

东亚强对流云的季节变化及其与对流层顶关系初探

王旻燕^{1, 2, 3} 吕达仁¹

1 中国科学院大气物理研究所中层大气和全球环境探测开放实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国气象局国家气象信息中心, 北京 100081

摘 要 利用 GMS 5/VISSR 长波红外 ($10.5\sim 11.5\ \mu\text{m}$) 和水汽通道 ($6.5\sim 7.0\ \mu\text{m}$) 探测原理的差异, 结合红外阈值法和区域平滑滤波技术提取“高、厚、密”强对流云, 分析了东亚强对流云活动的空间分布及其季节变化规律。GMS 5 卫星视场内各个子地区强对流云云顶温度与发生频率的季节变化基本为单峰单谷型, 前者夏低冬高, 但不同地区引起的原因不同。强对流云发生频率 36°N 以北夏低冬高, 以南夏高冬低。东亚对流层顶由冬春至夏秋升高, 对流层顶气压随之降低, 而对流层顶温度的季节变化以 45°N 为界, 北部夏高冬低, 南部夏低冬高。作者所研究的东亚几个子地区强对流云与对流层顶季节变化位相基本保持同步, 2000 年强对流云云顶温度与对流层顶温度的月均值相关系数达 0.757, 强对流云云顶温度与对流层顶气压的月均值相关系数达 0.901, 对流层顶温度比强对流云云顶温度平均低 9.42°C 。强对流云的发展受对流层顶制约作用显著。

关键词 GMS 5 强对流云 云顶温度 对流层顶 季节变化

文章编号 1006-9895 (2007) 05-0937-13

中图分类号 P426.5

文献标识码 A

Preliminary Analysis on Seasonal Variation of Deep Convective Clouds and Its Association with the Tropopause in East Asia

WANG Min-Yan^{1, 2, 3} and LÜ Da-Ren¹

1 *Laboratory for Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *National Meteorological Information Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081*

Abstract An algorithm to detect “high, thick, dense” Deep Convective Clouds (DCCs) is applied in this paper, which makes use of the difference between the infrared channel ($10.5\sim 11.5\ \mu\text{m}$) and water vapor channel ($6.5\sim 7.0\ \mu\text{m}$) of VISSR (Visible and Infrared Spin Span Radiometer) on board of GMS 5 and combines with infrared threshold method and segment smoothing filtering algorithm. The seasonal variations of DCCs top temperature and its occurrence frequency in several sub-regions of East Asia are that there are one peak and one dip in a year. DCCs top temperature is lower in summer than in winter in different sub-regions but the reasons are distinct. To the north of 36°N , DCCs are more frequent in winter than in summer, while in the south, the reverse is true. From winter, spring to summer, autumn, tropopause pressure decreases with ascending tropopause height, while tropopause temperature has a pattern of “warmer in summer – colder in winter” to the north of 45°N and it is reverse to the south. In the focused study areas, DCCs and tropopause keep the similar phase of seasonal variation. In 2000, the correlation of seasonal variations between DCCs top temperature and tropopause temperature reaches 0.757, and the corre-

lation of seasonal variations between DCCs top temperature and tropopause pressure is 0.901. Tropopause temperature is 9.42°C , which is lower than DCCs top temperature averagely. Obviously, deep convective activities are restrained strongly by tropopause.

Key words GMS 5, deep convective clouds (DCCs), cloud top temperature, tropopause, seasonal variation

1 引言

强对流将近地层的水汽、气溶胶、各种微量成分携带至对流层顶,参与整个大气环流活动中。水汽源充沛时,受动力抬升作用强对流向上发展,经大气热力结构调整,对流活动势力逐渐减弱直至消失,有时能发展到接近甚至穿越对流层顶的位置。对流层顶把以动力过程缓慢的平流层与具有显著对流活动性的对流层分隔开来。自 19 世纪末对流层顶被发现起就引起了研究人员的极大注意,国际上在“平流层过程及其对气候的作用计划 SPARC (Stratospheric Process And Their role in Climate)”前期和实施以来,已形成一系列专门的系统性论著^[1~4]。我国在平流层-对流层相互作用等方面研究进展也相当快^{①[5~13]}。

初步诊断分析表明,尽管东亚地区($30^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$)的区域面积仅占北半球的 5.6%,但该区年净交换质量通量却占整个北半球总量的 29%^[11],可见该区在北半球甚至全球平流层-对流层交换研究中具有十分重要的作用。弄清强对流活动与平流层-对流层交换的定量关系前需首先了解发展到对流层顶附近的强对流云与对流层顶的关系及其季节变化。

