

大气层结对青藏高原近地层 湍流特征的影响

马淑芬 张若军

(气象科学研究院天气动力研究所)

提 要

本文利用1986年夏季青藏高原试验(TIPMEX-86)期间获取的资料,计算分析了该年6月和7月拉萨和那曲近地层摩擦速度 u_* 、特征温度 θ_* 、Monin-Obukhov长度 L 及理查逊数 R_i 在不同大气层结及不同高度的分布特征。分析结果表明:不同大气层结下,湍流运动形式是不同的,湍流热力场的变化远远大于湍流动力场。就空间变化而言, θ_* 随高度变化较大,而 u_* 的变化较小。对大气层结而言,在稳定条件下, u_* 、 θ_* 随高度变化较大;在不稳定条件下, θ_* 、 u_* 随高度变化较小。

在不稳定层结相近的状况下,高原开阔草地上的各种湍流参数,接近或大于北京城郊非均匀地形的数值,而在很稳定的层结下,则高原的参数值小于北京。

一、引 言

近十几年来,人们越来越注意研究发生在近地层里大气现象。这里的大气情况变化复杂。特别是在西藏高原地区,在短短的一天中,在近地层的大气里可能要经受到夏天的酷热与冬日的寒冷,大气运动几乎总是处于湍流状态。因此要研究它们的变化必须要非常精细的观测资料。1986年夏季中美青藏高原联合探测的实施,提供了研究发生在近地层大气过程的细微结构的可能。

二、观测目的

1986年夏季青藏高原试验(TIPMEX-86)期间,在拉萨和那曲都设立了装备有自动观测仪器的观测塔,观测到的数据能自动贮存在磁带上,以便于事后的分析与整理。拉萨地区观测的时间为1986年6月9日—7月20日(凯撒历160日—201日),共计42天,时间间隔为20分钟;那曲观测时间密度为一小时一次,从1986年6月13日—6月28日(凯撒历164日—179日)历时16天。

本次试验对0.076米、5米、10米、20米四个层次上的温度、湿度以及风的水平和垂直分

量等气象要素进行了观测。现场为短草覆盖的开阔的平坦地。

分析整理了所有有关的观测资料,以这些资料为依据,从相似理论出发,详细讨论了各种大气层结下,不同高度各种湍流参数的变化特征,从而为认识青藏高原边界层状况,提供了一些有用的事实。

三、大气近地层湍流参数的确定

40年代初相似理论问世,开拓了对湍流运动研究的新方向。迄今为止,为了描述边界层的湍流特征,通常采用的方法,还是以相似理论为基础。

根据相似理论,近地层的基本特征可由摩擦速度 u_* 、特征温度 θ_* 和 Monin—Obukhov 长度 L 来度量,它们的定义分别为

$$u_* = (\tau/\rho)^{1/2} \quad (1)$$

$$\theta_* = -H/\rho c_p u_* \quad (2)$$

$$L = u_*^2 \theta / kg \theta_* \quad (3)$$

式中 H, τ, k, g, θ 分别表示地面热通量,地面切应力,卡曼常数,重力加速度和地表温度。 u_* 是一个重要的速度尺度, θ_* 是一个重要的温度尺度, L 则是重要的长度尺度,但是直接使用 L 表示稳定度有时很不方便,实际应用中以无因次量 z/L 来代替 L 作为稳定度参数, z 为垂直高度。

湍流动力场和热力场则是可以和平均风速 \bar{u} 和平均温度 $\bar{\theta}$ 分布联系起来。

$$(kz/u_*)(\partial \bar{u}/\partial z) = \Phi_m \quad (4)$$

$$(kz/\theta_*)(\partial \bar{\theta}/\partial z) = \Phi_h \quad (5)$$

式中 Φ_m 和 Φ_h 分别是无因次风速切变和温度切变。大气热力层结的类型和程度对于湍流运动是决定性的因子,根据 Businger 等^[1]的研究,认为 Φ_m 和 Φ_h 有如下的形式:

$$\left. \begin{aligned} \Phi_m &= (1 - 15z/L)^{-1/4} \\ \Phi_h &= 0.74(1 - 9z/L)^{-1/2} \end{aligned} \right\} z/L < 0 \quad (6)$$

$$\left. \begin{aligned} \Phi_m &= 1 + 4.7z/L \\ \Phi_h &= 0.74 + 4.7z/L \end{aligned} \right\} z/L > 0 \quad (7)$$

