

西藏改则地区雨季上对流层/下平流层大气垂直结构观测研究^{*1}

洪健昌¹ 郭建平² 杜军¹ 王鹏祥³

HONG Jianchang¹ GUO Jianping² DU Jun¹ WANG Pengxiang³

1. 西藏自治区气候中心,拉萨,850000

2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京,100081

3. 西藏自治区气象局,拉萨,850000

1. *The Climatic Center of Tibet, Lhasa 850000, China*

2. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

3. *The Tibetan Meteorological Service Agency, Lhasa 850000, China*

2015-08-14 收稿,2016-05-26 改回.

洪健昌,郭建平,杜军,王鹏祥. 2016. 西藏改则地区雨季上对流层/下平流层大气垂直结构观测研究. 气象学报, 74(5):827-836

Hong Jianchang, Guo Jianping, Du Jun, Wang Pengxiang. 2016. An observational study on the vertical structure of the upper troposphere and lower stratosphere in Gaize of Tibet during the rainy season. *Acta Meteorologica Sinica*, 74(5):827-836

Abstract By analyzing three-times-daily radiosonde observation data from the third Tibetan Plateau experiment of atmospheric science during July – August 2014, the vertical structure of the troposphere has been investigated. A temperature inversion layer is found at altitudes between 17 and 19 km above sea level. The height of the first tropopause is approximately 16082 m, a little lower than the height (16466 m) of the second tropopause. The frequency of occurrence of the former is much larger than that of the latter, and both are inversely associated with temperature and pressure at the level of the tropopause. The maximum wind speed (08:00, 14:00 and 20:00, Beijing time) is 16.2, 16.3 and 15.9 m/s respectively at altitudes of 11.8, 12.6 and 12.1 km, while the wind direction changes clockwise from southwesterly winds in lower levels to southeasterly winds in upper levels in response to the warm advection. The wind direction finally turns to northeasterly above 17 km height. The relative humidity (RH) increases significantly with altitude from ground until about 8 km above ground level (AGL), where RH reaches its peak value and then decreases with increasing altitude. Also, the RH inversion can be observed in lower levels.

Key words Tibet, Wind speed, Relative humidity, Tropopause, Radiosonde

摘要 利用中国第3次青藏高原大气科学试验2014年7—8月改则探空试验期间获取的每天3次观测的探空数据,对该地区对流层大气垂直结构进行了研究。结果表明:改则地区海拔高度17—19 km存在逆温现象;第一对流层顶平均高度16082 m,第二对流层顶平均高度16466 m,前者出现概率远高于后者,两类对流层顶的高度均与其对流层顶的温度、气压成反比。08、14和20时(北京时)的最大风速分别出现在11.8、12.6和12.1 km高度,风速分别为16.2、16.3和15.9 m/s,风向随高度顺时针变化,对应为暖平流,由下层西南风转为上层的东南风,17 km以上高度稳定成东北风,下层主导风为西南风。在约8 km的高度上存在一个最大相对湿度聚集区,从地面开始相对湿度随高度升高而增大(逆湿现象),达到该聚集区后,随高度升高而减小。青藏高原西部雨季对流层顶折叠现象出现概率较低,可能与该季节高空急流或高空锋天气较少有关。

关键词 西藏, 风速, 相对湿度, 对流层顶, GPS探空

* 资助课题:国家公益性行业(气象)科研专项(GYHY 201306029、GYHY201206040)、中国气象局气候变化专项(CCSF201515)、西藏自治区自然科学基金项目(2016ZR-15-68)。

作者简介:洪健昌,主要从事青藏高原再分析资料适用性研究。E-mail: hongjianchang@163.com.cn

通讯作者:郭建平,主要从事云降水及其气候效应研究。E-mail: jguo@camsma.cn

中图法分类号 P465

1 引言

上对流层与下平流层(UTLS)区域的精细结构越来越引起研究者的关注(Birner, et al, 2002; Birner, 2006), 该区域是大气动力、热力和大气成分结构发生明显转变的地点, 高度范围为 5—20 km, 其中的动力、化学和辐射过程的耦合直接影响全球的气候变化及其变率, 并以平流层与对流层间物质交换(STE)的方式影响大气中自然和人为排放的水汽、臭氧、化学痕量成分的分布以及地球大气辐射、化学平衡(陈洪滨等, 2006; Randel, et al, 2000; 田红瑛等, 2014; Shapiro, 1980)。而对流层大气的垂直结构正是该区域研究的背景和基础。利用高分辨率的探空资料不仅可以研究高空大气的温、压、风、湿的垂直变化, 也可以帮助确定对流层顶的高度, 指示 UTLS 区域的位置。

评估平流层与对流层间物质交换过程的关键在于其发生的位置——对流层顶高度的确定。大气对流层顶代表着从湍流混合的对流层到稳定层结的平流层的突变, 也是大气要素如涡度、臭氧浓度等突变的发生位置(Hoinka, 1998)。作为一个厚约几百米至 2000 m 的深厚阻塞层, 它阻碍着气溶胶和水汽的垂直交换, 阻碍着积雨云顶的垂直发展, 决定着云的上限、降水以及与云有关的天气现象的位置(张广兴等, 2005; 蔡福等, 2006)。而该区域缺乏风场、温度场、臭氧、水汽、卷云、气溶胶和其他成分连续而又精细的观测, 难以确定对流层顶的位置、空间结构及其变化特征, 是造成人们对平流层与对流层间物质交换过程机制与定量化的认知存在很大的不确定性的因子之一。因此, 该区域三维大气结构的监测对于该区域各种动力、物理和化学过程的研究极为重要(Holton, et al, 1995)。

目前, 大气垂直结构探测主要有 4 种手段: 高空气球探空、卫星观测、飞机观测和地基雷达(陈洪滨等, 2006)。相应的资料有: 无线电探空资料(Birner, et al, 2002; Birner, 2006; Seidel, et al, 2001, 2006; Feng, et al, 2012)、GPS 无线电掩星资料(Randel, et al, 2003; 王鑫等, 2007; Feng, et al, 2011)、太阳掩星反演资料(SAGE II)、卫星直接观测(AIRS, ATOVS)、气候模式模拟资料、再分析资