与已往热带地区^[14, 15]对流层顶研究的关注点不同,本文利用一日 24 次日本静止气象卫星 GMS 5 资料 and 一日 2 次常规探空资料,以大气遥感原理结合模式识别技术提取发展成熟的强对流云这一相对于人眼与卫星探测仪器而言的“可视化形体”,着重讨论东亚地区强对流云与对流层顶之间的关系、二者的空间分布及季节变化的位相相关性。正是因为所关注的是发展到接近对流层顶附近的强对流云,所以“垂直发展旺盛、云体厚、云顶密实”即“高、厚、密”强对流云是本研究的主要目标。

从卫星资料着手研究这一问题的相关工作国内鲜见。国际上近年来已使用极轨气象与环境卫星

TRMM/PR^[16]、Terra & Aqua/MODIS^[17]以及 Terra/AIRS^[18]等资料研究平流层-对流层相关问题,但较集中于热带地区。

本文第 2 节着重描述提取强对流云的算法。第 3 节分析 2000 年东亚 GMS 5 卫星视场内 10 个子地区强对流云云顶温度、发生频率的季节变化特征及其区域性差异的原因。第 4 节讨论 2000 年对流层顶气压、对流层顶温度的季节变化及空间差异性。第 5 节在前两节工作的基础上讨论对流层顶对强对流云的作用。

2 强对流云的提取

强对流云生命史有限,短的只有几小时,长的可达几天。地球静止气象卫星因时间分辨率高、监测范围广,能够捕捉到强对流活动的连续变化,成为研究强对流活动的有效手段,应用广泛。国内很多学者致力于研究中尺度强对流天气系统及其所引发的地面天气灾害,得到了很多有理论意义和应用价值的结果^[19~21],但目前尚无以卫星资料揭示强对流活动与平流层-对流层交换相互关系的研究。

强对流活动与平流层-对流层关系研究中值得注意的一个方面是强对流云云顶与对流层顶的关系。前者可从卫星云图中提取,后者则可来自探空资料或同化资料,如 NCEP/NCAR 再分析资料、ERA-40 再分析资料。

国内外较为成熟的利用卫星云图提取对流云团常用方法中,一类是基于辐射仪特性和对流云团具有云顶温度较低特征的物理方法,包括阈值分割法和统计频谱法^[22~24],一类是借用数字图像处理技术,以云团边界存在灰度突变的纹理特征为切入点,利用 Fourier 变换、小波变换等提取频率域突变信号^[25]。本文使用的强对流云提取算法是以上两类方法的合成。

2.1 红外与水汽通道亮温特征分析

GMS 5 卫星 VISSR (红外与自旋扫描辐射仪)

① 陈泽宇. 中层大气环流及大气重力波研究综述. 中国科学院大气物理研究所博士后出站报告, 2000, 66~77

长波红外通道 ($10.5\sim 11.5\ \mu\text{m}$) 和水汽通道 ($6.5\sim 7.0\ \mu\text{m}$) 探测原理的差异性可用于提取强对流云。晴空时, 水汽通道约 80% 的辐射来自 $620\sim 240\ \text{hPa}$ 的大气层, 最大辐射贡献在 $400\ \text{hPa}$ 附近, 所以辐射来自对流层中上层大气, 水汽通道亮温比较低。红外通道处于大气窗区, 晴空时接收到的是地表和大气顶发射的长波辐射, 该通道的权重函数大约在 $800\sim 900\ \text{hPa}$ 附近, 红外通道亮温高。因此, 晴空时红外、水汽两通道亮温差很大。有云情况下特别是密闭、厚实、尺度较大的云, 如发展较为旺盛的强对流云, 由于云体遮挡住云下大气辐射, 致使红外通道亮温与云顶表层大气温度相当。此时, 水汽通道亮温亦是云顶和云顶以上水汽辐射的综合结果, 云顶愈高, 云顶以上水汽贡献越少。因此, $400\ \text{hPa}$ 以上可利用红外水汽两通道亮温差相当小的特性来判别强对流云, 特别是云顶波动方差小的情况下^[26]。红外水汽通道亮温差法近年来常被用于强对流云的相关研究和实际业务应用中, 如美国海军研究实验室 Navy Research Lab 海洋气象学分部计算强对流云云顶高度时就利用红外水汽通道亮温差法^[27]提取强对流云。

现以 2000 年 8 月 1 日 12 时(北京时, 下同) 云图为例简述 GMS 5 卫星红外水汽通道亮温差特征。选择云图上 $20^\circ\text{N}\sim 30^\circ\text{N}$ 晴空与有云两区(图略), 分别计算其两通道平均亮温, 晴空区红外通道亮温在 $16\sim 20.5^\circ\text{C}$ 间, 水汽通道亮温在 $-26.5\sim -23.5^\circ\text{C}$ 间, 相差 $41.5\sim 46.5^\circ\text{C}$, 而有云区红外、水汽通道亮温分别在 $-62.5\sim -76.5^\circ\text{C}$ 和 $-62\sim -79^\circ\text{C}$ 间, 亮温差只有 $-6\sim -6.5^\circ\text{C}$ 。对整幅云图应用时空判断法^[28]进行云检测提取出的有云像素中, 云顶红外通道亮温越低红外水汽通道亮温差越小, 如图 1 (T_{IR} 表示红外通道亮温, T_{WV} 表示水汽通道亮温), 统计样本数 (N_s) 为 268392 个, 红外水汽通道亮温差与红外通道亮温的相关系数 (R) 为 0.9384。