Φ_m 和 Φ_h 在不同层结下的表达式隐含了湍流运动形式的复杂性。

当 $z/L > 0$ 时,对方程(4),(5)积分,可得出近地层的廓线分布如下:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\bar{u}_2 - \bar{u}_1}{u_*} &= \frac{1}{k} (\ln(z_2/z_1) + 4.7 \frac{\Delta z}{L}) \\ \frac{\bar{\theta}_2 - \bar{\theta}_1}{\theta_*} &= \frac{1}{k} (0.74 \ln(z_2/z_1) + 4.7 \frac{\Delta z}{L}) \end{aligned} \right\} z/L > 0 \quad (8)$$

根据(8)和(3)用风速和温度平均值的梯度观测值可以求出 u_*, θ_* 及 L 等参数。

当 $z/L < 0$ 时,由于(6)为负指数形式,积分后得出近地层的廓线分布如下:

$$u_* = \frac{k(\bar{u}_2 - \bar{u}_1)}{\ln(z_2/z_1) - \Psi_1} \quad (9)$$

$$\theta_* = \frac{k(\bar{\theta}_2 - \bar{\theta}_1)}{0.74(\ln z_2/z_1) - \Psi_2} \quad (10)$$

其中

$$\Psi_1 = \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{z} (1 - (1 - 15z/L)^{-1/4}) dz \quad (11)$$

$$\Psi_2 = \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{z} (1 - (1 - z/L)^{-1/2}) dz \quad (12)$$

因此,在不稳定情况下 L, u_*, θ_* 是要用迭代法求解才能得到。

此外,还引入判别大气湍流强弱的参数,理查逊数 R_i

$$R_i = (g/\bar{\theta})(\partial \bar{\theta}/\partial z)/(\partial \bar{u}/\partial z)^2 \quad (13)$$

从 R_i 的定义中可以看出它反映了湍流发展中,浮力产生项与切变产生项的相对重要性。

四、不同层结下的湍流参数

表1和表2分别列出了利用那曲10米和0.076米高度处的资料计算的稳定层结和不稳定层结下 L (米), u_* (米·秒⁻¹), θ_* 和 R_i 的分布以及相应的10米高度处的风速 u_2 (米·秒⁻¹) 和位温梯度 θ_z (开·米⁻¹)。以下各图表中的有关单位与表1同。每表共有14组数,以 R_i 的大小为排列顺序的依据。

表1 那曲稳定层结的湍流参数

序号	日期	地方时间	R_i	L	u_*	θ_*	u_2	θ_z
1	1986年6月25日	21时	0.0007	2130.2	0.356	0.005	5.0	0.006
2	14日	18时	0.0008	1859.6	0.465	0.011	6.5	0.011
3	14日	19时	0.0032	464.5	0.463	0.043	6.6	0.046
4	26日	23时	0.0055	269.5	0.425	0.062	6.1	0.067
5	28日	1时	0.0071	206.7	0.441	0.087	6.4	0.096
6	16日	20时	0.0096	150.0	0.444	0.121	6.6	0.137
7	14日	21时	0.0122	116.6	0.404	0.128	6.1	0.148
8	15日	20时	0.0309	42.3	0.340	0.252	5.8	0.342
9	17日	23时	0.0509	23.1	0.240	0.232	4.7	0.376
10	17日	5时	0.0854	11.0	0.126	0.131	3.3	0.296
11	14日	21时	0.1383	4.0	0.056	0.070	2.6	0.307
12	16日	18时	0.1686	2.0	0.021	0.020	1.7	0.159
13	15日	6时	0.1945	0.7	0.007	0.006	1.4	0.125
14	21日	20时	0.2063	0.2	0.005	0.011	3.0	0.609

表2 那曲不稳定层结的湍流参数

序号	日期	地方时间	$-R_s$	$-L$	u_*	$-\theta_*$	u_2	$-\theta_z$
1	1986年6月25日	16时	0.0002	8800.1	0.569	0.003	7.9	0.003
2	25日	14时	0.0005	3202.7	0.559	0.009	7.8	0.009
3	26日	12时	0.0018	841.5	0.713	0.055	9.9	0.057
4	13日	14时	0.0035	435.9	0.455	0.045	6.2	0.046
5	17日	18时	0.0070	223.4	0.624	0.170	8.5	0.171
6	13日	11时	0.0210	76.8	0.525	0.348	6.8	0.330
7	18日	16时	0.0402	41.0	0.538	0.696	6.7	0.626
8	24日	15时	0.0600	27.9	0.541	1.044	6.6	0.900
9	20日	12时	0.0925	18.4	0.296	0.455	3.5	0.370
10	16日	11时	0.2035	8.6	0.255	0.719	2.7	0.514
11	21日	7时	0.4071	4.4	0.103	0.215	0.2	0.132
12	23日	7时	0.6141	3.0	0.109	0.361	0.2	0.200
13	21日	10时	0.8222	2.3	0.159	0.103	1.4	0.528
14	26日	10时	1.1302	1.7	0.123	0.831	1.0	0.387

