

青藏高原西部改则地区大气边界层特征^{*}

李家伦 洪钟祥 孙菽芬

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 利用第二次青藏高原大气科学考察试验(TIPEX)改则站大气边界层物理观测资料,着重揭示了该地区边界层结构的观测事实,尤其是近地层风、温、湿特征和土壤温、湿特征。主要结果如下:(1)边界层内风速随高度呈多极值分布,即使在白天混合层内,空气上下混合也较差;(2)边界层内白天温度递减率较大,可达到 $1.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$;(3)白天,边界层常出现逆湿现象。

关键词: 青藏高原; 边界层结构; 观测分析

1 引言

由于青藏高原对亚洲地区及全球大气环流和天气气候均有巨大影响,气象科技工作者一直致力于这方面的研究。第一次青藏高原大气科学试验和研究及以后的气象观测实验中,在高原近地面热量平衡、高原低涡及对我国东部降水影响,高原动力和热力作用对大气环流和气候影响等方面取得了许多有意义的成果^[1]。

青藏高原对大气的各种热力和动力效应是通过高原近地层和边界层影响自由大气的。对于高原大气边界层尤其是近地层微气象特征的分析研究显得尤为重要。测量和研究高原地—气物理过程,既可以了解高原这一特殊边界层结构,又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。在以前的观测实验中,由于当时科技水平的限制,对高原尤其是高原西部地区的一些重要物理过程如边界层结构、土壤温湿结构等的观测和研究不够深入。

中国科学院大气物理研究所承担了第二次青藏高原大气科学考察试验(TIPEX)在青藏高原西部改则地区的大气边界层物理过程观测任务,这是首次在自然条件相当恶劣,交通十分落后的高原西部改则地区设立的一个边界层观测站。对于了解高原这一地区大气状态、边界层物理过程、近地层能量收支和大气湍流结构有很大的意义;对于预测预报我国灾害性天气亦将会起到重要作用。本文主要介绍在观测期的边界层风、温、湿特征和土壤温湿特征。

2 观测位置及环境状况、观测内容简介

有关测点详细内容我们已另作报道^[2],这里仅作简要介绍。

1998-12-21收到,1999-01-25收到修改稿

^{*} 本研究得到国家科委攀登-B(95-38)、中国科学院大气物理研究所所长择优基金和中国科学院院长特别基金的部分资助

观测点位于改则县东 7 km 处 ($32^{\circ}08'N$, $84^{\circ}28'E$), 海拔高度 4430 m, 观测区东西长 15 km, 南北宽 5~7 km 的面积内是基本平坦地面。观测场地四周不同距离内基本上是高低不一的小山所包围。其中最近的山在观测铁塔的东南偏东 1.3 km 处, 相对高度约为 40 m, 面积约为 0.4 km^2 的孤立小山丘, 再往远距离为平坦地面; 最远的山距观测塔有 10 km 以上。最高的山在观测塔的西南及西南偏西方向, 距观测塔有 6 km 左右, 相对高度为 200 m 到 300 m。该地区属于高原亚寒带和寒带季风干旱气候^[3], 下垫面发育着以高原针茅草和荒漠沙生针茅草为主要植被的高寒山区荒漠土和半荒漠草原土, 土层砂量较高, 植被稀疏。观测场地地形及下垫面基本上代表了高原西部特征。

实验内容主要包括:

近地层 7 层 (观测高度分别为 0.5、1.0、2.0、5.0、10.0、15.0 和 20.0 m) 风、温、湿平均量观测, 时间为 1998 年 6 月 6 日~7 月 17 日。与其同步的还有地面辐射观测。

边界层风、温平均量由低层大气廓线仪 (LAP-3000) 观测, 时间为 6 月 7 日至 7 月 16 日; 由于该地区阵性风特别强, 系留气艇观测次数较少, 而且是不定期的。

地温观测 7 层 (0.0、0.1、5.0、10.0、20.0、50.0 和 80.0 cm); 地热流观测两层 (1 cm 和 10 cm), 与近地层风温湿平均量同步。

土壤湿度 3 层 (深度分别为 0.0、10.0 和 20.0 cm), 时间为 6 月 10 日至 7 月 17 日, 中午前后两天一次, 下雨时一天一次。

大气湍流观测 2 层 (2 m 和 15 m), 时间为 6 月 7 日至 7 月 14 日。

仪器于观测前进行了标定, 观测后, 部分仪器又进行了标定。

3 观测结果

3.1 观测期天气背景状况

由于该地区属于寒带和亚寒带干旱气候, 在观测前期, 天气以晴为主, 能见度一般情况下均可达到 50 km, 中午前后有对流云 (主要是淡积云) 发展。在观测后期, 能见度也很好, 除伴有对流的晴天外, 也出现多云、阴天天气。在本次观测实验中, 第一次出现降水现象是 6 月 16 日 15 时 10 分 (北京时, 下同。当地地方时比北京时晚 2 小时 22 分)、6 月 28 日 15 时至 18 时也出现过降水现象。第一次出现可定量观测降水时间是 6 月 29 日 22 时至次日凌晨 3 时, 降水量为 2 mm。此后, 6 月 30 日 (2 mm), 7 月 2、6、7 (2 mm)、8 (1 mm)、14、15 (5.5 mm)、17 日 (4 mm) 有降水。7 月 18 日中午前后出现了雷雨、大风和冰雹天气, 降水量较大, 地面已有积水。空气中的水汽含量, 在雨季前较小, 在雨季开始后较大。