2.2 强对流云提取算法

传统方法中常认为云顶红外通道亮温低于 -32°C 意味着对流开始(排除地面温度极低的情况如雪盖表面), -37°C 表示对流发展到旺盛阶段, 小于 -48°C 的区域被视为强对流云最冷区^[29, 30]。本研究所关注的是发展较为旺盛(含水量丰富、动力作用使云体垂直高度高)、厚度很大(云体发射率可视为 1)、接近对流层顶(空间覆盖面广、相邻

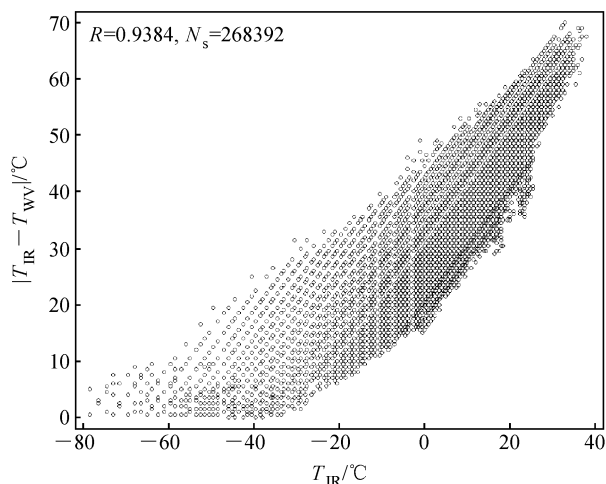


图 1 红外水汽通道亮温差随红外通道亮温的变化

Fig. 1 Brightness temperature difference between infrared and water vapor channels $|T_{\text{IR}} - T_{\text{WV}}|$ vs. brightness temperature of infrared channel T_{IR}

像素温度梯度小) 的强对流云。本着寻找“高、厚、密”强对流云的原则, 首先以红外阈值法(红外通道亮温低于 -32°C) 进行高、冷云检测, 以红外水汽通道亮温差法提取出强对流云, 再以区域平滑滤波技术剔除掉云顶温度梯度较大处的边缘云。

为提高云图质量需平滑图像以减小云图噪声影响, 所采用的均值平滑法如式(1), G 为云图上某点的灰度值, G' 为平滑后的灰度平均值, $k=1$ 表示 9 点均值平滑。

$$G'(m, n) = \frac{1}{(2k+1)(2k+1)} \cdot \sum_{i=-k}^k \sum_{j=-k}^k G(m+i, n+j). \quad (1)$$

考虑到强对流云云顶红外通道亮温 T_{IR} 和水汽通道亮温 T_{WV} 之差的时空差异性, 需对东亚不同地区、不同季节设计合理的红外水汽亮温差阈值作为提取强对流云的判据(见表 1), 具体数值是参考美国海军研究实验室强对流云的选取、强对流云特性本身、GMS 5 红外水汽通道亮温的差异性, 并视最后的提取效果来综合确定的。表 1 中直接使用云图灰度值 $N(0\sim 255)$, 其与黑体辐射亮温 T_b (单位: K) 的转换关系为

$$T_b = N/2 + 188.15. \quad (2)$$

表 1 中 B 区指 45°N 以南、 105°E 以东地区, A 区为 GMS 卫星视场内 ($7^\circ\text{N}\sim 66^\circ\text{N}$, $50^\circ\text{E}\sim 180^\circ\text{E}$) B 区以外的其他地区。 45°N 以北及青藏高原地区冬春季受地形和大气环流影响, 长时间为大片少变低温

表 1 红外水汽通道亮温差法灰度差阈值设计

Table 1 Grayscale difference design used in method of brightness temperature difference between infrared and water vapor channels

区域	灰度差阈值 $ N_{IR} - N_{WV} $			
	春季 (3~5月)	夏季 (6~8月)	秋季 (9~11月)	冬季 (12~2月)
A区	14	12	14	16
B区	12	10	12	14

云系所覆盖。105°E 以西地区水汽含量更为丰富。水汽含量多的情况下红外、水汽通道亮温易接近，因而夏季阈值小于春秋及冬季，南方阈值小于北方。

应用红外阈值法和红外水汽通道亮温差法后，仍有一部分分散而孤立的对流单体，有的云团边界结构松散。强对流云团边界往往具有较大的温度梯度，而对流中心一般较为紧凑。对红外云图应用区域平滑滤波技术可剔除边缘云。强对流云边界内部的亮温较边界外部低，通过比较已提取出的强对流云像素的亮温与经两次区域均值平滑后的平均亮温，从而提取出的低温像素集即为正处于发展过程中及发展到成熟阶段的深厚对流云团。

