辛玉姣,田文寿. 2011. 热带对流层顶层结构的变化特征和趋势 [J]. 气候与环境研究,16 (3): 378-388. Xin Yujiao, Tian Wenshou. 2011. Variation characteristics and trends of the tropical tropopause layer structure [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (3): 378-388.

# 热带对流层顶层结构的变化特征和趋势

# 辛玉姣 田文寿

半干旱气候变化教育部重点实验室,兰州大学大气科学学院,兰州 730000

**摘 要**利用 1989~2008 年欧洲中期天气预报中心高时空分辨率的再分析资料以及 1980~2019 年的大气化 学一气候模式模拟资料分析了热带对流层顶层 (Tropical Tropopause Layer, TTL) 结构的变化特征,并且预测 了其未来变化趋势。结果表明,TTL 结构存在明显的季节和空间变化。其厚度在北半球的春、秋两季比较薄, 其季节变率在北半球的冬季最大;再分析资料表明 1991 年皮纳图博 (Pinatubo)火山爆发导致对流层顶温度大 幅升高,1992~1995 年之间对流层顶温度明显下降。不考虑火山爆发的影响,1996 年后对流层顶温度有所升 高。近年来热带对流层顶层有抬升增暖的趋势,厚度有所减小,平流层水汽含量增多。大气化学气候模式资料 预测的 TTL 的特征从 1980~2019 年也是同样的趋势。

关键词 热带对流层顶层 平流层水汽 大气化学一气候模式文章编号 1006-9585 (2011) 03-0378-11 中图分类号 P421 文献标识码 A

### Variation Characteristics and Trends of the Tropical Tropopause Layer Structure

XIN Yujiao and TIAN Wenshou

Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change, Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

**Abstract** Using the ECMWF Interim Re-Analysis (ERA-Interim) data from 1989 to 2008 and the simulations from 1980 to 2019, which are produced by a chemistry – climate model, variation characteristics and trends of the tropical tropopause layer (TTL) structure are analyzed. It is found that the TTL characteristics have significant seasonal and spatial variations. The thickness of the TTL in summer and autumn is the thinnest in the Northern Hemisphere and it has the largest seasonal variability in winter in the Northern Hemisphere. ERA-Interim data indicates that the TTL temperature increased significantly in 1991 because of the Pinatubo volcanic eruption, and the temperature decreased after that from 1992 to 1995. The TTL temperature has been increasing since 1996 without considering the impact of Pinatubo volcanic eruption. In recent years the TTL is getting higher, warmer and thinner, and the stratospheric water vapor is also increasing. The chemistry – climate model simulations show the same trends. **Key words** tropical tropopause layer, water vapor in the stratosphere, chemistry – climate model

**收稿日期** 2010-01-04 收到, 2011-01-29 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金重点项目 40730949,国家重点基础研究发展计划 2010CB428604,教育部博士点基金 20060730022

作者简介 辛玉姣,女,硕士研究生,主要从事大气物理与大气环境方面研究。E-mail. xinyj08@lzu.cn

通讯作者 田文寿, E-mail: wstian@lzu.edu.cn

# 1 引言

近年来随着平流层大气研究的不断深入,介 于对流层和平流层大气之间的区域开始受到越来 越多的关注。自从平流层在19世纪末20世纪初 被发现以来,人们通常将一个连续的等位温面作 为对流层和平流层的分界面。但是新的观测和研 究表明, 对流层与平流层之间并不是一个几何上 的间断面,而是一个具有时空结构的薄层(Sherwood and Dessler, 2000; Gettelman and Forster, 2002;周立波等,2002),称之为对流层顶层。平 流层与对流层交换主要发生于对流层顶层,对流 层顶层的结构发生改变会直接影响大气中的物质 和能量输送,进而影响全球气候,在热带地区这 种作用尤为明显。热带对流层顶层(Tropical Tropopause Layer, TTL) 热力结构的改变不仅改 变云的特征,通过水汽和云的反馈作用影响全球 气候变化;也会改变此层大气成分的输送交换过 程,影响平流层中痕量化学成分的含量,进而通 过辐射、化学过程以及动力过程的相互作用对气 候产生影响。

在过去的十几年,人们对热带对流层顶层的 时空结构和特征以及发生在其中的一些物理过程 做了大量的研究(Randel et al., 2000; Seidel et al., 2001; Dessler, 2002; Gettelman and Forster, 2002; Dameris et al., 2005; Konopka et al., 2007; Levine et al., 2007; Gettelman et al., 2009), 增加了对热带对流层顶层的认识。但 由于这个区域高时空分辨率的观测资料相对缺乏, 对 TTL 的认识还不够深入和全面,尤其是在全球 气候变化和 O₃层逐步恢复的背景下, TTL 的结构 和特征如何变化,其未来的变化趋势是什么,尚 不很清楚。利用 1958~1999 年的探空资料, Gettelman and Forster (2002) 分析了 TTL 的气 候变化特征发现, TTL 有显著的季节变化和年际 变化,而 TTL 的高度升高了约 200~400 m。 Gettelman et al. (2009) 进一步用多个大气化学一 气候模式的多年输出资料分析了 TTL 的变化趋势 发现,TTL有进一步抬高的趋势,但他们的分析 表明不同模式预测的 TTL 的变化有很大的差异和 不确定性,其中对对流层顶温度变化趋势的模拟

