

王倩茹, 范广洲, 赖欣, 等, 2018. 西藏那曲地区一次霰过程的大气边界层特征分析[J]. 气象, 44(3): 396-407.

西藏那曲地区一次霰过程的大气边界层特征分析^{*}

王倩茹¹ 范广洲^{1,2} 赖欣¹ 张永莉¹ 朱伊¹

1 成都信息工程大学大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室/气候
与环境变化联合实验室, 成都 610225

2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

提 要: 本文利用探空气球加密观测资料和欧洲中心 ERA-Interim $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ 再分析资料, 对 2016 年 8 月 29 日午后降霰过程进行大气边界层特征分析, 与同年 8 月 26 日典型晴天个例对比分析, 结果表明: 降霰过程前, 温度 0°C 线随时间增加而升高, 温度递减率分层现象显著, 逆温层不明显, 边界层多为对流不稳定层结; 位温随高度增加而增加, 随时间增加呈现 $5\text{ K} \cdot (2\text{ h})^{-1}$ 的增加趋势; 比湿随高度增加而减小, 水汽含量较晴天更大; 风速随高度呈多层次变化, 近地层风速大于晴天同高度风速, 边界层顶风速小于晴天边界层顶风速, 风向始终以西风为主, 随高度不存在大波动; 降霰过程前云覆盖量大, 云层厚度达 4000 m, 存在复杂垂直运动, 近地层为下沉运动, 云层内为上升运动。综合以上可以看出那曲 29 日降霰过程前, 08 时边界层内存在明显过冷水, 边界层顶波动极大, 08 时存在最大高度(3780 m), 10 时为最低高度(850 m)。位温随时间增加而上升, 持续积累能量达 6 h, 比湿大于晴天, 边界层内风速大于晴天, 且随高度变化不大, 风向始终以西风为主, 存在深厚的云系提供水汽, 云内的上升运动和云下的下沉运动是促发霰过程的主要动力机制。

关键词: 那曲, 霰过程, 大气边界层

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.03.006

Analysis of Atmospheric Boundary Layer Characteristics of a Graupel Process in Nagqu Region

WANG Qianru¹ FAN Guangzhou^{1,2} LAI Xin¹ ZHANG Yongli¹ ZHU Yi¹

1 School of Atmospheric Sciences/Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of
Sichuan Province/Joint Laboratory of Climate and Environment Change, Chengdu University
of Information Technology, Chengdu 610225

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters,
Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract: In this paper, the characteristics of atmospheric boundary layer for the afternoon graupel process on 29 August 2016 are analyzed by making full use of densified observation data of sounding balloon and reanalysis data from ECMWF's ERA-Interim $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ and comparing to the typical sunny cases on 26 August 2016. The results show that the temperature zero line increases with time and the stratification of temperature lapse rate is remarkable. The inversion layer is not obvious and the boundary layer has more unstable convection stratifications. Potential temperature increases with height and it presents an increasing trend of $5\text{ K} \cdot (2\text{ h})^{-1}$ with time. Specific humidity decreases as height increases and the content

^{*} 国家自然科学基金项目(91537214、41275079、41305077、41305042、41405069 和 41505078)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506001)、四川省教育厅重点项目(16ZA0203)、成都信息工程大学中青年学术带头人科研基金(J201516 和 J201518)及成都信息工程大学引进人才启动基金(KYTZ201639)共同资助

2017 年 3 月 31 日收稿; 2018 年 1 月 25 日收修定稿

第一作者: 王倩茹, 主要从事气候变化与数值模拟研究. Email: 1161327945@qq.com

通信作者: 范广洲, 主要从事气候变化与数值模拟研究. Email: fanggz@cuit.edu.cn

of water vapor is greater than that in sunny days. Wind speed varies with height. The wind speed in the near surface layer is higher than that at the same altitude in sunny days and the top wind velocity of boundary layer is less than that of sunny boundary layer. The wind direction is always dominated by west wind and it does not fluctuate greatly with height. Cloud coverage before graupel is large and cloud thickness reached 4000 m, there are complex vertical motions. The surface layer is descending while clouds are ascending. There is obvious supercooled water in the boundary layer at 08:00 BT before graupel on 29 August in Nagqu, and the top of the boundary layer fluctuates enormously. The maximum height of 3780 m exists at 08:00 BT while the minimum height of 850 m exists at 10:00 BT. The potential temperature increases with time and the accumulated energy lasts for 6 h. The specific humidity is greater than that in sunny days. The wind speed in boundary layer is larger than that of the sunny days, varying little with altitude and the wind direction is always dominated by west wind. There is deep cloud system which provides moisture. The ascending motion in clouds and descending motion under the clouds are main dynamic mechanism to promote graupel.

Key words: Nagqu, graupel process, atmospheric boundary layer

引言

在全球变暖的气候变化背景下,高原地表气压显著增加的同时地表加热和大气加热变弱(Moore, 2012),春、夏季全球变暖和高原加热减弱的情况下可能会影响高原的降水过程与强对流天气(Duan et al, 2013)。霰过程是经常发生在高原地区夏季的一种强对流天气现象,在高山地区,天空里常出现较多过冷水滴围绕结晶核冻结,形成一种白色没有光泽的圆团形颗粒,气象学上把这种固态降水叫做霰,具体指在高空中的水蒸气遇到冷空气凝结成的小冰粒,是构成多层次冰雹的胚胎(郭恩铭, 1983),直径 2~5 mm,着硬地常反跳,松脆易碎(朱乾根等, 2000)。中国冰雹以及霰过程出现最多的地区是青藏高原,例如西藏自治区东北部的那曲(黑河)。

高原地形与下垫面作为一块隆起的台地,需要通过大气边界层辐射、感热和潜热的输送来进行热量的交换(Nitta, 1983)。由于边界层的混合性和及其迅速的日变化,加上高原地形与气候的复杂情况,高原大气边界层一直没有好的观测方法和连续的观测数据(张强和胡隐樵等, 2001),使得对高原边界层的研究成为高原区域非常重要的研究板块,其研究一直备受中外学者的高度关注。

即使高原观测非常艰难,我国科学家也始终没有放弃。从 1979 年至今,相继展开了几次大型的野外探测试验和无数小型加密观测试验。其中大型试

验包括:1979 年第一次青藏高原大气科学试验(QXPMEEX)(翁笃鸣等, 1984)、1998 年第二次青藏高原大气科学试验(TIPEX)(徐祥德和陈联寿, 2006)、中日合作的“全球能量水循环之亚洲季风青藏高原试验(GAME-Tibet, 1996—2000 年)”(王介民和邱华盛等, 2000)、全球协调加强观测计划(CEOP)亚澳季风之青藏高原试验(CAMP-Tibet, 2001—2010 年)(马耀明等, 2006),以及 2005 年 9 月底建成的珠峰大气与环境综合观测研究站(马耀明, 2007)等。第三次青藏高原大气科学试验(李跃清, 2011)也已经在进行中,试验分两个阶段,第一阶段为 2014—2017 年,主要进行陆面对流层外场观测、资料融合、区域模式、机理和预测方法研究;第二阶段为 2018—2021 年,针对边界层-平衡层、地气过程综合观测,全球区域模式发展,高原影响机理及应用的预测技术研究。

