

青藏高原安多地区干、湿季的转换及其边界层特征*

左洪超 胡隐樵 吕世华 马耀明

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000

摘要 利用“全球能量水循环之亚洲季风青藏高原实验(GAME/Tibet)”1998年加强期(IOP)安多的观测资料,尤其是GPS探空仪观测的资料,综合分析了安多的干、湿季的转换及边界层特征.分析结果表明,安多湿季的形成与大气环流密切相关,西风带北移和东南气流对水汽的输送是湿季形成的必要条件.干季里,安多空气干燥、温度高、大气边界层高度发展,最高可达3550 m左右,地-气能量交换以感热通量为主,并有逆湿现象;湿季里,空气潮湿、温度较低、大气边界层高度很少能发展到2300 m左右,地-气能量交换中潜热通量明显增加.

关键词 干季 湿季 季节转换 大气环流 地-气能量交换

青藏高原是世界上最高的高原,其平均海拔4000多米,南临副热带,北至中纬度,东西跨度超过25个经度.青藏高原的动力和热力作用对我国、亚洲、乃至全球大气环流和天气具有重要影响,国内外气象学家对此已进行了大量的研究^[1~6].迄今已进行了数次大型综合观测实验,如1979年的第一次青藏高原大气科学实验(QXPMEX)、1998年的第二次青藏高原大气科学实验(TIPEX)和中日合作“全球能量水循环之亚洲季风青藏高原实验(GAME/Tibet)”.

受当时技术条件的限制,QXPMEX主要在高原地区的辐射平衡和高原对东亚大气环流的作用等方面的研究取得进展^[5,6].TIPEX和GAME/Tibet则利用当代较先进的观测手段对高原地区一些主要影响大气环流的物理过程进行综合观测,如陆面过程、大气边界层结构、湍流输送和云物理过程等^[3,4].对高原地区的大气边界层结构和湍流输送特征也有了更深入的认识^[7~10],但对高原地区干、湿季节转换特征的研究尚存不足之处.基于此,本

文欲利用GAME/Tibet IOP间安多实验站的高空和地面观测资料综合分析安多干、湿季节的转换及其边界层特征,以加深对青藏高原地区季节转换特征的认识,理解大气环流与大气边界层的相互作用,为研究高原边界层和陆面过程及其参数化提供帮助.

1 实验场地、观测仪器及数据

GAME/Tibet是一项大型野外观测实验,实验区架设了梯度观测塔、超声探测仪(风和温度)、脉动温湿仪、红外辐射温度计、无线电探空仪、雨量计、各种辐射仪等观测仪器设备,成功地获取了大量宝贵的大气边界层资料,为综合分析研究藏北高原边界层特征提供了可能.安多实验站点(91°635'E, 32°241'N),海拔高度约4700 m,实验场地四周开阔,东、西、北约10 km处、南边约40 km处分布着相对高度约100~500 m的山丘,地面为高约5 cm的高原草甸型草所覆盖.观测时段为1998年5月1日至9月20日.本研究所用的资料具体有:由GPS

2003-07-08 收稿, 2003-10-27 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(G1999043400)和中国科学院寒区旱区环境与工程研究所创新基金(210098)共同资助

E-mail: dblipa@ns.lzb.ac.cn

(全球定位系统)探空仪观测的风、温、湿廓线资料;微气象塔站观测的风、温、湿、辐射、地温、地湿及降水量资料;超声探测仪(风和温度)、脉动温湿仪观测的湍流通量资料.探空资料从6月4至21日每3h观测一次,7月1至10日及8月4至13日每天观测5次,观测时间分别是6,9,12,15,18时.GPS探空仪由芬兰Vaisala公司制造,它的采样周期可达2s;气压、气温和相对湿度感应器的分辨率分别为0.1hPa,0.1℃和1%;对水平风速、气压、气温和相对湿度的观测精度分别可达 $0.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,0.5hPa,0.2℃和3%.其他观测仪器许多文献已多次介绍^[4].

