3b), 即在季风爆发前的 5 月, 感热通量出现了一高值中心(大于 150 W/m^2), 中心最大值 167 W/m^2 。随后在季风期间(6~8 月)感热通量逐渐减小, 季风过后, 其又表现出增大的趋势, 在 2006 年 3 月出现另一高值中心(大于 190 W/m^2)。一年中感热通量出现 2 个低值中心, -74 W/m^2 和 -82 W/m^2 , 分别出现在凌晨 3 时和晚上 19.5 时。潜热通量随着季风的到来, 在 6 月和

8 月出现 2 个高值中心(图 3c),中心最大值分别为 468 W/m^2 和 438 W/m^2 ,出现时间在下午的 15 ~16 时。季风过后,潜热通量逐渐减小,而到 2006 年 1 ~3 月,潜热通量又逐渐增大。总体上来说土壤热

通量的季节变化比较平缓,在 9 月出现 1 个高值中心和 2 个低值中心,中心值分别为 342 W/m^2 、 -130 W/m^2 和 -143 W/m^2 (图 3d)。

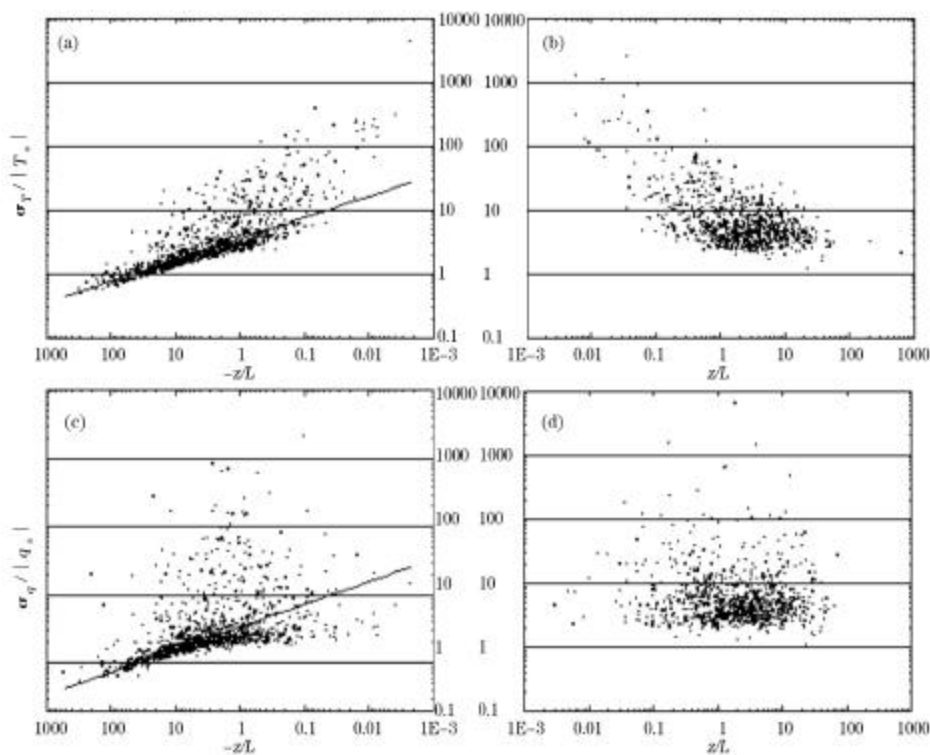


图 2 无量纲化温度方差和湿度方差相对于稳定度参数 z/L 的变化

Fig.2 The relationship between non-dimensional temperature(a)(b), humidity variance(c)(d) and atmospheric stability z/L