料(NCEP, ERA-15, ERA-40)(Hoinka, 1998; Zängl, et al, 2001; Bao, et al, 2013)等。再分析资料或卫星观测资料空间覆盖率高、时间连续性好, 但是垂直分辨率较低, 无法准确估计温度垂直梯度, 从而影响对流层顶的确定(Seidel, et al, 2006)。而无线电探空资料垂直分辨率远远高于再分析资料, 可以更准确地标定单个或多个对流层顶的位置, 但是其空间范围比较有限。很多研究者进行了再分析资料的高空适用性研究, 例如 Zängl 等(2001)认为 ERA 再分析资料适用于计算极地地区对流层顶高度。Reichler 等(2003)利用再分析资料用热力学对流层定义(WMO, 1957)计算得到对流层顶高度, 通过与探空资料计算结果比较, 发现北半球副热带地区(26°—44°N)差异较大, 而热带地区(25°S—25°N)差异较小。对于观测稀少的地区, 利用再分析资料只能看出长期的变化趋势, 而不能得到精确的区域对流层顶高度及其短期变化特征(马永峰等, 2011)。因此无线电探空资料在大气科学领域得到了广泛应用, Seidel 等(2001, 2006)分析了全球对流层顶气象要素变化特点; Bian 等(2005, 2008)研究了 UTLS 区域化学成分、大气重力波及波传播; Birner 等(2002)、Birner(2006)和 Randel 等(2007b)就对流层顶逆温层及其形成机制进行了探讨; Randel 等(2007a)对多对流层顶的热力、动力结构等特点进行了研究。但是, 探空资料的站点数量受到一定限制, 需要通过长期监测和个例综合探测获得新的事实(陈洪滨等, 2006)。

处于对流层中部的青藏高原及周边地区特殊的大地形以及特殊动力、热力结构效应构成了全球平流层、对流层间能量、物质交换的重要“窗口”(陈洪滨等, 2006), 该地区大气垂直结构的研究不仅可以确定本地平流层与对流层间物质交换发生的位置, 研究其物质交换情况, 也对全球平流层与对流层间物质交换机制与影响的研究产生重要意义。

作为青藏高原的主体, 西藏探空站点稀少, 仅有 5 个站进行了长期观测, 而 2005 年前的数据只进行了规定层次数字化, 缺乏详细的垂直高度上的数据, 限制了大气精细结构的研究。目前, 仅有少数几个相关工作借助高时间分辨率的加密无线电探空资料对青藏高原局部地区如改则、珠峰、民丰的对流层大

气特征进行了深入研究(陈学龙等,2010;王敏仲等,2012;郭建平等 2013),此外,周顺武等(2010)根据对流层顶逐日观测资料研究了青藏高原热带对流层顶和极地对流层顶出现的频率及高度的季节变化特征。王鑫等(2007)利用 GPS 掩星数据分析了青藏高原对流层顶的结构变化。

本研究主要采用第 3 次青藏高原大气科学试验所获取的 2014 年 7—8 月雨季期间西藏自治区改则气象站(32.17°N,84.03°E)的高时间分辨率探空资料,对该地区雨季高空大气温度、风向、风速、相对湿度等气象要素进行全方位的剖析,并通过对流层顶的计算和分析来确定该地区逐日两类对流层顶的出现情况以及不同对流层顶出现的海拔高度,期望能进一步了解和认识改则地区高空气象要素的时空变化规律,为进一步研究高原大气环流、中尺度天气预报等提供参考数据和科学依据。

2 资料和方法

改则气象站位于西藏阿里地区东部,藏北高原腹地,地处南羌塘高原湖盆地区,海拔高度 4415 m。根据建站(1973 年)至 2014 年地面观测资料序列,该站年平均降水量为 177.2 mm,以 8 月最多,为 61.8 mm;降水高度集中在 7—8 月,为 114.1 mm,占年降水量的 64.4%,其中,2014 年年降水量为 172.8 mm,7—8 月的降水量达 120.4 mm,占年降水量的 69.7%。因此,文中将 7—8 月作为改则地区的雨季。2014 年,第 3 次青藏高原大气科学试验在该地区进行了一次为期 54 天的加密无线电探空,观测仪器为 GPS 无线电探空系统(Vaisala 公司)。探空观测试验起止日期为 7 月 8 日—8 月 31 日,观测期内每天 3 次探空,时间分别在 08、14 和 20 时(北京时,下同)。探空气球采样频率为 2 秒一次,期间有效探空为 111 次。观测项目主要包括:气温、相对湿度、气压、露点温度、水汽混合比、经向风速、纬向风速和风向等。为了更直观地显示该地区对流层大气不同垂直高度场的气象要素,首先把探空数据限制为高度 20000 m 以下的纪录,并把原始数据处理成 20 m 分辨率的数据,即分别计算垂直方向上 20 m 分档的气温、气压、湿度、露点、风向、风速等要素的均值。

对流层顶处于对流层和平流层之间,它的计算方法主要包括:根据温度递减率的方法确定的热力对流层顶和根据位涡确定的动力对流层顶等(陈洪

滨等,2006)。由于所关心的地区在夏季为一个大气热源,热力状况极为特殊,在此采用热力对流层定义(占瑞芬等,2008),即世界气象组织给出的对流层顶定义(WMO,1957):500 hPa 等压面上小于 2°C/km 温度递减率所对应的最小高度,且在此高度和其上的 2 km 大气层范围内的温度平均递减率不高于 2°C/km,该高度称为第一对流层顶(极地对流层顶)。如果此对流层顶之上的 1 km 高度大气层范围内的平均温度递减率超过 3°C/km,所对应的高度即为第二对流层顶(热带对流层顶)(张红雨等,2011)。如果某一地区上空同时存在两类对流层顶,称之为复合对流层顶,由此造成的现象称为对流层顶折叠现象(周顺武等,2010;Stohl, et al,2003)。

3 结果分析

3.1 气象要素垂直分布特征

3.1.1 温度

通常根据温度随高度的变化进行大气层垂直划分,其中最靠近地面的一层为对流层,该层温度随高度递减,但在一定条件下,对流层的某一高度有时也会出现气温随高度升高而升高的现象,这种气温逆转的现象就是逆温(盛裴轩,2003)。对流层内的温度随高度升高而升高(降低),可一定程度上指示大气的扩散条件和大气稳定度水平。