通过以上步骤，提取出了接近对流层顶“高、厚、密”强对流单体及强对流复合体即连续强对流云像素的集合。由于云上大气衰减减小，可忽略不计。每小时 1 次的卫星云图上强对流云团总个数、各云团的大小和位置、最冷云像素（即每一个云团中最冷像素点）的云顶温度和位置等特征量均同步计算出来。图 2 为 2000 年 8 月 9 日 08 时强对流云提取个例。整幅云图的 111 个强对流云团中第 45 个是位于 (28°N, 127°E) 附近的台风云系，它由 586 个像素组成，最冷云顶温度 -75℃，强对流云团平均云顶温度为 -66.10℃。本文所用 GMS 5 卫星资料的空间分辨率为 12 km×12 km，等积投影，这一近圆形台风云系的直径约 2°~3°，即 200~300 km。

3 东亚强对流云的季节变化

为研究不同地区不同下垫面大气环流形势影响下东亚强对流云时空变化的规律，本文以 45°N、36°N、27°N、21°N、100°E 和 120°E 将整个 GMS 5 卫星视场分为 10 个子地区（如图 3）。分区依据为：

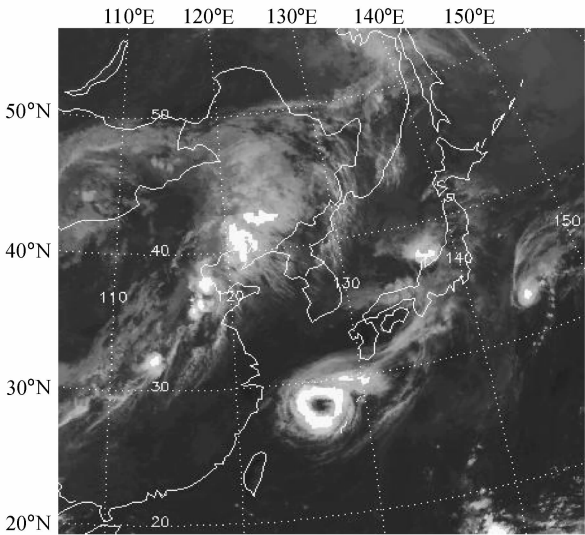


图 2 2000 年 8 月 9 日 08 时（北京时）强对流云提取个例
Fig. 2 Deep convective cloud case at 0800 LST 9 Aug 2000

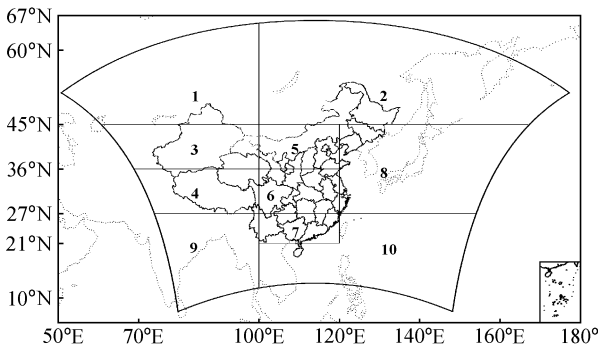


图 3 GMS 5 卫星视场内东亚 10 个子地区的空间分布
Fig. 3 Distribution of 10 sub-regions in GMS 5 field of view (FOV)

45°N 以北第 1、2 区冬春季常受西风带及绕极环流影响存在着大尺度天气云系，与以南地区云特征（云状、云高、云厚甚至云的微观特征）很不相同，强对流云特征 45°N 南北差异性较大。36°N 南北存在海拔差异，北侧为盆地南侧为高原。27°N、21°N、120°E 是根据海陆差异进行分区的。100°E 东西地形迥异、云的气候特征差异很大。

本节应用前一节提取强对流云的算法分析 2000 年各月月平均强对流云顶温度（单位：℃）和强对流云发生频率（%）的季节变化特征，后者指图 3 各子地区及 GMS 5 卫星视场全区强对流云像素数占该区总像素数的比例。