就没有得出一致的结论。另一方面,最近几年的 研究表明热带地区的宽度从 20 世纪 70 年代末期 开始有增加的趋势。有研究表明 1979~1991 年, 热带地区在北半球以每10年1.1°(纬度)的速度 增宽 (Hudson et al., 2006), 类似的增宽现象从 探空资料的分析 (Seidel and Randel, 2007) 中也 得到了证实。对 ERA-40 和 NCEP/NCAR 资料的 分析发现,1979年以来南北两半球的急流位置都 有移向两极的趋势 (Archer and Caldeira, 2008), Hadley 环流的宽度也有所增加(Hu and Fu, 2007)。不仅如此,模式模拟结果也表明,在21 世纪随着 Hadley 环流的扩展,副热带地区的对流 层顶高度也有所升高(Lu et al., 2007)。大气中 各因子都是相互联系、相互制约的,热带对流层 顶层的特征也会受 Hadley 环流的影响(Held and Hou, 1980)。在热带地区逐渐变宽的背景下, TTL 的温度、高度以及厚度等特征如何变化,是 一个值得研究的问题。

为了探讨近年来 TTL 的变化特征和未来十几 年的变化趋势,本文用欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium-range Weather Forecasting, ECMWF) 1989~2008 年每日 4 个 时次高时空分辨率的再分析资料 (European Centre for Midium-range Weather Forecasting Interim Re-Analysis data, ERA-Interim)(http://www. ecmwf. int/[2009 - 12 - 03]),从 TTL 的高度、 温度和厚度方面分析了其近年来的气候特征和变 化趋势。同时用基于英国气象局统一模式的大气 化学一气候模式 UMSLIMCAT (Tian and Chipperfield, 2005)模拟得到的 1980~2019 年的全球 月平均温度场和水汽混合比以及 O<sub>3</sub>资料对 TTL 的未来变化趋势进行了诊断分析。

### 2 资料处理和分析方法

近年来 ECMWF 在其原来 40 年再分析资料 的基础上,给出了更高空间分辨率的再分析资料 ERA-Interim。本文利用该资料 1989~2008 年 的时间序列每日 4 个时次(00 时、06 时、12 时、18 时,协调世界时)的全球温度场和水汽 混合比来分析 TTL 过去十几年的变化特征和趋 势。资料在垂直方向从 1000~1 hPa 共分为 37 层,水平分辨率是 1.5°(纬度) × 1.5°(经度), 其中在对流层顶层附近包括 11 个等压面层: 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125、100、70 hPa。这一高空间分辨率的再分析 资料使得我们可对 TTL 进行更细致的研究。本 文同时运用大气化学一气候模式 UMSLIMCAT 1980~2019 年的模拟输出资料 (Evring et al., 2007) 来分析 TTL 的未来变化特征和趋势。模 式资料在垂直方向上从 1000.0~0.5 hPa 共分为 25 层,水平分辨率是 2.5°(纬度) × 3.75°(经 度)。相对于再分析资料而言,模式资料分辨率比 较低,在对流层顶层附近约有7层,分别为400、 300、250、200、150、100、70 hPa。此外, 文中 还用到了 NOAA 卫星 1989~2008 年的大气上界 射出长波辐射 (Outgoing Long-wave Radiation, OLR) 数据。

采用与 Gettelman et al. (2009)相同的定义, 文中分析了用不同方法确定的3个对流层顶:冰 点对流层顶 (Cold Point Tropopause, CPT)、温 度递减率对流层顶(Lapse Rate Tropopause, LRT)和最小位温变化率对流层顶(Lapse Rate Minimum, LRM)。对流层大气的温度随高度降 低,但平流层大气温度却随高度升高,在两个大 气层交界的高度上必然会出现一个温度最低点, 称之为冰点 (cold point), 这个高度定义为 CPT, 是 TTL 的上限。LRT 是世界气象组织(World Meteorological Organization, WMO) 定义的热力 对流层顶,指温度递减率减小到2K•km<sup>-1</sup>或以 下的最低高度,而且在此高度上2km以内气层里 的温度平均递减率不超过 2 K·km<sup>-1</sup> (-dT/dz≪2 K·km<sup>-1</sup>)。LRM 是位温变化率 (d $\theta$ /dz) 最 小值所在的高度,可认为是 TTL 的下限。LRM 代表对流的主出流高度(Gettelman and Forster, 2002),它跟各类对流活动的强弱密切相关。LRT 处于 CPT 和 LRM 之间,本文中定义 TTL 的厚度 为 CPT 和 LRM 之间大气层的厚度。

基于上述定义,文中分析了与3个不同热带 对流层顶相对应的高度、气压和温度等的时空变 化特征,同时分析了TTL的季节变化和过去20 年的变化趋势,然后用大气化学一气候模式的输 出资料探讨了TTL的未来变化特征和趋势。