对试验期间所有温度廓线数据进行统计分析,得到如图 1 a 所示的由无线电探空仪测得的温度平均变化廓线。总体而言,3 个时间点的温度廓线从海拔 4510 m(近地面)到海拔 17 km,有一个随海拔高度升高而逐渐降低的变化趋势,然后随海拔高度升高温度也随之升高,根据 3.2 节确定的对流层顶高度,温度递减率大约为 7.2°C/km,0°C 层高度位于 6170 m(表 1)。由早到晚温度递减率逐渐升高,0°C 层高度逐渐升高,08 时温度递减率为 6.9°C/km,0°C 层高度位于 5970 m;20 时温度递减率为 7.6°C/km,0°C 层高度为 6410 m,温度最低点为 -74.5°C,其所对应的高度(CPT)为 17.8 km。具体来说,在大气边界层内 08、14、20 时温度存在一个明显的逐渐递增的日变化趋势,但是随着高度升高,3 条廓线差异很弱。经分析逐日的温度廓线,以 7 月 21 日 14 时的探空观测为例(图 2),发现在对流层顶附近存在逆温层,同时伴随着逆温型风切变而相对湿度降低的现象,若以温度递减率大于等于 0.2 K/(100 m)标定逆温层的位置,32 次观测出现

逆温层,逆温层平均厚度为 100 m (图 3),绝大部分出现在 200 m 以下,最高厚度为 360 m,出现在 08 时,08 时逆温层平均厚度最大,为 134 m,14 时逆温层平均厚度最小,为 79 m。逆温层的平均温度递减率为 0.33 K/(100 m),最高为 0.8 K/(100 m),其中

08 时最大,为 0.41 K/(100 m),14 时最小,为 0.28 K/(100 m)。这与 Birner(2006)在分析温带(30°—70°N)对流层顶区域的精细结构时所发现的很强对流层顶逆温层(TIL)一致,该区域静力稳定度显著大于上方平流层的典型稳定度。

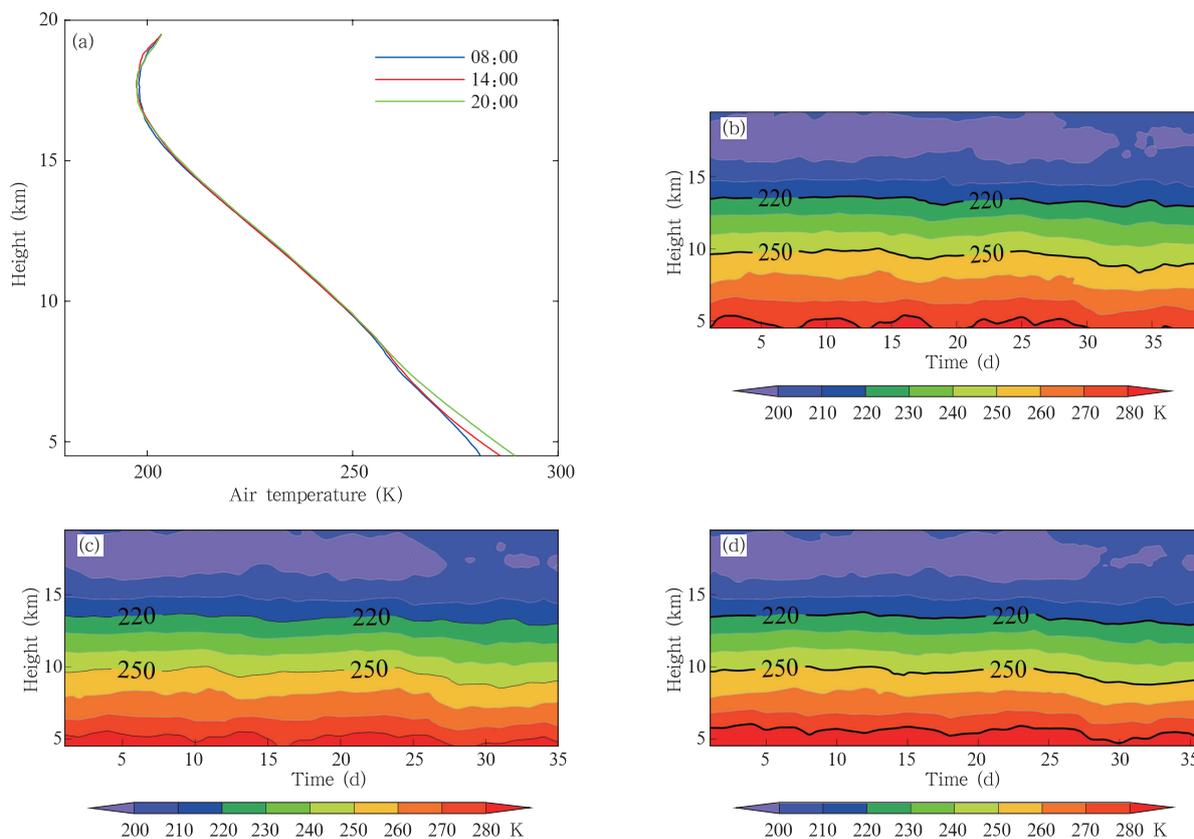


图 1 2014 年雨季西藏改则地区气温随海拔高度的变化(a)以及 08(b)、14(c)、20 时(d)气温的时间-高度剖面
Fig. 1 Air temperature profiles (a) and time-height cross-sections of daily air temperature at Gaize station at 08:00 BT (b), 14:00 BT (c) and 20:00 BT (d) during the rainy season in 2014

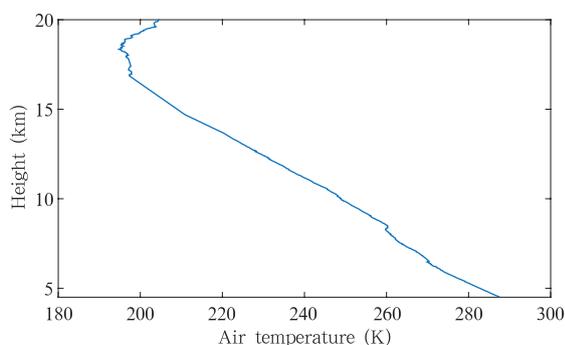


图 2 改则 7 月 21 日 14 时温度探空曲线
Fig. 2 Temperature profile at 14:00 BT
21 July 2014 at Gaize station