在本次实验过程中, 地面平均气压为 594.4 hPa, 最高时可以超过 600 hPa, 最低时仅有 591 hPa 左右。

在观测期, 风向以偏西风为主 (WSW, W, WNW), 频率达 35% 以上, 在 7 月份, 偏东风的频率上升。观测期平均风速在 10:00 左右最小, 在 21:00 左右最大。有关观测期各气象要素日际变化我们已另文发表^[2]。

3.2 近地层微气象结构观测

近地层观测主要包括平均量和湍流量的观测。湍流是近地层中重要特征。通过湍流

观测, 可以直接获得地面通量, 湍流强度等重要参数。本次实验采用中国科学院大气物理研究所自制的 UAT-1 超声风速仪和北京大学研制的钨铼丝温度脉动仪, 在 2 m 处还装有一台美国 AIR 公司生产的 AIR-HA-1PX 湿度脉动仪。所有脉动仪采样频率均为 10 Hz, 每组样本采样时间为 30 min。共获得 33 天可用资料, 其中各种观测仪器同步观测有 18 天。

在近地层平均量观测中, 主要观测了风、温、湿及辐射, 采样频率为每 30 s 一次, 连续采样。

3.2.1 近地层方差统计量

作者统计了 $\frac{\sigma_u}{u_*} (= A)$, $\frac{\sigma_v}{u_*} (= B)$, $\frac{\sigma_w}{u_*} (= C)$ 随稳定度 $\frac{z}{L}$ 的变化, 在中性条件 (本研究取 $-0.07 \leq z/L \leq 0.07$ 为中性^[4]), 近地层湍流以机械湍流为主, A、B、C 应为常数, 本研究共获得 2 m 处中性湍流资料样本 169 个, 15 m 处中性湍流资料样本 40 个, 统计结果为, $A=3.21 \pm 0.67$, $B=2.39 \pm 0.57$, $C=1.46 \pm 0.11$ 。这一结果显示, C 值与祁永强等 ($A=2.98$, $B=2.91$, $C=1.35$)^[5] 在五道梁观测结果较为一致, A、B 值与文献[5]的结果有较大的差异。这与观测点的地形有关, 说明观测场周围的山地对垂直速度影响较小, 对纵向和横向湍流速度有较大的影响。图 1~图 3 分别为 (σ_u/u_*) , (σ_v/u_*) 和 (σ_w/u_*) 随稳定度的变化情况, 从图中可以看出, 即使在稳定条件下, 也有较好的拟合关系。关于近地层湍流结构更进一步的研究将另作报道。

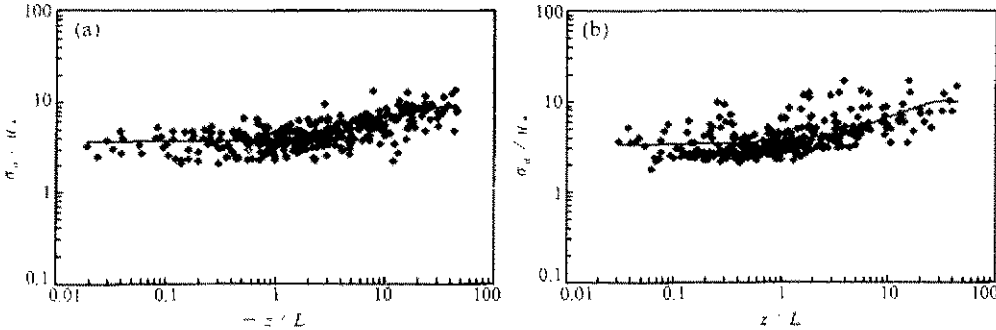


图1 σ_u/u_* 随稳定度的变化

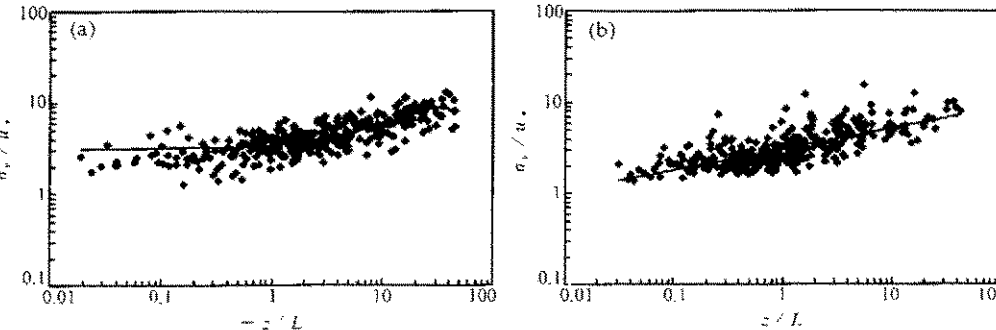
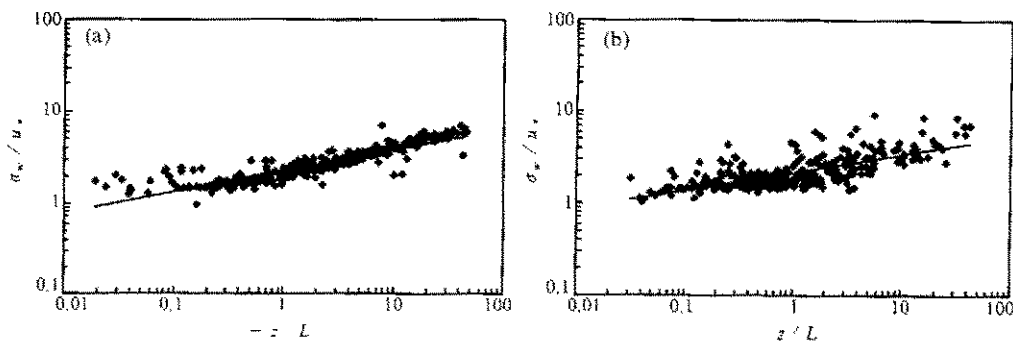