## 3 分析和讨论

#### 3.1 热带对流层顶层的经向分布和季节变化

由图 1a-c可见,热带地区对流层顶的高度 随纬度变化很小,尤其是 CPT 的高度基本没有经 向变化。CPT 和 LRT 的高度很接近,在 15~16 km 之间,最小位温变化率所对应的对流层顶的高 度约为 8~10 km, 相应的 TTL 的厚度 ( $\Delta H =$  $H_{\rm CPT} - H_{\rm LRM}$ ) 约为 6~8 km。Gettelman and Forster (2002) 用探空资料分析所得 CPT 高度在 16~17 km, 而最小位温变化率对流层顶所在的高 度为 10~12 km,其分析结果与图 1 基本一致。 CPT 和 LRT 的温度在热带最低可达到 190 K (-83 °C)。最小位温变化率所对应的对流层顶温度最低 达到 226 K (-47 °C), 与热力对流层顶温度相差 约36 K。总体而言,对流层顶的高度与对流活动 的强弱有直接关系,热带地区对流活动比较旺盛, 所以对流层顶高。Folkins et al. (2006) 在研究中 提到热带地区的深对流活动可以达到 15.5 km 以 上,已经达到甚至超过 LRT 的高度,浅对流相对 来说达到的高度较低,所以对于 LRT 和 CPT 来 说,深对流活动对其影响较大。而 LRM 的高度除 了与深对流活动有关外,还与能够达到 LRM 所在 高度相对较浅的对流活动有关,因此 LRM 的经向 变化表现出了与 CPT 和 LRT 不同的分布特征。

从图 1d-f可见, CPT 和 LRT 所对应的气 压、温度和高度的季节变化趋势一致。7、8月 CPT 和 LRT 高度最低,相应的气压达到最高值, 对流层顶的温度也达到最高值,11~12月和1~3 月对流层顶较高且温度低。图中所示的分布特征 和很多模式分析以及观测结果都是一致的(Seidel et al., 2001; Gettelman and Forster, 2002; Santer et al., 2003a; Gettelman et al., 2009)。LRM 变 化特征恰恰相反,6~8月高度高且温度低,其他 月份高度较低、温度较高;7、8月高度达到最高 9.5 km, 温度在这个时间达到最低值 232 K (-41 °C)。相对而言, CPT 的高度最高, 在 7、 8月的最小值为 16.0 km, 对应的温度为 197 K (-76°C), 而 LRT 高度的最小值为 15.3 km, 对 应的温度为 198 K (-75 °C)。LRM 处于 TTL 的 最底层,与地面距离最近,与CPT高度要相差6



图 1 1989~2008 年平均的冰点对流层顶(CPT)、热力对流层顶(LRT)和最小位温变化率对流层顶(LRM)的(a、d)气压、(b、e)高度和(c、f)温度的经向分布以及季节变化

Fig. 1 Meridional distributions and seasonal variations of the (a, d) pressure, (b, e) height, and (c, f) temperature at the Cold Point Tropopause (CPT), Lapse Rate Tropopause (LRT), and Lapse Rate Minimum (LRM) averaged from 1989 to 2008

~7 km 左右。Zhang (1993) 和 Folkins et al. (2006) 的观测研究已表明,热带地区的深对流活 动所能达到的高度在北半球的冬季要比夏季高, 所以 LRT 和 CPT 的高度在北半球夏季(6~8月) 最低,冬季最高。观测资料也表明,热带地区17 km 高度处的 O₃浓度在 6~8 月比较高,模式模拟 的 14~17 km 高度之间的热带 O<sub>3</sub>的季节分布也呈 现相似的特征 (Folkins et al., 2006)。14~17 km 处基本是 CPT 和 LRT 所在的高度,因此,热 带上对流层和下平流层(Upper Troposphere and Lower Stratosphere, UTLS) O3辐射效应对 CPT 和 LRT 的季节变化也有影响。对于 LRM 的季节 变化,由于它的高度相对较低,它除了受到深对 流活动的影响,还与相对较浅的对流活动的强弱 有关,因此体现出了与 LRT 和 CPT 不同的季节 变化特征,这点可从 OLR 的季节变化中得到反 映,下面将进一步讨论。Gettelman and Forster (2002) 指出 ENSO 现象会很明显地影响对流活动 和 LRM 的高度,详细的关于 ENSO 与热带深对 流活动对 TTL 结构特征的影响将另文讨论。

另外我们分析了 TTL 厚度也就是 CPT 高度和 LRM 高度之差的季节变化特征(图略),结果

表明 TTL 厚度在 6~8 月最薄,约 6.5 km,最厚的 TTL 出现在 1~2 月,约 7.1 km。

总体来看, CPT 的高度由于受资料垂直分辨 率的影响较大,在热带地区的纬向变化幅度相对 较小(图 2a),而LRT和LRM对流层顶高度的 水平变化比较明显(图 2b 和 2c)。为了讨论对流 层顶的分布与对流活动的关系,图3同时给出了 热带地区 OLR 的水平分布(图 3a)及其纬向分布 和季节变化(图 3b)。对比图 2 和图 3a 可以看出, 在赤道东太平洋, OLR 有一个高值区, 对流活动 弱, LRM 和 LRT 对应的对流层顶高度也较低。 在赤道西太平洋大洋暖池区域, OLR 处于低值 区,旺盛的深对流活动造成较高的对流层顶。由 于 OLR 的大小反映了所有湿对流活动的强弱, 图 2c 表示的 LRM 的高度分布与图 3a 所示的 OLR 分布对应关系比较好, OLR 高值区对应 LRM 较 低的区域,OLR 低值区则对应 LRM 较高的区域。 从 TTL 厚度的水平分布来看(图 2d), 它主要是 由 LRM 高度的水平分布决定的。LRM 高度在热 带西太平洋最高,相应的 TTL 在热带西太平洋最 薄,而在热带东太平洋比较厚,靠近赤道的地区 比副热带地区附近要薄。