青藏高原位温的研究主要用于确定大气边界层的性质。青藏高原大气边界层高度与平原一样具有明显的日变化,分布特征呈现为傍晚高、清晨低(吴敬之等, 1989),与传统研究“夏厚、冬薄,昼厚、夜薄”相同(叶笃正和高由禧等, 1979)。叶笃正和高由禧(1979)及周明煜等(2000)在其研究中指出青藏高原地区边界层高度在 2000~3000 m。周明煜等(2002)、Xu et al(2002)、刘红燕和苗曼倩(2001)及 Zhang et al(2003)利用 1998 年 TIPEX 资料分别得到当雄边界层高度为 2200、2250 m、1400~1800 和 2250~2750 m。左洪超等(2004)利用 GAME/Tibet 在 1998 年 6 月的观测资料得到安多边界层高度

在湿季很少能发展到 2300 m 左右,而在干季最高可达 3550 m, Yang et al(2004)利用相同资料,通过合成温湿廓线方法,认为干季安多地区边界层高度为 3000 m 左右。在探空资料的基础上,雷达、地基微波辐射计等也用于计算边界层高度(姜晓飞等, 2015;刘思波等, 2015;刘超等, 2017)。

除开青藏高原大气边界层高度的普遍研究,大气边界层风场特征也是学者重点关注的地方。大量学者研究表明,风在平原存在的明显日变化在青藏高原同样存在,且更为复杂。周明煜等(2000)发现高原对流边界层中风速垂直分布存在风切变现象,并认为水平温度梯度形成较强的斜压性是形成边界层风切变的主要原因。王树舟和马耀明(2008)发现珠峰站风速时空变化较大,在上空 1800~2300 m 处风速多为随高度增加而增加,再往上又减小,且多为偏西风 and 偏东风。较低层下午和傍晚则可能因为冰川风而多为偏南风,风力加大。周明煜等(2002)利用廓线仪和声雷达资料对低空急流进行了研究,结果显示,不论白天还是夜晚,以及从 200~1000 m 的不同高度上都可以出现不同特点的低空急流,在干季夜间的低空急流可以达到很高的强度。急流风向通常与主风向相同。复杂地形和地貌引起的斜压性,惯性振荡和大尺度气压梯度等是形成高原低空急流的可能原因。谷良雷等(2006)利用加密探空资料,分析了藏北高原那曲和安多地区夏季典型晴天与霰过程边界层结构特征。结果发现:在夏季 8 月,上述地区东西分量风速(切变)晴天均比霰过程小,安多地区盛行偏西风,那曲地区盛行偏东风;南北分量风速(切变)晴天比霰过程大。

降水过程边界层特征与晴天不同。黄晓龙和高丽(2016)认为午后垂直风切变大时易产生冰雹、霰等强降水过程。李茂善等(2004)利用观测资料得到 2002 年 8 月那曲边界层高度最高可达 1800 m,同时李茂善等(2011)利用该地区 2004 年 4 和 8 月无线电探空仪观测资料,分析了干、雨季大气边界层结构的不同特征,认为边界层高度干季在 2211~4430 m,水平风向基本以偏西风为主,水平风速都较小,随高度增加风速迅速增大;雨季边界层顶在 1006~2212 m,低层 2500 m 以下基本以偏东风为主,上层以偏西风为主,风速都较小。姚日升等(2015)在研究冰雹过程边界层特征时,认为冰雹发生前边界层气象要素变化低层先于高层,风速加大。陈学龙等(2007)认为珠峰地区雨季午后的强水平风速垂直切

变是珠峰地区降水过程的主要原因之一。

基于以上考虑,本文选择 2016 年 8 月末(夏末秋初)进行野外探测试验,观测夏末西藏北部高原主要研究区域近 10 天的边界层特征变化,以揭示青藏高原不同天气背景下大气边界层结构的变化特征,进一步深刻理解青藏高原边界层过程,为提高该地区天气和气候预报水平提供一定的理论依据。

1 观测资料与数据处理

1.1 观测场地与观测资料

2016 年 8 月下旬在中国科学院那曲气候环境站进行了为期 9 天的加密观测试验,具体试验时间为 8 月 23—31 日。中国科学院那曲气候环境站简称“那曲气候环境站”或“那曲站”(Nagqu Station of Plateau Climate and Environment, NaPlaCE)。主要观测基地在那曲中心站,位于西藏自治区那曲县罗玛镇那曲村/娘曲村(31.37°N、91.90°E,海拔 4509 m),处在高原亚寒带半湿润气候区。此次观测试验在娘曲村中心站,占地面积 8000 m²,试验场地平坦,四周开阔,地表主要为砂土,有稀疏的细石块分布,不均匀地生长着高度为 4~5 cm 的高寒草甸(马耀明等, 2002)。

本次加密观测试验使用探空气球系 GPS 探头进行高空探测,我们采用 International Met Systems 公司的 iMet-1 探空仪,平均升速为 5 m·s⁻¹,探头每 1 s 记录一次数据。Radiosonde Intercomparison 对探空仪的精度与要素测定的标准不准确性做了说明,蒋兴文等(2009)曾对探空资料做了详细的说明。主要试验内容为 08—20 时进行每 2 h 一次的探空气球试验,每日 7 次。探测内容主要包括温度、虚温、气压、风向、风速、海拔、相对湿度等气象要素和探空气球飞行的准确经纬度。探空仪携带的气象传感器记录的压强、温度、湿度精度分别为 0.5 hPa、0.2℃、5%RH,分辨率分别为 0.01 hPa、0.01℃、<0.1%RH。

1.2 数据处理与方法

本文主要分析的边界层特征包括:边界层位温、比湿、风速、风向、云覆盖量、垂直速度。位温计算采用泊松方程:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.286}$$

式中, θ 表示位温, 单位: K; p_0 表示标准气压, p 为实际气压, 单位: hPa; T 为气温, 单位: K。由位温廓线法确定边界层稳定度特征, 分析边界层类型。

在探讨大气边界层厚度时加上比湿廓线, 更为准确地描述边界层厚度与比湿特征。比湿计算选用大气物理学(盛裴轩等, 2003)方法:

$$\begin{cases} q = 622 \frac{e}{(p - 0.378e)} \\ e = e_s \times RH \\ e_s = 6.1078 \exp \left[\frac{a(T - 273.16)}{T - b} \right] \end{cases}$$

式中, T 为温度, 单位: K; q 为比湿, 单位: $g \cdot kg^{-1}$; e 为水汽压, e_s 为饱和水汽压, 单位: hPa; RH 为相对湿度; a 和 b 为常数, $a = 17.2693882$, $b = 35.86$ 。

在为期 9 天的加密观测中, 通过天气变化分析, 选取 2016 年 8 月 26 日作为晴天个例, 29 日作为霰过程个例, 对白天的对流边界层做特征分析。

为了更全面地分析那曲本次霰过程的天气变化特征, 本文选用欧洲中心(ECMWF)中期预报资料(ERA-Interim)的相对湿度、垂直速度和云顶覆盖量资料, 分辨率 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$, 再分析资料格点与观测点能很好契合, 对垂直速度与云顶覆盖率的分析采用沿观测点 $31.37^\circ N$ 做纬向剖面分析, 再讨论 $91.90^\circ E$ 经度上的变量特征。08 和 14 时可以与探空观测时次对应。欧洲中心再分析资料在高原边界层高度的研究中已经证实其具有可靠性与合理性(Engeln and Teixeira, 2013)。