图2 σ_v/u_* 随稳定度的变化

图3 σ_w / u 随稳定度的变化

3.2.2 近地层垂直速度

高原的大气对流运动一致是气象工作者关注的问题^[6], 以前一般是通过各种方法估

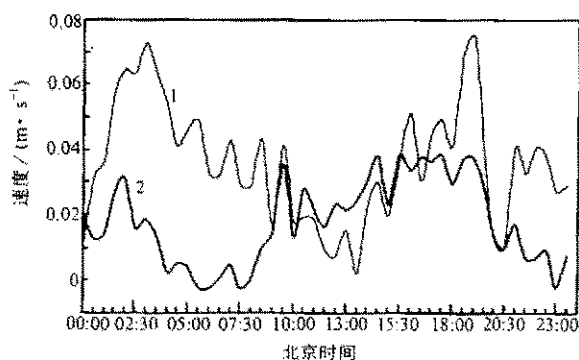


图4 观测期平均垂直速度日变化
(1) 2 m; (2) 15 m

算垂直速度。利用超声风速仪观测的垂直速度分量, 统计了观测期垂直速度的变化情况, 统计结果表明, 该地区上升运动出现频率高, 这可能与大气环流背景和地面加热有关。就其大小而言, 垂直速度瞬时值较大, 30 min 平均可以出现几十厘米每秒的量级, 图4为整个观测期平均垂直速度日变化, 从图中可以看出, 最大时在15 m可以达到7 cm/s以上, 在2 m可以达到3 cm/s以上, 这在量级

上与叶笃正^[6]的计算结果较一致, 但这次观测结果比叶笃正报道1 cm/s的结果要大, 可能是观测地区受到局地环流的影响。从15 m垂直速度日变化图(图4)上看, 一天中有两个极大值, 一个出现在3:00左右, 一个出现在19:00左右, 极小值则分别出现在0:00和13:00左右。2 m高处的极大值主要出现在15:00到19:00左右, 另外, 在03:00和09:00左右分别有极大值。2 m处的极小值主要出现在06:00和23:00前后。在廓线仪观测的垂直速度也发现相同的变化情况。一般认为高原午后地表温度高, 边界层呈超绝热状态, 热对流很强, 因此午后垂直速度大。但这次观测发现与上述观点有差异。可能原因与观测点地形有关, 前面已提及, 该观测点在一山谷中, 夜间的山谷环流在谷内为上升气流, 造成垂直运动较大; 白天山谷环流在谷内为下沉气流, 抵消了部分热对流形成的上升气流, 故观测结果出现白天垂直速度反而比夜间小。

图5为垂直速度大小随稳定度的变化。从图中可以看出, 垂直速度在中性时较大, 随稳定度的变化不明显。

3.2.3 近地层风速观测结果

观测期近地层平均风速在下午至晚上较大, 在凌晨和上午较小。近地层风的另一个特点是, 阵性风很大, 风杯测风记录可以达到20~30 m/s, 持续时间可达几分钟到十

几分钟。从风速上下层差异看, 白天上下层风速差较小, 夜间较大, 这与白天湍流输送造成上下层动量交换较强相一致。从近地层风廓线看, 中性条件下在半对数坐标中风廓线为直线, 与一般情况相同。

3.2.4 温度日变化

图 6 为观测期不同高度 (0.5 m、10 m、20 m) 温度日变化, 就观测期平均而言, 辐射逆温在 21:00 到 21:30 开始形成, 在次日 8:30 到 9:00 消散。从 20 m 温度与 0.5 m 温度差可以看出, 当地夜间辐射冷却和日间辐射加热均很强。夜间, 逆温强度最大时可达 $2^{\circ}\text{C}/20\text{ m}$, 时间为深夜 4 时前后, 日间则出现很强的超绝热递减率, 最强时可达 $-2.5^{\circ}\text{C}/20\text{ m}$ 以上, 时间为 14:00~17:00。从图 6 还可以看出, 该地区昼夜温差较大, 0.5 m 高度平均昼夜温差超过 15°C , 这与下垫面的特性有关。

3.2.5 湿度日变化

该地区湿度较小, 尤其是中午前后, 一般情况下相对湿度低于 10%, 而在凌晨前后相对湿度较高。图 7 为观测期 0.5 m、5 m 和 15 m 比湿平均变化。比湿在凌晨较高, 早晨日出后开始减小, 到 17:00 左右降到最小, 日落后开始增加。从图中还可以看见另一现象, 比湿在 10:00 到 12:00 过后, 出现上层比湿大于下层的逆湿现象。在第一次青藏高原科学考察时, 在白天 (06~18 时) 的贴地层 (2 m 高度以下) 也观测到逆湿现象^[7], 作者还分析了逆湿出现的背景, 认为与下垫面长期处于干燥状态和由冬转夏的环流背景场有关。关于近地层逆湿形成机理问题, 仍值得进一步研究。