图 2 1989~2008 年平均的 (a) CPT、(b) LRT 和 (c) LRM 高度以及 (d) TTL 厚度的水平分布特征 Fig. 2 The horizontal distributions of the heights of (a) CPT, (b) LRT, and (c) LRM, and (d) the thickness of TTL averaged from 1989 to 2008



图 3 (a) 热带地区射出长波辐射 (OLR) 的水平分布以及 (b) OLR 在 30°S~30°N 之间平均的纬向分布和季节变化 Fig. 3 (a) Horizontal distribution of the Outgoing Long-wave Radiation (OLR) in the tropics and (b) the zonal distribution and seasonal variation of the OLR averaged between 30°S and 30°N

从图 4a 可以看出 6~8 月中太平洋和中美洲 地区的 CPT 高度最低。1~4 月以及 12 月,热带 西太平洋地区(120°E~180°)的 CPT 高度要比 其他地区低的多。图 4b 是 LRT 高度的时空分布 图,可以看出 LRT 高度的季节变化和纬向变化都 很明显。总体来看,LRT 在 8 月高度最低(如图 1e 所示)。LRM 高度的分布如图 4c 所示,在海洋 大陆(100°E~180°)上空的 LRM 全年都比其他 区域的高,相对应的在这一区域的对流活动比其 他地区要旺盛(图 3b)。从图 3b 中可以看出,在 北半球夏季 6~8月,热带地区 OLR 有最小值, 对流最强,所以这时的 LRM 会出现最高值。图 4c中,东太平洋地区(140°W~80°W) LRM 的 季节变化比较明显,1~4月以及11~12月的高度 比较低,而 5~10月高度明显较高。北半球的冬 春两季,LRM 高度的纬向变化更明显。在北半球 冬季 120°E~180°之间的区域,由于 CPT 高度比 较低而 LRM 高度较高,TTL 厚度出现了最低值



图 4 30°N~30°S之间的 (a) CPT、(b) LRT、(c) LRM 高度和 (d) TTL 厚度的纬向分布和季节变化 Fig. 4 Zonal distributions and seasonal variations of the heights of (a) CPT, (b) LRT, and (c) LRM, and (d) the thickness of TTL averaged between 30°N and 30°S

(图 4d)。在热带东太平洋区域则相反,TTL 厚度 在 1~2 月出现最高值。

#### 3.2 热带对流层顶层的历史变化趋势

很多研究表明热带地区在扩展,热带地区的 变化会直接影响到 TTL 的结构。为了讨论在全球 气候发生改变以及热带地区逐渐扩展、副热带环 流发生变化的形势背景下 TTL 是如何变化的,利 用 1989~2008 年的再分析资料对 TTL 的结构变 化做了分析。

从图 5 可见, 3 种定义的对流层顶高度在 1989~2008 年基本都呈上升趋势, 对其中的线性 趋势用 SPSS 软件进行统计检验(陈平雁和黄渐 明, 2002;黄嘉佑, 2004), CPT 高度( $H_{CPT}$ ) 和 LRM 高度( $H_{LRM}$ )都通过了 0.05 的显著性检 验,上升趋势是显著的,但 LRT 高度( $H_{LRT}$ )的 趋势未通过 0.1 的显著性检验。TTL 顶层和底层 的变化幅度并不一样,CPT 对流层顶变化幅度要 比 LRM 小,所以整个对流层顶层有变薄的趋势且 通过 0.05 的显著性检验(图 5g)。从图 5 中可以 看到 TTL 温度的变化幅度很大,在 1989~2008 年间表现出来的趋势并不显著,只有 LRM 的温度 ( $T_{LRM}$ ) 趋势通过 0.05 的显著性检验,CPT 温度

 $(T_{CPT})$ 和 LRT 的温度  $(T_{LRT})$  均没有通过 0.1 的显著性检验。在分析 TTL 温度变化的时候需要 考虑的一个因素是1991年6月菲律宾的皮纳图博 (Pinatubo)火山爆发,它导致热带对流层顶温度 明显升高(曲维政等, 2006)并且在随后的一段 时间里持续降温(徐群, 1995),火山爆发时将大 量的火山气溶胶等物质带入平流层,这些物质对 平流层的痕量气体产生很大影响(郑彬, 2007), 也会通过一些物理化学过程影响着对流层顶的结 构变化。从图 5b 和 5d 中可以看到 1991 年 T<sub>CPT</sub> 和  $T_{\text{LRT}}$ 明显升高,在随后的几年里对流层顶的温度 很明显地降低,一直持续到1995年。相对而言, 皮纳图博火山爆发对 TTL 高度的变化趋势并没有 太大的影响,可以忽略。曲维政等(2006)研究 表明,火山活动对热带大气温度影响最显著的是 70 hPa (约 22 km)的高空,由此高度向下火山活 动的影响逐渐减小,到 10 km 高度基本没有任何 影响,再向下到对流层火山活动将引起冷却效应, 所以在图 5f 中并没有看到  $T_{\text{LRM}}$ 的明显升高,反而 是一直降温。考虑到皮纳图博火山爆发对对流层 顶温度的影响,对1996~2008年之间的趋势进行 了单独的分析, T<sub>CPT</sub>和 T<sub>LRT</sub>从 1996 年之后表现出