3.2.2 地面加热场

青藏高原地面对大气的加热作用,对我国东部地区的天气气候有重要影响。因此对这个问题的研究引起气象工作者的关注。高原地面对大气的加热作用是由湍流过程和辐射过程来决定的。定义 $R_n - G$ 为地面加热强度(R_n 为净辐射通量、 G 为土壤热通量),即当 $R_n - G > 0$ 时,地面向大气输送热能,地面对大气而言为热源,反之,当 $R_n - G < 0$ 时,地面对大气而言则为冷源。图 4 显示了珠峰曲宗地区地面加热场强度日变化规律。从图中可以看出,曲宗地表白天是强热源,白天地面对大气的加热作用明显。早上日出后,地面加热场逐渐加强,尤其是在 14 时前后,其热源强度达到最大。而后地面加热场逐渐减弱,傍晚日落以后,地面就转变成弱冷源。高

原热源强度的日变化是由总辐射的日变化所决定的。湿季的热源强度大于干季,热源强度在季风爆发期间和季风结束后分别形成 2 个高值中心,其中中心最大值分别为 566 W/m^2 和 463 W/m^2 ,这一数值分别小于当雄地区 1998 年观测的热源强度而大于改则和昌都地区干、湿季热源峰值^[9](表 2)。

3.3 季风爆发前后地表能量通量季节变化

3.3.1 地表反射率

反射率是指由某物体返回空间的太阳总辐射与投射到该物体的太阳总辐射之比。它主要受下垫面状况、入射辐射的光谱分布、太阳天顶角等因素的影响。其中下垫面状况的影响因裸地、水体、植被而异,裸地反射率又与土壤颗粒、土壤水分有关。后两者同样也与很多因素有关,入射辐射的光谱分布与

