

秦亚兰, 周顺武, 张人禾, 等. 2017. 青藏高原两类对流层顶频率的季节分布特征及其与同纬度地区的差异 [J]. 气候与环境研究, 22 (4): 508–518. Qin Yalan, Zhou Shunwu, Zhang Renhe, et al. 2017. Seasonal variations of occurrence frequencies of two types of tropopause over the Tibetan Plateau and their differences from those in the same latitudes [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 22 (4): 508–518, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16153.

青藏高原两类对流层顶频率的季节分布特征及其与同纬度地区的差异

秦亚兰¹ 周顺武¹ 张人禾² 杨双艳¹ 闫梓宇¹

¹ 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气候与环境变化国际合作联合实验室, 南京 210044

² 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

摘要 基于 1979~2014 年 ERA-Interim 逐日再分析温度资料, 依据温度递减率插值法, 计算出北半球两类对流层顶 (热带对流层顶和极地对流层顶) 频率数据。对比分析了青藏高原与同纬度地区两类对流层顶频率在季节变化上的差异, 并讨论了青藏高原两类对流层顶频率分布与高空温度的关系。结果表明: 1) 依据温度递减率插值法计算出的再分析两类对流层顶频率可以反映青藏高原两类对流层顶频率季节变化特征: 热带对流层顶全年频率高, 冷、暖季节差异不明显; 极地对流层顶盛夏频率极低, 冷、暖季节差异明显。与极地对流层顶频率相比, 青藏高原热带对流层顶频率的可信度更高。2) 青藏高原和同纬度地区热带 (极地) 对流层顶频率在暖季增加 (减少), 在冷季减少 (增加)。相比同纬度地区, 青藏高原热带 (极地) 对流层顶频率在冬季偏少 (多), 其他季节偏多 (少)。青藏高原两类对流层顶频率等值线的梯度更大, 表明青藏高原对流层顶更易断裂。3) 青藏高原两类对流层顶频率与高空温度关系密切。青藏高原对流层中上层 (平流层下部) 温度升高 (降低), 有利于青藏高原热带对流层顶频率增加, 极地对流层顶频率减少, 反之亦然。

关键词 青藏高原 热带对流层顶 极地对流层顶 频率 季节变化 高空温度

文章编号 1006-9585 (2017) 04-0508-11

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16153

Seasonal Variations of Occurrence Frequencies of Two Types of Tropopause over the Tibetan Plateau and Their Differences from Those in the Same Latitudes

QIN Yalan¹, ZHOU Shunwu¹, ZHANG Renhe², YANG Shuangyan¹, and YAN Ziyu¹

¹ Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/ Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

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

Abstract Using daily temperature extracted from the ERA-Interim reanalysis data during 1979–2014 and the temperature lapse rate interpolation method, the occurrence frequencies of two types of tropopause (the tropical tropopause and the polar tropopause) in the Northern Hemisphere are calculated. Seasonal variations of the occurrence

收稿日期 2016-08-08; 网络预出版日期 2017-04-14

作者简介 秦亚兰, 女, 1991 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候动力学研究。E-mail: qyl00527@163.com

通讯作者 周顺武, E-mail: zhou@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2012CB9552003, 国家自然科学基金项目 41405070、41275095、41675039、91537213、41641042

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2012CB9552003), National Natural Science Foundation of China (Grants 41405070, 41275095, 41675039, 91537213, and 41641042)

frequencies of the two types of tropopause over the Tibetan Plateau and their differences to that in the same latitudes are demonstrated and discussed first. The relationships between the occurrence frequencies of the two types of tropopause and upper air temperature over the Tibetan Plateau are explored. The results are as follows: 1) The occurrence frequencies of the two types of tropopause calculated using the reanalysis data and temperature lapse rate interpolation method are consistent with their climatological variations observed over the Tibetan Plateau. Differences in the tropical tropopause occurrence frequency between cold and warm seasons are insignificant with high frequency all year round. However, differences in the polar tropopause occurrence frequency between cold and warm seasons are obvious with very low occurrence frequency in July and August. The tropical tropopause occurrence frequency derived from the ERA-Interim reanalysis dataset is more reliable than the polar tropopause frequency. 2) During warm (cold) season, the tropical tropopause occurrence frequency increases (decreases), while the seasonal variation of the polar tropopause occurrence frequency is opposite. Compared with that in the same latitudes, the tropical (polar) tropopause occurrence frequency is less (more) frequent in winter but more (less) frequent in other seasons. The gradients in the occurrence frequencies of the two types of tropopause over the Tibetan Plateau are more distinct, indicating that the tropopause over the Tibetan Plateau is more likely to break. 3) The seasonal and interannual variations of the occurrence frequencies of the two types of tropopause are closely linked with temperature over the Tibetan Plateau. When the temperature in the upper troposphere (in the lower stratosphere) over the Tibetan Plateau increases (decreases), the tropical tropopause occurrence frequency increases and the polar tropopause occurrence frequency decreases accordingly, and vice versa.

Keywords Tibetan Plateau, Tropical tropopause, Polar tropopause, Occurrence frequency, Seasonal variation, Upper air temperature

1 引言

对流层顶是对流层与平流层之间温度梯度不连续的一个过渡层, 对全球对流层—平流层物质能量交换过程(Stratosphere-Troposphere Exchange, STE)具有重要影响(Holton et al., 1995; 李国辉等, 2003; 杨双艳和周顺武, 2010; 卞建春等, 2013; 夏昕等, 2016)。通常以 150 hPa 气压值为界, 将对流层顶分为两类: 一类是冷气团控制时的极地对流层顶 (≥ 150 hPa); 另一类是暖气团控制时的热带对流层顶 (< 150 hPa) (王树廷和王伯民, 1984; MaxoBep, 1988)。中纬度地区作为热带对流层顶和极地对流层顶共同存在的地区(邹进上等, 1989; Chen et al., 2011; 周顺武等, 2012), 对流层顶分布较热带地区对流层顶分布更为复杂, 分析两类对流层顶频率是认识中纬度地区对流层顶的基础。

由于高空观测技术的限制, 以往对于对流层顶的认识主要依据有限的探空观测资料。Añel et al. (2008)、Rodriguez-Franco and Cuevas (2013) 分别基于探空资料的分析后指出, 由于西风急流的存在, 中纬度地区更容易出现两类对流层顶。近年来卫星资料以及各种再分析资料丰富了对流层顶资料的来源, 结合探空资料、GPS 掩星资料以及 ERA-40 再分析资料, Randel et al. (2007)分析了全球对流层顶频率分布, 发现中纬度地区冬季存在两类对流层

顶, 夏季主要出现单一的热带对流层顶。Peevey et al. (2012) 通过分析高分辨率的卫星资料, 指出北半球中纬度地区冬(夏)季同时出现两类对流层顶的频率最多(少)。在国内根据探空观测资料, 我国气象工作者分别对北京(吴香玲, 1995)、南昌(赵友欣, 2005)、青海(陈芳等, 2007)、武汉(李伟等, 2009)、甘肃(杨双艳等, 2010)、华北(张红雨等, 2011)、安庆(崔世锋等, 2012)以及阜阳(路传彬等, 2014)等中纬度地区的对流层顶分布特征进行了分析, 这些基于观测资料分析的结果都证实了中纬度地区极地对流层顶在夏季出现极少, 存在明显的季节变化, 而全年各月均能观测到热带对流层顶, 无明显的季节变化。