从表1可以看出稳定层结多出现在夜晚或凌晨。表2则表明了不稳定层结多出现在近中午及午后。综合分析表1和表2可以看出, $|R_s|$ 每增加一个量级, $|L|$ 大约减少一个量级。 θ_* , u_* 与 R_s 没有简单的对应关系。

以下进一步分析稳定层结下的特征:当 $\theta_z \sim 0.3$ 开·米⁻¹时,若 $u_2 > 3$ 米·秒⁻¹,则 u_* 和 θ_* 都有较大的值, $R_s < 0.10$ 。这说明逆温很强时,虽然热力因子使湍流减弱,但若风速切变很大时,湍流仍然能发展。当 R_s 趋于临界值(取作0.212), L , θ_* , u_* 都变化很小,这时的风场与温度场的配置是风速切变较小,逆温较强。负的浮力作用对湍流的抑制作用表现强烈。这说明在稳定情况下,湍流能否发展,动力因子起决定性的作用。

从表2所列各种湍流参数的分布中可以看出,很不稳定层结往往出现在风速切变较小的情况下,此时的 u_* 值很小,相当于弱不稳定层结时的五分之一; θ_* 则大约增加了1—2个量级。 u_* 不再是重要的参数,全部湍流运动几乎全是由于强烈的地面加热($-\theta_z$ 较大)形成的浮力引起。也就是说在不稳定层结情况下,随着 $-R_s$ 的增加, u_* 逐渐减少,而 θ_* 的绝对值变化比较复杂,但多数情况是增加的。即此时的湍流场中,湍流动力因子起一定作用,而湍流热力因子却起着更重要的作用。而在弱稳定和弱不稳定时,有较大的 u_* 值和较小的 $|\theta_*|$ 值,从相应的风场和温度场可以看出,此时的风速切变是大的,温度梯度是小的。湍流热力因子较弱,而湍流动力因子却起着重要的作用。

比较表1和表2,还可以看出不稳定层结下各种湍流参数的绝对值都大于稳定层结的值。在不同层结下,湍流动力因子和湍流热力因子的作用,及其相互关系是不同的。拉萨在不同层结下各种湍流参数之间的相互关系与那曲基本相一致,在此不赘述了。

五、湍流参数的时空变化

图1给出了用那曲10米和0.076米高度处的资料计算的湍流参数的平均日变化(6月21—28日)。引入10米与0.076米的温度差 $\Delta t(^{\circ}\text{C})$ 。

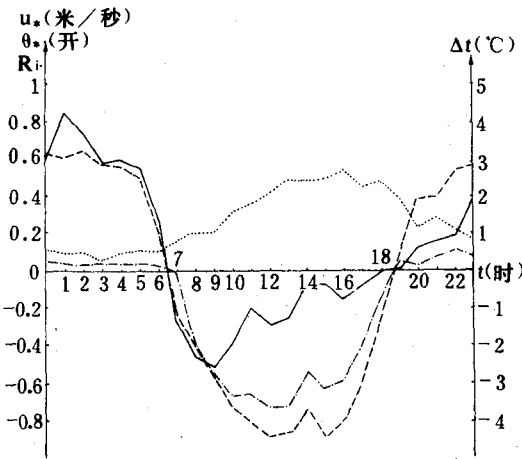


图1 那曲湍流参数的平均日变化(6月21日—28日)
..... u_* , - · - θ_* , — R_i , - - - Δt

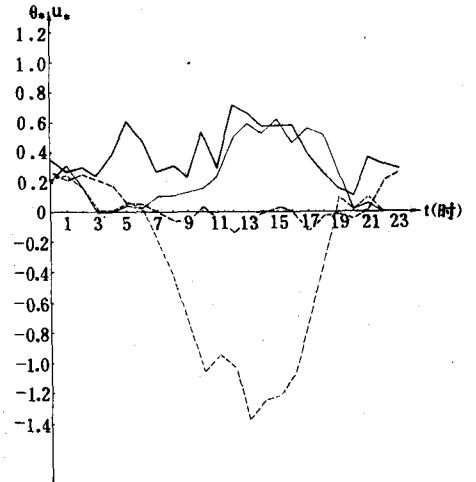


图2 那曲湍流参数晴天与阴天的日变化
— u_* (晴), - u_* (阴) — θ_* (晴),
- - - θ_* (阴)