2 大气边界层温湿变化特征

2.1 温度时间变化特征

对探空气球实测温度进行补偿订正以后, 得到温度随高度的日变化图(图 1)。一般情况下, 温度随高度增加而减小, 晴天 12 时 2000 m 存在一个极小值区, 霰过程 12 时 3000 m 温度随高度增加没有明显减温现象; 但在不同时刻、不同高度存在逆温现象, 晴天 10 时 2580 m 存在明显逆温区。晴天 10 时与霰过程 10 时温度分布特征明显不同, 晴天 2500 m 以下, 那曲站点从早到午后一直持续增温, 午后(14 时)由于地表接受强太阳辐射, 温度增幅巨大;

2500 m 以上温度随时间增加先增后减。霰过程 2500 m 以下温度随时间增加而增加, 2500 m 以上温度随时间增加而先减后增逐渐趋于平缓。高度越高, 温度日变化越平缓。 $0^\circ C$ 线所在高度对冰雹、霰过程有重要意义(濮文耀等, 2015)。晴天大气 $0^\circ C$ 线在不同时刻均低于霰过程, 从早晨(08 时)到午后(14 时)晴天与霰过程大气 $0^\circ C$ 线所在高度值差值越来越小。

2.2 温度递减率时间变化特征

边界层顶总是存在明显的顶盖逆温, 温度垂直递减率表征气体随高度增加其气温的变化程度。本文以探空气球的温度数据为基础, 进行了以 100 m 为单位的上层温度减去下层温度得出温度递减率的时间-高度剖面图(图 2)。可以看到边界层温度垂直递减率随高度增加存在明显的分层情况。晴天时(图 2a), 可以明显看到不同时刻的逆温层, 分别是 08 时 1850 m, 10 时 2500 m, 12 和 14 时是同一个异常正值区, 逆温层高度为 2050 m; 霰过程逆温区波动较大, 08 时为 3780 m, 到 10 时则降为 850 m, 12 时上升至 2450 m, 14 时上升到 3250 m。晴天过程中逆温区变化较为稳定, 霰过程逆温区跳跃性明显, 在霰过程发生前的 14 时温度垂直递减率随高度增加整体呈现减小的趋势, 在 500 m 左右递减率最大, 在 1220 m 左右存在一个次极大值区。霰过程中明显的逆温层剧烈波动是因为其大气层结处于一种对流不稳定状态。

2.3 湿度时间变化特征

使用欧洲中心再分析资料的相对湿度物理量, 选取观测点($31.37^\circ N$ 、 $91.90^\circ E$)做 8 月 26 日 08 时至 30 日 08 时的时间剖面图。刘涛等(2015)认为大气中相对湿度大于 80% 的高湿区是降水的主要水汽源。

由时间剖面图(图 3)明显可以看出晴天大气全天相对湿度在近地层以上、大气边界层高度以内相对湿度均未超过 80%。在霰过程发生当天 08 时, 可以看到近地层相对湿度达到 90%, 在 500 ~ 400 hPa 相对湿度达到 100%。结合图 1 的温度垂直分布图, 明显看到霰过程当天 $0^\circ C$ 线在 08 时处于 1250 m 附近, 即 500 hPa 以上, 在温度达到 $0^\circ C$ 以下, 空气中相对湿度接近 100% 说明 08 时大气云层中积累了大部分过冷水。在降霰过程发生时云内过冷水

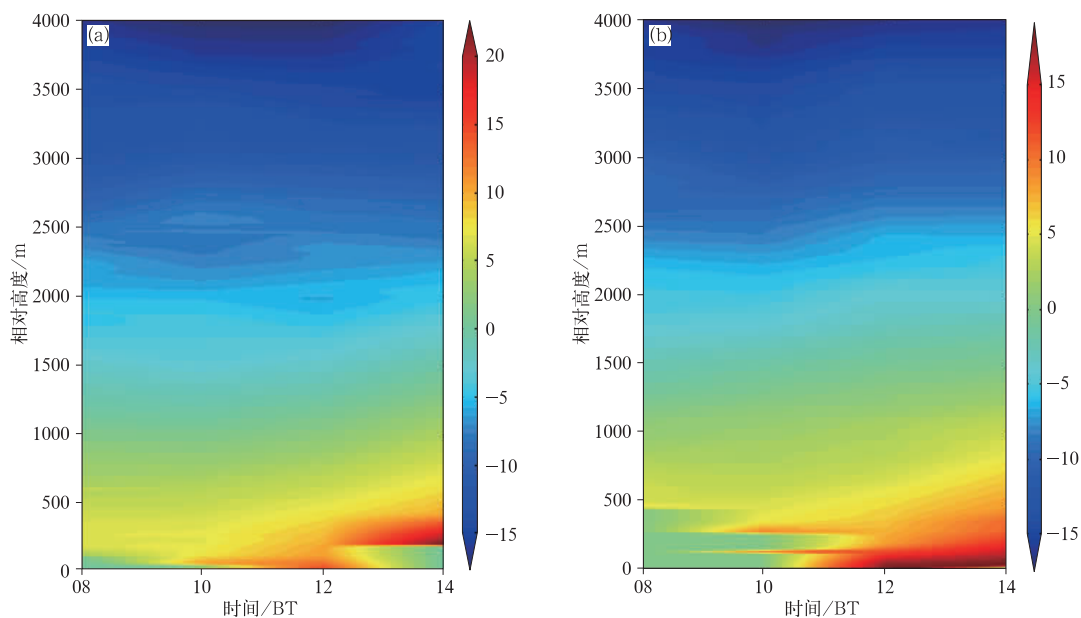


图 1 那曲地区晴天(a)与霰过程(b)垂直温度日变化图(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 1 Daily variation of vertical temperature in (a) sunny days, and (b) graupel process in Nagqu (unit: $^{\circ}\text{C}$)

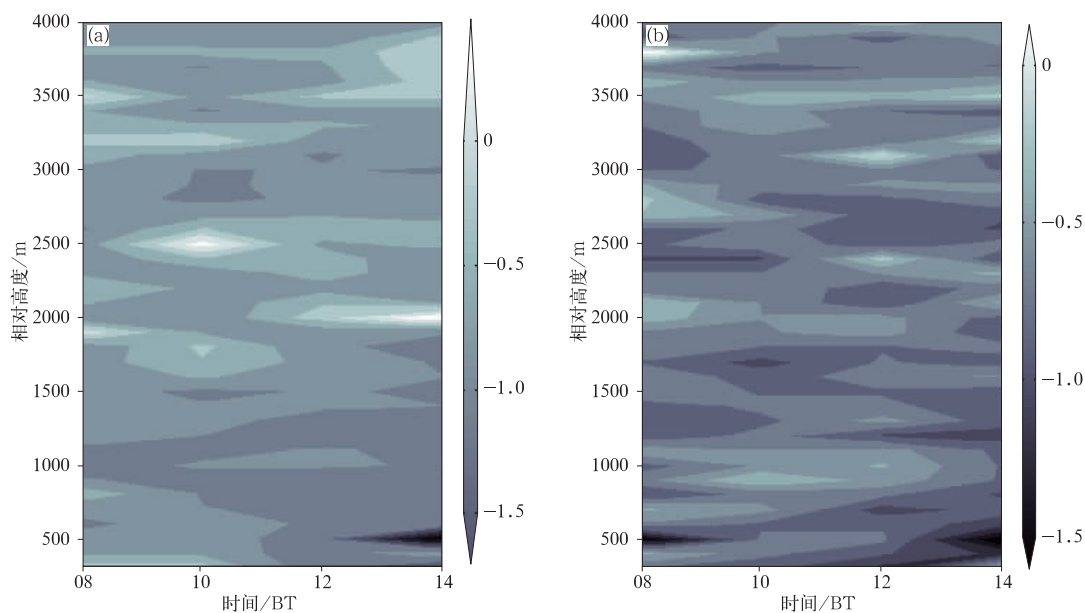


图 2 同图 1, 但为温度垂直递减率[单位: $^{\circ}\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$]