图 5 1989~2008 年热带 CPT (a) 高度(*H*<sub>CPT</sub>)和 (b) 温度(*T*<sub>CPT</sub>)、LRT (c) 高度(*H*<sub>LRT</sub>)和 (d) 温度(*T*<sub>LRT</sub>)、LRM (e) 高度(*H*<sub>LRM</sub>)和 (f) 温度(*T*<sub>LRM</sub>), (g) TTL 厚度以及 (h) 100~10 hPa 平均水汽的变化趋势。虚线代表 1996~2008 年的线性趋势, 实线代表 1989~2008 年的线性趋势, 点线显示皮纳图博火山爆发的时间

Fig. 5 Trends of the tropical CPT (a) height ( $H_{CPT}$ ) and (b) temperature ( $T_{CPT}$ ), LRT (c) height ( $H_{LRT}$ ) and (d) temperature ( $T_{LRT}$ ), LRM (e) height ( $H_{LRM}$ ) and (f) temperature ( $T_{LRM}$ ), (g) the TTL thickness, and (h) H<sub>2</sub>O content averaged from 100 – 10 hPa for the period 1989 – 2008. Dashed lines represent linear trends for the period 1996 – 2008, solid lines represent linear trend for the period 1989 – 2008, and dotted lines represent the time of Pinatubo volcanic eruption

明显的上升趋势(通过了 0.1 的显著性检验), T<sub>LRM</sub>也有升高的趋势,但经检验并不显著。除去 火山爆发的影响,1996~2008年热带对流层顶层 正在抬升增暖变薄。

100~10 hPa 平均的平流层水汽含量在 1994 年以前持续增加, 1994~2006 年都有减少的趋势,但由于在 2007 年和 2008 年出现了异常的增加(相应地这两个年份 *T*<sub>CPT</sub> 也处于高值)使得 1989~2008 年总体呈现出增加的趋势。

全球尺度的环流起源于热带地区,在热带地 区空气上升进入平流层,在空气到达 CPT 的时候 其中的水汽会凝结成冰,从而阻断了水汽进入平 流层,使得平流层水汽含量比较少(Brewer, 1949)。水汽要输送到平流层必然会经过 TTL, 因此平流层水汽在很大程度上受到热带对流层顶 温度的影响。而且很多研究都表明平流层水汽的 含量变化跟对流层顶的温度变化密切相关(Fueglistaler et al., 2005; Randel et al., 2006), Randel et al. (2004)研究表明, CPT 的温度和平流层 水汽的相关性更为明显,水汽含量和*T*<sub>CPT</sub>的相关 系数为 0.45,通过了 0.05 的显著性检验(如图 5 所示)。图 5 中也可以看到,在 2006 年之前随着 CPT 温度的降低平流层水汽的含量减少,2007 年 和 2008 年 CPT 温度升高的幅度比较大,因而平 流层水汽含量也有相应的异常增加。1991 年皮纳 图博火山爆发后引起对流层顶温度大幅度升高, 相应的平流层水汽在 1992 年底增加,之后随着对 流层顶温度的降低平流层水汽含量也出现大幅度 的减少。在 1996 年之后,随着 TTL 温度的上升, 平流层水汽也明显增多(增加趋势可通过 0.1 的 显著性检验)。

#### 3.3 热带对流层顶层的未来变化趋势

为了预测 TTL 特征未来的变化趋势,用大气 化学一气候模式 UMSLIMCAT 40 年(1980~ 2019年)模拟资料做了进一步的分析。模式在积 分过程中温室气体的变化遵循 IPCC A2 情景,海 平面温度由英国哈德莱气候中心的大气海洋耦合 模式预测所得,在模式中考虑了大气化学过程与 大气热力、动力过程的耦合。更多的关于该模式 和这个 40 年的模拟实验的细节可参见 Tian and Chipperfield (2005)与 Eyring et al. (2007)。首 先用模式资料做了同样的气候平均的 TTL 特征的 季节变化分析,所得结果如图 6 所示。

从图 6 可见,由 ECMWF 再分析资料和大气 化学一气候模式 UMSLIMCAT 的输出模拟资料 分析出来的 CPT 和 LRT 的季节变化特征基本是 一致的,只有 LRM 高度和温度的季节变化特征有 比较大的差异。出现这种差异的原因可能是两种 资料的垂直分辨率不同造成的,也可能是模式对 积云对流活动的模拟能力不好所致。但总体而言, UMSLIMCAT 模式资料基本上可以客观地反映 TTL 的结构特征。