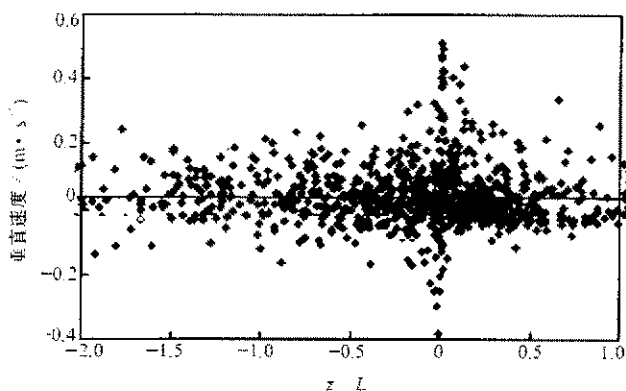


图 5 观测期垂直速度随稳定度的变化

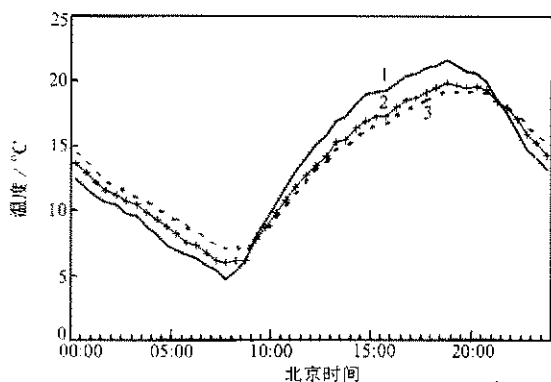


图 6 观测期温度日变化
(1) 0.5 m; (2) 5 m; (3) 20 m

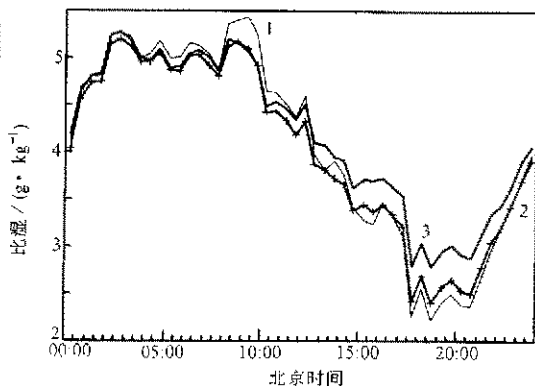


图 7 观测期比湿日变化
(1) 0.5 m; (2) 5 m; (3) 15 m

3.3 边界层风温湿特征

3.3.1 边界层廓线

由于该地区阵性风大, 不利于系留气艇的观测, 系留探测资料较少。同时, 由于廓

线仪观测原理限制,湿度较小时,回波信号较乱,尤其是中午,观测资料也少。本文只分析部分观测结果。

图 8 的 a、b、c、d 分别为 6 月 26 日 08 时和 11 时用系留气艇观测的风速、温度、位温及比湿廓线图。从图中可以看出,风在 08 时,100 m 以下风速随高度变化不大,在约 150 m 高度有一极小值,尔后风速随高度增加而增大,在约 350 m 处达到极大值,这与 100 m 以下有一个强逆温层(见图 8b)存在而阻滞动量下传的结果有关。在 11 时总体上说风速减小,但低层风相对增大了,这是由于地面加热,辐射逆温消散,大气层结的不稳定性加强,动量下传的结果。图 8b 表明,温度在 08 时明显存在贴地逆温,到 11 时,整层温度随高度递减。从图 8c 可见,在贴地层,位温随高度递减,在贴地层上面,位温随高度的变化不大,混合层高度在 400 m 左右。在混合层上部为一逆温层覆盖,这与一般情况下相同。从图 8d 可见,湿度随高度减小。这与一般情况下基本相近。但值得指出的是,风速在 400 m 左右以上高度反而比低层要小的现象,边界层中的风有多极值现象。08 时比湿在低层随高度变化不大。

在系留探空中,6 月 29、30 日,7 月 1、4 日的不同时段也发现逆湿现象。6 月 29、30 日和 7 月 1 日的逆湿与当时的大尺度天气系统有关。7 月 4 日的逆湿出现在