从图1可以看出 u_* , θ_* , R_i 都具有明显的日变化特征。夜间 R_i 有较大的正值, θ_* 为较小的正值, 在1点左右 R_i 达到最大, 而 θ_* 最小。日出后, 随着地面的加热, R_i , θ_* 变为负值, $-R_i$ 在9点时最大, 而 $-\theta_*$ 在11点以后才达到最大。就其绝对值而言, 白天的 θ_* 要比夜间的大1个量级。 u_* 在24小时内常为正值, 其变化幅度不如 θ_* 大, 白天大约是夜间的3倍。日出和日落以后, 有一个短时间很小的温度梯度, 近于等温, θ_* , R_i 明显地减少, 而 u_* 比前者要晚一个小时才开始减小。

以上是就平均而言, 但在不同天气条件下差别是很大的, 图2给出的是那曲晴朗天气(6月21日)和阴天(6月25日)用和图1相同层次的资料计算的 u_* 和 θ_* 的日变化。可以看出晴朗天气时, 由于日出以后温度增加急剧, 湍流热力场变化很大, 而阴天有云, 温度变化较慢, 湍流热力因子显得不活跃, 其数值比晴天时相差1至2个量级, 而湍流动力因子受有云无云的影响相对是小的。

图3、图4与图5分别给出了拉萨和那曲用三个不同层次, 即5米, 10米, 20米分别与0.076米之间的各气象要素的梯度观测资料所计算的 R_i , u_* 和 θ_* 的平均日变化(6月13日—28日)。

综合分析图3、图4和图5可以看出: 就多日平均而言, 拉萨与那曲一样, 各个层次的 R_i , u_* , θ_* 都有着明显的日变化及程度不同的空间变化。

图3表明 R_i 空间变化明显, 其绝对值随高度增加, 图4的三条曲线几乎重叠, 清楚地表明 u_* 随高度变化较小(一般随高度略有减少)。图5则显示了 θ_* 空间变化比 u_* 略大, 受层结