2 结果分析

2.1 干季向湿季的转换过程

图1是安多的日降水量和土壤4cm深处的日平均土壤湿度.由于仪器故障,安多干季的降水大部分缺测.这里将缺测时段其附近地区的3个站点的降水量绘在图上作为参考值供分析时用.它们的名称和位置分别为,Aqb($91^{\circ}439'E$, $32^{\circ}150'N$);Npam($91^{\circ}716'E$, $31^{\circ}926'N$);Noda($91^{\circ}800'E$, $32^{\circ}457'N$).由图1所示,安多的干、湿季分明.安多6月17日开始进入湿季,从6月17日至9月17日观测结束,几乎天天有降水.干季里,并非完全没有降水发生,但降水发生频率很低,降水强度也很小.由于地表蒸发导致土壤中水分亏损,土壤湿度从5月1日至6月16日持续地减小,进入湿季

后,在湿季初期,由于降水强度较小,所以土壤湿度变化不大;随着降水强度增大,土壤湿度由15%左右增加并保持在40%左右.

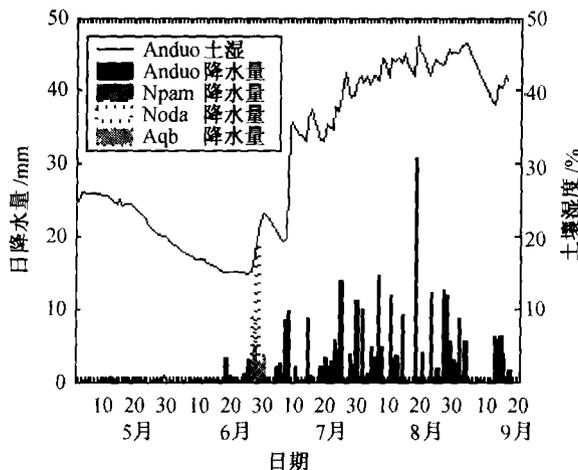


图1 安多的日降水量和地表下4cm深处的土壤湿度

造成降水的水汽源有地表蒸发和水汽平流两种.前者为局地作用,后者属平流作用.由图1的分析可知,造成安多湿季的原因主要是水汽平流.图2是观测的高空风及可降水量.由图2(a)所示,海拔12km处(约200hPa)西风从6月4日的 $40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右减小到6月12日的 $11\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右,之后维持在 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右,同时南北风没有明显的变化.7月1~10日及8月4~13日间,西风大部分时间小于 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,与南北风大小相当,合成风为西南风或西北风.高空风的这种变化标志着西风带向北移动,这有利于向北的水汽输送,为安多湿季的形成

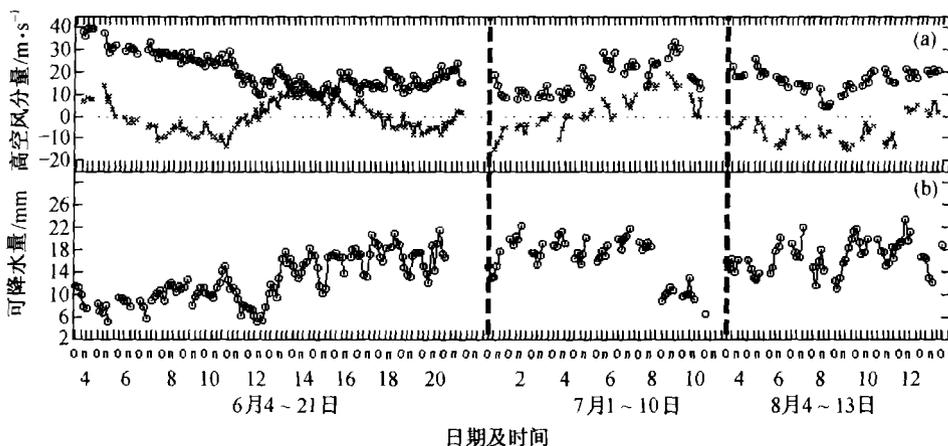


图2 观测的高空风及可降水量的变化图(横坐标上n代表12时)