由于大气环流的季节转换, 两类对流层顶频率及其南北边界存在较明显的季节变化(MaxoBep, 1988; 邹进上等, 1990); 对流层顶频率的变化对于了解冷暖气团等天气系统活动以及局地强对流天气系统具有重要作用(赵友欣, 2005; 王旻燕和吕达仁, 2007)。邹进上等(1989)根据 1960~1969 年的探空观测资料, 分析和总结了我国两类对流层顶频率、高度和温度的地理分布特征及其季节变化。中纬度地区两类对流层顶频率的认识以往大多在分析对流层顶气压(高度)时有所提及, 对此缺乏独立的分析, 其影响机制更是少有研究。青藏高原位于中纬度地区, 全年存在两类对流层顶(陈芳等, 2007; 周顺武等, 2010)。青藏高原作为隆起

至对流层中部的大地形,其独特的热力和动力作用对东亚乃至全球的大气环流有着重要的影响。对流层顶分布与地理纬度(太阳辐射)、大地形、海陆分布以及大气环流等关系紧密(邹进上等,1989)。那么,青藏高原与同纬度地区两类对流层频率在季节分布上有何差异?这种差异又与青藏高原大地形作用及其热力异常存在着怎样的联系?本文拟采用高分辨率的 ERA-Interim 逐日再分析温度数据,依据温度递减率插值法(Santer et al., 2003; Sausen and Santer, 2003),计算出包括青藏高原在内的中纬度地区两类对流层顶气压,进而统计出两类对流层顶频率;通过与青藏高原探空观测的两类对流层顶频率比较,在验证依据温度递减率法计算出的两类对流层顶频率在青藏高原可信的基础上,比较青藏高原与同纬度地区两类对流层顶频率在季节分布上的异同,进一步讨论青藏高原特殊地形作用及其热力异常对两类对流层顶频率的影响。

2 资料和方法介绍

2.1 探空观测的对流层顶资料

本文使用由中国气象局国家气象信息中心提供的青藏高原地区 9 个探空站近 36 a (1979~2014 年)逐日观测的热带和极地对流层顶气压资料。为了分季节讨论两类对流层顶频率分布,逐年按月统计出两类对流层顶出现的次数,分别除以各月的总天数,得到历年 12 个月的探空两类对流层顶(以下简称探空对流层顶)频率。

2.2 再分析资料计算出的对流层顶资料

热力学对流层顶的定义是:在 500 hPa 以上,凡任意 2 km 的气层内出现了平均温度递减率减小到 2 K/km 或更小,则该气层的起始高度称为对流层顶(World Meteorological Organization, 1957)。Reichler et al. (2003) 根据该热力学定义,进一步完善了温度递减率插值法,并基于 ERA-40 再分析温度数据计算出全球对流层顶气压,通过与亚洲以外地区的探空对流层顶资料进行比较,证明了利用再分析资料采用温度递减率插值方法计算出对流层顶数据是可信的。Pan and Munchak (2011)、Peevey et al. (2012) 在证实该方法可靠的同时,也发现该方法得到的再分析对流层顶数据在高纬度地区(60°N 以北和 60°S 以南)还存在较大偏差。

本文选用同期 1979~2014 年欧洲中期天气预报中心的 ERA-Interim 逐日格点温度资料,该资料在垂直方向为 15 层(500~30 hPa),水平分辨率为 1.5°(纬度)×1.5°(经度)。依据热力学温度递减率插值法,计算出北半球(0°~60°N)对流层顶气压值,以 150 hPa 为界,给出 36 a 逐日热带对流层顶和极地对流层顶气压,再利用与计算探空对流层顶频率相同的方法,统计出近 36 a 各月再分析资料的两类对流层顶(以下简称再分析对流层顶)频率。

2.3 青藏高原与同纬度地区的比较方法

首先分析青藏高原所在经度(75°E~102.5°E)平均以及北半球纬向(0°~180°~178.5°W)平均的两类对流层顶频率的时间—纬度分布特征,再采用纬向偏差方法(韦惠红和郑有飞,2006;李鹏,2007),即青藏高原经度平均减去同纬度纬向平均的两类对流层顶频率的时间—纬度分布,比较青藏高原与同纬度地区的两类对流层顶频率的时(月份)空(纬度)分布的异同。

3 再分析对流层顶频率在青藏高原的适用性分析

3.1 青藏高原再分析和探空两类对流层顶频率的季节分布特征

比较青藏高原再分析与探空对流层顶频率季节变化的异同。首先将青藏高原地区 9 个探空站对流层顶频率进行算术平均,得到青藏高原各月两类探空对流层顶频率;结合再分析资料的分辨率,将再分析对流层顶频率按青藏高原探空站所在范围(28.5°N~39°N, 87°E~103°E)进行面积平均,得到青藏高原各月两类再分析对流层顶频率。图 1 给出了青藏高原各月再分析和探空两类对流层顶频率的季节分布。由热带对流层顶频率的季节分布(图 1a)可见,青藏高原全年各月均存在探空热带对流层顶(灰色柱),频率在 80.0%以上,暖季(5~10 月)频率明显增加(超过了 95.0%);青藏高原再分析热带对流层顶频率的季节分布(黑色柱)与探空结果(灰色柱)较为一致:冷季(11 月至翌年 4 月)频率维持在 80.0%左右,暖季则高达 99.0%以上。而青藏高原极地对流层顶频率呈现出明显的季节变化(图 1b):冷季探空极地对流层顶频率(灰色柱)在 63.2%~91.0%之间,暖季频率则明显减少,盛夏(7~8 月)减少尤其明显(≤3.0%);再分析

极地对流层顶频率的季节分布特征（黑色柱）与探空极地对流层顶频率（灰色柱）的季节分布特征相同：冷季其频率保持在 56.6%~73.3%，暖季出现几率很低，盛夏频率 \leq 3.5%。

以上分析表明，再分析对流层顶资料可反映出青藏高原两类对流层顶频率的季节变化特征：全年各月热带对流层顶频率高，暖季频率较冷季偏多，热带对流层顶频率的季节差异不明显；极地对流层顶在暖季频率明显较冷季偏少，盛夏频率极低，极地对流层顶频率的季节差异明显。当然两种资料给出的青藏高原两类对流层顶频率在具体数值上也有差别，再分析热带（极地）对流层顶在暖（冷）季频率比探空热带（极地）对流层顶频率更高（低）。

3.2 再分析两类对流层顶频率在青藏高原的误差分析

进一步分析再分析两类对流层顶频率在青藏高原的误差分布，表 1 给出了青藏高原再分析与探空两类对流层顶频率误差统计结果。由表可见，青藏高原再分析与探空热带对流层顶频率比较接近：暖季偏差（BIAS） \leq 4.5%，冷季 BIAS 在 -8.7~-15.6%之间；再分析热带对流层顶频率的均方根误差（RMSE）和平均相对误差（MRE）各月都 $<$ 18.0%，暖季 RMSE（ $<$ 10.0%）和 MRE（ $<$ 5.0%）的数值更小。分析再分析与探空热带对流层顶频率各月的相关系数，可见两者除在盛夏无明显的相关关系以及在 9 月只通过了 0.05 的显著性检验外，其他各月的相关系数均通过了 0.01 的显著性检验。为什么盛夏再分析和探空热带对流层顶频率十分接近（7 月和 8 月的 MRE 分别为 4.5%和 4.2%），但二者的相关关系却不明显呢？逐年比较再分析和探空热带对流层顶出现的次数，发现再分析热带对流层顶在盛夏除少数年份为 30 d 外，几乎都为 31 d，因而其年际变化很小，而盛夏探空热带对流层顶出现的次数通常在 27~31 d 之间，其年际变化相对较大，从而导致盛夏两种资料热带对流层顶频率十分接近但其相关关系却并不明显。