图 7 进一步给出了模式模拟的 TTL 特征以及 平流层 O<sub>3</sub>和水汽含量的未来变化趋势。对这 40 年的资料进行了线性拟合,以便更清楚地分析对 流层顶各要素的变化趋势,所有变量的趋势均通 过 0.05 的显著性检验。图 7 显示对流层顶将抬高 变暖,厚度变薄。因为模式中没有考虑皮纳图博 火山爆发的影响,所以图7显示对流层顶温度的 趋势与再分析资料 1996 年以后表现出来的趋势是 一致的。1980~2019年40年间CPT高度抬高60 m,温度升高 0.8 K; LRT 高度抬高 160 m,温度 升高 0.68 K; LRM 高度抬高 164 m, 温度升高 0.52 K。图 7h 表示的是模拟的 TTL 厚度的变化 趋势, 1980~2019年TTL厚度变薄了104m。图 7g 表示的是模式模拟的在热带地区平流层 100~ 10 hPa 平均的水汽(包括化学过程和动力过程共 同贡献) 以及 O<sub>3</sub> 的含量变化趋势。由图可以看 出,平流层水汽有增加的趋势,平均每10年增加  $0.02 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,模拟的时间段里平流层水汽将增  $m 0.08 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。模式中热带对流层顶的温度 升高导致平流层水汽含量的增加,另一方面,由



图 6 模式模拟的 40 年平均的 (a) *H*<sub>CPT</sub>、(b) *T*<sub>CPT</sub>、(c) *H*<sub>LRT</sub>、(d) *T*<sub>LRT</sub>、(e) *H*<sub>LRM</sub>、(f) *T*<sub>LRM</sub>的季节变化。虚线代表模式模拟结果,实线代表相对应的 20 年 ERA-Interim 平均结果

Fig. 6 Seasonal variations of the modeled (a)  $H_{CPT}$ , (b)  $T_{CPT}$ , (c)  $H_{LRT}$ , (d)  $T_{LRT}$ , (e)  $H_{LRM}$ , and (f)  $T_{LRM}$ . Dashed lines represent model results and solid lines represent the ERA-Interim data



图 7 模式模拟的 1980~2019 年的 (a) *H*<sub>CPT</sub>、(b) *T*<sub>CPT</sub>、(c) *H*<sub>LRT</sub>、(d) *T*<sub>LRT</sub>、(e) *H*<sub>LRM</sub>、(f) *T*<sub>LRM</sub>、(g) 100~10 hPa 平均水汽 含量 (实线) 和 O<sub>3</sub>含量 (虚线)、(h) TTL 厚度的变化趋势 (公式为一元线性回归方程,其中 y 表示年份)

Fig. 7 Variation trends of the modeled (a)  $H_{CPT}$ , (b)  $T_{CPT}$ , (c)  $H_{LRT}$ , (d)  $T_{LRT}$ , (e)  $H_{LRM}$ , and (f)  $T_{LRM}$ , (g)  $H_2O$  content (solid line) and  $O_3$  content (dashed line) averaged from 100-10 Pha, and (h) TTL thickness for the period from 1980 to 2019 (the formula is the equation of linear regression, and y is year)

于平流层中 CH<sub>4</sub>气体的氧化过程也对平流层水汽的增加有贡献(Tian and Chipperfield, 2006)。 图 7g 也显示平流层内 O<sub>3</sub>含量总体趋势是减少的, 40 年内 O<sub>3</sub>减少 0.048 mg • kg<sup>-1</sup>。实际上平流层 O<sub>3</sub>含量的减少主要发生在 1980~1999 年之间, 2000 年以后 O<sub>3</sub>的减小趋势已停止并出现逐渐恢复 的迹象。这种 O<sub>3</sub>恢复的现象在热带地区表现得并 不明显,而主要出现在中高纬地区(图略)。

平流层水汽的变化与对流层温度变化密切相 关,但图 5 和图 7 显示平流层水汽的变化趋势与 TTL 厚度的变化趋势之间没有一致而显著的相关 关系。再分析资料表明平流层水汽从 1989~2008 年是增加的趋势,TTL 厚度是变薄的趋势,模式 分析也表现出同样的趋势。但再分析资料中 1996 ~2008 年的 TTL 厚度却是弱的增加趋势,尽管 平流层水汽从 1996~2008 年仍是增加的。另外, TTL 厚度和平流层水汽的年际变化之间也没有一

#### 致的相关关系。

影响对流层顶结构的因素比较复杂,有天气 尺度上物理过程的影响也有气候变化的影响, ENSO事件、太阳周期、火山爆发和大气环流异 常等都会影响 TTL 的结构 (Gettelman et al., 2009)。人为排放的温室气体增加以及 O<sub>3</sub>损耗导 致了对流层大气变暖而平流层大气变冷(郭品文 等,2001;张绣年等,2004),从而导致对流层顶 高度的抬升 (Santer et al.,2003b)。如果大气中 的温室气体持续增加,随着气候不断变暖,TTL 将会继续抬升并且这种变化趋势在 Thuburn and Craig (2002) 的敏感性实验中也有所体现。

对流层顶的温度并不简单地与它的高度成反 比,用不同的资料不同的模式分析出来的热带对 流层顶温度的趋势都是有差异的。扣除了皮纳图 博火山爆发对 TTL 温度的影响,并且忽略其对 TTL 高度的微小影响,1996~2008 年对流层顶高 度和温度变化趋势是抬升变暖的(如图5所示), 与模式模拟的未来变化趋势一致。在全球气候变 化的背景下,对流活动变得旺盛,对流层顶抬升, 一般来说意味着更低的对流层顶温度。但另一方 面,全球变暖,上对流层附近温度也会相应的升 高。另外,由图 7g 可以看出平流层 O<sub>3</sub>在 2000 年 以前是不断减少的,2000年以后平流层 O<sub>3</sub>的减小 趋势已停止并出现逐渐恢复的迹象(在中高纬度 这个特征尤为明显),而平流层 O<sub>3</sub>在未来的逐渐 恢复会使 UTLS 区域的温度逐渐升高。另外模式 预测平流层水汽在未来也有增加的趋势(图 7g), UTLS区域水汽增加的辐射效应也会导致对流层 顶温度的升高。因此未来对流层顶高度和温度变 化的趋势, 依赖 UTLS 区域的温度变化和对流活 动变强的程度。如果对流层顶抬升导致的温度降 低比全球变暖和 O3恢复等因素导致的 UTLS 区域 温度升高幅度小,则对流层顶抬升变暖,否则会 抬升冷却。