(a) 高空风, \circ — \circ 东西风, \times — \times 南北风; (b) 可降水量

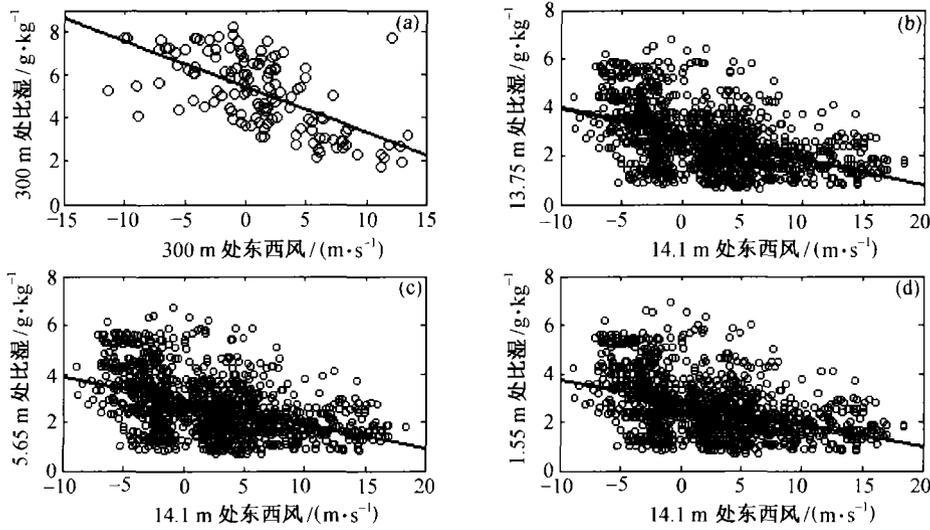


图3 大气比湿与东西风的相关图

(a) 300 m 处比湿与东西风的相关分析; (b), (c)和(d)分别是 13.75, 5.65 和 1.55 m 处比湿与 14.1 m 处的东西风的相关分析.

图中直线为线性拟合线, 拟合关系式分别为, $q = -0.212 * u + 5.445$, $q = -0.106 * u + 2.899$, $q = -0.098 * u + 2.866$

和 $q = -0.092 * u + 2.812$

创造了条件. 由图 2(b)所示, 从 6 月 4~17 日干季向湿季过渡期间, 大气可降水量逐渐增加, 之后及 7 月 1~10 日和 8 月 4~13 日的湿季期间, 可降水量都维持在一个较高的水平. 图 2(a)和 2(b)的对比分析表明, 6 月 11~12 日和 7 月 9~10 日期间可降水量明显减小的情况都与持续的西北风有关. 为了进一步分析水汽来源, 图 3 给出了干季里大气比湿与东西风的相关分析. 分析结果发现东西风与大气比湿呈很好的反相关. 6 月 4~21 日期间在海拔 5000 m 处(地面以上 300 m)观测的大气比湿与东西风的相关系数达 -0.63 ; 5 月 11 日~6 月 6 日期间微气象塔站观测的 13.75, 5.65 和 1.55 m 处的大气比湿与 14.1 m 处的东西风的相关系数分别为 -0.46 , -0.44 和 -0.41 . 它们都远超过 0.01 的信度检验. 另外, 相关性随高度增加的变化也进一步表明大气比湿的变化是由平流造成的. 由此分析可得出, 安多的湿季与大气环流的转换密切相关, 东南气流带来的充沛水汽是湿季形成的必要条件. 周顺武等^[11]用气候资料、江吉喜等^[12]用卫星资料分析也发现高原的水汽来源于高原的东部和南部.

2.2 边界层特征

2.2.1 边界层高度特征 青藏高原边界层大气密

度远小于平原的边界层大气密度, 这会导致边界层特征的差别值得关注. 平原地区边界层高度一般为 $1000 \sim 1600 \text{ m}$ ^[13]. 叶笃正等^[5]用准定常热力性气压系统估算, 分析所得青藏高原边界层高度为 $2000 \sim 3000 \text{ m}$. 徐祥德等^[7]依据 Ekman 螺线方法用 TIPEX 当雄地区的观测资料得到当雄地区边界层高度为 2250 m . 现代边界层学理论关于混合边界层的概念已经成熟^[14]. 本文依据混合边界层的概念特征来确定对流边界层的高度. 具体判断时, 先确定混合层顶部的逆温层, 逆温层的起始高度即为对流边界层的边界层高度. 依据实测的位温廓线资料, 当位温梯度连续大于 $0.5 \text{ K}(100 \text{ m})^{-1}$ 时, 将它确定为混合层顶部逆温层. 表 1 逐次列出了安多地区对流边界层的高度. 由表 1 可见, 在干季, 上午 9 时, 观测的边界层高度最高可达 1350 m 左右; 中午 12 时, 边界层高度最高可达 2420 m 左右; 下午 15 时, 边界层高度最高可达 3150 m 左右; 傍晚 18 时, 边界层高度最高可达 3550 m 左右. 在湿季, 上午 9 时, 观测的边界层高度最高可达 1100 m 左右; 中午 12 时, 边界层高度最高可达 1850 m 左右; 下午 15 时, 边界层高度最高可达 1800 m 左右; 傍晚 18 时, 边界层高度最高可达 2230 m 左右. 湿季里, 由于空气比湿大, 高原边界层高度很少能发展到 2300 m 左