分析青藏高原再分析极地对流层顶频率各月的误差分布。青藏高原再分析与探空极地对流层顶频率全年均为负偏差，暖（冷）季偏差较小（大）：暖季再分析极地对流层顶频率的 BIAS 和 RMSE 分别仅在 -0.5%~-15.6%和 0.9%~14.3%之间；冷季 BIAS 和 RMSE 较大（绝对值 \leq 26.1%）；再分析极地对流层顶频率的 MRE 在暖季明显偏大，

夏季（6~8 月）尤其明显，这可能是因为在暖季尤其是在夏季极地对流层顶频率极低（图 1b），因而由 MRE 的公式（误差绝对值/极地对流层顶频率）计算出的夏季 MRE 普遍偏高；分析再分析和探空极地对流层顶频率的相关系数，发现两者的年际变化非常一致（各月均通过了 0.01 的显著性检验）。此外由表 1 还可发现，4 月两类对流层顶频率的各项误差值均相对较大，这可能与青藏高原上空西风急流中心 4 月开始的北移引起两类对流层顶不稳定性加大（Schiemann et al., 2009）有关。

表 1 1979~2014 年平均的青藏高原再分析与探空对流层顶频率逐月误差统计及相关系数

Table 1 Monthly deviations and correlation coefficients between multi-year mean tropical tropopause occurrence frequencies from reanalysis data and radiosonde data over the Tibetan Plateau during 1979–2014

月份	热带对流层顶频率				极地对流层顶频率			
	BIAS	RMSE	MRE	相关系数	BIAS	RMSE	MRE	相关系数
1	-11.8%	15.0%	14.4%	0.45**	-22.6%	23.2%	24.1%	0.82**
2	-10.6%	14.0%	12.6%	0.54**	-21.9%	24.4%	23.8%	0.65**
3	-12.8%	16.0%	15.0%	0.57**	-22.6%	26.0%	24.0%	0.56**
4	-15.6%	17.4%	17.6%	0.83**	-26.0%	26.1%	29.3%	0.48**
5	2.9%	9.7%	3.2%	0.56**	-15.6%	14.3%	24.5%	0.53**
6	2.8%	5.1%	2.9%	0.52**	-4.0%	5.2%	28.7%	0.41**
7	4.5%	6.6%	4.8%	0.12	-0.8%	1.4%	27.2%	0.68**
8	4.2%	7.4%	4.4%	0.09	-0.5%	0.9%	34.0%	0.73**
9	3.7%	4.9%	3.7%	0.39*	-0.9%	1.7%	30.4%	0.76**
10	-2.7%	6.5%	2.9%	0.53**	-6.3%	9.6%	27.9%	0.93**
11	-8.7%	11.1%	10.3%	0.58**	-19.6%	19.1%	25.3%	0.88**
12	-12.1%	13.9%	14.7%	0.74**	-23.6%	23.5%	25.5%	0.80**

*表示相关系数通过了 0.05 水平的显著性检验。

**表示相关系数通过了 0.01 水平的显著性检验。

综上所述，基于 ERA-Interim 逐日再分析温度资料，依据温度递减率插值法计算出的再分析两类对流层顶频率的季节分布与青藏高原探空实测结果接近；尽管再分析与探空极地对流层顶频率存在着一定的偏差，但再分析对流层顶频率数据在青藏高原是可信的，特别是再分析热带对流层顶频率的可信度更高。以下根据再分析对流层顶数据，比较青藏高原和同纬度地区两类对流层顶频率的异同。

4 青藏高原与同纬度地区两类对流层顶频率季节分布的差异

研究表明，对流层顶的分布与纬度关系密切

(邹进上等, 1990; Xu et al., 2014; Škerlak et al., 2015), 图 2 和图 3 分别给出了北半球 ($0^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$) 沿纬向 ($0^{\circ}\sim 180^{\circ}\sim 178.5^{\circ}\text{W}$) 平均及青藏高原所在经度 ($75^{\circ}\text{E}\sim 102.5^{\circ}\text{E}$) 平均的热带和极地对流层顶频率的月份—纬度分布。由图 2a 和图 2b 可见, 北半球热带(极地)对流层顶频率呈带状由南向北递

减(增), 如以频率为 10.0% 的等值线为热带(极地)对流层顶的北(南)边界(邹进上等, 1989), 在 27.5°N 以南的低纬度地区全年各月基本为热带对流层顶, 在 50°N 以北的高纬度地区全年各月主要为极地对流层顶; 在 $27.5^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 的中纬度地区全年同时存在两类对流层顶。值得注意的是, 中纬

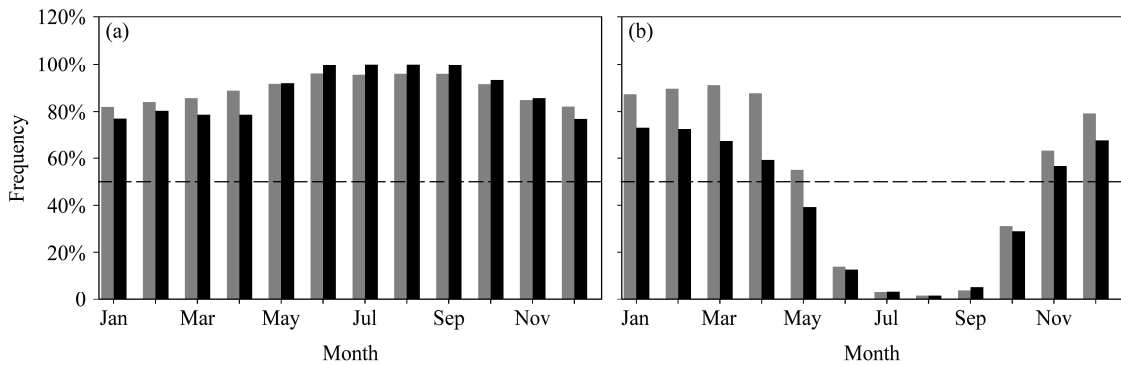


图 1 1979~2014 年平均的青藏高原探空站范围内 (a) 热带对流层顶、(b) 极地对流层顶频率的逐月变化 (灰色代表探空资料, 黑色代表再分析资料)
Fig. 1 Monthly variations of multi-year mean (a) tropical tropopause occurrence frequency and (b) polar tropopause occurrence frequency around locations of the radiosonde stations over the Tibetan Plateau averaged during 1979–2014 (gray bar indicates observations of radiosondes and dark bar indicates ERA-Interim analysis data)