3.1 东亚 GMS 5 卫星视场内强对流云的季节变化

东亚强对流云云顶温度夏低冬高（如图 4），一年只有一个峰值和一个谷值，分别出现在冬季 1 月

和夏季 8 月，春季云顶温度高于秋季。强对流云自 3、4 月发生频率逐渐增加，到 7、8 月达峰值后缓慢下降，季节变化特征为夏高冬低型，与温度的季节变化相反。

3.2 东亚 10 个子地区强对流云的季节变化

图 3 中东亚 10 个子地区强对流云云顶温度、

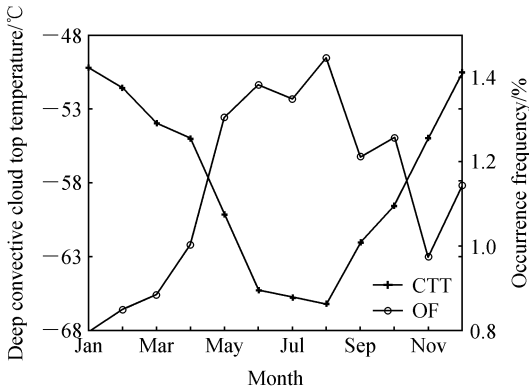


图 4 2000 年 GMS 5 卫星视场内强对流云云顶温度 (CTT) 及强对流云发生频率 (OF) 的季节变化

Fig. 4 Seasonal variation of deep convective cloud top temperature (CTT) and its occurrence frequency (OF) in GMS 5 FOV in 2000

发生频率的季节变化如图 5。强对流云云顶温度的季节变化为，除第 3 区夏季略高于冬、春、秋外，其他地区均为夏低冬高，第 4、6、8 区季节变化尤其较大，第 1、5 区季节变化不明显。强对流云发生频率除第 4 区青藏高原的季节变化呈双峰 (2、7 月) 双谷 (10、5 月) 型外，其他地区均基本为单峰单谷型， 36°N 以北陆上夏低冬高，第 5 区季节变化小， 36°N 以南除第 8 区 3、4 月强对流发生频率略大于其他月份外，第 6、7、9、10 区夏高冬低，后两区季节变化更大一些。将描述强对流活动的两参数结合起来分析发现， 36°N 以北第 1、2、5 区及第 8 区强对流云云顶温度和发生频率季节变化同位相，6、7、8 月云顶温度最低、发生频率低， 36°N 以南第 4、6、7、9、10 区两参数的季节变化位相基本相反，夏季强对流发生机率大且云顶温度低。

不同地区导致强对流云云顶温度季节变化基本为夏低冬高的原因有所不同。 36°N 以南地区强对流云活跃程度与云顶温度反相关，夏季一旦有强对流触发机制和水汽供应充分的条件，云一般能够得到充分发展，云顶温度极低。由西北太平洋及孟加

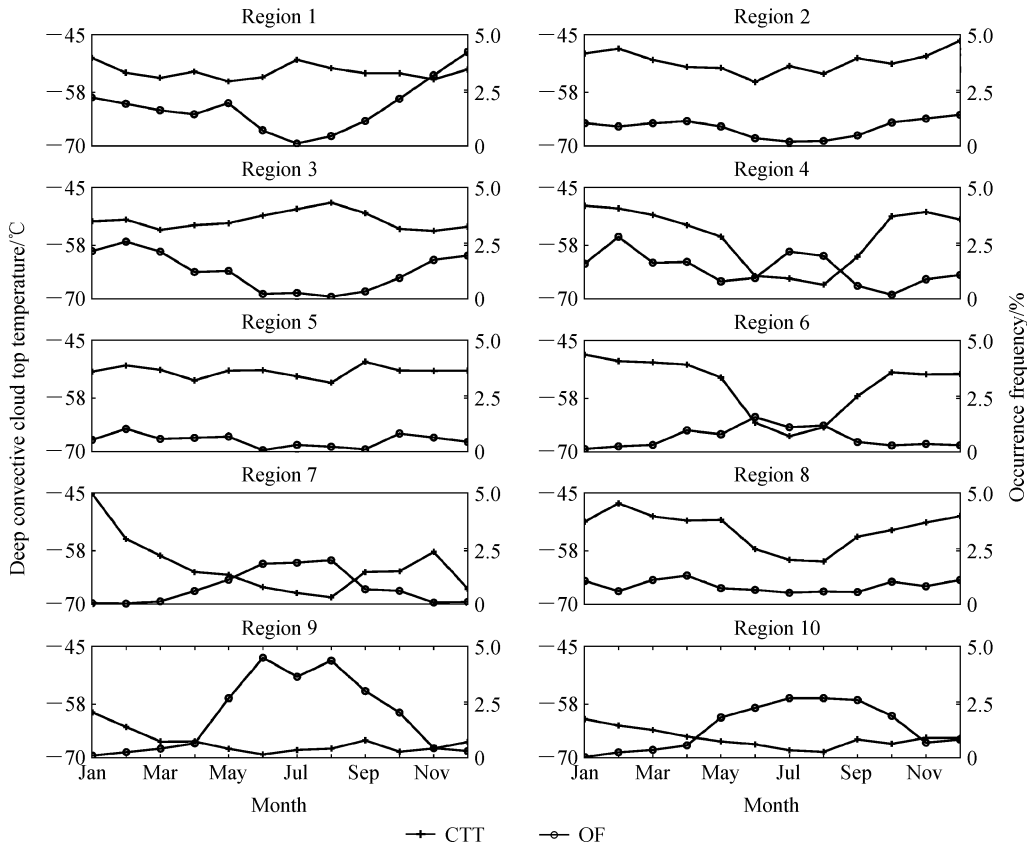


图 5 2000 年图 3 所有子地区强对流云云顶温度及发生频率的季节变化

Fig. 5 Seasonal variation of deep convective cloud top temperature and its occurrence frequency in all sub-regions of Fig. 3 in 2000