右. 这里讨论的仅是观测到的高原对流边界层的最大高度. 从分析中发现高原对流边界层发展速度很快, 干季里发展速度可达到 2000 m/3h 左右, 湿季里可达到 1500 m/3h 左右.

2.2.2 近地层特征风、温、湿变化特征 图 4 给出了安多 1.90 m 观测的风及在 1.55 和 5.65 m 两高度观测的温度差、比湿差旬平均的日变化. 如图 4(a) 所示, 安多干季的风速较湿季的大一倍左右. 风

的日变化明显, 白天以西风为主, 且风速较大; 夜间以东风为主, 且风速较小. 湿季风的日变化不明显. 图 4(b) 表明, 近地面层温度差有明显的日变化和季节变化. 干季, 温度差在夜间为负值, 其数值可达 $-30.0\text{ }^{\circ}\text{C}(100\text{ m})^{-1}$, 日出后上升很快, 中午达到最大, 其数值可达 $37.5\text{ }^{\circ}\text{C}(100\text{ m})^{-1}$; 湿季, 温度差日变化幅度变得较小, 最大值可达 $13.0\text{ }^{\circ}\text{C}(100\text{ m})^{-1}$, 最小值可达 $-18.0\text{ }^{\circ}\text{C}(100\text{ m})^{-1}$. 近地

表 1 观测的大气边界层高度/ m^{a}

日期	9时	12时	15时	18时	日最大值	日期	9时	12时	15时	18时	日最大值
04/06	800	300	700	3550	3550	02/07	900	300	1200	300	1200
05/06	1050	2050	950	1300	2050	03/07	600	1250	1300	2050*	2050
06/06	1050	320	260	300	1050	04/07	700	1360	850	-	1360
07/06	740	2250	2250	20	2250	05/07	700	1080	300	-	1080
08/06	760	1380	20	350	1380	06/07	500	900	550	20	900
09/06	250	300	1900	250	1900	07/07	300	500	300	700	700
10/06	550	2250	2100	2950	2950	08/07	220	550	450	-	550
11/06	1350	800	3150	2550*	3150	09/07	1100	1850	1750	2300	1850
12/06	700	2420	2550	3050	3050	10/07	500	550	250	300	550
13/06	1050	2050	2300	1350	2300	04/08	700	180	1800	-	1800
14/06	900	2050	2700	250	2700	05/08	700	750	180	1700*	1700
15/06	1100	2250	2900	3400	3400	06/08	480	1540	550	1200*	1540
16/06	800	1300	750	1050	1300	07/08	520	750	400	800*	800
17/06	950	1750	2200	-	2200	08/08	540	1500	1300	1700*	1700
18/06	580	1750	20	-	1750	09/08	480	1120	1550	1820	1820
19/06	600	300	1300	50	1300	10/08	20	310	700	-	700
20/06	650	550	2450	2500	2500	11/08	320	800	550	20	800
21/06	1200	20	750	750	1200	12/08	400	200	340	30	400
01/07	660	1850	1300	1750	1850	13/08	320	1400	900	2230*	2230