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for the vertical lapse rate of temperature [unit: $^{\circ}\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$]

含量明显降低, 降霰过程后近地层湿度大大增加。

3 大气边界层位温、比湿变化特征

3.1 大气边界层位温变化特征

图 4 为那曲地区晴天和霰过程不同时间位温廓

线图。从图中可以看出晴天和霰过程位温整体变化趋势为随高度增加而增加, 但晴天位温随时间变化不大, 霰过程位温随时间增大而均匀增加, 午后位温比晴天高, 霰过程中气块随时间增加持续吸热积累能量。

随高度增加, 位温廓线图的分布可以确定大气边界层厚度和边界层性质。上午(08和10时)为晴

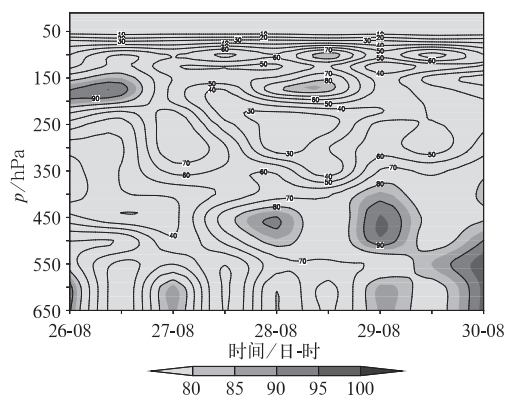


图3 那曲站相对湿度的时间剖面(单位: %)
(阴影部分为相对湿度>80%)
Fig. 3 Time cross section of the relative humidity at Nagqu Station (unit: %)
(Shaded area is the relative humidity greater than 80%)

天典型近地层分布情况,750 m 以下为稳定边界层,08 时在 750~1750 m 为残余混合层,1750~1875 m

为残余逆温层顶盖;10 时 750~1600 m 为残余混合层,1600~2525 m 为残余逆温层顶盖。正午和 14 时边界层为对流边界层。午后晴天太阳辐射加热增强,大气边界层升高,边界层顶为 2075 m。在 1950 m 以下区域为大气混合层,混合层是典型的不稳定边界层,湍流混合以对流为主。1950 m 以上为残余层和云层。随高度增加,晴天位温上午变化范围是 326~344 K,下午变化范围为 332~344 K。

从位温廓线上看霰过程边界层位温随高度增加持续增加。由于霰过程云层较厚,太阳直接辐射较少,位温变化没有晴天复杂,随高度增加位温总体呈现增加的趋势,一直处于对流不稳定状态,08 时厚度最大,10 时最小,与温度递减率图反映出的情况相同。霰过程位温从早上(08 时)的 324 K 以每小时增加 1 K 的速度增加,在 10 时后增速变大为每小时 2 K,最后在午后(14 时)达到 334 K。

通过晴天个例与霰过程个例的对比分析可以看出:晴天大气边界层主要以稳定边界层和混合层、残

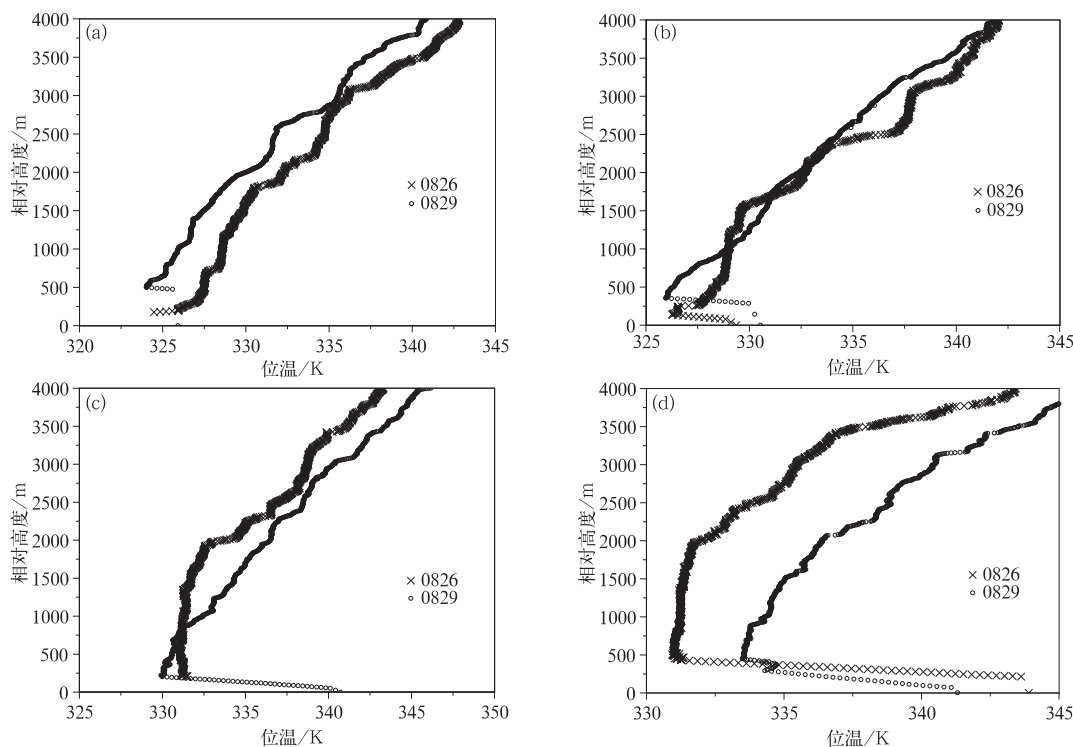


图4 2016 年 8 月 26 和 29 日 08 时(a)、10 时(b)、12 时(c)和 14 时(d)
那曲晴天(0826)、霰过程(0829)位温廓线

Fig. 4 Potential temperature profile graphs in sunny day (0826), and graupel process (0829) in Nagqu on 26 and 29 August 2016
(a) 08:00 BT, (b) 10:00 BT, (c) 12:00 BT, (d) 14:00 BT

余层、逆温层顶盖组成,而霏过程以对流不稳定层结为主。混合层是晴天地表热传递、云底辐射冷却、风切变等对流驱动的结果,而残余层是太阳辐射减弱或消失后的混合层的“剩余”产物,因而残余层失去了对流特征,从而湍流迅速减弱,残余层大部分是中性层结。在 08—10 时左右太阳辐射骤降,地表接收的太阳辐射会迅速减弱,近地层的超绝热现象会明显减弱,甚至消失,对流混合作用减弱,混合层高度明显降低;由于对流混合作用的减弱,08 时的残余层等堆积导致高度巨大,在辐射等不稳定条件的变化下至 10 时迅速减小,霏过程明显的边界层高度波动是大气不稳定层结的影响。

3.2 大气边界层比湿变化特征

由图 5 可以看出晴天和霏过程下,大气边界层比湿随高度增加整体均呈现减少趋势。晴天上午稳定边界层内(750 m 以下),大气比湿从 $6.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 呈现近匀速降低的状态,比湿递减率随时间增加而增加,08 时至稳定边界层顶降低为 $4.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,3000 m 高度上比湿存在一次骤降,10 时至稳定边界层顶降低为 $4.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;晴天上午残余层随高