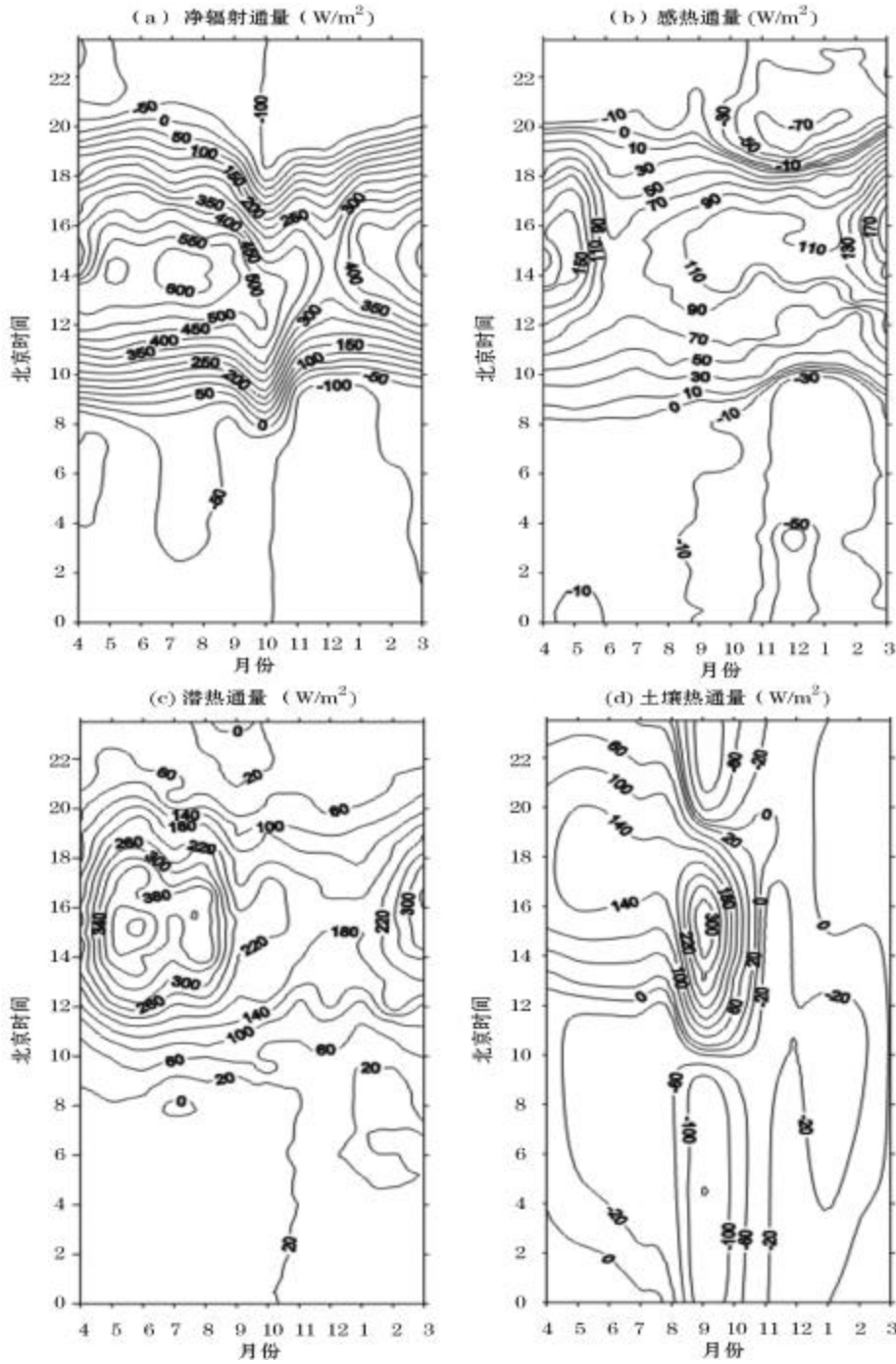


图3 能量平衡分量逐月日平均 24 小时变化等值线图

Fig.3 Monthly mean of half-hour distribution of energy balance components

(a) 净辐射通量 ;(b) 感热通量 ;(c) 潜热通量 ;(d) 土壤热通量 (横坐标所示时间段从 2005 年 4 月至 2006 年 3 月)

(a) Net radiation flux ;(b) Sensible heat flux ;(c) Latent heat flux ;(d) Soil heat flux (Time span is from April 2005 to March 2006)

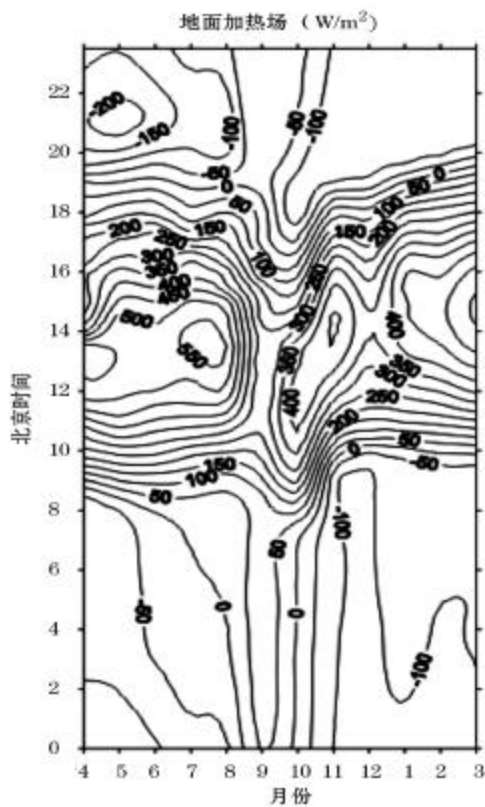


图 4 曲宗地区地面加热场强度变化特征 (2005 年 4 月至 2006 年 3 月)

Fig.4 Variations characteristics of surface heating field in Quzong(Time span is from April 2005 to March 2006)

表 2 青藏高原不同地区干、湿季热源强度对比

Table 2 Comparison between surface heating center values occurred in wet and dry seasons in different regions of Tibetan plateau

地区	曲宗	当雄	改则	昌都
湿季热源峰值(W/m^2)	566	606	422	389
干季热源峰值(W/m^2)	463	567	315	321

大气状况、太阳天顶角有关,而太阳天顶角本身与反射率又有直接关系。地表反射率是确定地气系统辐射收支的重要参数。同时地表反射率又是当前气候模型中的主要不确定性因素之一,地表反射率及其分布也一直是青藏高原研究中的一个焦点^[17]。