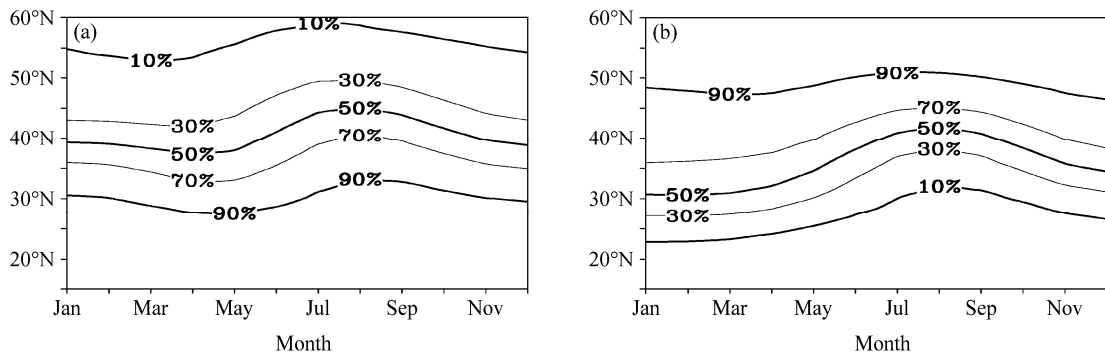


图 2 1979~2014 年平均的北半球纬向 ($0^{\circ}\sim 180^{\circ}\sim 178.5^{\circ}\text{W}$) 平均 (a) 热带对流层顶频率和 (b) 极地对流层顶频率
Fig. 2 Latitude–time cross sections of zonal–mean (averaged over $0^{\circ}\sim 180^{\circ}\sim 178.5^{\circ}\text{W}$) occurrence frequencies of (a) tropical tropopause and (b) polar tropopause in the Northern Hemisphere (averaged during 1979–2014)

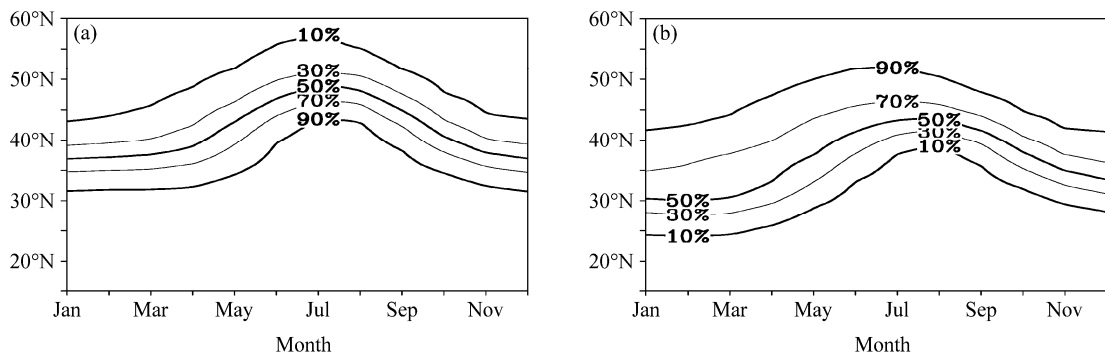


图 3 1979~2014 年平均的沿青藏高原所在经度 ($75^{\circ}\text{E}\sim 102.5^{\circ}\text{E}$) 平均 (a) 热带对流层顶频率和 (b) 极地对流层顶频率的时间—纬度分布
Fig. 3 (a) Tropical tropopause occurrence frequency and (b) polar tropopause occurrence frequency averaged over the Tibetan Plateau longitudes ($75^{\circ}\text{E}\sim 102.5^{\circ}\text{E}$) (averaged over 1979–2014)

度地区热带(极地)对流层顶频率的等值线分布在暖季均向北凸,表明暖季热带(极地)对流层顶频率偏多(少);热带(极地)对流层顶频率等值线分布在春(冬)季向南凸,说明此期间热带(极地)对流层顶频率偏少(多);就全年而言,中纬度地区两类对流层顶频率的等值线季节变化比较平缓,热带对流层顶频率在冷、暖季节差异不明显,但极地对流层顶频率在冷、暖季节差异相对较明显。

图3分别给出了青藏高原所在经度平均的两类对流层顶频率的月份—纬度分布。与北半球纬向平均的两类对流层顶频率分布相比(图2),青藏高原经度上两类对流层顶频率分布具有以下相同的分布特征:1)热带(极地)对流层顶频率由南向北递减(递增);2)两类对流层顶频率的等值线在暖(冷)季向北(南)凸,表明青藏高原热带对流层顶频率在暖(冷)季增加(减少),而极地对流层顶频率在暖(冷)季减少(增加)。但青藏高原经度与北半球纬向平均的两类对流层顶频率分布也存在明显的差别,主要表现为:1)青藏高原经度上热带对流层顶频率等值线 $\geq 90.0\%$ 的南边界和 $\leq 10.0\%$ 的北边界分别整体向北和向南移动,而极地对流层顶频率等值线 $\leq 10.0\%$ 的南边界和 $\geq 90.0\%$ 的北边界也分别向北和向南移动,从而导致青藏高原两类对流层顶频率南北梯度进一步增大;2)在季节变化上,青藏高原经度上两类对流层顶频率等值线更加弯曲:暖季热带(极地)对流层顶频率高(低)等值线分布明显北凸,冷季热带(极地)对流层顶频率低(高)等值线分布明显南凸。这表明青藏高原两类对流层顶频率在冷、暖季的差别均较同纬度地区更加明显,即青藏高原两类对流层顶在一年之内存在更加显著的北进南退现象;3)青藏高原两类对流层顶频率的等值线分布不仅均较低纬度和高纬度地区密集,也较北半球纬向平均的两类对流层顶频率的等值线梯度更大,这表明青藏高原对流层顶更易断裂。

进一步采用纬向偏差方法,比较热带对流层顶频率偏差的月份—纬度分布(图4a)。由图可见,青藏高原所处纬度的热带对流层顶频率较同纬度地区在冬季偏少($< -20.0\%$),其余季节则明显偏多,特别是夏季偏多更明显($> 25.0\%$),故青藏高原冬季(其他季节)热带对流层顶的频率较同纬度地区更少(多)。而极地对流层顶频率的月份—纬度分布(图4b)则呈现出与图4a相反分布特征:

青藏高原所在纬度的极地对流层顶频率较同纬度地区冬季偏多,其余季节偏少。因此青藏高原冬季(其他季节)出现极地对流层顶的频率较同纬度地区更多(少)。

5 两类对流层顶频率与其上空温度的关系

5.1 青藏高原和同纬度两类对流层顶频率分布的差异与其上空温度、地形的关系

一些研究(杨双艳等,2012;任荣彩等,2014)发现热力作用与对流层顶之间关系紧密。以下根据热成风关系:两层大气之间的平均温度可由两等压面之间的厚度差得到(吕美仲等,2004),基于同期 ERA-interim 月平均的再分析位势高度资料,分别计算北半球(包括青藏高原)对流层中上层(500~200 hPa,以下简称对流层)以及平流层下部(100~50 hPa,以下简称平流层)平均温度,并分析对流层、平流层平均温度分别与两类对流层顶频率的关系。

同样采用纬向偏差方法,分别给出了青藏高原经度减去北半球纬向平均后的对流层、平流层平均温度的月份—纬度分布。由对流层平均温度纬向偏差(图5a)可见,在暖季青藏高原所在纬度上的对流层平均温度明显高于同纬度对流层的平均温度,其中 ≥ 3 K的偏暖区出现在暖季青藏高原上空,特别是在夏季对流层平均温度异常偏暖(> 4 K);冬季青藏高原对流层平均温度则低于同纬度。对流层平均温度的纬向偏差分布(图5a)与热带对流层顶频率的纬向偏差分布(图4a)相似。由平流层平均温度的纬向偏差(图5b)可知,冬季(其他季节)青藏高原上空平流层的平均温度高(低)于同纬度地区,平流层平均温度的纬向偏差分布也与极地对流层顶频率的纬向偏差分布(图4b)十分相似。除冬季以外(尤其是暖季),青藏高原对流层(平流层)平均温度高(低)于同纬度地区。通过以上对比可知,两地两类对流层顶频率的季节差异和青藏高原与同纬度地区对流层、平流层平均温度的季节差异相对应。