拉湾移来的热带风暴、青藏高原西风带气流爬坡产生的动力扰动形成对流及其东传是造成这些地区强对流云爆发频繁、云顶温度低的主要原因。 36°N 以北强对流云云顶温度同样有夏低冬高的季节变化特征,但夏季发生频率相对较低并非主要原因,此时强对流云的确能够随对流层顶上升发展到高于其他季节的高度上,但对流层平均温度是决定对流层顶气候场形成的一个主要因子,作为强对流云的环境背景温度场,对流层平均温度夏季高于冬季,中高纬地区强对流云云顶温度与对流层平均温度之间的保守性比热带地区更强,因此 36°N 以北地区强对流云云顶温度夏季不很低,同时云顶温度年较差也远小于较低纬度地区。这也是造成第 3 区强对流云云顶温度自 3 月起持续略升至 8 月达峰值后缓慢下降,具有夏高冬低型特殊季节变化的主要原因。

强对流云发生频率高只能说明某区某月有强对流容易发生发展的条件且能够维持相当长的时间,但云顶温度不一定很低,它取决于对流发展程度及对流层平均温度。第 4 区青藏高原强对流云发生频率双峰双谷的季节变化中 2、3 月强对流云发生频繁,而云顶温度并不低的原因即在于此。同理,第 1、2 区 12、1 月受北方大尺度天气系统影响,强对流云发生频率远高于其他季节,季节变化幅度相当大,也是冬季对流层平均温度低且对流发展得并不旺盛的综合结果。第 2 区强对流云发生频率的 2~11 月季节变化极小。

国内学者^[19~21, 30] 注重于夏季东亚部分地区中尺度对流系统的相关研究,与本文所得到的东亚强对流云时空分布和季节变化规律部分结论是一致的,而本文的研究更系统化,弥补了国内外相关工作的不足。

4 东亚对流层顶高度的季节变化

从强对流活动与平流层-对流层交换的关系来看,同时需要关心的是对流层顶的季节变化特征。本文对流层顶资料来源于业务高空测站无线电探空仪的观测,各站一日 2 次探空分别在 08 时和 20 时。2000 年东亚 GMS 5 卫星视场内 278 个高空测站中 08 时、20 时每一时次各月有效探空廓线数在 20 条以上、全年有 10 个有效月份以上的站点有 92 个 ($21^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $73^{\circ}\text{E}\sim 149^{\circ}\text{E}$) (如图 6)。由于 45°N 以北和 27°N 以南站点较少,为便于结合分析

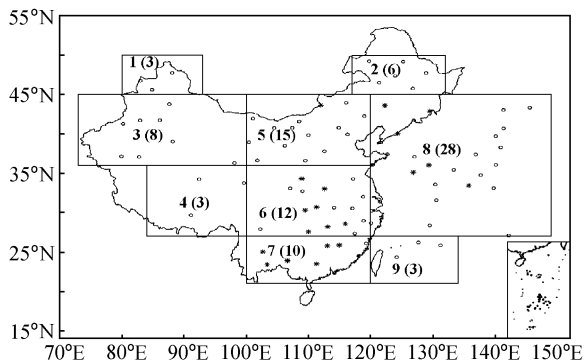


图 6 东亚 9 个子地区及 92 个高空测站的空间分布 (括号中为该子地区的高空测站数)

Fig. 6 Distribution of 9 sub-regions and 92 sounding stations in East Asia (the station number in each sub-region is shown in the brackets)

强对流云时空分布特征,将图 3 的 10 个子地区重设为图 6 的 9 个子地区,设定分区方案时综合考虑了强对流云和对流层顶。 45°N 以北热带对流层顶基本不出现, 36°N 以北全年各月均出现极地对流层顶^[6]。本文最后的结果与各子地区高空测站数量、位置的地理分布有关。文中第 4、5 节的“东亚全区”指图 6 中 9 个子地区的集合。

对流层顶是对流层到平流层的过渡层,标志着温度递减率从对流及湍流混合的对流层(温度随高度递减)到层结稳定的平流层(温度随高度不变或递增)。

对流层顶的位置根据对流层顶的不同定义,由大气温度场、气压场、位势涡度场或臭氧含量的空间分布予以确定。1957 年,世界气象组织基于早期的大气结构模型中对流层和平流层是由一不连续面分开的假设,对对流层顶的热力学定义为: 500 hPa 等压面以上温度递减率等于或小于 $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 的最低高度,而且在此高度以上 2 km 气层内温度平均递减率不超过 $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。在此高度以上,若某一高度与其上部 1 km 气层内所有高度之间的平均温度递减率小于 $3^{\circ}\text{C}/\text{km}$,就被定义为“第二对流层顶”。同样,可确定更高的对流层顶。