从珠峰地区 2005 年 4 月、7 月、10 月和 12 月的地表反射率日平均变化情况(图 5)可以看出,珠峰

地区地表反射率具有明显的“U”型日变化特征,即日出日落太阳高度角较小时,地表反射具有高值,随着太阳高度角的增大,地表反射率在午后达到一天中的最低值。这主要是由于随着地表获得太阳辐射能量增加,土壤含水量增加,地表变得相对潮湿造成的。此外,地表反射率的季节变化趋势也是很明显的,即 4~12 月,地表反射率经历了一个从高到低再到高的变化过程。在高原季风爆发前的 4 月,曲宗地区基本为枯草覆盖,地表植被含水量较低,地表比较干燥,其日平均地表反射率为 0.248。而随着高原雨季的来临,土壤含水量明显增大,植被返青,从而增加了下垫面对太阳辐射的吸收能力也降低了地表对太阳辐射的反射能力,因此 7 月地表反射率减小,其月平均值为 0.209。当季风结束进入秋季(10 月)以后,高原草甸枯黄,地表颜色变浅,土壤含水量下降,增加了地表反射率,此时月均值为 0.241。进入冬季(12 月)以后,地表温度降低,地表冻结,同时地表的降雪也增加了地表对太阳辐射的反射。此时地表反射率明显上升,达到 0.312。

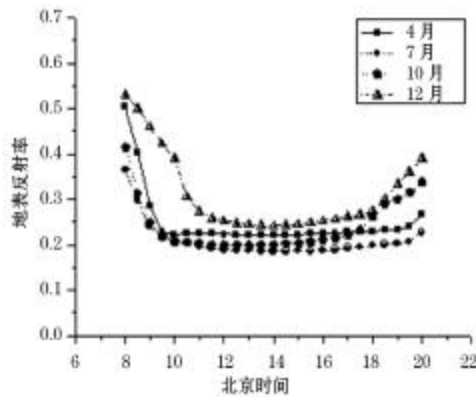


图 5 曲宗地区地表反射率变化特征

Fig.5 Variations characteristics of surface reflectance in Quzong

3.3.2 波文比

图 6 显示了 4 月、7 月、10 月、12 月日平均波文比($\frac{H_s}{L_s}$)变化情况,从图中可以看出,其没有明显的日变化规律,但季节变化规律则很明显。在季风爆发前的 4 月(图 6a),一日之内波文比大于 1 的时次共出现 12 次,日平均波文比为 0.71,此时曲宗地区潜热通量大于感热通量;而在季风爆发中期的 7 月(图 6b)随着降水的增加,感热通量减小而潜热通

量增加,波文比进一步减小,日均值为 0.34,大于 1 的时次仅出现 3 次,表明此时地气之间的相互作用以潜热为主。季风过后的 10 月和 12 月(图 6c、6d) 植被枯黄,大气降水减少,土壤含水量降低,气温下降,能量平衡中感热通量所占比例进一步上升而潜热通量所占比例呈现下降趋势。波文比日均值分别为 0.91 和 1.11,波文比大于 1 的时次也分别上升到 17 和 24 次。需要指出的是数据显示 4 月潜

热通量占据主导地位,这一方面是由于观测点气温在 4 月开始升高,气温值达到 2.98,在强烈的太阳辐射下,地表冻土开始融化,土壤湿度增加,近地层蒸发旺盛。另一方面是由于观测点位于河谷草甸之上,虽然 4 月还没有进入季风季节,植被也没有开始生长,但土壤得到河谷冰雪融水的补给,相对潮湿,在强烈的太阳辐射下,地表蒸发强烈,导致潜热在季风爆发前就占据主导地位。