a) — 表示大气边界层为稳定状态; 边界层高度带 * 表示近地层为弱稳定状态, 边界层高度是由残留的混合层推测的

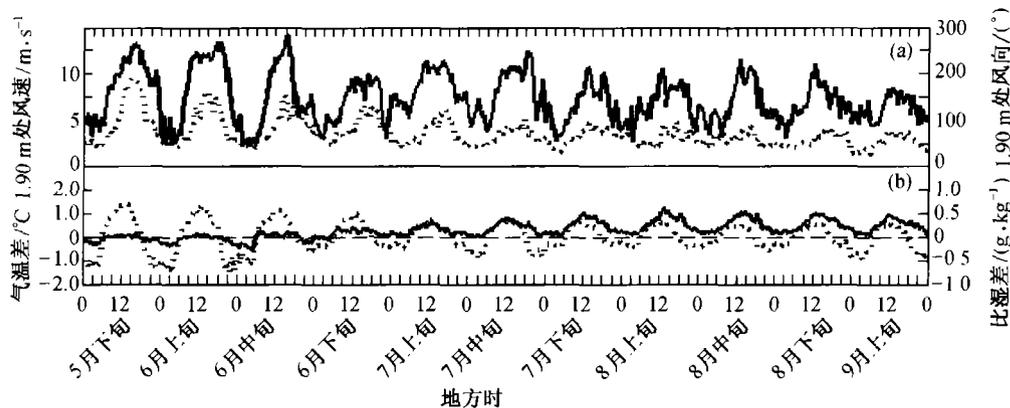


图 4 观测的安多近地层风速、风向、温度差、比湿差的旬平均的日变化

(a) 1.90 m 处的风速(……)和风向(——); (b) 1.55 和 5.65 m 两高度的温度差(……)、比湿差(——)

层的比湿差同样存在明显的日变化和季节变化。干季7时至午后16时差值为正，其数值很小，即近地面层下层的比湿大于上层的；17时至翌日早6时期间，出现上层的比湿大于下层的现象，即逆湿现象，其数值可达 $-4.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ 。湿季的所有比湿差均大于零，且数值较大，其数值可达 $10.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ ，日变化幅度也大，说明地表有较强的蒸发。

2.2.3 能量交换特征 青藏高原平均海拔高度都在4000m以上，大气质量较小，大气对太阳辐射消减程度小，太阳辐射较强。有关青藏高原和其他地区瞬时总辐射通量大于太阳常数的现象已有很多观测事实^[9,15]。在GAME/Tibet期间也多次观测到类似现象。青藏高原总辐射大于太阳常数的记录一般出现在中午前后，天空布满积云，但日面未被遮住的天气条件下。

图5是安多干、湿季观测的能量交换特征。干季以6月4~14日为代表，湿季以8月上旬为例。分析图5表明，安多的辐射各分量存在着明显的季节变化。干季总辐射明显大于湿季总辐射。对观测资料进行逐旬分析(图略)表明，干季向湿季转换期间总辐射急剧减小，总辐射在干季、湿季里变化相对较小。这也说明引起总辐射明显减小的原因是天

气过程而太阳视赤纬的变化处在次要的地位。反射辐射的变化趋势与总辐射的变化趋势相似，这是由于地表反射率变化较小的缘故。观测期间，安多地表反射率从5月下旬的0.2112逐渐减小到7月中旬的0.1652，然后逐渐增大到9月下旬的0.1994(图略)。干季里的地面长波辐射明显大于湿季里的地面长波辐射。大气长波辐射与气温和大气的含水量有密切关系，随着干季向湿季转换，大气长波辐射迅速增大。

图5(a)表明，干季里，安多地表与大气间的能量交换以感热通量为主，潜热通量很小。白天感热通量为正，最大值约 $240 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，晚上感热通量为负；白天潜热通量为正，约几十 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，晚上潜热通量为负，这对应于逆湿梯度。对比图5(b)发现，进入湿季，安多地表与大气间能量交换形式发生了明显的变化，湍流能量中潜热通量显著增加，感热通量相应减小，直到潜热通量大于感热通量。白天潜热通量为正，最大值约 $220 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，感热通量也为正，最大值约 $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ；晚上潜热通量仍为正，感热通量为负。地热通量的观测设置在地表下10cm处，白天地热通量为正，下午15时达最大；夜间地热通量为负。与已有的研究结果^[13,16]一样地表能量也存在“不平衡”的现象。这有待于进一步的观测和研究来解释。