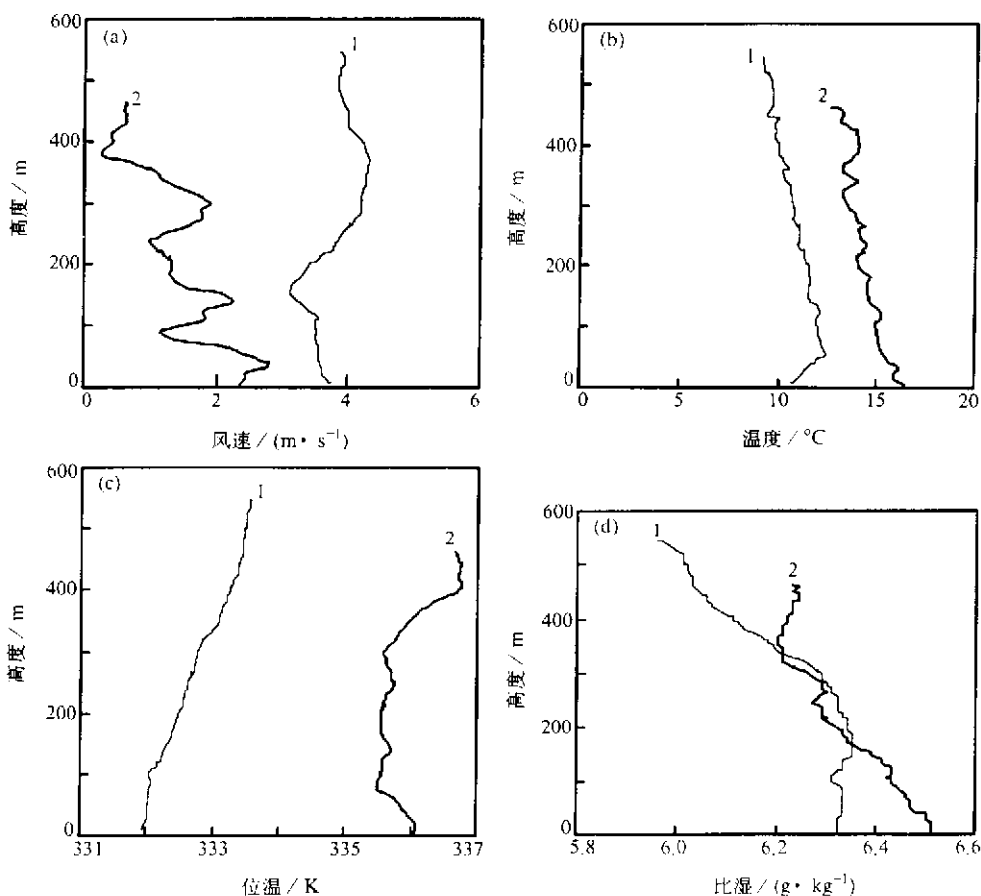


图 8 边界层 (a) 风廓线; (b) 温度廓线; (c) 位温廓线; 和 (d) 比湿廓线

(1) 08 时; (2) 11 时

07:00~08:00, 这与逆温有关, 也可能与水汽的中小尺度输送有关, 因为在观测场地四周 50 km 以内有面积 30~100 km² 的湖泊, 尤以西南面约 13 km 的拉果错和东面约 8 km 的洞错较大。

图 9 为廓线仪观测的平均温度廓线。从图中可以看出, 22 时温度廓线有逆温存在, 其平均逆温高度在 160 m 左右 (关于逆温高度稍后将详细讨论)。利用观测期平均温度随高度的变化廓线, 本文计算了 225 m 到 525 m 高度 (高于 525 m 时, 资料样本较少) 的温度递减率, 结果发现, 从 11 时到 22 时, 温度递减率均接近或超过

0.90 °C/100 m, 从 13 时到 21 时均超过 1.0 °C/100 m, 其中, 北京时间 15 时和 16 时的温度递减率可达 1.6 °C/100 m。说明该地区大气边界层中经常处于超绝热状态。温度递减率超过干绝热直减率这一结果, 在第一次青藏高原大气科学考察中也有报道^[8]。廓线仪观测到的边界层的另一特征与系留探空结果一致, 即风随高度出现多极值现象。

3.3.2 边界层高度的探讨

3.3.2.1 夜间边界层高度

由于在以前的观测实验中, 对边界层内有关物理量的观测不够精确。很少见到夜间逆温高度即夜间边界层高度的报道。在 TIPEX 中, 对这方面的观测有所加强。这里利用系留探空仪和廓线仪进行夜间逆温厚度的确定。

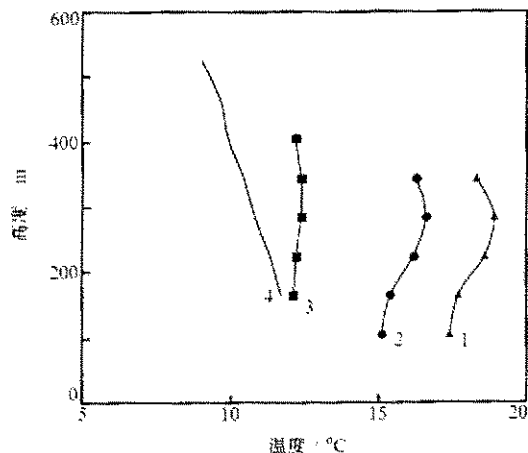


图 10 6 月 20 日逆温厚度随时间的变化

(1) 1 时; (2) 2 时; (3) 6 时; (4) 10 时

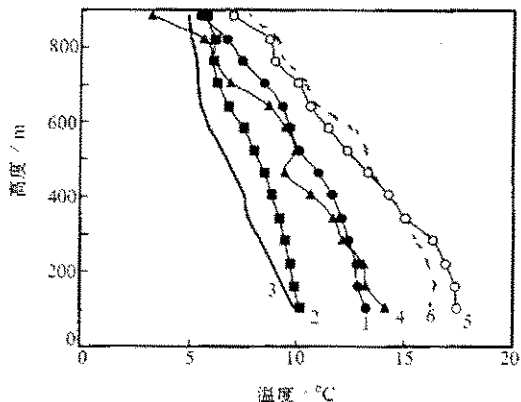


图 9 观测期温度平均廓线

(1) 2 时; (2) 6 时; (3) 10 时; (4) 14 时;

(5) 18 时; (6) 22 时

本次的廓线仪观测中, 共有 17 天观测结果出现较为明显的逆温 (其中, 6 月 12 天, 7 月 5 天)。当有多层逆温时, 逆温厚度较厚 (如 6 月 21 日 6 时, 下层逆温厚度为 165 m, 上层逆温顶高度大于 520 m; 7 月 3 日, 下层逆温 285 m, 上层逆温顶高度大于 520 m), 一般情况下, 廓线仪资料能看见的下层逆温高度都在 300 m 左右, 造成如此厚逆温层结与荒漠和半荒漠下垫面的地表状况有关。图 10 为 6 月 20 日夜间逆温高度的变化。观测期中, 受大尺度天气或其他原因的影响, 有时候夜间没有辐射逆温形成, 图 9 为整个观测期同时刻温度平均, 故逆温厚