的影响更明显。湍流参数的这些空间变化,在逐日的变化中也能显示出来,只不过每天的情况不会完全相同就是了。

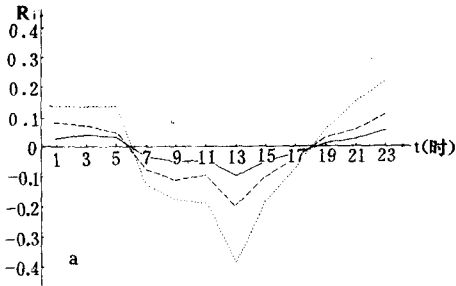


图3 a 拉萨 R_i 的各层平均变化
—5米, ---10米,20米

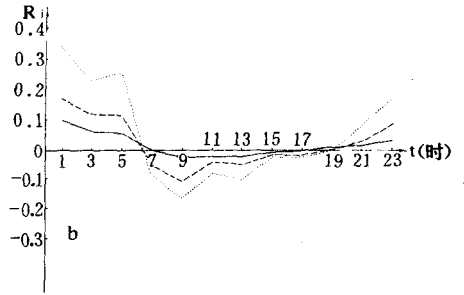


图3 b 那曲 R_i 的各层平均变化
—5米, ---10米,20米

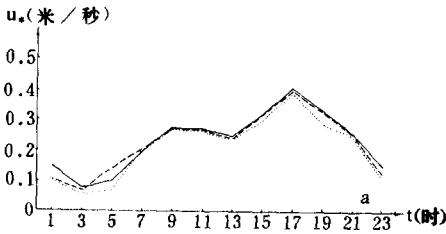


图4 a 拉萨 u_* 的各层平均变化
—5米, ---10米,20米

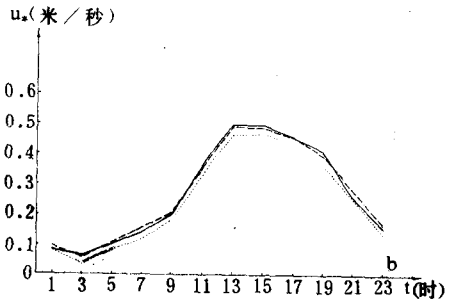


图4 b 那曲 u_* 的各层平均变化
—5米, ---10米,20米

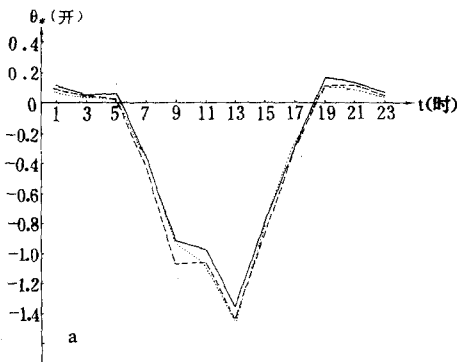


图5 a 拉萨 θ_* 的各层平均变化
—5米, ---10米,20米

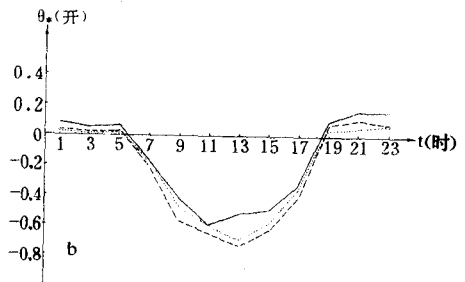


图5 b 那曲 θ_* 的各层平均变化
—5米, ---10米,20米

根据 D. A. 豪根等^[2]的结论,在23米以下,将热量和动量的垂直通量视为常数,只有±20%的误差。根据相似理论可以推论 u_* , θ_* 也应具有这种性质。我们从那曲(16天)与拉萨(42天)资料计算结果统计得出,就小时平均而言,在不稳定条件下,若20米以内 u_* 视为常值,绝对误差一般为5—15%,或者更小;而 θ_* 为15—30%,或者还要大一些。而在稳定层结情况下, u_* , θ_* 的空间变化常常大于不稳定层结情况(特别是 $R_i > 0.1$ 以后),经常只在5米,10米处的变化较小,因此可以说常值通量层高度比不稳定层结时的低。这意味着大气层结越不稳定,地气系统之间的强烈的相互作用所产生的影响就扩展得越高,而随着大气层结稳定度的增加,这种影响所能到达的高度会降低。

对比图3—图5中拉萨和那曲湍流参数的变化,可以看出拉萨的 $-R_i$ 值白天的数值及空间变化都大于那曲,而夜间则出现相反的情况; θ_* , u_* 在夜间两地大小差不多,而白天的 θ_* 那曲比拉萨略大,峰值出现的时间也不同(那曲在16点附近,而拉萨要晚4小时);白天 θ_* 的绝对值拉萨比那曲大得多,最多时可大近三分之一,也就是说拉萨的 θ_* 的日变化比那曲大得多。

六、高原与平原湍流参数的比较

青藏高原平均海拔4000米以上,是世界上最高大,地形最复杂的高原。地气系统的相互作用及湍流交换具有复杂的特点,为说明其独特性最好在平原选站进行同步观测以作充分合理的对比。但由于受各种条件的限制,这一点并不是很容易做到的。

因 TIPMEX—86没有进行平原的同步观测,为研究高原与平原近地层湍流参数的异同之处,在这里我们引用王立治等^[3]给出的1983年3月9—10日在北京市北郊高325米气象塔附近取得的高度约为20米处的资料来进行比较。观测点周围地形较为复杂,有树木,民房,厂房及其它建筑。

从由 TIPMEX—86所获取的观测高度为20米的资料计算结果中,选取与王立治等给出的资料相近层结条件下的湍流参数,并将这些有一定意义的的数据列于表3。虽然文中所举的两种观测手段等各方面有许多不同之处,但仍然可以看出一些极为明显的特征。

表3 那曲与北京湍流参数的比较

序 号	z/L		u_*		θ_*	
	北京	那曲	北京	那曲	北京	那曲
1	-4.3	-4.3	0.136	0.154	-0.276	-0.505
2	-14.9	-14.7	0.083	0.118	-0.362	-0.970
3	-14.9	-14.6	0.083	0.118	-0.362	-0.987
4	-11.4	-11.4	0.106	0.112	-0.452	-0.690
5	0.70	0.76	0.050	0.184	0.006	0.122
6	4.6	3.1	0.053	0.058	0.044	0.051
7	4.6	5.3	0.053	0.020	0.044	0.010