度增加递减率减少,到达残余逆温层顶后降低率增加,大气边界层顶以上的自由大气比湿递减率再次减少。明显比湿在晴天上午呈现阶段性的变化情况。午后比湿在近地层大小较上午更小,12 时为 $4.75 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右,14 时为 $4.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右。12 时在混合层比湿随高度增加降低得较为缓慢,在混合层以上边界层顶以下的云层比湿随高度降低加快,边界层顶以上递减率再次缓慢减弱。14 时比湿变化则较为均匀,在混合层以上大气边界层以下的云层区递减率是最大的。

不同时间霏过程比湿明显较晴天更大,随高度增加仍然呈现减少的趋势,在近地面比湿接近 $7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,边界层顶在 08 时比湿为 $3.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,与晴天接近,在 10 时则为 $6.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,正午时分和下午分别为 3.5 和 $3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,霏过程边界层顶比湿大于晴天,说明霏过程空气中水汽较大。比湿的变化趋势与位温在霏过程的变化趋势相同,没有晴天个例下明显的层次变化,而是趋于均匀减少。只在 08 时比湿随高度变化产生一次异常,比湿在 1450 m 处随高度增加而直线增加到 $6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,在 1550 m 左右继续随高度增加而减少。

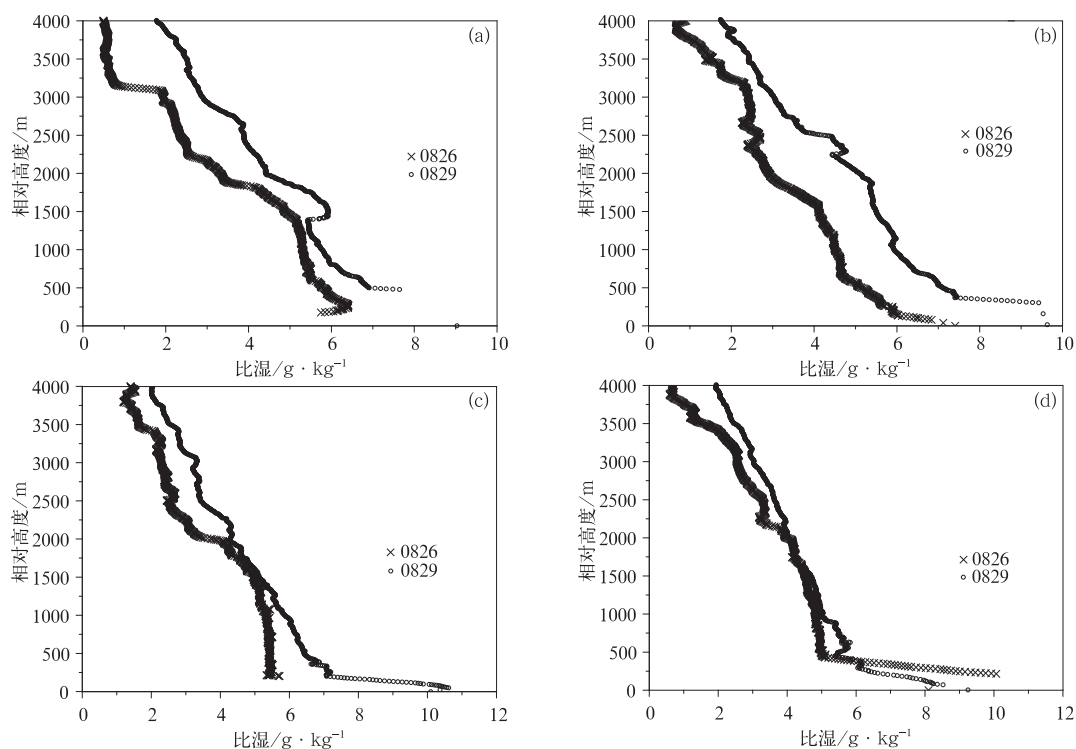


图 5 同图 4, 但为比湿垂直分布

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for vertical distribution of specific humidity

比湿大小则明显存在霰过程高于晴天的情况,加上位温的日变化,也就说明了那曲8月29日由于位温持续增加积蓄能量,水汽凝聚,成为8月29日下午降霰天气过程的主要水汽源。

4 大气边界层风速、风向变化特征

4.1 大气边界层风速变化特征

图6为晴天那曲大气边界层风速的垂直分布图。晴天风速在边界层内整体随高度增加而增加,风速最大可达 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,在2750 m附近,在大气边界层顶以上风速随高度均有减少,在500~1500 m,晴天风速波动较大,其中均存在随高度增加而减小的趋势。早上(08时),地表随高度增加到500 m风速均呈减少趋势,从500 m开始陡增到800 m,到1200 m之间又呈现减少的趋势,一直波动到2000 m左右风速在 $4\sim 7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 变化,最后在2750 m以内呈现增加趋势,在2750 m以后随高度增加而减少。10时风速波动趋势与08时类似,风速极大值也均为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。12时与14时风速变化略微不同,14时极大值为 $14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,且具有更多的小波动,在

3500 m以后才存在随高度增加而一直减少的情况。

霰过程风速在近地层大于晴天近地层风速,边界层顶风速小于晴天边界层顶风速。早上(08时),风速从 $5.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 开始随高度增加而增加,在750 m风速增加到 $8.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 后随高度增加而减少,到1650 m降低为 $3.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 后随高度增加到3000 m均大致呈现上升趋势,风速极大值为 $9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。上午(10时)风速变化趋势与早上(08时)相似,最大值为 $8.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,最小值为 $1.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,在1200 m以后风速骤减到 $4.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,在1500 m开始增加,在2550 m减少,在3000 m增加,最后在3500 m减少。中午开始近地面风速增加到 $9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,正午时分风速在从地表开始随高度增加而逐渐减少,风速随高度增加而有层次地增减,波动较大。午后(14时)地表风速为 $8.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,随高度增加没有明显的增加或者减少波动,在4000 m以下风速在 $7\sim 9.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 有层次地波动。