度低于 200 m, 而且夜间在近地层以上辐射逆温不明显。

在 5 次比较成功的夜间系留探空中, 有 3 次观测到了夜间辐射逆温, 辐射逆温高度最高的一次是 7 月 4 日 07 时, 在这次观测中, 温度在 300 m 以下随高度递增, 在 300 m 到 400 m 范围, 温度随高度变化很小。其他两次逆温高度在 300 m 以内, 这一结果与廓线仪的观测结果相一致。

3.3.2.2 白天边界层高度

宋正山等^[9]利用第一次青藏高原大气科学试验探空资料计算了西部地区热力混合层高度。他们计算相当位温 θ_e 随高度的变化, 结果表明, 混合层高度根据不同环流特征有明显的不同, 也有明显的日变化。其高度可以达到 400 hPa, 甚至到 350 hPa, 相当于混合层高度可以达到 3000 m 以上。

在本次边界层观测实验中, 由于前面提及的原因没有探测到白天混合层的顶。我们利用 Deardoff 的预报关系式计算混合层厚度为

$$\frac{dz_i}{dt} = \frac{1.8(w_*^3 + 1.1u_*^2 - 3.3u_*^2 f z_i)}{g \frac{\partial \theta^*}{\partial z} + 9w_*^2 + 7.2u_*^2},$$

$$w_* = \begin{cases} [(-g/\theta)u_*\theta_*z_i]^{1/3}, & \text{当 } \theta_* \leq 0, \\ 0, & \text{当 } \theta_* > 0. \end{cases}$$

$\partial \theta^* / \partial z$ 为边界层上部的位温递减率, w_* 为对流速度尺度, z_i 为边界层高度, u_* 为摩擦速度, θ_* 为温度特征尺度, $\bar{\theta}$ 为混合层平均位温, f 为科里奥利参数。这一内插公式的误差在 20% 以内^[10]。

应用此公式, 我们计算了 6 月 26 日日间混合层高度, 这一天的天气状况是晴间有少量的云。其中 08 时总云量为 2, 11 时总云量为 1, 14 时总云量为 4, 低云量为 3, 17 时总云量为 5, 低云量为 5。气压在 591.3 到 594.5 hPa 之间, 在北京时 08 时和 11 时, 我们进行了两次比较成功系留探空。11 时有关参数观测结果为 $\bar{\theta} = 335.5$ K, $\partial \theta^* / \partial z = 1.25$ K/100 m, $z_i = 400$ m。根据超声资料和温度脉动资料求得 $u_* = 0.088$, $\theta_* = 1.567$ 。

利用上述值作为初值, 代入 Deardoff 的预报公式, 计算结果为: 13 时 (相当于当地时间 10:30) 的边界层高度为 715 m, 15 时 (当地时间 12:30) 的边界层高度为 1030 m, 17 时 (当地时间 14:30) 为 1346 m。这比宋正山等给出结果要低。而与当地云底高 (一般在 1500~1700 m) 相近。

3.4 土壤观测结果

3.4.1 土壤温度观测结果

分析地温观测结果发现, 0.0 cm、1.0 cm、5.0 cm 处地温的日际变化明显, 而且与天气系统密切相关。在 80.0 cm 处, 从观测开始至观测结束, 地温增加了 6℃ 左右。

图 11 为观测期地温平均日变化, 从图中可以看出, 10 cm 以上的地温日变化明显, 尤其是地表温度昼夜相差可以达到 35~40℃, 这是高原干旱地区地表温度日较差的一大特点, 10 cm 以下的地温日变化不大。有关土壤参数的计算稍后讨论。

3.4.2 土壤湿度观测

土壤含水量采用称重法获得。土壤取样一般每 2 天一次, 共 3 层, 每层一次取 3 个

样的平均为该层的含水量。在有降水时, 每天取一次样。图 12 为土壤含水量日际变化, 图中 0 cm 土壤含水量的峰值与各降水天气一致, 10 cm 和 20 cm 的高值则要比 0 cm 的峰值落后一段时间, 这与水分在土壤中的输送扩散速率有关。

在 7 月 14~17 日 4 天中, 对该地进行了原样取土, 深度为: 0 cm、5 cm、10 cm、20 cm、

40 cm、80 cm、120 cm 和 160 cm。在作原样取土时, 按照如下方法取土: 先挖

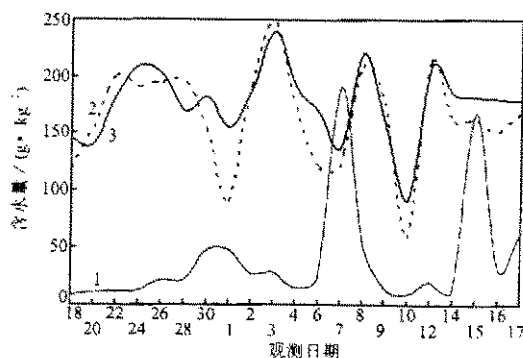


图 12 观测期土壤含水量日际变化
(1) 0 cm; (2) 10 cm; (3) 20 cm

表土壤湿度很高, 从 7 月 16、17 日土壤廓线看, 地表土壤湿度逐渐降低, 水分则随时间不断向更深层输送。

3.5 有关参数的计算

3.5.1 z_0 的计算

z_0 是下垫面的一个重要的动力学参数。对于中性大气, 在半对数坐标下, 风廓线为直线, 可以求得粗糙度高度。本研究取 0.5 m 高风速不小于 1.5 m/s, 0.5 m 与 20 m 高温差为 0.05~0.3 °C/20 m 之间^[11]为中性, 整个观测期共获得 60 组中性资料, 利用最小二乘法求得 $z_0 = 2.62 \times 10^{-3}$ m。这一结果比文献[11]给出的戈壁下垫面粗糙度 ($z_0 = 0.025$ cm) 和沙漠下垫面的粗糙度 ($z_0 = 0.03$ cm) 都大一个量级。