2014 年西藏改则雨季观测试验期间 08 时(图 1b)地面平均气温为 280.98 K(7.8℃),地面最高气温出现在 7 月 26 日,达 286.1 K(13℃)。而地面最低气温出现在 8 月 23 日,为 274.8 K(1.65℃)。改则站 14 时(图 1c)地面平均气温为 285.84 K(12.69℃),地面最高气温出现在 7 月 11 日,为 290.1 K(16.95℃),地面最低气温出现在 7 月 28 日,为 278.7 K(5.55℃);2014 年观测期间 20 时(图 1d),改则地面平均气温为 289.41 K(16.26℃),地面最高气温出现在 7 月 11 日,为 294.55 K(21.4℃),地面最低气温出现在 8 月 30 日,为 280.5 K(7.35℃);除了 14、20 时

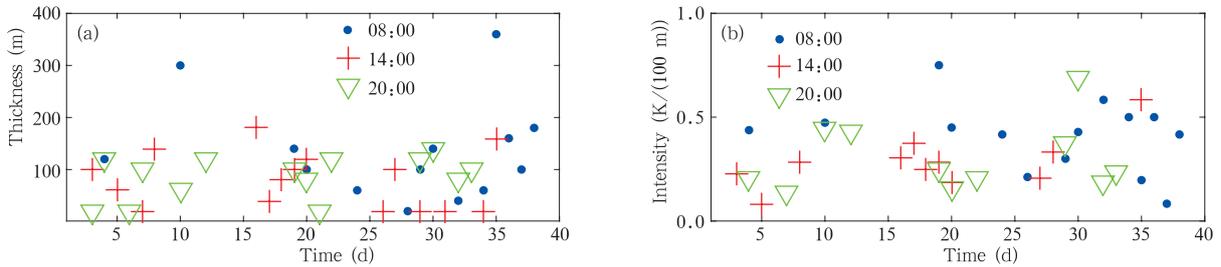


图3 2014年雨季西藏改则地区逆温层厚度及强度随时间的变化
Fig.3 Temporal variations of (a) the inversion layer thickness and (b) inversion layer intensity at Gaize station during the rainy season in 2014

表1 2014年雨季西藏改则地区温度垂直递减率及0℃层高度
Table 1 Temperature lapse rate and height of 0℃ layer at Gaize station during the rainy season in 2014

时间	08时	14时	20时	所有时次平均
温度递减率(℃/km)	6.9	7.2	7.6	7.2
0℃层高度(m)	5970	6030	6410	6170

地面最高气温出现日期一致外,08、14、20时3个时次对应的平均气温极值日期均不同。雨季08、14时在海拔高度5800 m以下温度都高于0℃,20时高于0℃的高度层比较深厚,在约6500 m高度。

3.1.2 风速、风向

从改则7月8日—8月31日08、14、20时3个观测时次的无线电探空仪测得的平均风速廓线(图4)可以看出,不同时刻低层大气的风速、风向随高度的变化比较一致,海拔高度4.5—4.7 km范围内风速随海拔高度升高而增大,4.7—5.3 km风速随海拔高度升高而减小,5.3—12 km,风速随海拔升高而增大,08、14、20时3个时次对应的最大风速分别出现在11.8、12.6、12.1 km,风速分别为16.2、16.3、15.9 m/s,12 km高度以上风速随海拔升高而

减小,17—20 km风速逐渐稳定。通过对比2014年雨季08、14、20时改则地面平均风速可以发现,三者存在08、20、14时的值存在一个递减的现象,中午地面平均风速最低,上午地面平均风速最高,反映出改则地区地面风速的日变化特征。

由改则7—8月平均风向廓线(图5)看出,由近地面到12 km高度,风向随高度顺时针变化,由下层偏南风转为上层的西南风,12—17 km,出现比较稳定的西风,17 km以上稳定为偏东风。近地面到12 km高度大气以西南风向为主导,说明该地区在夏天雨季易受从高原西南部爬坡而上的暖湿气流的影响(陈学龙等,2007)。12 km高度开始出现稳定西风的结果与况雪源等(2006)的分析结果高度一致,根据热成风原理,纬向风(西风)随高度的变化与气温的水平经向梯度高度相关,200 hPa(约12 km)以下的对流层南北温差为正(南暖北冷),西风随高度逐渐增大(图4),200 hPa(约12 km)以上的平流层南北温差为负(南冷北暖),西风随高度逐渐减小,因而西风在200 hPa(约12 km)高度上达到极大值。Hoinka(1998)也指出夏季东亚地区200 hPa以上西风带不存在。而对于改则地区观测到的17 km(上对流层/下平流层位置)以上大气的偏东风,与马伟强等(2005)观测到藏北高原8月中下旬16 km以上风向由偏西风转为偏东风的现象一致。Birner(2006)的研究结果亦表明副热带地区夏季的下平流

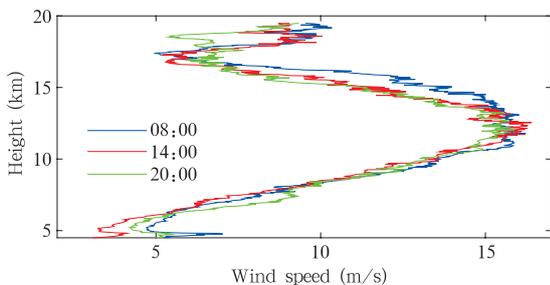


图4 2014年雨季西藏改则地区平均风速廓线
Fig.4 Average wind speed profiles at 08:00,14:00 and 20:00 BT at Gaize station during the rainy season in 2014

层风向为东风。而平流层辐射强迫呈现出很大的季节变化特征,导致在夏半球较易产生纬向东风气流,这一定程度上可解释观测到的西藏西部 17 km 高度以上频繁出现的偏东风现象(陈学龙等,2010)。

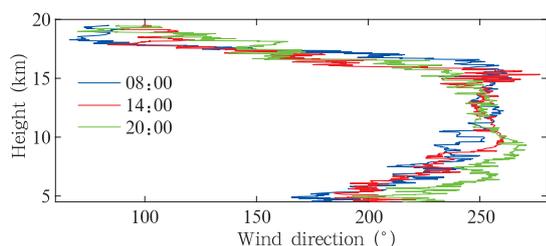


图5 2014年雨季西藏改则地区平均风向廓线

Fig. 5 Average wind direction profiles at 08:00, 14:00 and 20:00 BT at Gaize station during the rainy season in 2014