## 4 结论与讨论

利用 ERA-Interim 资料和大气化学一气候模式 UMSLIMCAT 模拟资料对 TTL 的结构特征以及过去 20 年和未来的变化趋势进行了分析研究,得到以下结论:

(1) TTL 具有明显的季节和空间变化特征。 CPT 和 LRT 在 6~8 月出现高度最低值和温度的 最高值,而 LRM 则相反。TTL 顶部和底部的影 响机制不同,对于 LRT 和 CPT,深对流活动对其 影响较大,热带上对流层和下平流层 O<sub>3</sub>辐射效应 对 CPT 和 LRT 的季节变化也有影响。对于 LRM 的季节变化,它反映的是包括深对流活动在内各 种对流活动的强弱,因此体现出了与 LRT 和 CPT 不同的季节变化特征,这一点可从热带长波射出 辐射的季节变化中得到反映。

(2) TTL 厚度的季节变化很明显,在北半球 的夏秋两季比较薄而其季节变率在北半球的冬季 最大。在赤道东太平洋,对流活动弱,LRM 对应 的对流层顶高度比较低。而在赤道西太平洋大洋 暖池区域,旺盛的深对流活动造成较高的LRM 对 流层顶。

(3) 1989~2008年, TTL 的结构发生了明显

的变化,其高度抬高,厚度变薄。但由于皮纳图 博火山爆发的影响,1992~1995 年 TTL 温度降 低,但1996 年以来温度一直升高。TTL 结构的 改变影响了平流层水汽的含量,随着 TTL 的变 化,平流层水汽在 1989~2008 年间有小幅增加, 但1993 年后随着对流层顶的冷却水汽含量减少, 近年来又有所上升。

(4) UMSLIMCAT 模式模拟结果显示,1980 ~2019 年 TTL 的高度是逐年升高增暖的,TTL 厚度有变薄的趋势,平流层水汽也呈增加的趋势, 这些都与再分析资料1996 年后表现出来的趋势是 一致的。但在全球变暖和平流层 O<sub>3</sub> 层在未来逐渐 恢复的背景下,对流层顶温度在未来是变暖还是 变冷需要用更多的资料做进一步的分析研究。

### 参考文献 (References)

- Archer C L, Caldeira K. 2008. Historical trends in the jet streams [J]. Geophys. Res. Lett., 35 (L08803), doi: 10.1029/ 2008GL033614.
- Brewer A W. 1949. Evidence for a world circulation provided by measurements of helium and water vapor distribution in the stratosphere [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. , 75: 351-363.
- 陈平雁,黄浙明. 2002. SPSS 10.0 统计软件应用教程 [M]. 北 京:人民军医出版社, 152 - 161. Chen Pingyan, Huang Zheming. 2002. SPSS 10.0 Statistical Software Application Tutorials [M] (in Chinese). Beijing: People's Military Medical Press, 152-161.
- Dameris M, Grewe V, Ponater M, et al. 2005. Long-term changes and variability in a transient simulation with a chemistry – climate model employing realistic forcings [J]. Atmos. Chem. Phys., 5: 2121–2145.
- Dessler A E. 2002. The effect of deep, tropical convection on the tropical tropopause layer [J]. J. Geophys. Res., 107 (D3), 4033, doi: 10.1029/2001JD000511.
- Eyring V, Waugh D W, Bodeker G E, et al. 2007. Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21st Century [J]. J. Geophys. Res., 112, D16303, doi: 10.1029/2006JD008332.
- Folkins I, Bernath P, Boone C, et al. 2006. Seasonal cycles of O<sub>3</sub>, CO, and convective outflow at the tropical tropopause [J]. Geophys. Res. Lett., 33, L16802, dio: 10.1029/2006GL026602.
- Fueglistaler S, Bonazzola M, Haynes P, et al. 2005. Stratospheric water vapor predicted from the Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics [J]. J. Geophys. Res., 110, D08107, doi: 10.1029/2004JD005516.

Gettelman A, Forster P M de F. 2002. A climatology of the tropi-

cal tropopause layer [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 80: 911-924.