中纬度地区多个对流层顶同时出现的情况比较普遍。狭义上说,热力学对流层顶的定义根据温度廓线又分为两类,热带对流层顶高度约在 100 hPa 附近,极地对流层顶高度约在 200 hPa 附近。 $20^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 对流层顶断裂区中常有二者同时出现的情况(如图 7a),称为“复合对流层顶”,这里急流、锋面

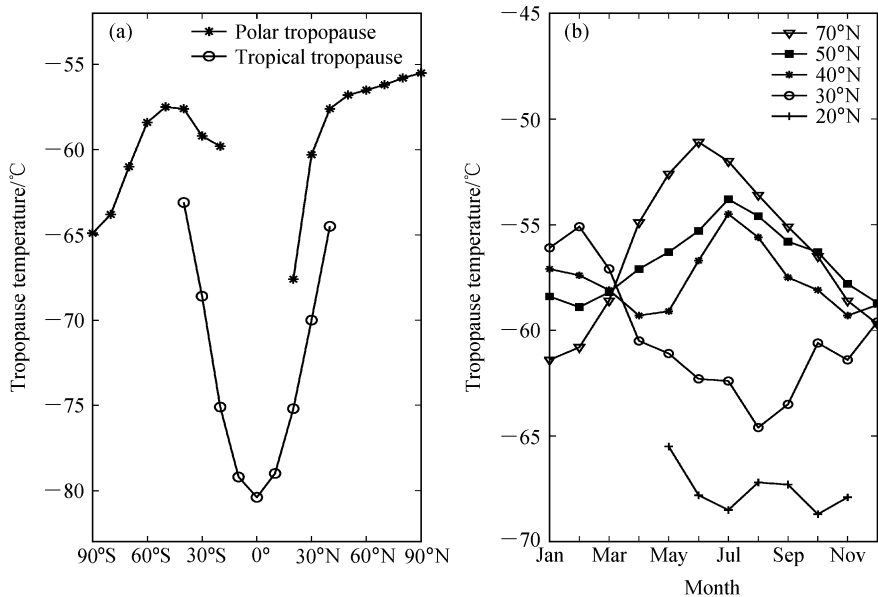


图 7 全球各纬度平均的极地/热带对流层顶温度 (a) 和极地对流层顶温度的季节变化 (b) (引自文献[1])
Fig. 7 Zonal mean of polar/tropical tropopause temperature (a) and seasonal variations of polar tropopause temperature (b) (from reference [1])

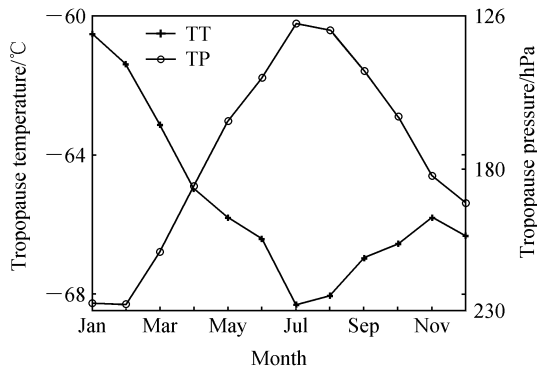


图 8 2000 年图 6 中 9 个子地区所覆盖的全部空间范围内 (ALL) 对流层顶温度 (TT) 及对流层顶气压 (TP) 的季节变化
Fig. 8 Seasonal variations of tropopause temperature (TT) and tropopause pressure (TP) in all sub-regions of Fig. 6 in 2000

系统频繁。本文关注的是发展到对流层顶附近的强对流云及其与对流层顶的关系, 因此只选取最低层即“第一对流层顶”, 东亚 27°N 以北各子地区极地对流层顶特征更为明显。

4.1 东亚对流层顶高度的季节变化

图 8 所示东亚 2000 年对流层顶高度的季节变化特征为, 对流层顶温度与对流层顶气压为单峰单谷型, 二者季节变化位相相同, 峰值均出现在对流层顶最低的 1 月, 此时对流层顶气压和温度最高, 由冬至夏对流层顶逐渐升高, 对流层顶气压和温度

相应降低, 至 8 月对流层顶最高时对流层顶气压和温度达最低值, 之后缓慢上升。下垫面的性质、下垫面的增温和热量的垂直输送、盛行环流条件都会影响对流层平均温度及对流层顶等高线的配置, 同时对流层顶高度取决于对流层平均温度, 这就是对流层顶气候场发生季节变化的原因。