3.1.3 相对湿度

从相对湿度随高度的变化(图6)可以看出,8 km左右高度上有一相对湿度最大值,从地面开始相对湿度随高度升高而增大,达到最大值,相对湿度在此范围存在逆湿现象,8 km 高度以上大气相对湿度逐渐减小。20时的逆湿层要比08时深厚,20时的逆湿层可以超过3.5 km,主要是在海拔高度4.5—8 km,08时逆湿层的厚度为2.7 km,主要是在海拔高度4.8—7.4 km,14时的逆湿层厚度最小,为1.9 km,主要高度在4.5—6.4 km。这与陈学龙等(2007)、郭建平等(2013)在珠峰北坡观测的相对湿度逆湿现象基本吻合。当海拔高度高于12 km时,相对湿度随着海拔的升高趋于稳定,并且相对湿度很小,08、14、20时相对湿度接近,均维持在30%以内。

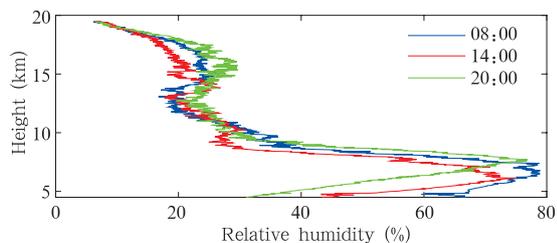


图6 2014年雨季西藏改则地区平均相对湿度廓线

Fig. 6 Average relative humidity profiles at 08:00, 14:00 and 20:00 BT at Gaize station during the rainy season in 2014

08、14、20时对流层最大相对湿度的高度分别为6770、6130、7690 m,相对湿度值分别为79%、

75%、77%。近地面大气层在08、14、20时3个时次的相对湿度出现递减的趋势,与图1a的近地面大气层温度递增的日变化趋势高度一致,即从08时到20时,随着温度升高,相对湿度减小。20时相对湿度极大值对应的海拔高度高于08、14时,08时的相对湿度极大值要大于14、20时。8 km 高度以下,08时相对湿度的平均值最大,为72%,其次为14时,为63%,20时最小,为56%。

从试验观测期间相对湿度随高度的逐日变化情况(图7)可以看出,08时相对湿度值最大,10 km 高度以下,08时相对湿度的平均值最大为60.17%,14时平均值与20时平均值相差不大,分别为51.52%、51.18%;08时相对湿度最大值出现在7月9、20、27、28、30日、8月1、6、22、23、30日,为100%,14时相对湿度最大值出现在7月13、21、22、28日、8月21日,为100%,20时相对湿度最大值出现在7月8、13、16—21、29、31日、8月5日,为100%。相对湿度为100%说明水汽达到饱和状态,与7、8月改则处于雨季的时间态相符。

基于08、14、20时3个时次的相对湿度观测值与其对应的风速和风向观测值,对其进行了统计回归,结果表明(表2),3个时次的相对湿度和风速均是负相关,均通过0.01的显著性水平检验(t 检验),其中08时的风速与相对湿度相关最为显著。3个时次的相对湿度和风向均是正相关,均通过0.01的显著性水平检验,其中20时的风向与相对湿度相关最显著。

3.2 对流层顶特征

本次改则雨季大气探空试验期间,可探测到第一对流层顶的探空曲线数量为60次,相应的第一对流层顶出现的概率是54.1%,能观测到第二对流层顶的探空曲线数量为14次,相应的第二对流层顶出现的概率是12.6%,这也是对流层顶折叠现象出现的概率。青藏高原西部容易出现第一对流层顶,而雨季第二对流层顶较少出现,对流层顶折叠现象概率较低,这可能与该季节高空急流或高空锋天气较少有关(Reed, 1955; Randel, et al, 2007a),改则地区雨季平均风速远小于20 m/s(图4),而且仅有一天出现高空急流现象,从再分析资料中亦可以看出,青藏高原7、8月急流出现频率较低(Chen, et al, 2010)。由2014年雨季改则对流层顶高度与对流层顶温度散点分布(图8)看出,第一和第二对流层顶

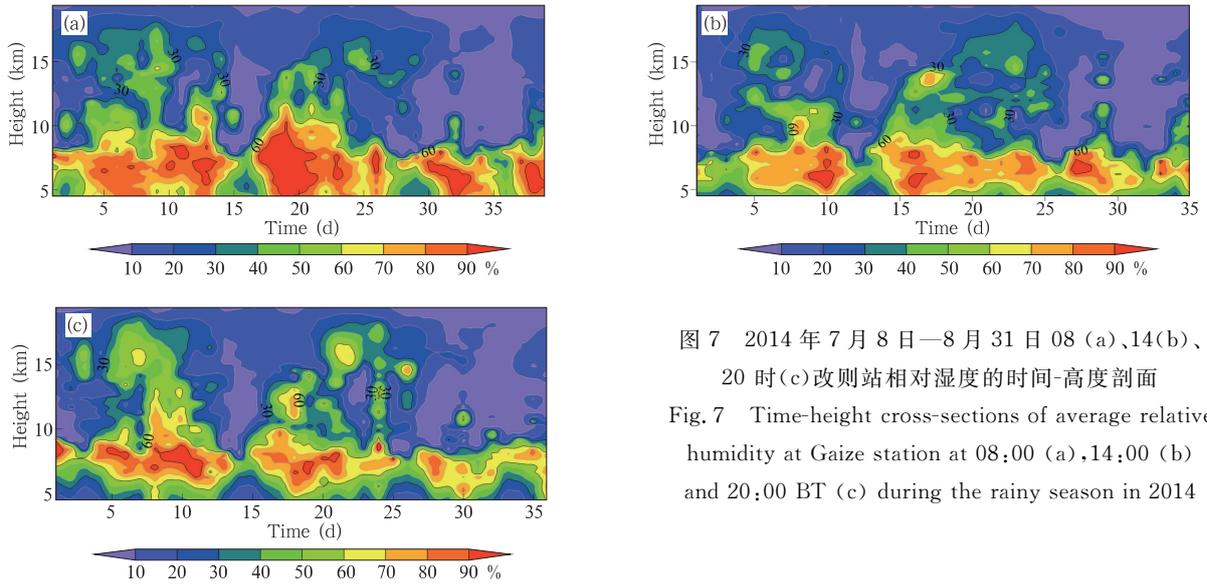


图7 2014年7月8日—8月31日08(a)、14(b)、20时(c)改则站相对湿度的时间-高度剖面
Fig.7 Time-height cross-sections of average relative humidity at Gaize station at 08:00 (a), 14:00 (b) and 20:00 BT (c) during the rainy season in 2014