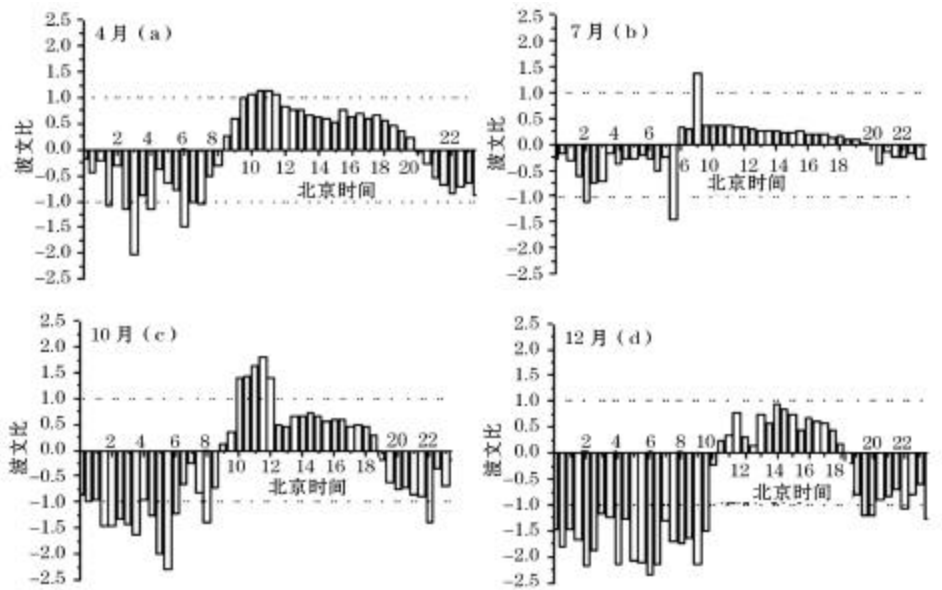


图 6 波文比月平均变化特征

Fig.6 Monthly mean of half-hourly variations of Bowen ratio

(a) 季风前;(b) 季风中;(c)、(d) 季风后

(a) Pre-monsoon season;(b) Monsoon season;(c) and (d) Post-monsoon season

3.3.3 能量平衡分量的季节变化

为了更清楚地显示地表能量平衡各分量季节变化以及他们在季风爆发前后的变化特征,分别选取 4 月 29 日、7 月 29 日、10 月 22 日和 12 月 12 日典型晴天的资料进行分析。从图 7 中可以看出,净辐射通量(R_n)、感热通量(H_s)、潜热通量(L_e)和土壤热通量(G)具有明显的日变化特征,日出后随着太阳高度角的增加,它们随之增大,一般在午后达到最大值,随后逐渐减小。后三者相对于净辐射通量有明显的滞后效应,这反映了感热通量、潜热通量和土壤热通量的变化均以净辐射通量变化为基础,净辐射的变化决定了能量平衡其他各分量的变化。从夏季(图 7b)到冬季(图 7d),地表所获得的太阳净辐射有逐渐减小的趋势。季风爆发期间(7 月),辐射平

衡各分量的日变化波动较大。土壤热通量 7 月 29 日平均值为 42.8 W/m^2 ,12 月 12 日平均值 -11.8 W/m^2 ,从夏季到冬季逐渐减小,土壤热通量的日变化基本呈现“S”型,冬季土壤热通量基本维持在 0 值上下波动。季风爆发前(图 7a),由于地表相对较湿润,地表潜热通量日均值(109.3 W/m^2)大于感热通量日均值(61.5 W/m^2)。季风爆发期间(图 7b),受到降水的影响,地表更加湿润,此时潜热通量明显大于感热通量居主导地位(7 月 29 日潜热通量和感热通量日均值分别为 161.2 W/m^2 和 21 W/m^2),而土壤热通量基本维持在和感热通量相当的量级水平上。季风结束后的 10 月(图 7c),潜热通量下降,感热通量上升,但此时潜热通量仍大于感热通量(日均值分别为 84.3 W/m^2 和 33.7 W/m^2)。进入 12 月