4.2 大气边界层风向变化特征

从图7明显可以看出霰过程中那曲上空以西风为主且随高度增加,风向没有明显的波动变化。早上(08时)风向在近地层为南风,随高度增加风向由

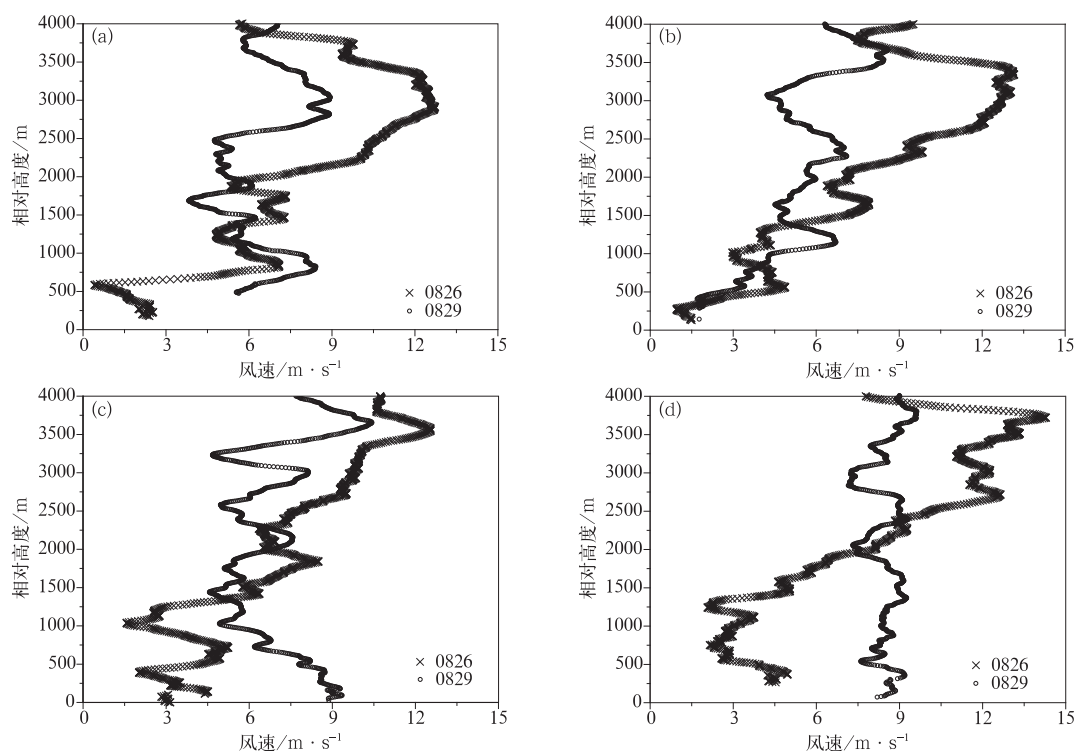


图6 同图4,但为风速垂直分布

Fig. 6 Same as Fig. 4, but for vertical distribution of wind speed

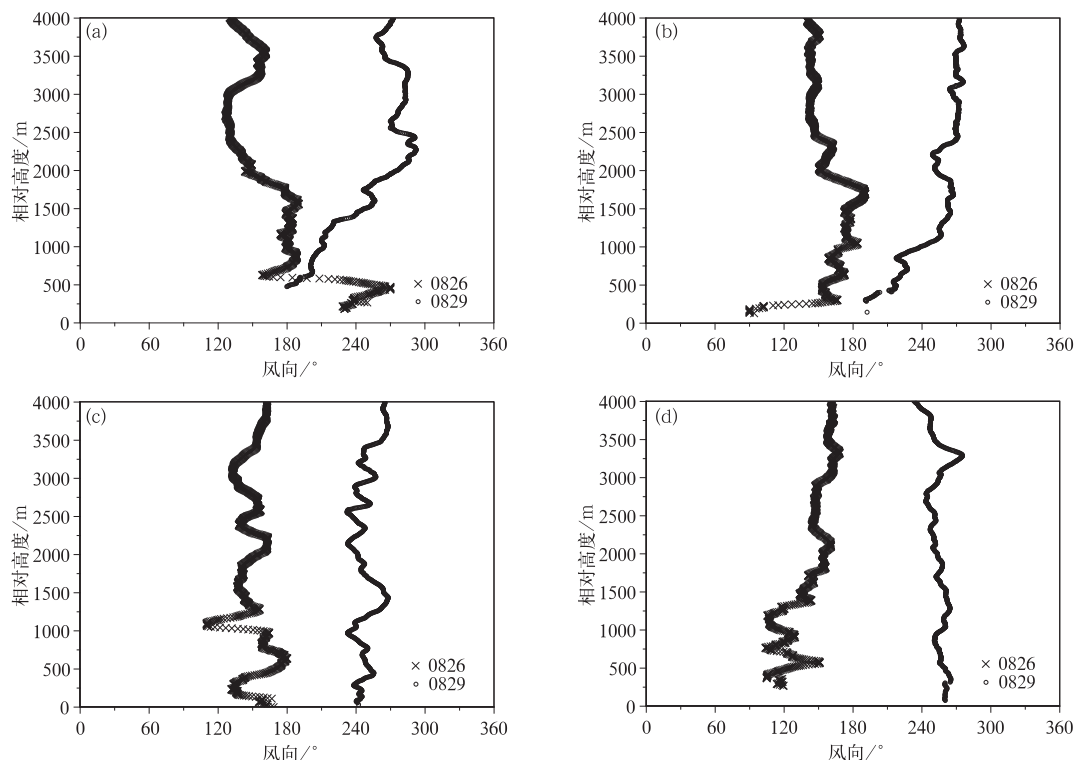


图 7 同图 4, 但为风向垂直分布

Fig. 7 Same as Fig. 4, but for vertical distribution of wind direction

南向西变化,在 2300 m 左右变化至西北风,而后再转为西风。上午(10 时),风向在近地层同样为南风,随高度增加风向由南向西变化,直到 2500 m 左右转为西风以后便不再随高度增加而发生风向变化的情况,一直保持为西风。正午(12 时)和午后(14 时)则从近地面开始到 4000 m 处,风向一直以西风为主。那曲上空在降霰过程中出现的西风有可能是主要的动力机制。

晴天则以东南风和南风为主,随高度增加,风向变化不大。早上(08 时)地表风向为西南风,随高度增加,风向整体由南向东变化,边界层顶为东南风。上午(10 时),风向在地表以东风开始随高度转变为南风,在 1750 m 左右开始变为东南风一直到边界层顶。正午(12 时),风向在地表以南风开始整体随高度未见明显的变化情况,在 1000 m 左右为偏东风,最后仍然回到偏南风。午后(14 时),风向在地表以东南风开始,整体随高度增加到边界层顶转变为南风。

晴天个例与霰过程个例风廓线的对比,可以发现晴天与霰过程那曲上空主要风向存在差异,在那曲晴天主要以东南风和南风为主,随高度的增加风向变化波动较大;而在霰过程主要以西风为主,且风

向随高度变化波动极小。

对于风速而言,晴天风速大于霰过程风速,随高度增加,晴天风速整体上是呈现增加的趋势,而霰过程则不一定都随高度增加而增加,且随高度增加风速值变化不大。

5 云覆盖率垂直分布特征

沿观测点经纬度(31.37°N、91.90°E)做纬向剖面图(图 8)。观察不同时刻观测点所在经度的云覆盖率,分析霰过程与晴天过程云覆盖率的变化情况。图 8 描述了晴天个例下,云覆盖率的垂直分布情况,虚线表示观测点所在经度。由图可见,观测点由地表延伸至 10 hPa 高度,全天几乎无云遮盖。在晴天边界层内,在早上(08 时)测点上空 550~500 hPa 处于两个低云连接带之间,有少许云覆盖量;在高层 200 hPa 也有少许云量覆盖,且云从测点以东延伸到测点上空。午后(14 时),测点上空几乎无云覆盖,在 450 hPa 测点西部存在一个相对大值中心。