表2 2014年雨季西藏改则地区相对湿度与风速和风向的相关系数
Table 2 Statistics of the correlation coefficients of relative humidity with wind speed and wind direction at Gaize station during the rainy season in 2014

	08时	14时	20时
相对湿度与风速的相关系数	-0.59	-0.49	-0.27
相对湿度与风向的相关系数	0.14	0.18	0.48

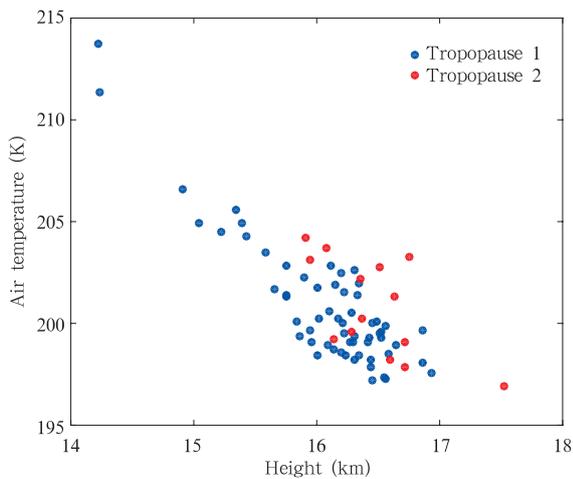


图8 2014年改则雨季第一(蓝色圆点)、第二(红色圆点)对流层顶高度与气温散点分布
Fig.8 Scatter plot of the first tropopause height (blue solid circles) and the second tropopause height (red solid circles) versus air temperature at Gaize station at 08:00, 14:00 and 20:00 BT during the rainy season in 2014

的高度均与其对应的气温成反比。第一对流层顶平均高度 16082 m, 最大、最小高度为 16939、14227 m, 其高度变化范围 2712 m, 第一对流层顶平均气压 114 hPa, 平均气温 201 K, 平均风速 10.31 m/s(表3)。其中, 14时第一对流层顶平均高度最高, 高度变化范围、平均气压、气温和风速最小, 20时平均高度最低, 高度变化范围、平均气压、气温和风速最大, 可见对流层顶的高度和高度变化范围、气温、气压、风速成反比, 而平均气温最高则是由于其地面气温较高的缘故。第二对流层顶平均高度 16466 m, 最大、最小高度为 17519、15906 m, 其高度变化范围 1613 m, 第二对流层顶平均气压 106 hPa, 平均气温 201 K, 平均风速 9.05 m/s(表3)。其中 14时第二对流层顶的平均高度依然最高, 平均气压、气温和风速最小, 而 08时第二对流层顶的平均高度最低, 平均气压、气温最高, 第二对流层顶的高度和气温、气压的反比关系依然成立。这是因为夏季的南亚地区上空大气环流与持续深对流耦合, 上对流层反气旋环流向上扩展到下平流层, 对流层顶

相对比较高和冷(Highwood, et al,1998)。而雨季第二对流层顶与第一对流层顶温度相近,也和 Seidel 等(2006)分析中纬度第一、二对流层顶温度得出的结论相符。

从 2014 年雨季改则站两种对流层顶高度随时

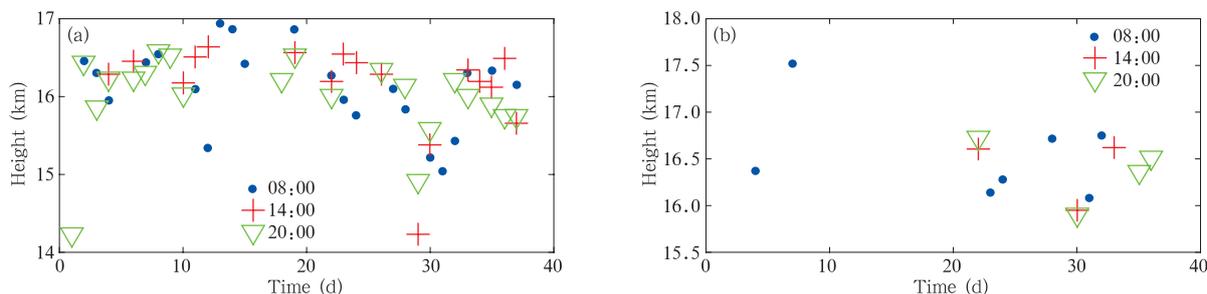


图 9 2014 年雨季改则站第一(a)、第二(b)对流层顶高度随时间的变化

Fig. 9 Variations of (a) the first tropopause height and (b) the second tropopause height as a function of time at Gaize station during the rainy season in 2014

表 3 2014 年改则雨季第一、二对流层顶气象要素特征

Table 3 Meteorological characteristics of the first tropopause at Gaize station during the rainy season in 2014		08 时	14 时	20 时	所有时段平均
要素					
第一 对流 层顶	平均高度(m)	16123	16186	15882	16082
	最大高度(m)	16939	16641	16524	16939
	最小高度(m)	14913	15041	14227	14227
	高度变化范围(m)	2026	1600	2297	2712
	平均气压(hPa)	113.1	111.9	118.3	114.0
	平均温度(K)	200.4	200	202	201
	平均风速(m/s)	10.99	9.37	10.24	10.31
第二 对流 层顶	平均高度(m)	16320	16661	16432	16466
	最大高度(m)	16716	17519	16721	17519
	最小高度(m)	15906	16081	15948	15906
	高度变化范围(m)	810	1438	773	1613
	平均气压(hPa)	108.7	102	106.6	106.0
	平均温度(K)	201	200.5	200.8	201
	平均风速(m/s)	9.06	7.04	12.4	9.05

4 结 论

(1) 西藏改则地区雨季对流层顶附近存在逆温层,同时伴随着逆温型风切变而相对湿度降低的现象,逆温层平均厚度为 100 m,绝大部分出现在 200 m 以下,08 时逆温层平均厚度最大,14 时最小,逆温层的平均温度递减率为 0.33 K/(100 m),其中 08 时最大,14 时最小。从海拔高度 4510 m(近地面)到 17 km 气温随高度升高而逐渐降低,然后随高度升高温度也随之升高。观测期间,地面平均气