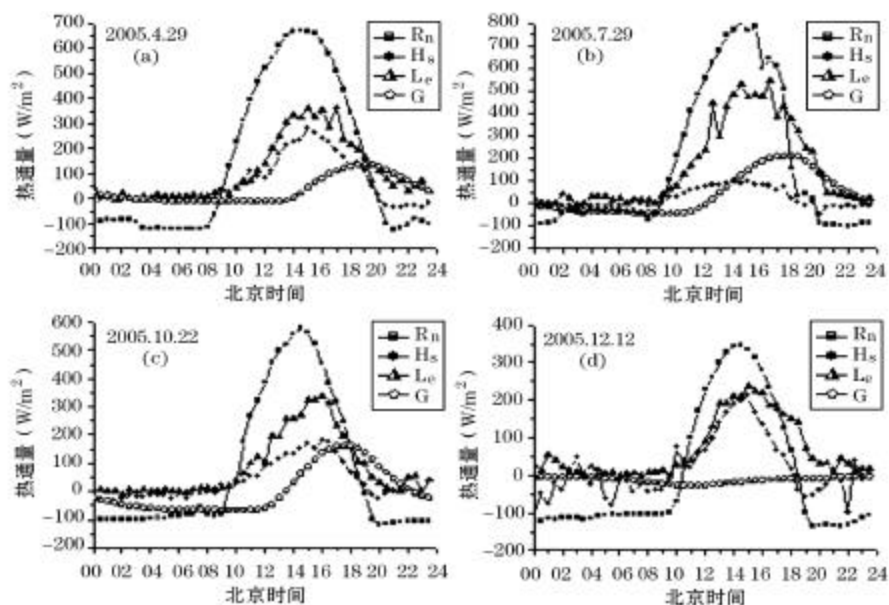


图 7 能量平衡分量季节变化

Fig.7 Seasonal variations of the energy balance components

(a) 春季 (b) 夏季 (c) 秋季 (d) 冬季

(a) Spring (b) Summer (c) Autumn (d) Winter

R_n : 净辐射通量, H_s : 感热通量, L_e : 潜热通量, G : 土壤热通量

R_n : net radiation flux, H_s : sensible heat flux, L_e : latent heat flux, G : soil heat flux

(图 7d), 潜热通量进一步下降, 此时感热通量和潜热通量基本维持在相当的水平上。总体来说, 曲宗地区一年中潜热通量相对较大, 这是和观测点所处的局地河谷草甸, 下垫面土壤中含水量充足的环境是分不开的。

4 结 论

通过对珠峰北坡曲宗地区大气湍流与能量平衡资料的观测和计算, 可以得到以下几点结论:

(1) 近地层无因次风速分量方差和静力学稳定度的关系满足 $1/3$ 次方规律, 且在近地层大气处于中性稳定状态时, $\sigma_w/\sigma_u = 3.36$; $\sigma_v/\sigma_u = 3.20$; $\sigma_w/\sigma_u = 1.08$ 。珠峰地区水平方向大气湍流受到大范围水平流场的影响, σ_w/σ_u 和 σ_v/σ_u 的离散度均比较大。另外由于观测场地周围复杂的地形条件和珠峰地区典型山谷风的影响, 使得大气湍流垂直方向上的湍流强度离散度相应增大。

(2) 在不稳定情况下, 通过拟合得到温度和湿度归一化标准差和静力学稳定度关系基本满足 $-1/3$ 次方相似定律, 其最佳拟合函数为:

$$\tau / |\tau_s| = 3.5 (-z/L)^{-1/3} (z/L < 0)$$

$$q / |q_s| = 3.3 (-z/L)^{-1/3} (z/L < 0)$$

在稳定条件下 ($z/L > 0$), 虽然观测到较大的离散度, 但可以看到 $\tau / |\tau_s|$, $q / |q_s|$ 随着稳定度的增大而下降, 以后渐趋于常数, 但它们之间没有明显的普适函数关系。