从表 3 可以看出在层结相近的情况下,当层结不稳定时,高原平坦短草地上的摩擦速度接近或略大于平原(北京,以下略)复杂地形的摩擦速度;而高原上的摩擦温度(绝对值)远远大于平原上的数值,两者之差还随着不稳定程度的增加而增加。也就是说在近地层中不稳定层结条件下,来自热力因素的湍流交换比平原大得多。随着稳定度的增加,高原与平原湍流参数的差别出现了与不稳定层结时相反的情况,即平原上的摩擦温度和摩擦速度大于高原上的数值。

从以上讨论可以看出,高原平坦地形条件下在不稳定层结下,在湍流运动中所起动力和热力影响接近或大于平原上复杂地形的各种湍流交换。高原近地层湍流参数受层结条件的影响远远大于平原,高原上的湍流运动有更大的日变化。

综合分析表 1、表 2 和表 3,可以看出高原和平原的湍流参数也有很多共同之处,即在很不稳定时,摩擦温度的绝对值较大,摩擦速度较小;弱不稳定时有较大的摩擦速度和较小的摩擦温度。

七、结 论

1. 不稳定层结下各种湍流参数值的绝对值均大于稳定层结下的数值。

2. θ_* , u_* 随稳定度变化敏感,特别是由弱不稳定到弱稳定的变化过程中。

3. 各湍流参数有着明显的日变化, $|R_i|$ 随高度增大;不稳定层结下, u_* , θ_* 空间变化较小,而稳定层结下变化较大。 θ_* 的变化在前两种层结下都大于 u_* 的变化。也就是说近地层的常值通量层的高度随着大气的的不稳定度增加而增高,随着稳定度的增加而降低。

4. 高原上短草覆盖的开阔平坦地形条件下的各种湍流参数在不稳定层结时,强于或接近平原上粗糙地形的湍流特征。而很稳定的层结,高原上的各种湍流参数又小于平原上粗糙地形条件下的各种湍流参数。

本文结果是在大量实测资料(每个要素有 3 千多个观测值)分析基础上获得的,应该为研究大气近地层,特别是高原边界层提供一些有用的事实。

从分析中可以看出,那曲和拉萨各参数的变化不完全相同,但其原因尚不能断论,因为那曲的资料只有 16 天,而拉萨的有 42 天,同时,观测时间密度也不一样,故不能作深入比较。

TIPMEX-86 是继 1979 年青藏高原考察的第二次观测,但两次观测的时间都是夏季,那么冬季怎么样呢?湍流参数又将会有怎样的不同?为弄清以上事实,还应在不同季节条件下对拉萨和那曲作同等的观测。

致谢:对周秀骥,丁一汇,郑庆林三位教授给本工作的帮助表示衷心感谢。

参 考 文 献

- [1] Businger, J. A., et al., Flux — profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181—189, 1971.
- [2] D. A. 豪根主编, 微气象学, 28—29, 科学出版社, 1984年。
- [3] 玉立治、章小平、王晓晖、李德新、张越, 城郊大气近地面层湍流特征的初步研究, *大气科学*, **9**, 1, 11—17, 1985。

THE INFLUENCE OF ATMOSPHERIC STRATIFICATIONS
ON TURBULENT FEATURES IN THE SURFACE LAYER
OVER THE TIBETAN PLATEAU

Ma Shufen Zhang Ruojun

(*Institute of Synoptic and Dynamic Meteorology, AMS*)

Abstract

This paper is to describe the distribution features of turbulent parameters, friction velocity u_* , characteristics temperature θ_* , and Monin—Obukhov length L , and Richardson number R_i at the various levels with different stratified conditions in the surface layer at Lhasa and Naqu sites during June and July 1986 by using the data from the Tibetan Plateau Meteorological Experiment 1986 (TIPMEX—86). The results show that there are a variety of turbulent motion forms under various conditions of the stratification, and the adjustment of thermal process is faster than that of dynamical process. It has also been found that under stable conditions, the change of u_* or θ_* with height respectively is larger than that under unstable conditions. The turbulent parameter values for $L < 0$ in the plateau are near to or larger than those in Beijing suburb. But for $L > 0$, the former is smaller than the later.