间的变化(图 9)可以看出,改则地区雨季第一对流层顶出现的机会远多于第二对流层顶,其高度变化范围不大,集中在 16 km 高度上下,而第二对流层顶更多出现在雨季中后期。

温、地面最高气温、最低气温均是 20 时最高,其次是 14 时,08 时最低。表明改则地面气温存在明显的日变化特征。08 和 14 时在海拔高度约 5800 m 以下温度都高于 0℃,20 时温度高于 0℃层比较深厚,在 6500 m 左右。

(2) 不同时刻低层大气的风速、风向随高度的变化比较一致,4.5—4.7 km 高度范围,风速随海拔高度升高而增大,4.7—5.3 km 风速随海拔升高而减小,5.3—12 km,风速随海拔升高而增大,最大风速分别出现在 11.8、12.6、12.1 km,风速分别为

16.2、16.3、15.9 m/s。风向随高度顺时针变化,由下层西南风转为上层的东南风,17 km 高度以上稳定成东北风,下层西南风向主导。

(3)改则地区雨季相对湿度存在明显的逆湿现象,并且20时的逆湿层要比08时深厚,14时的逆湿层厚度最小。20时相对湿度极大值对应的海拔高度高于08和14时,08时的相对湿度极大值要大于14、20时。之后相对湿度随海拔升高减小,8 km 高度以下,08时相对湿度的平均值最大,为72%,其次为14时,为63%,20时最小,为56%。3个时次的相对湿度均与风速负相关,与风向正相关。

(4)改则地区雨季第一对流层顶出现的概率是54.1%,相应的第二对流层顶出现的概率是12.6%,更多出现在雨季中后期。第一对流层顶出现的概率远多于第二对流层顶,这可能与该季节高空急流或高空锋天气较少有关(Reed, 1955; Randel, et al, 2007a)。两类对流层顶高度变化范围不大,主要集中在16 km 高度上下。第一对流层顶平均高度16082 m,高度变化范围2712 m,第一对流层顶平均气压114 hPa,平均气温201 K,平均风速10.31 m/s。第二对流层顶平均高度16466 m,高度变化范围1613 m,第二对流层顶平均气压106 hPa,平均气温201 K,平均风速9.05 m/s。第一、二对流层顶的高度均与该对流层顶的温度、气压成反比。其中14时两类对流层顶的平均高度最大,平均气压、气温和风速最小,20时第一对流层顶平均高度最小,高度变化范围、平均气压、气温和风速最大,08时第二对流层顶的平均高度最小,平均气压、气温最高。

由于单一站点的观测结果存在局限性,难以反映青藏高原对流层顶的气候变化特征,即将引入高垂直分辨率的GPS掩星数据,将其插值成网格数据,利用位涡理论对高原对流层顶的时空分布及成因机制做进一步研究。

致谢:第三次青藏高原大气科学试验项目组为本文提供了探空观测资料,在此表示特别感谢。

参考文献

蔡福,李辑,明惠青等. 2006. 沈阳地区对流层顶气候特征分析. 气象与环境学报, 22(1): 11-16. Cai F, Li J, Ming H Q, et al. 2006. Climatic characteristics of tropopause over Shenyang. J Meteor Environ, 22(1): 11-16 (in Chinese)

陈洪滨, 卞建春, 吕达仁. 2006. 上对流层-下平流层交换过程研究的进展与展望. 大气科学, 30(5): 813-820. Chen H B, Bian J

C, Lü D R. 2006. Advances and prospects in the study of stratosphere-troposphere exchange. Chinese J Atmos Sci, 30(5): 813-820 (in Chinese)

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. 高原气象, 26(6): 1280-1286. Chen X L, Ma Y M, Sun F L, et al. 2007. The rainy season character of troposphere at Mt. Qomolangma region. Plateau Meteor, 26(6): 1280-1286 (in Chinese)

陈学龙, 马耀明, 胡泽勇等. 2010. 季风爆发前后青藏高原西部改则地区大气结构的初步分析. 大气科学, 34(1): 83-94. Chen X L, Ma Y M, Hu Z Y, et al. 2010. Analysis of atmospheric structure in Gaize region of western Tibetan Plateau during pre-onset and onset of monsoon. Chinese J Atmos Sci, 34(1): 83-94 (in Chinese)

郭建平, 薛红喜, 马兆岩等. 2013. 珠穆朗玛峰地区若干气象要素的垂直特征. 高原气象, 32(6): 1568-1579. Guo J P, Xue H X, Ma Z Y, et al. 2013. Study on vertical structure of several meteorological elements in Mount Qomolangma region. Plateau Meteor, 32(6): 1568-1579 (in Chinese)

况雪源, 张耀存. 2006. 东亚副热带西风急流季节变化特征及其热力影响机制探讨. 气象学报, 64(5): 564-575. Kuang X Y, Zhang Y C. 2006. The seasonal variation of the East Asian subtropical westerly jet and its thermal mechanism. Acta Meteor Sinica, 64(5): 564-575 (in Chinese)

马伟强, 戴有学, 马耀明等. 2005. 利用无线电探空资料分析藏北高原地区边界层及其空间结构特征. 干旱区资源与环境, 19(3): 40-46. Ma W Q, Dai Y X, Ma Y M, et al. 2005. Analysis on the boundary layer and spatial profile of northern Tibetan Plateau area by radiosonde data. J Arid Land Resour Environ, 19(3): 40-46 (in Chinese)

马永峰, 卞林根, 周秀骥等. 2011. 北冰洋80°~85°N浮冰区对流层大气的垂直结构. 海洋学报, 2011, 33(2): 48-59. Ma Y F, Bian L G, Zhou X J, et al. 2011. Vertical structure of troposphere in the floating ice zone over the Arctic Ocean. Acta Oceanol Sinica, 33(2): 48-59 (in Chinese)

盛裴轩, 毛节泰, 李建国等. 2003. 大气物理学. 北京: 北京大学出版社, 48-50. Sheng P X, Mao J T, Li J G, et al. 2003. Atmospheric Physics. Beijing: Peking University Press, 48-50 (in Chinese)