(3) 珠峰地区能量平衡各分量(净辐射通量、感热通量、潜热通量和土壤热通量)具有明显的季节变化和日变化趋势, 能量通量在夜晚的变化相对白天而言比较平缓。由于受到西南季风的影响, 珠峰地区感热通量和潜热通量在季风爆发前后具有明显相反的变化趋势。土壤热通量的季节变化比较平缓。

(4) 曲宗地表白天是强热源, 傍晚日落以后, 地面就转变成弱冷源。就季节变化而言, 湿季的热源强度大于干季。

(5) 珠峰地区地表反射率具有明显的“U”型日变化特征, 受到季节变化和季风的影响, 从 2005 年 4 月至 2006 年 3 月, 地表反射率也经历了一个从高到低再到高的变化过程。珠峰地区波文比的季节变

化规律很明显,高原季风期,波文比显著减小,而进入秋冬季节以后,波文比又显著上升。

(6)受到局地环境的影响,曲宗地区土壤较为潮湿,下垫面和近地层大气的潜热交换频繁。

参考文献(References):

- [1] Ye Duzheng, Gao Youxi. Tibetan Plateau Meteorology[M]. Beijing: Science Press, 1979. 1-278. [叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979. 1-278.]
- [2] Tsukamoto O, Sahashi K, Wang J. Heat budget and evapotranspiration at an oasis surface surrounded by desert[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1995, 73(5): 925-935.
- [3] Tao Shiyun, Chen Lianshou, Xu Xiangde, et al. Progresses of the Theoretical Study in the Second Tibetan Plateau Experiment of Atmospheric Sciences (Part I)[M]. Beijing: China Meteorological Press, 1998. 1-348. [陶诗言, 陈联寿, 徐祥德, 等. 第二次青藏高原大气科学试验理论 - 窥进展(一)[M]. 北京: 气象出版社, 1998. 1-348.]
- [4] Liu Huizhi, Hong Zhongxiang. Turbulent characteristics in the surface layer over Gerze area in the Tibetan plateau[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2000, 24(3): 289-300. [刘辉志, 洪钟祥. 青藏高原改则地区近地层湍流特征[J]. 大气科学, 2000, 24(3): 289-300.]
- [5] Ma Yaoming, Osamu Tsukamoto, Wu Xiaoming, et al. Characteristics of energy transfer and micrometeorology in the surface layer of the atmosphere above grassy marshland of the Tibetan plateau area[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2000, 24(5): 715-722. [马耀明, 助本修, 吴晓鸣, 等. 藏北高原草甸下垫面近地层能量输送及微气象特征[J]. 大气科学, 2000, 24(5): 715-722.]
- [6] Ma Y, Tsukamoto O. Combining Satellite Remote Sensing with Field Observations for Land Surface Heat Fluxes over Inhomogeneous Landscape[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2002. 1-172.
- [7] Ma Y, Su Z, Li Z, et al. Determination of regional net radiation and soil heat flux over a heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau[J]. Hydrological Processes, 2002b, 16: 2963-2971.
- [8] Zhou Mingyu, Xu Xiangde, Bian Lingfen, et al. Observational Analysis and Dynamic Study of Atmospheric Boundary Layer on Tibetan Plateau[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2000. 1-97. [周明煜, 徐祥德, 卞林根, 等. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究[M]. 北京: 气象出版社, 2000. 1-97.]
- [9] Bian Lingfen, Lu Longhua, Cheng Yanjie, et al. Turbulent measurement over the southeastern Tibetan plateau[J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology, 2001, 12(1): 1-13. [卞林根, 陆龙辉, 程彦杰, 等. 青藏高原东南部昌都地区近地层湍流输送的观测研究[J]. 应用气象学报, 2001, 12(1): 1-13.]
- [10] Tanaka K, Ishikawa H, Hayashi T, et al. Surface energy budget of Amdo on the eastern Tibetan plateau using GAME/Tibet IOP98 data[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2001, 79(1B): 505-517.
- [11] Zhang Hongsheng, Li Fuyun, Chen Jiayi, et al. Statistical characteristics of atmospheric turbulence in different underlying surface conditions[J]. Plateau Meteorology, 2004, 23(5): 598-604. [张宏升, 李富余, 陈家宜, 等. 不同下垫面湍流统计特征研究[J]. 高原气象, 2004, 23(5): 598-604.]
- [12] Arya SP S, Sundarajan A. An assessment of proposed similarity theories for the atmospheric boundary layer[J]. Boundary-Layer Meteorology, 1976, 10(2): 149-166.
- [13] Panofsky H A, Tennekes H, Lenschow D H, et al. The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions[J]. Boundary-Layer Meteorology, 1977, 11: 355-361.
- [14] Wang Jemin, Liu Xiachu, Ma Yaoming. The turbulent structure and transfer characteristics of surface layer atmosphere over Gobi region in HEIFE[J]. Acta Meteorologica Sinica, 1993, 51(3): 343-350. [王介民, 刘晓虎, 马耀明. HEIFE 戈壁地区近地层大气的湍流结构和输送特征[J]. 气象学报, 1993, 51: 343-350.]
- [15] Ma Yaoming, Ma Weiqiang, Hu Zeyong, et al. Similarity analysis of atmospheric turbulent intensity over grassland surface of Qinghai-Xizang plateau[J]. Plateau Meteorology, 2002, 21(5): 514-517. [马耀明, 马伟强, 胡泽勇, 等. 青藏高原草甸下垫面湍流强度相似性关系分析[J]. 高原气象, 2002, 21(5): 514-517.]
- [16] Qi Yongqiang, Wang Jemin, Jia Li, et al. A study of turbulent transfer characteristics in Wudaoliang area of Qinghai-Xizang plateau[J]. Plateau Meteorology, 1996, 15(2): 172-177. [祁永强, 王介民, 贾立, 等. 青藏高原五道梁地区湍流输送特征的研究[J]. 高原气象, 1996, 15(2): 172-177.]
- [17] Xu Xingkui, Lin Zhaochun. Remote sensing retrieval of surface monthly mean albedo in Qinghai-Xizang plateau[J]. Plateau Meteorology, 2002, 21(3): 233-237. [徐兴奎, 林朝晖. 青藏高原地表月平均反照率的遥感反演[J]. 高原气象, 2002, 21(3): 233-237.]