对流层顶不仅受热力影响,还与大地形紧密相关。为此分别给出了沿青藏高原所在纬度(27.5°N~40°N)平均的两类地对流层顶频率、对流层平均温度、平流层平均温度的月份—经度分布以及沿青藏

高原所在纬度平均的海拔高度分布。由热带对流层顶频率的月份—经度分布(图 6a)可见,暖季青藏高原(80°E~100°E)以及北美落基山脉附近(110°W)两大山地上空(图 6e)分别存在一个热带对流层顶频率的最大值(≥95.0%)和次大值

(≥90.0%),而在太平洋中部(180°)以及大西洋中部(60°W)上空(图 6e)各维持一个热带对流层顶频率低值区(≤80%);极地对流层顶频率的月份—经度分布则基本相反(图 6b):暖季青藏高原以及北美落基山脉两大山地附近上空分别存在一个

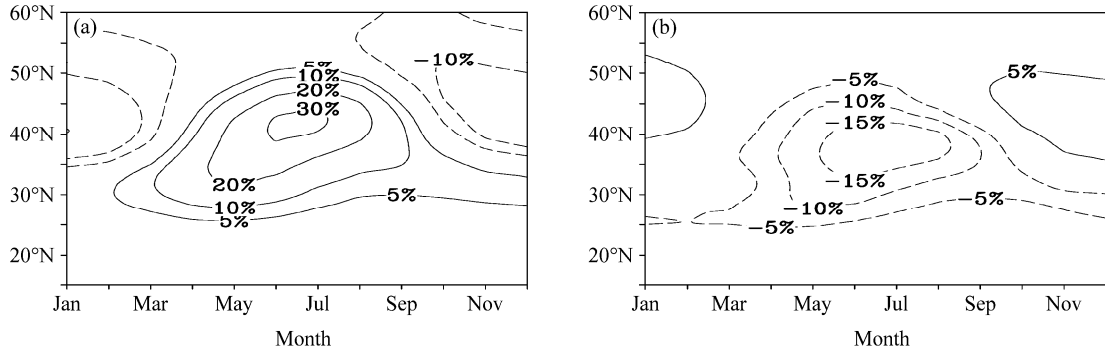


图 4 1979~2014 年平均的青藏高原所在经度减去纬向平均后的 (a) 热带对流层顶频率和 (b) 极地对流层顶频率的时间—纬度分布
Fig. 4 Latitude-time cross sections of differences between occurrence frequencies of (a) tropical tropopause and (b) polar tropopause over the Tibetan Plateau and their zonal means (averaged over 1979-2014)

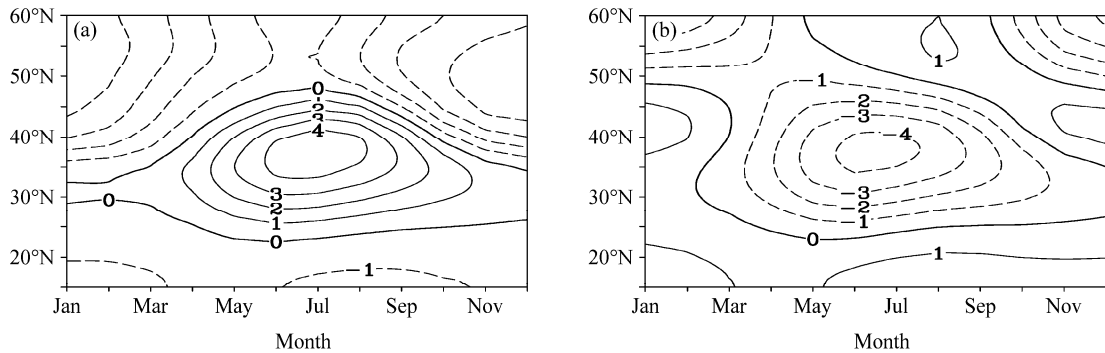


图 5 1979~2014 年平均的青藏高原所在经度减去纬向平均后的 (a) 对流层中上层 (500~200 hPa) 平均温度和 (b) 平流层下部 (100~50 hPa) 平均温度 (单位: K) 时间—纬度分布
Fig. 5 Latitude-time cross sections of the mean temperature differences (units: K) in the (a) upper troposphere (500-200 hPa) and (b) lower stratosphere (100-50 hPa) between the Tibetan Plateau and their zonal means

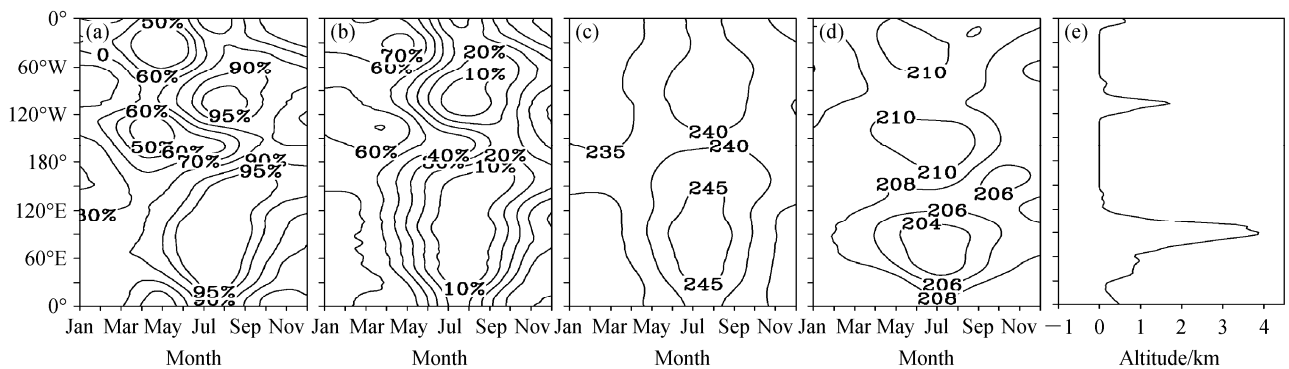


图 6 1979~2014 年平均的沿青藏高原所在纬度 (27.5°N~40°N) 平均的 (a) 热带对流层顶频率、(b) 极地对流层顶频率、(c) 对流层平均温度 (单位: K)、(d) 平流层平均温度 (单位: K) 的时间—经度剖面以及 (e) 沿 27.5°N~40°N 平均的海拔高度随经度分布
Fig. 6 Longitude-time cross sections of (a) the tropical tropopause occurrence frequency, (b) the polar tropopause occurrence frequency, (c) the mean temperature in the upper troposphere (units: K), (d) the mean temperature in the lower stratosphere (units: K) averaged over 1979-2014 as well as (e) the topography height averaged over the Tibetan Plateau latitudes (27.5°N-40°N)