田红瑛, 田文寿, 雒佳丽等. 2014. 青藏高原地区上对流层-下平流层区域水汽分布和变化特征. 高原气象, 33(1): 1-13. Tian H Y, Tian W S, Luo J L, et al. 2014. Characteristics of water vapor distribution and variation in upper troposphere and lower stratosphere over Qinghai-Xizang plateau. Plateau Meteor, 33(1): 1-13 (in Chinese)

王敏仲, 魏文寿, 何清等. 2012. 青藏高原北侧民丰站2011年7月对流层和低平流层大气观测研究. 高原气象, 31(5): 1203-1214. Wang M Z, Wei W S, He Q, et al. 2012. Observational analysis of troposphere and low Stratosphere at Minfeng Station on North Side of Qinghai-Xizang Plateau in July 2011. Plateau

- Meteor, 31(5): 1203-1214 (in Chinese)
- 王鑫, 吕达仁. 2007. 利用 GPS 掩星数据分析青藏高原对流层顶结构变化. 自然科学进展, 17(7): 913-919. Wang X, Lü D R. 2007. Using GPS occultation data for analyzing tropopause structure variation in Tibetan Plateau. Progr Nat Sci, 17(7): 913-919 (in Chinese)
- 占瑞芬, 李建平. 2008. 青藏高原和热带西北太平洋大气热源在亚洲地区夏季平流层-对流层水汽交换的年代际变化中的作用. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38(8): 1028-1040. Zhan R F, Li J P. 2008. Effects of atmospheric heat sources over the Tibetan Plateau and the tropical Northwest Pacific on the interdecadal variability of the stratosphere-troposphere water vapor exchange in Asia. Sci China Ser D Earth Sci, 51(8): 1179-1193
- 张广兴, 李娟, 崔彩霞等. 2005. 新疆 1960—1999 年第一对流层顶高度变化及其突变分析. 气候变化研究进展, 1(3): 106-110. Zhang G X, Li J, Cui C X, et al. 2005. Change trend and analysis of abrupt change for the first tropopause height over Xinjiang in 1960—1999. Adv Climate Change Res, 1(3): 106-110 (in Chinese)
- 张红雨, 周顺武, 张国勇等. 2011. 1979—2008 年华北地区对流层顶高度变化特征. 气象与环境学报, 27(2): 8-13. Zhang H Y, Zhou S W, Zhang G Y, et al. 2011. Characteristics of variation in tropopause height from 1979 to 2008 in North China. J Meteor Environ, 27(2): 8-13 (in Chinese)
- 周顺武, 杨双艳, 张人禾等. 2010. 青藏高原两类对流层顶高度的季节变化特征. 大气科学学报, 33(3): 307-314. Zhou S W, Yang S Y, Zhang R H, et al. 2010. Seasonal variation of two types of tropopause height over the Tibetan Plateau. Trans Atmos Sci, 33(3): 307-314 (in Chinese)
- Bao X H, Zhang F Q. 2013. Evaluation of NCEP-CFSR, NCEP-NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 reanalysis datasets against independent sounding observations over the Tibetan Plateau. J Climate, 26(1): 206-214
- Bian J C, Chen H B, Lu D R. 2005. Statistics of gravity waves in the lower stratosphere over Beijing based on high vertical resolution radiosonde. Sci China Ser D: Earth Sci, 48(9): 1548-1558
- Bian J C, Chen H B. 2008. Statistics of the tropopause inversion layer over Beijing. Adv Atmos Sci, 25(3): 381-386
- Birner T, Dörnbrack A, Schumann U. 2002. How sharp is the tropopause at midlatitudes? Geophys Res Lett, 29(14): 1700, doi: 10.1029/2002GL015142
- Birner T. 2006. Fine-scale structure of the extratropical tropopause region. J Geophys Res, 111(D4): D04104, doi: 10.1029/2005JD006301
- Chen X L, Ma Y M, Kelder H, et al. 2010. On the behaviour of the tropopause folding events over the Tibetan Plateau. Atmos Chem Phys Dis, 10(10): 22993-23016
- Feng S, Fu Y F, Xiao Q N. 2011. Is the tropopause higher over the Tibetan Plateau? Observational evidence from Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate (COSMIC) data. J Geophys Res, 116(D21), doi: 10.1029/2011JD016140
- Feng S, Fu Y F, Xiao Q N. 2012. Trends in the global tropopause thickness revealed by radiosondes. Geophys Res Lett, 39(20), doi: 10.1029/2012GL053460
- Highwood E J, Hoskins B J. 1998. The tropical tropopause. Quart J Roy Meteor Soc, 124(549): 1579-1604
- Hoinka K P. 1998. Statistics of the global tropopause pressure. Mon Wea Rev, 126(12): 3303-3325
- Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. 1995. Stratosphere-troposphere exchange. Rev Geophys, 33(4): 403-439
- Randel W J, Wu F, Gaffen D J. 2000. Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses. J Geophys Res, 105(D12): 15509-15523
- Randel W J, Wu F, Rios W R. 2003. Thermal variability of the tropical tropopause region derived from GPS/MET observations. J Geophys Res, 108(D1): ACL 7-1-ACL 7-12
- Randel W J, Seidel D J, Pan L L. 2007a. Observational characteristics of double tropopauses. J Geophys Res, 112(D7): D07309, doi: 10.1029/2006JD007904
- Randel W J, Wu F, Forster P. 2007b. The extratropical tropopause inversion layer: Global observations with GPS data, and a radiative forcing mechanism. J Atmos Sci, 64(12): 4489-4496
- Reed R J. 1955. A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis. J Atmos Sci, 12(3): 226-237
- Reichler T, Dameris M, Sausen R. 2003. Determining the tropopause height from gridded data. Geophys Res Lett, 30(20): 2042, doi: 10.1029/2003GL018240
- Seidel D J, Ross R J, Angell J K, et al. 2001. Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. J Geophys Res, 106(D8): 7857-7878
- Seidel D J, Randel W J. 2006. Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. J Geophys Res, 111(D21): D21101
- Shapiro M A. 1980. Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere. J Atmos Sci, 37(5): 994-1004
- Stohl A, Bonasoni P, Cristofanelli P, et al. 2003. Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO. J Geophys Res, 108(D12): 8516, doi: 10.1029/2002JD002490
- World Meteorological Organization (WMO). 1957. Meteorology: A three-dimensional science, second session of the commission for aerology. WMO Bull, 6(4): 134-138
- Zängl G, Hoinka K P. 2001. The tropopause in the polar regions. J Climate, 14(14): 3117-3139