- Gettelman A, Birner T, Eyring V, et al. 2009. The tropical tropopause layer 1960 - 2100 [J]. Atmos. Chem. Phys., 9: 1621 - 1637.
- 郭品文,朱乾根,刘宣飞. 2001. 北半球春季大气 O<sub>3</sub> 年际变化特 征及其对大气温度和环流场的影响 [J]. 高原气象,20(3): 245 - 251. Guo Pinwen, Zhu Qiangen, Liu Xuanfei, et al. 2001. Features of atomospheric ozone interannual variation in spring of Northern Hemisphere and its effect on temperature and circulation [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 20(3): 245 - 251.
- Held I M, Hou A Y. 1980. Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere [J]. J. Atmos. Sci., 37: 515-533.
- Hu Y, Fu Q. 2007. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979 [J]. Atmos. Chem. Phys., 7: 5229 5236.
- 黄嘉佑. 2004. 气象统计分析与预报方法 [M]. 北京: 气象出版 社, 33 - 36. Huang Jiayou. 2004. Meteorological Statistical Analysis and Forecasting Methods [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 33-36.
- Hudson R D, Andrade M F, Follette M B, et al. 2006. The total ozone field separated into meteorological regimes—Part II: Northern Hemisphere mid-latitude total ozone trends [J]. Atmos. Chem. Phys., 6: 5183-5191.
- Konopka P, G nther G, Müller R, et al. 2007. Contribution of mixing to upward transport across the tropical tropopause layer (TTL) [J]. Atmos. Chem. Phys., 7: 3285-3308.
- Levine J G, Braesicke P, Harris N R P, et al. 2007. Pathways and timescales for troposphere-to-stratosphere transport via the tropical layer and their relevance for very short-lived substances [J].
  J. Geophys. Res., 112, D04308, doi: 10.1029/2005JD006940.
- Lu J, Vecchi G A, Reichler T. 2007. Expansion of the Hadley cell under global warming [J]. J. Geophys. Res. Lett., 34, L06805, doi: 10.1029/2006GL028443.
- 曲维政,白燕,黄菲,等. 2006. 火山活动对热带高空温度变化 的影响 [J]. 地球物理学报,49 (5): 1308 - 1315. Qu Weizheng, Bai Yan, Huang Fei, et al. 2006. Effect of volcanic activity on the temperature in the tropical upper atmosphere [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 49 (5): 1308-1315.
- Randel W J, Wu F, Gaffen D J. 2000. Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses [J]. J. Geophys. Res., 105: 15509-15523.
- Randel W J, Wu F, Oltmans S J, et al. 2004. Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures [J]. J. Atmos. Sci., 61: 2133-2148.
- Randel W J, Wu F, Vomel H, et al. 2006. Decreases in stratospherc water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer – Dobson circulation [J]. J. Geo-

phys. Res., 111 (D12312), doi: 10.1029/2005JD006744.

- Santer B D, Wehner M F, Wigley T M L, et al. 2003a. Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes [J]. Science, 301: 479-483.
- Santer B D, Sausen R, Wigley T M L, et al. 2003b. Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes [J]. J. Geophys. Res., 108, 4002, doi: 10.1029/2002JD002258.
- Seidel D J, Ross R J, Angell J K, et al. 2001. Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes [J]. J. Geophys. Res., 106: 7857-7878.
- Seidel D J, Randel W J. 2007. Recent widening of the tropical belt: Evidence from tropopause observations [J]. J. Geophys. Res., 112 (D20113), doi: 10.1029/2007JD008861.
- Sherwood S C, Dessler A E. 2000. On the control of stratospheric humidity [J]. J. Geophys. Res. Lett., 27 (16): 2513-2516.
- Thuburn J, Craig G C. 2002. On the temperature structure of the tropical substratosphere [J]. J. Geophys. Res., 107 (D2), 4017, doi: 10.1029/2001JD000448.
- Tian W S, Chipperfield M P. 2005. A new coupled chemistry climate model for the stratosphere: The importance of coupling for future O<sub>3</sub> – climate predictions [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. , 131: 281 – 303.
- Tian W S, Chipperfield M P. 2006. Stratospheric water vapor trends in a coupled chemistry – climate model [J]. Geophys. Res. Lett., 33, L06819, doi: 10.1029/2005GL024675.
- 徐群. 1995. 皮纳图博火山云对 1992 年大范围气候的影响 [J]. 应用气象学报,6(1): 35-42. Xu Qun. 2005. Influences of Pinatubo volcanic clouds on large scale climate in 1992 [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 6(1): 35-42.
- 张绣年,常有礼,陈辉,等. 2004. 中国低纬度地区大气 O<sub>3</sub> 总量 的变化特征 [J]. 热带气象学报, 20 (3): 321-327. Zhang Xiunian, Chang Youli, Chen Hui, et al. 2004. Variation of total ozone in lower latitude area of China [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 20 (3): 321-327.
- Zhang C. 1993. On the annual cycle in highest clouds in the tropics [J]. J. Climate, 6: 1987-1990.
- 郑彬. 2007. HALOE 资料揭示的热带平流层 CH4 时空变化特征
  [J]. 气候与环境研究, 12 (2): 181-187. Zheng Bin. 2007.
  Temporal and spatial features of tropical stratospheric CH4 from the Halogen Occultation Experiment [J]. Climatic and Enviromental Research (in Chinese), 12 (2): 181-187.
- 周立波, 邹捍, 刘宇. 2002. 北极楚克奇海上空 O<sub>3</sub> 垂直变化的探 测与分析 [J]. 气候与环境研究, 7 (4): 409-414. Zhou Libo, Zou Han, Liu Yu. 2002. Observation and analysis of vertical ozone variation over the Arctic Chukchi Sea [J]. Climatic and Enviromental Research (in Chinese), 7 (4): 409-414.