Atmospheric Turbulence and Land-Atmosphere Energy
Transfer Characteristics in the Surface Layer of the
Northern Slope of Mt. Qomolangma Area

ZHONG Lei^{1,2,3}, MA Yao-ming^{1,4}, SU Zhong-bo⁵, LIU Xin¹,
LI Mao-shan^{3,4}, MA Wei-qiang^{3,4}, WANG Yong-jie^{1,3}

(1. Institute of Tibetan Plateau Research, the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China;

2. Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610071, China;

3. The Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China; 4. Cold and

Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, the Chinese Academy of

Sciences, Lanzhou 730000, China; 5. International Institute for Geo-Information

Science and Earth Observation, Enschede 7500, the Netherlands)

Abstract: Based on the turbulent data collected at Quzong site, on the northern slope of Mt. Qomolangma, from April 2005 to March 2006, macro-scale turbulent statistical characteristics and land-atmosphere energy transfer before and after the onset of southwest monsoon were acquired by the eddy correlation method. It was found that Monin-Obukhov similarity theory is applicable for Mt. Qomolangma area. The relationship between normalized wind speed standard deviation and atmospheric stability, variances of normalized temperature and humidity standard deviation with atmospheric stability were simulated in the study. It was also found that energy balance components (net radiation flux, sensible heat flux, latent heat flux and soil heat flux) and surface heating field had evident diurnal and seasonal changes. Especially under the influence of southwest monsoon, the sensible heat flux and latent heat flux in Quzong area have evident opposite changing trends. The variation characteristics of other surface parameters (surface reflectance and Bowen ratio) is very clear before and after the breakout of southwest monsoon.

Key words: Surface layer; Atmospheric turbulence; Energy flux; Mt. Qomolangma (Everest); Quzong.