与晴天完全不同,在发生霰过程的全天,测点上空持续存在云量堆积过程。结合图 9 此时的上升运动,云量向西往高空发展,导致测点上空 500 hPa 云

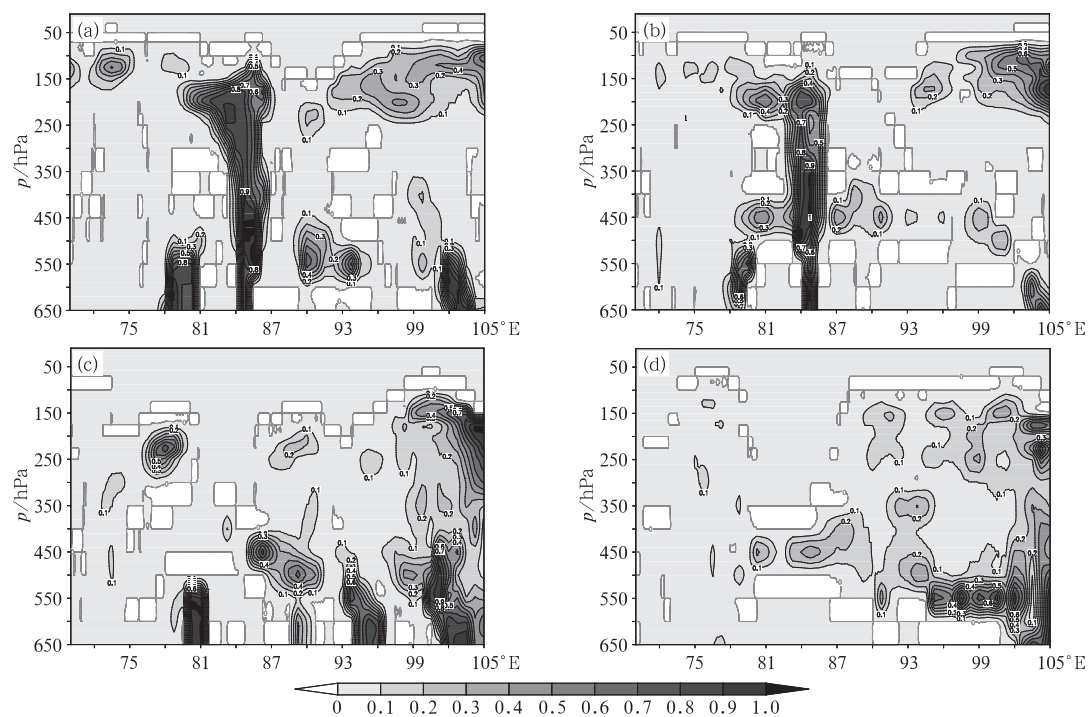


图8 2016年8月26日(a, b)和29日(c, d)的08时(a, c)和14时(b, d)

那曲晴天、霰过程云覆盖率垂直分布(单位:%)

Fig. 8 Vertical distribution of cloud coverage in sunny days and graupel process in Nagqu (unit: %) at 08:00 BT (a, c), 14:00 BT (b, d) on 26 (a, b) and 29 (c, d) August 2016

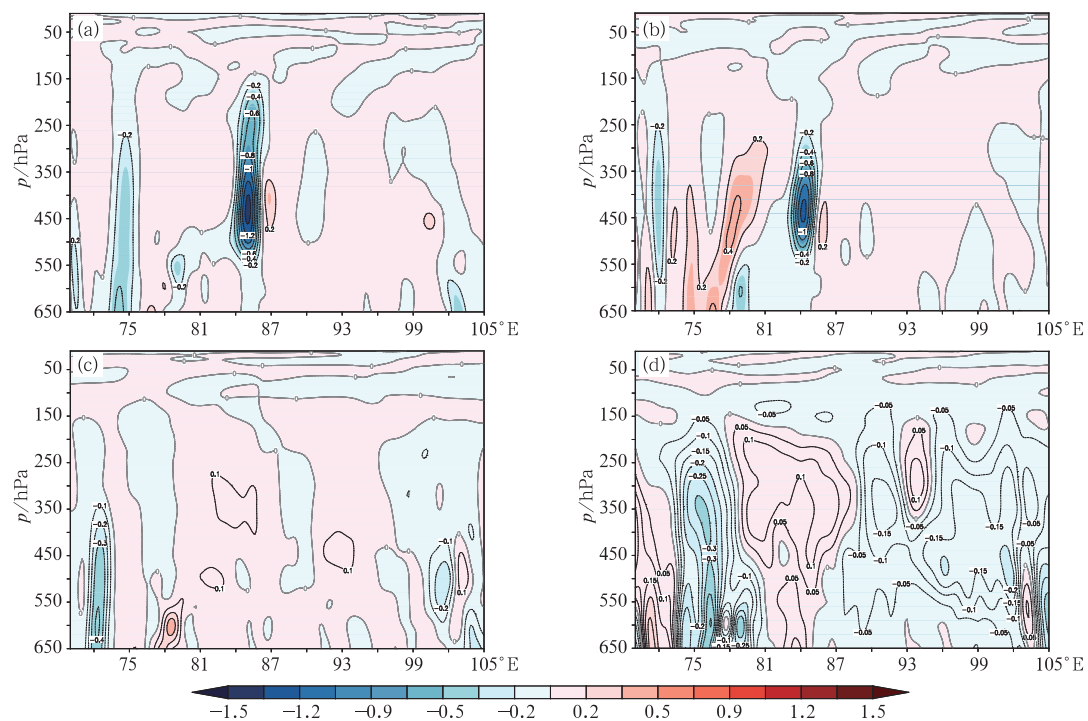


图9 同图8,但为垂直速度垂直分布(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for vertical distribution of vertical velocity (unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

量堆积,在早上(08 时),由于测点附近近地层为下沉运动,导致 500 hPa 云量向下输送至近地面,为下午霰过程积蓄水汽。在午后(14 时),测点上空 520~300 hPa 有云量堆积,结合图 9 明显看到云内具体强烈上升运动过程,近地层无云区垂直运动非常弱,此现象已明显显示出霰过程应具有的基本特征。

由以上分析可以明显看出,云覆盖率在晴天与霰过程中是完全不同的,霰过程边界层内存在大量的积云覆盖,且此次霰过程积云不是测点原地生成的,是由大气环流过程从测点以东延伸过来。晴天过程则不同,边界层内几乎无积云覆盖,有云时也多为层云或碎层云,不仅边界层内无云量覆盖,延伸至 10 hPa 上空仍然无云。

6 垂直速度垂直分布特征

晴天与霰过程中大气的垂直运动大不相同,如图 9 所示。在晴天时,测点甚至扩展到测点附近百千米以外的上空,白天大气垂直运动几乎为弱下沉运动。在霰过程一天中,测点上空垂直运动混乱。早上(08 时)近地层的下沉运动增强,测点上空存在一个上升运动与下沉运动环流区,但上升运动表现较弱,下沉运动较强。午后(14 时)测点上空 550 hPa 开始随高度增加表现为上升运动逐渐增强的过程,在 400 hPa 附近达到极大值后随高度增加上升运动减弱。

7 结论与讨论

利用 2016 年在那曲气候环境站野外探测试验的探空数据和欧洲中心相对湿度、垂直速度与云覆盖率再分析资料,对那曲地区夏末的一次霰过程与晴天做特征对比分析,发现霰过程发生时大气边界层特征与晴天具有明显的不同之处。

(1) 晴天大气温度 0°C 线在不同时刻均低于霰过程,从早晨(08 时)到午后(14 时)晴天与霰过程大气 0°C 线所在高度值差值越来越小。10 时晴天与霰过程温度随高度变化的分布特征明显不同,且相反。温、湿特征结合可以看到霰过程个例的 08 时大气边界层内存在明显过冷水,在降霰过程发生时过冷水含量迅速降低转化为霰粒子。

(2) 大气边界层位温随高度增加而增加,在晴天具有多层逆温现象,但不具有明显的随时间增加而增温的现象;在霰过程时逆温现象则较少,且霰过程时位温随时间增加从早上的 324 K 增加到降霰时的 334 K,位温整整增加了 10 K。通过位温廓线法确定晴天时明显存在稳定边界层、残余边界层、逆温层的区别;霰过程时边界层为对流不稳定层结,厚度普遍较晴天更高。比湿随高度增加而减少,霰过程的比湿明显大于晴天过程。