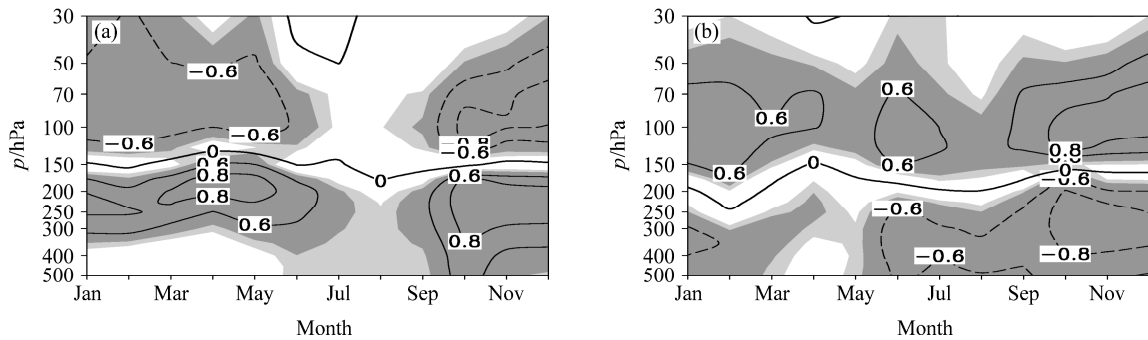


图7 青藏高原上空各层温度分别 (a) 与热带对流层顶频率以及 (b) 与极地对流层顶频率的逐月相关系数分布 (浅和深的阴影区域分别表示通过 0.05、0.01 的显著性检验)

Fig. 7 Monthly correlation coefficients of (a) the tropical tropopause occurrence frequency and (b) the polar tropopause occurrence frequency with temperature over the Tibetan Plateau (light and heavy shadings indicate correlations passing the test at 0.05 and 0.01 significance levels, respectively)

极地对流层顶频率的最低值 ($\leq 10.0\%$), 而在太平洋中部以及大西洋中部上空均存在一个极地对流层顶频率高值区 ($\geq 30.0\%$)。并且在盛夏两大山地 (大洋) 热带对流层顶频率达到全年最高 (低) 值, 极地对流层顶频率达到全年最高 (低) 值。

分析对流层、平流层平均温度与两类对流层顶频率之间的联系。青藏高原和落基山脉在暖季对流层平均温度均达到 240 K; 青藏高原盛夏对流层平均温度 (≥ 245 K) 明显比其他地区偏高 (图 6c), 而此时青藏高原热带对流层顶占绝对主导地位, 极地对流层顶频率达到最低。与此同时, 海洋上空对流层平均温度偏低 (< 240 K), 两类对流层顶频率相当, 热带对流层顶频率略偏多。由平流层平均温度的分布 (图 6d) 可知, 青藏高原暖季较同纬度其他地区偏低, 特别是盛夏青藏高原平流层平均温度为一年中的最低值 (≤ 204 K)。由此可见, 青藏高原两类对流层顶频率与其同纬度其他地区之间的差异与青藏高原大地形的作用及热力差异有关: 暖季 (尤其是盛夏), 陆地气温高, 加热对流层大气; 青藏高原作为同纬度海拔最高的大地形, 对流层平均温度升高至同纬度最高, 同时平流层平均温度降温至同纬度最低; 与之相对应, 青藏高原热带 (极地) 对流层顶频率达到同纬度地区的最高 (低)。

5.2 青藏高原两类对流层顶频率与其上空温度的相关关系

以上从气候平均角度分析了青藏高原与同纬度地区热带 (极地) 对流层顶频率季节分布差异及其与对流层、平流层平均温度的关系。以下从年际变化角度分析青藏高原区域 ($27.5^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$,

$75.0^{\circ}\text{E} \sim 102.5^{\circ}\text{E}$) 平均两类对流层顶频率与青藏高原上空温度的关系, 图 7 分别为青藏高原热带和极地对流层顶频率与各层温度的逐月相关系数。在青藏高原热带对流层顶频率与各层温度的相关系数图 (图 7a) 上, 各月相关系数的零线基本位于 150 hPa, 除夏季外, 其余季节青藏高原热带对流层顶频率与对流层 (平流层) 各层温度为显著的正 (负) 相关 (普遍通过 99% 信度的显著性检验)。至于夏季两者的相关关系相对较弱, 其可能的原因是青藏高原夏季热带对流层顶频率的年际变化不明显。而在青藏高原极地对流层顶频率与各层温度的相关系数图 (图 7b) 上, 其相关分布与图 7a 的分布基本相反: 大致以 200~150 hPa 高度为界, 其相关系数在其高度之上 (下) 为显著的正 (负) 相关。这表明, 当青藏高原对流层 (平流层) 各层温度普遍升高 (降低) 时, 青藏高原热带对流层顶频率增加, 极地对流层顶频率减少; 而当青藏高原对流层 (平流层) 各层温度普遍降低 (升高) 时, 青藏高原极地对流层顶频率增加, 热带对流层顶频率减少。

6 结论与讨论

基于 ERA-Interim 逐日再分析温度资料, 依据温度递减率插值法, 得到北半球两类对流层顶频率。在验证再分析对流层顶数据与青藏高原探空观测数据一致的基础上, 利用再分析对流层顶数据比较了青藏高原和同纬度地区两类对流层顶频率的季节变化的差异, 并分析了高空温度对青藏高原两类对流层顶频率分布的影响。主要结论如下:

(1) 青藏高原再分析两类对流层顶频率的季节分布与探空实测结果接近; 青藏高原全年各月热带对流层顶频率高, 暖季频率较冷季偏多, 热带对流层顶频率季节差异不明显; 极地对流层顶在暖季频率明显较冷季偏少, 盛夏频率极低, 极地对流层顶频率季节差异明显。青藏高原再分析与探空热带对流层顶频率各月误差小, 暖季为正偏差, 冷季偏差为负偏差, 青藏高原再分析与探空极地对流层顶频率全年均为负偏差, 暖(冷)季偏差较小(大)。相比之下, 再分析热带对流层顶频率在青藏高原可信度更高。

(2) 北半球热带(极地)对流层顶频率随纬度增加而减少(增加), 在中纬度地区全年同时存在两类对流层顶。青藏高原和同纬度地区热带(极地)对流层顶频率在暖季增加(减少), 冷季减少(增加); 相比于同纬度地区, 青藏高原两类对流层顶频率冷、暖季差异更大; 青藏高原热带对流层顶的频率在冬季(其他季节)较同纬度地区更少(多), 极地对流层顶的频率在冬季(其他季节)较同纬度地区更多(少)。与同纬度地区相比, 青藏高原两类对流层顶频率的等值线梯度更大, 表明青藏高原对流层顶更易断裂。

(3) 青藏高原与同纬度地区两类对流层顶频率的季节差异与青藏高原和同纬度地区的热力差异有关。除冬季以外(尤其是暖季), 青藏高原对流层(平流层)平均温度高(低)于同纬度地区, 与此相对应, 同期青藏高原热带(极地)对流层顶频率也较同纬度地区偏高(低)。

(4) 两类对流层顶频率也与大地形作用有关。暖季青藏高原及落基山脉两大山地(大洋)热带对流层顶频率达到全年最高(低)值, 极地对流层顶频率达到全年最高(低)值。

(5) 青藏高原两类对流层顶频率变化与其上空温度变化存在紧密相关。青藏高原对流层各层温度与热带(极地)对流层顶频率存在显著的正(反)相关关系, 而平流层各层温度与热带(极地)对流层顶频率具有明显的反(正)相关关系。表明青藏高原对流层(平流层)温度升高(降低), 有利于青藏高原热带对流层顶频率增加, 极地对流层顶频率减少, 反之亦然。