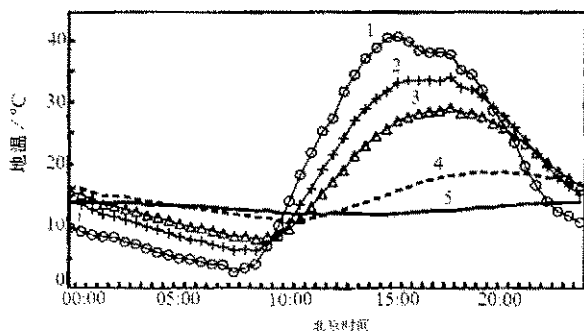


图 11 观测期土壤温度日变化

(1) 0 cm; (2) 1 cm; (3) 5 cm; (4) 10 cm; (5) 20 cm

一个 100 cm × 100 cm × 200 cm 的坑。挖坑时发现, 观测场的土壤在 80 cm 以上的土粒较细, 80 cm 以下为河滩上的沙构成, 在 80 cm 左右两种土壤成分都有。每次取样时从土壁向里挖 20 cm, 以尽量保证土壤的原样性。在分析土壤湿度时, 发现下层土壤湿度变化很大, 这与沙土的导水率有关, 土中的水分已通过土壁向外蒸发了许多。其表面至 40 cm 的土壤含水量的廓线见图 13。图中 7 月 15 日凌晨有降水, 故地

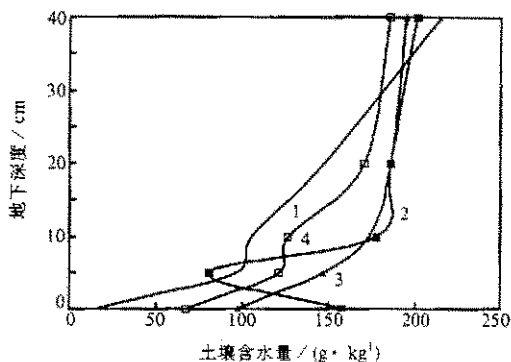


图 13 土壤含水量廓线

(1) 6 月 14 日; (2) 6 月 15 日;
(3) 6 月 16 日; (4) 6 月 17 日

3.5.2 用梯度观测资料计算 u_* 和 C_D

大气将动量输送到地面是地气相互作用的一部分,在一般的地气相互作用动力学模式中,必须考虑下垫面摩擦对大气运动的阻滞作用,这时,用拖曳系数来表示是最为直接的。在文献[11]给出的中性条件下,当平均风高度取2 m时,计算得到 C_D 为 3.44×10^{-3} ,当平均高度取10 m时为 2.31×10^{-3} , $u_* = 0.37 \text{ m/s}$ 。

3.5.3 用涡旋相关方法计算 C_D 、 C_H 及 C_q 系数

本次观测了风、湿的脉动量,利用涡旋相关方法求 C_D ,在稳定条件($z/L > 0.07$),不稳定条件($z/L < -0.07$)及中性条件($-0.07 \leq z/L \leq 0.07$)^[4]下,当风速高度取2 m时,计算 C_D 分别为 3.41×10^{-3} 、 7.48×10^{-3} 和 3.40×10^{-3} 。当风速高度取10 m时 C_D 在稳定、不稳定及中性下分别为 1.05×10^{-3} 、 3.0×10^{-3} 、 2.31×10^{-3} 。这一结果比叶笃正等^[6]给出的结果要小。中性条件下,用涡旋相关方法和廓线法求得的 C_D 系数非常一致。

利用运动学感热通量、 z_m 平均风速和温度,地表温度,求得稳定、不稳定和中性下 C_H 分别为 1.64×10^{-3} 、 3.30×10^{-3} 、 2.48×10^{-3} ;当风速取10 m高度,气温取1.5 m高度,求得的 C_H 在稳定和不稳定下,分别为 1.59×10^{-3} 、 4.0×10^{-3} 和 2.15×10^{-3} ;当风速和温度高度均取10 m时, C_H 分别为 1.20×10^{-3} 、 2.88×10^{-3} 、 2.68×10^{-3} 。由于该地区的空气湿度很低,湿度的观测精度及难以求得地表空气湿度等原因,建议取 $C_q = C_H$ 。