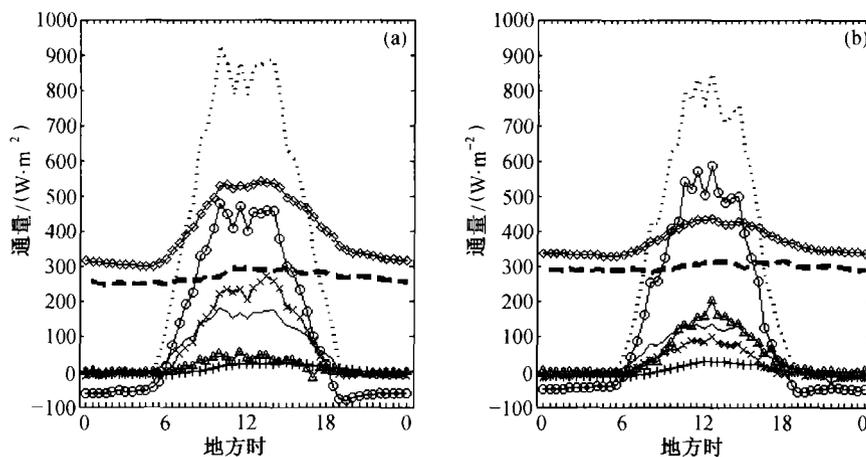


图5 观测的安多干、湿季能量交换特征。

(a) 干季以6月4~14日为代表；(b) 湿季以8月上旬为例。

..... 太阳总辐射, —— 反射辐射, --- 大气长波辐射, —○— 地表长波辐射,
—○— 净辐射, —×— 感热通量, —▲— 潜热通量, —+— 地热流量

3 结论

本文分析了安多干季和湿季的边界层特征,而且着重分析了安多干、湿季转换过程中的大气环流、大气边界层结构和湍流输送特征的变化。这种分析对加深青藏高原地区季节转换特征的认识,理解大气环流与大气边界层的相互作用提供有益的帮助。主要结果归纳讨论如下:

(1) 安多湿季的形成与大气环流的转换密切相关,西风带北移和东南气流带来的充沛水汽是湿季发展的必要条件。

(2) 在干季,高原边界层高最高可达 3550 m 左右;而在湿季,高原边界层高度很少能发展到 2300 m 左右。

(3) 干季里,风的日变化明显,白天以西风为主,且风速较大;夜间以东风为主,且风速较小;气温梯度大;伴随着水汽的平流输送会产生逆湿现象,其数值可达 $-4.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ 。湿季里,风的日变化较弱;气温梯度变小;比湿梯度大。

(4) 干季里,总辐射大,地表反射率大,地表长波辐射大,而大气长波辐射小;能量交换以感热为主,有负水汽输送。湿季里,总辐射小,地表反射率小,地表长波辐射小,而大气长波辐射大;能量交换却以潜热为主。

参 考 文 献

- 1 《青藏高原气象科学实验文集》编辑组. 青藏高原气象科学实验文集(三). 北京: 科学出版社, 1987
- 2 陶诗言, 等, 主编. 第二次青藏高原大气科学实验研究进展(二). 北京: 气象出版社, 2000
- 3 周明煜, 等. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究(青藏高原大气科学试验, 1998). 北京: 气象出版社, 2000
- 4 Tetsuzo Yasunari, Chief editor. Scientific Report I, GEWEX, Asian Monsoon Experiment (GAME). Tsukuba: GAME Publication, 2001
- 5 叶笃正, 等. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979
- 6 章基嘉, 等. 青藏高原气象学进展. 北京: 科学出版社, 1988
- 7 徐祥德, 等. 青藏高原地-气过程动力、热力结构综合物理图景. 中国科学, D辑, 2001, 31: 428
- 8 周明煜, 等. 西藏高原斜压对流边界层风、温、湿廓线特征. 地球物理学报, 2002, 45: 773
- 9 卞林根, 等. 1998年夏季青藏高原辐射平衡分量特征. 大气科学, 2001, 25: 577
- 10 Liu Huizhi, et al. Characteristics of micrometeorology in the surface layer in the Tibetan plateau. Advances in Atmospheric Sciences, 2002, 19: 73
- 11 周顺武, 等. 西藏高原雨季开始和中断的气候特征及环流分析. 气象, 1999, 25(12): 38
- 12 江吉喜, 等. 青藏高原夏季 TTB 场与水汽分布关系的初步研究. 高原气象, 2002, 21: 20
- 13 Zhang G Z, et al. A Dynamic Study Characteristics by Using 1998 HUBEX and TIPEX Data. The Proceedings of the Second Session of International Workshop On TIPEXGAME-Tibet. Kunming, China, 2000: 58
- 14 Stull, R B. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Boston: Kluwer Academic Publishers, 1988
- 15 陆龙骅, 等. 唐古拉地区的总辐射和净辐射. 科学通报, 1979, 24(29): 400
- 16 陈联寿, 等. 第2次青藏高原大气科学试验-陆面过程, 边界层观测研究. 中国气象科学研究院年报, 1999, 15