(3) 风速、风向廓线呈现出明显的分层现象,尤其是风速。晴天与霰过程那曲上空主要风向存在差异,在那曲晴天主要以东南风和南风为主,随高度的增加风向变化波动较大,而在霰过程主要以西风为主,且风向随高度变化波动极小。大气边界层内霰过程风速大于晴天风速,随高度增加晴天风速整体上是呈现增加的趋势,而霰过程随高度增加风速值变化不大。

(4) 云覆盖率和垂直运动在晴天与霰过程的差异在于,晴天测点上空垂直运动弱且几乎处于无云的情况,而霰过程中,测点上空具有明显较厚的云覆盖率,降霰前云厚超过 4000 m;复杂的垂直运动,表现为近地层下沉运动,在云层内则为明显的上升运动。降霰过程 08 时云内的过冷水膨胀破裂成带正、负电荷的粒子,伴随云内的上升运动,负粒子结合霰粒子在云底层聚合。14 时降霰过程发生前,过冷水含量明显降低。降霰过程发生后近地层相对湿度明显增加。

本文仅以一个个例来对霰过程与晴天过程进行大气边界层的特征对比分析,并且没有观测到降霰过程中边界层特征的变化情况,还不能系统、完全地了解霰过程的边界层特征,但个例的分析可以对发生霰过程前的大气边界层基本特征进行分析,为之后的研究提供参考依据。

参考文献

- 陈学龙,马耀明,孙方林,等,2007. 珠峰地区雨季对流层大气的特征分析[J]. 高原气象,26(6):1280-1286.
- 谷良雷,胡泽勇,吕世华,等,2006. 藏北高原夏季典型天气大气边界层特征分析[J]. 冰川冻土,28(6):893-899.
- 郭恩铭,1983. 冻滴、霰微物理观测及其分析[J]. 气象学报,41(3):343-347.
- 黄晓龙,高丽,2016. 2014 年 3·19 台州冰雹过程中尺度分析[J]. 气

- 象,42(6):696-708.
- 姜晓飞,刘奇俊,马占山,2015. GRAPES 全球模式浅对流过程和边界层云对低云预报的影响研究[J]. 气象,41(8):921-931.
- 蒋兴文,李跃清,王鑫,等,2009. 青藏高原东部及下游地区冬季边界层的观测分析[J]. 高原气象,28(4):754-762.
- 李茂善,马耀明,胡泽勇,等,2004. 藏北那曲地区大气边界层特征分析[J]. 高原气象,23(5):728-733.
- 李茂善,马耀明,马伟强,等,2011. 藏北高原地区干、雨季大气边界层结构的不同特征[J]. 冰川冻土,33(1):72-79.
- 李跃清,2011. 第三次青藏高原大气科学试验的观测基础[J]. 高原山地气象研究,31(3):77-82.
- 刘超,花丛,张恒德,等,2017. L 波段探空雷达秒数据在污染天气边界层分析中的应用[J]. 气象,43(5):591-597.
- 刘红燕,苗曼倩,2001. 青藏高原大气边界层特征初步分析[J]. 南京大学学报(自然科学版),37(3):348-357.
- 刘思波,何文英,刘红燕,等,2015. 地基微波辐射计探测大气边界层高度方法[J]. 应用气象学报,26(5):626-635.
- 刘涛,孙晶,周毓荃,等,2015. 一次低槽冷锋层状云系结构和过冷水分布特征的模拟研究[J]. 气象,41(10):1232-1244.
- 马耀明,2007. 中国科学院珠穆朗玛峰大气与环境综合观测研究站:一个新的研究喜马拉雅山区地气相互作用过程的综合基地[J]. 高原气象,26(6):1141-1145.
- 马耀明,马伟强,胡泽勇,等,2002. 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,21(5):514-517.
- 马耀明,姚檀栋,王介民,2006. 青藏高原能量和水循环试验研究——GAME/Tibet 与 CAMP/Tibet 研究进展[J]. 高原气象,25(2):344-351.
- 裴盛轩,毛节泰,李建国,等,2003. 大气物理学[M]. 北京:北京大学出版社:19-22.
- 濮文耀,李红斌,宋煜,等,2015. 0℃层高度的变化对冰雹融化影响的分析和应用[J]. 气象,41(8):980-985.
- 王介民,邱华盛,2000. 中日合作亚洲季风实验——青藏高原实验(GAME-Tibet)[J]. 中国科学院院刊,(5):386-388.
- 王树舟,马耀明,2008. 珠峰地区夏季大气边界层结构初步分析[J]. 冰川冻土,30(4):681-687.
- 翁笃鸣,潘守文,沈志宝,1984. 青藏高原地面辐射平衡和热量平衡考察概况[J]. 气象,10(8):2-6.
- 吴敬之,李丁华,郝素明,1989. 近中性条件下青藏高原行星边界层厚度及其特征分析[J]. 高原气象,8(4):351-356.
- 徐祥德,陈联寿,2006. 青藏高原大气科学试验研究进展[J]. 应用气象学报,17(6):756-772.
- 姚日升,涂小萍,杜坤,等,2015. 两次冰雹过程边界层气象要素变化特征[J]. 高原气象,34(6):1677-1689.
- 叶笃正,高由禧,1979. 青藏高原气象学[M]. 北京:科学出版社.
- 张强,胡隐樵,2001. 大气边界层物理学研究进展和面临的科学问题[J]. 地球科学进展,16(4):526-532.
- 周明煜,钱粉兰,陈陟,等,2002. 青藏高原斜压对流边界层风、温、湿廓线特征[J]. 地球物理学报,45(6):773-783.
- 周明煜,徐祥德,卞林根,等,2000. 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.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等,2000. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社:649.
- 左洪超,胡隐樵,吕世华,等,2004. 青藏高原安多地区干、湿季的转换及其边界层特征[J]. 自然科学进展,14(5):535-540.
- Duan Anmin, Wang Meirong, Lei Yonghui, et al, 2013. Trends in summer rainfall over china associated with the Tibetan plateau sensible heat source during 1980—2008[J]. J Climate, 26(1): 261-275.
- Engeln A V, Teixeira J, 2013. A planetary boundary layer height climatology derived from ECMWF reanalysis data[J]. J Climate, 26(17):6575-6590.
- Moore G W K, 2012. Surface pressure record of Tibetan Plateau warming since the 1870s[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 138(669): 1999-2008.
- Nitta T, 1983. Observational study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon[J]. J Meteor Soc Japan, 61(4):590-605.
- Xu Xiangde, Zhou Mingyu, Chen Jiayi, et al, 2002. A comprehensive physical pattern of land-air dynamic and thermal structure on the Qinghai-Xizang plateau[J]. Sci China (Ser D), 45(7):577-594.
- Yang Kun, Koike T, Fujii H, et al, 2004. The daytime evolution of the atmospheric boundary layer and convection over the Tibetan Plateau: observations and simulations[J]. J Meteor Soc Japan, 82(6):1777-1792.
- Zhang Guangzhi, Xu Xiangde, Wang Jizhi, 2003. A dynamic study of Ekman characteristics by using 1998 SCSMEX and TIPEX boundary layer data[J]. Adv Atmos Sci, 20(3):349-356.