对于缺少探空观测的地区(尤其是青藏高原), 基于再分析逐日温度资料, 依据热力学递减率插值方法计算出的对流层顶资料, 虽然丰富了对流层顶

资料的来源, 但该资料在其他地区的适用性也还应进一步检验。文中给出了青藏高原两类对流层顶频率与其上空温度之间存在密切关系, 这是否是因为对流层顶数据所用的温度资料与分析高空温度时所用的资料属同一套资料? 需要利用探空观测资料加以验证。还有对流层顶频率与高空温度之间如此密切的关系的物理机理是什么? 也值得深入研究。

另外, 本文主要分析了青藏高原对流层顶频率变化, 并没有分析对流层顶高度的变化特征, 而对流层顶高度的变化不仅与急流等天气系统紧密联系(Zhang et al., 2010; Chen et al., 2011), 而且对流层顶高度变化与全球变暖息息相关(郑彬和施春华, 2006; 陈权亮等, 2008; Cavallo and Hakim, 2012; 任荣彩等, 2014), 这些问题也需要今后进一步的探讨。

致谢 感谢美国犹他大学大气科学学院的 Reichler 教授提供了热力学递减率插值算法程序, 感谢中国气象局国家气象信息中心胡开喜博士整理并提供对流层顶逐日探空数据。

参考文献 (References)

- Añel J A, Antuña J C, de la Torre L, et al. 2008. Climatological features of global multiple tropopause events [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D7): D00B08, doi:10.1029/2007JD009697.
- 卞建春, 范秋君, 严仁娣. 2013. 夏季青藏高原对流层—平流层交换过程及其气候效应的若干问题 [J]. *气象科技进展*, 3 (2): 22–28. Bian Jianchun, Fan QiuJun, Yan Renchang. 2013. Summertime stratosphere-troposphere exchange over the Tibetan Plateau and its climatic impact [J]. *Advances in Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 3 (2): 22–28, doi: 10.3969/j.issn.2095-1973.2013.02.002.
- Cavallo S M, Hakim G J. 2012. Radiative impact on tropopause polar vortices over the Arctic [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140 (5): 1683–1702, doi: 10.1175/MWR-D-11-00182.1.
- 陈芳, 马英芳, 朱西德. 2007. 青海省对流层顶若干统计特征 [J]. *气象科技*, 35 (1): 57–60. Chen Fang, Ma Yingfang, Zhu Xide. 2007. Statistical features of tropopause over Qinghai Province [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 35 (1): 57–60, doi: 10.3969/j.issn.1671-6345.2007.01.012.
- 陈权亮, 刘晓冉, 李国平. 2008. 平流层各层温度变化的时空特征分析 [J]. *中国科学技术大学学报*, 38 (1): 57–63. Chen Quanliang, Liu Xiaoran, Li Guoping. 2008. Space-time feature analysis of temperature variations in the stratosphere [J]. *Journal of University of Science and Technology of China (in Chinese)*, 38 (1): 57–63.
- Chen X L, Ma Y M, Kelder H, et al. 2011. On the behaviour of the tropopause folding events over the Tibetan Plateau [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 (10): 5113–5122, doi: 10.5194/acp-11-5113-

- 2011.
- 崔世锋, 叶仁玉, 徐红玲. 2012. 2004~2011年安庆地区对流层顶的特征分析 [J]. 安庆师范学院学报 (自然科学版), 18 (3): 131-133. Cui Shifeng, Ye Renyu, Xu Hongling. 2012. Characteristics analysis of tropopause over Anqing from 2004 to 2011 [J]. Journal of Anqing Teachers College (Natural Science Edition) (in Chinese), 18 (3): 131-133, doi: 10.3969/j.issn.1007-4260.2012.03.036.
- Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. 1995. Stratosphere-troposphere exchange [J]. Reviews of geophysics, 33 (4): 403-439.
- 李国辉, 吕达仁, Tie X X. 2003. 对流层顶变化对上对流层/下平流层臭氧分布的影响 [J]. 空间科学学报, 23 (4): 269-277. Li G H, Lu D R, Tie X. X. 2003. The impacts of tropopause variation on ozone distribution in upper troposphere/lower stratosphere [J]. Chin. J. Space Sci., (in Chinese), 23 (4): 269-277.
- 李鹏. 2007. 青藏高原大气臭氧与对流层顶的关系 [D]. 中国科学院大气物理研究所硕士学位论文. Li Peng. 2007. The relationship between tropopause and ozone in Tibetan Plateau [D]. M. S. thesis (in Chinese), The Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.
- 李伟, 樊超, 易帆. 2009. 武汉与海口地区对流层顶的变化特征 [J]. 空间科学学报, 29 (4): 409-416. Li Wei, Fan Chao, Yi Fan. 2009. Characteristics of tropopause over Wuhan and Haikou [J]. Chinese Journal of Space Science (in Chinese), 29 (4): 409-416, doi: 10.11728/cjss2009.04.409.
- 路传彬, 陈娟, 华行祥, 等. 2014. 皖北地区对流层顶气象特征分析 [J]. 沙漠与绿洲气象, 8 (1): 28-31. Lu Chuanbin, Chen Juan, Hua Xingxiang, et al. 2014. Weather characteristics of tropopause in Northern Anhui [J]. Desert and Oasis Meteorology (in Chinese), 8 (1): 28-31, doi: 10.3969/j.issn.1002-0799.2014.01.006.
- 吕美仲, 侯志明, 周毅. 2004. 动力气象学 [M]. 北京: 气象出版社. Lü Meizhong, Hou Zhiming, Zhou Yi. 2004. Kinetic Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- MaxoBep 3 M. 1988. 对流层顶气候学 [M]. 张贵银, 廖寿发, 译. 北京: 气象出版社. MaxoBep 3 M. 1988. Tropopause Climatology (in Chinese) [M]. Zhang Guiyin, Liao Shoufa, Trans. Beijing: China Meteorological Press.
- Pan L L, Munchak L A. 2011. Relationship of cloud top to the tropopause and jet structure from CALIPSO data [J]. J. Geophys. Res., 116 (D12): D12201, doi: 10.1029/2010JD015462.
- Peevey T R, Gille J C, Randall C E, et al. 2012. Investigation of double tropopause spatial and temporal global variability utilizing High Resolution Dynamics Limb Sounder temperature observations [J]. J. Geophys. Res., 117 (D1): D01105, doi: 10.1029/2011JD016443.
- Randel W J, Seidel D J, Pan L L. 2007. Observational characteristics of double tropopauses [J]. J. Geophys. Res., 112 (D7): D07309, doi: 10.1029/2006JD007904.
- Reichler T, Dameris M, Sausen R. 2003. Determining the tropopause height from gridded data [J]. Geophys. Res. Lett., 30 (20): 2042, doi: 10.1029/2003GL018240.
- 任荣彩, 吴国雄, Cai Ming, 等. 2014. 平流层-对流层相互作用研究进展: 等熵位涡理论的应用及青藏高原影响 [J]. 气象学报, 72 (5): 853-868. Ren Rongcai, Wu Guoxiong, Cai Ming, et al. 2014. Progress in research of stratosphere-troposphere interactions: Application of isentropic potential vorticity dynamics and the effects of the Tibetan Plateau [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72 (5): 853-868, doi: 10.11676/qxxb2014.076.
- Rodriguez-Franco J J, Cuevas E. 2013. Characteristics of the subtropical tropopause region based on long-term highly resolved sonde records over Tenerife [J]. J. Geophys. Res., 118 (19): 10754-10769, doi: 10.1002/jgrd.50839.
- Santer B D, Wehner M F, Wigley T M L, et al. 2003. Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes [J]. Science, 301 (5632): 479-483, doi: 10.1126/science.1084123.
- Sausen R, Santer B D. 2003. Use of changes in tropopause height to detect human influences on climate [J]. Meteor. Z., 12 (3): 131-136, doi: 10.1127/0941-2948/2003/0012-0131.
- Schiemann R, Lüthi D, Schär C. 2009. Seasonality and interannual variability of the westerly jet in the Tibetan Plateau region [J]. Journal of Climate, 22 (11): 2940-2957.
- Škerlak B, Sprenger M, Pfahl S, et al. 2015. Tropopause folds in ERA-Interim: Global climatology and relation to extreme weather events [J]. J. Geophys. Res., 120(10): 4860-4877, doi: 10.1002/2014JD022787.
- 王旻燕, 吕达仁. 2007. 东亚强对流云的季节变化及其与对流层顶关系初探 [J]. 大气科学, 31 (5): 937-949. Wang Minyan, Lü Daren. 2007. Preliminary analysis on seasonal variation of deep convective clouds and its association with the tropopause in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (5): 937-949, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2007.05.17.
- 王树廷, 王伯民. 1984. 气象资料的整理和统计方法 [M]. 北京: 气象出版社, 168-169. Wang Shuting, Wang Bobin. 1984. Reorganization and Statistical Method for Meteorological Data (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 168-169.
- 韦惠红, 郑有飞. 2006. 我国臭氧总量的时空分布特征 [J]. 南京气象学院学报, 29(3): 390-395. Wei Huihong, Zheng Youfei. 2006. Analysis of the temporal and spatial distributions of the total ozone over China [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 29 (3): 390-395, doi: 10.3969/j.issn.1674-7097.2006.03.016.
- World Meteorological Organization. 1957. Meteorology—A three-dimensional science: Second session of the commission for aerology [S]. WMO Bull., IV, 134-138.
- 吴香玲. 1995. 北京地区极地对流层顶与地面要素之间的关系 [J]. 气象, 21 (11): 42-45. Wu Xiangling. 1995. The relationship between arctic tropopause height and surface air temperature in Beijing area [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 21 (11): 42-45.
- 夏昕, 任荣彩, 吴国雄, 等. 2016. 青藏高原周边对流层顶的时空分布、热力成因及动力效应分析 [J]. 气象学报, 74 (4): 525-541. Xia Xin, Ren Rongcai, Wu Guoxiong, et al. 2016. An analysis on the spatio-temporal variations and dynamic effects of the tropopause and the related stratosphere-troposphere coupling surrounding the Tibetan Plateau area [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 74 (4): 525-541, doi: 10.11676/qxxb2016.036.
- Xu X H, Gao P, Zhang X H. 2014. Global multiple tropopause features derived from COSMIC radio occultation data during 2007 to 2012 [J]. J. Geophys. Res., 119 (14): 8515-8534, doi: 10.1002/2014JD021620.
- 杨双艳, 周顺武. 2010. 对流层顶研究回顾 [J]. 气象科技, 38 (2):