以上结果说明,利用不同高度下的风温要素,计算得到的 C_D 和 C_H 系数是有区别的。也说明在特定条件下, C_H 和 C_D 是有差异的。

3.5.4 土壤热力参数的确定

土壤热传导率(导热率) λ_z 、容积热容量 C_V 和热扩散率(导温率) K_S 不仅是研究陆面过程不可缺少的参数,而且是研究地表面热量平衡中的重要参数。这里利用地温和地热流量确定这些参数^[11,12]。因为这些参数同土壤湿度有密切关系,在本次计算这3个参数时,去除了6天有降水记录的资料。这样,在两土壤层之间储藏的热量 S 为

$$S = C_V \frac{\partial T_S}{\partial t} \delta Z, \quad (1)$$

其中, T_S 为地温, $\partial T_S / \partial t$ 为地温变化率, C_V 为土壤容积热容量即单位容积的土壤,在温度增减1℃时所吸收或放出的热量。地热流量 G 为

$$G = \lambda_z \frac{\partial T_S}{\partial Z}. \quad (2)$$

若深度 Z_1 和 Z_2 的地热流量为 G_1 和 G_2 ,则 Z_1 和 Z_2 之间土壤储存的热量为

$$S = G_1 - G_2, \quad (3)$$

并且有

$$\lambda_z = C_V K_S. \quad (4)$$

利用(1)~(4)式求得观测期3个土壤参数为

$$\begin{aligned}\lambda_z &= 0.32 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}, \\ C_V &= 1.35 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}, \\ K_S &= 2.37 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}.\end{aligned}$$

这一结果比文献[11]报道的戈壁下垫面的土壤热容量 1.23×10^6 和干沙土的热容量 1.28×10^6 约为偏大。

4 总结与讨论

通过对改则地区大气边界层物理观测站的观测资料, 分别分析近地层、边界层和土壤中有要素的变化特征, 然后计算了空气动力学粗糙度长度、拖曳系数、整体感热系数, 土壤导热率和导温率以及地面风、温、湿特征尺度随时间的变化关系, 并得到如下几点结论:

(1) 该地区不论是近地层还是边界层, 温度递减率都较大, 白天可以接近或超过干绝热直减率, 最大时可以达到 $1.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ 。

(2) 该地区白天近地层存在逆湿现象, 近地层上部是否存在逆湿现象与天气和下垫面背景有关。

(3) 该地区垂直运动较强, 但极值却不是出现在中午热对流强的时候, 而是出现在午后和凌晨时刻。

(4) 该地区近地层风速极值也出现在早晚时刻, 白天风速较小。边界层风则随高度呈多峰值变化, 即使在白天混合层内, 风的上下混合也较差。

(5) 该地区土壤表层含水量十分低, 在无降水情况下, 含水量只有 5% 左右。因此, 土壤表面的蒸发很少。20 cm 深的含水量达到 15% 左右。

(6) 空气动力学粗糙度为 $2.62 \times 10^{-3} \text{ m}$, 拖曳系数及温度总体输送系数与计算时所选取的参考高度有关。土壤热传导率 $\lambda_z = 0.32 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, 土壤容积热容量 $C_V = 1.35 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3}$, 土壤导温率 $K_S = 2.37 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。

致谢: 参加观测的还有中国科学院大气物理研究所的罗卫东、李爱国、张越, 青海省气象局的周平川、李辉、虎永发、周文利和邢希兴以及西藏气象局的琼玛次仁。参加本次实验前期工作有牛国跃博士、李云云高级工程师和赵翼凌研究员, 后期工作的有李培、奚淑珍、李风英等, 作者对他们辛勤的工作表示衷心地感谢!

参 考 文 献

- 1 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, 1989.
- 2 李家伦、洪钟祥、罗卫东等, 青藏高原西部改则地区近地层湍流通量观测研究, 大气科学, 1999, 23(2), 142~151.
- 3 中国科学院青藏高原综合考察队, 西藏气候, 北京: 科学出版社, 1984, 149~168.
- 4 Golder, D., Relations among stability parameters in the surface layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 1972, 3, 47~58.
- 5 祁永强、王介民、贾立等, 青藏高原五道梁地区湍流输送特征, 高原气象, 1996, 15(2), 172~177.

- 6 叶笃正、高由禧, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1979, 1~10.
- 7 吴敬之, 夏季青藏高原贴地层的逆湿现象, 青藏高原气象科学实验文集(3), 北京: 科学出版社, 1987, 49~53.
- 8 张丙午, 青藏高原的干绝热直减率现象, 青藏高原气象科学实验文集(3), 北京: 科学出版社, 1987, 135~144.
- 9 宋正山、朱抱真、孙国武, 青藏高原西部地区热力混合层的初步研究, 青藏高原气象科学实验文集(2), 北京: 科学出版社, 1984, 253~261.
- 10 赵鸣、苗曼情、王彦吕, 边界层气象学教程, 北京: 气象出版社, 1991, 347~360.
- 11 胡隐樵、奇跃进、杨选利、河西戈壁(化音)小气候和热量平衡特征初步分析, 高原气象, 1990, 9(2), 113~119.
- 12 华孟、王坚, 土壤物理学, 北京: 北京农业大学出版社, 1990, 44~49, 198~213.

An Observational Experiment on the Atmospheric Boundary Layer in Gerze Area of the Tibetan Plateau

Li Jialun, Hong Zhongxiang and Sun Shufen

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract By using the TIPEX data, characteristics of the wind, temperature and humidity in the atmospheric boundary layer and the soil temperature and soil water are analyzed, and some parameters are estimated. The following results are obtained in the Gerze area: (1) The wind velocity profile has several maximum values and does not mixing very well even in the mixed layer. (2) During daytime, the temperature has super dry adiabatic condition and the lapse rate reaches $1.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. (3) The humidity inversion always exists in the PBL in daytime.

Key words: Tibetan Plateau; boundary layer structure; observation and analyses