- 145–151. Yang Shuangyan, Zhou Shunwu. 2010. Review of researches on tropopause in recent 30 years [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 38(2): 145–151, doi: 10.3969/j.issn.1671-6345.2010.02.001.
- 杨双艳, 周顺武, 陈鹤. 2010. 甘肃省对流层顶高度的季节变化特征分析 [J]. *气象*, 36 (4): 57–62. Yang Shuangyan, Zhou Shunwu, Chen He. 2010. Analysis on seasonal variation of tropopause height over Gansu Province [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 36 (4): 57–62.
- 杨双艳, 周顺武, 张人禾, 等. 2012. 青藏高原对流层顶高度与臭氧总量及上升运动的耦合关系 [J]. *大气科学学报*, 35 (4): 438–447. Yang Shuangyan, Zhou Shunwu, Zhang Renhe, et al. 2012. Coupling relationship between tropopause height and total ozone as well as ascending motion over the Tibetan Plateau [J]. *Transactions of Atmospheric Science (in Chinese)*, 35 (4): 438–447, doi: 10.3969/j.issn.1674-7097.2012.04.007.
- 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 [J]. *气象与环境学报*, 27 (2): 8–13. Zhang Hongyu, Zhou Shunwu, Zhang Guoyong, et al. 2011. Characteristics of variation in tropopause height from 1979 to 2008 in North China [J]. *Journal of Meteorology and Environment (in Chinese)*, 27 (2): 8–13, doi: 10.3969/j.issn.1673-503X.2011.02.002.
- Zhang M, Tian W S, Chen L, et al. 2010. Cross-tropopause mass exchange associated with a tropopause fold event over the northeastern Tibetan Plateau [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27 (6): 1344–1360, doi: 10.1007/s00376-010-9129-9.
- 赵友欣. 2005. 关于南昌上空对流层顶资料的统计和分析 [J]. *江西气象科技*, 28 (2): 62–63. Zhao Youxin. 2005. The troposphere carries statistics and analysis of the materials about Nanchang [J]. *Jiangxi Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 28 (2): 62–63, doi: 10.3969/j.issn.1007-9033.2005.02.020.
- 郑彬, 施春华. 2006. 全球平流层下部降温及其对纬向风的影响 [J]. *气象科技*, 34 (5): 538–541. Zheng Bin, Shi Chunhua. 2006. Temperature cooling in lower stratosphere and its effects on zonal wind [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 34 (5): 538–541, doi: 10.3969/j.issn.1671-6345.2006.05.005.
- 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 [J]. *大气科学学报*, 33 (3): 307–314. Zhou Shunwu, Yang Shuangyan, Zhang Renhe, et al. 2010. Seasonal variation of two types of tropopause height over the Tibetan Plateau [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (3): 307–314, doi: 10.3969/j.issn.1674-7097.2010.03.006.
- 周顺武, 杨双艳, 张人禾, 等. 2012. 近 30 年青藏高原臭氧总量亏损的可能原因及其与对流层顶高度的联系 [J]. *高原气象*, 31 (6): 1471–1478. Zhou Shunwu, Yang Shuangyan, Zhang Renhe, et al. 2012. Possible causes of total ozone depletion over the Qinghai–Xizang Plateau and its relation to tropopause height in recent 30 years [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 31 (6): 1471–1478.
- 邹进上, 张降秋, 王炳忠. 1989. 我国对流层顶的时空分布特征及其影响因子 [J]. *气象科学*, 9 (4): 417–426. Zou Jinshang, Zhang Jiangqiu, Wang Bingzhong. 1989. The characteristics of temporal and spatial variation of tropopause over China and its controlling factors [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 9 (4): 417–426.
- 邹进上, 江静, 王梅华. 1990. 高空气候学 [M]. 北京: 气象出版社. Zou Jinshang, Jiang Jing, Wang Meihua. 1990. *Aeroclimatology (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press.