4.2 东亚 9 个子地区对流层顶高度的季节变化

图 6 中东亚 9 个子地区对流层顶气压的季节变化如图 9, 均为夏低冬高的单峰单谷型, 而对流层顶温度的季节变化在 45°N 南/北与对流层顶气压反/正位相, 可见“高对流层顶对应低温”和“低对流层顶对应高温”的关系并不是始终成立的。按流体静压力定义, 气压代表单位水平面积上所在高度以上气柱的大气质量。各区对流层顶气压的季节变化实际上体现对流层顶高度的季节变化。

东亚大部分地区夏季随对流层顶升高, 对流层顶温度下降。45°N 以北第 1、2 区之所以例外, 夏季对流层顶尽管高度略升但温度亦略升, 原因分析如下: 尽管夏季对流层顶高度升高, 但整个对流层增温程度显著, 这个程度超过由于对流层顶上升而引起的降温程度, 所以夏季对流层顶温度甚至略高于其他季节^[1]。这一结果同时也与极地对流层顶温度的季节变化一致, 40°N 以北全年盛行极地对流层顶, 可参考图 7b 40°N、50°N、70°N 纬度平均的

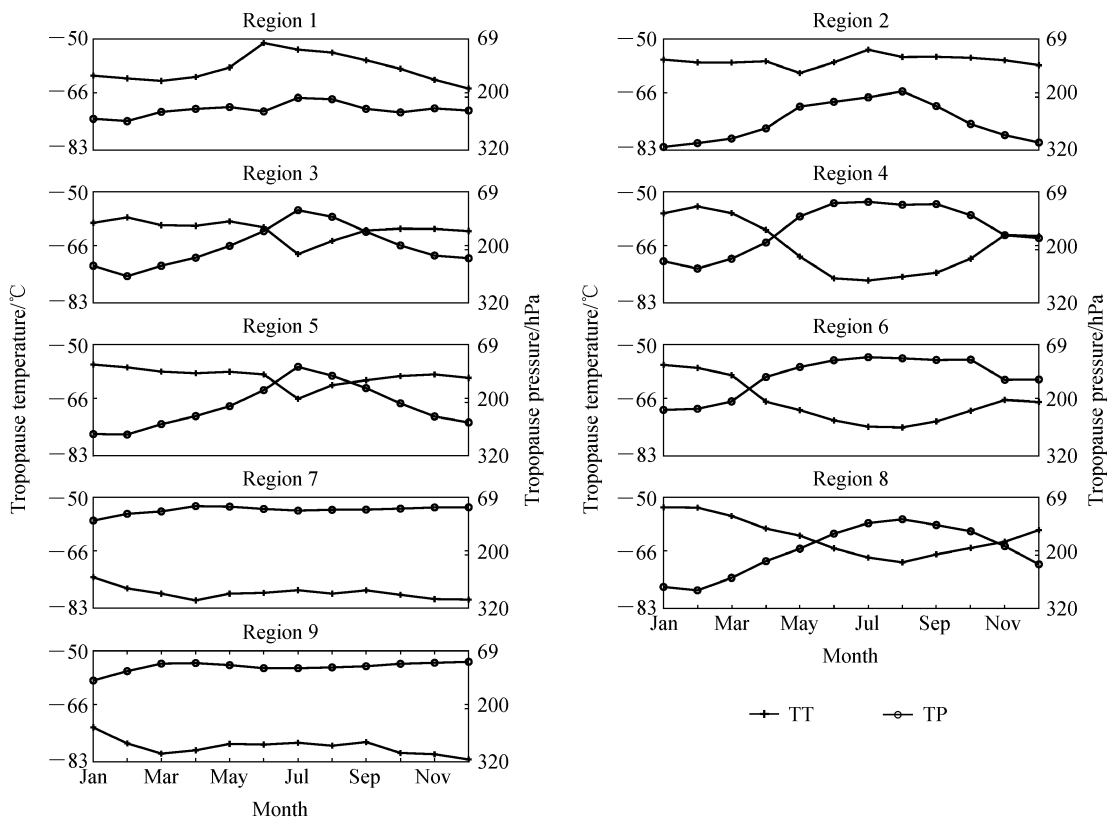


图9 2000年图6中9个子地区对流层顶温度及对流层顶气压的季节变化

Fig. 9 Seasonal variations of tropopause temperature and tropopause pressure in 9 sub-regions of Fig. 6 in 2000

对流层顶温度的季节变化。导致第1、2区对流层顶温度夏季高于冬季的另一重要原因在于, 40°N 以北地区夏季对流层顶温度同时是由平流层温度所控制的, 这里平流层平均温度的季节变化规律为夏季高于冬季。由于导致平流层温度升高的臭氧, 其纬向平均分布为从极地到赤道逐渐降低, 40°N 以南地区平流层温度低于高纬度地区, 因此这里的对流层顶温度主要依赖于对流层温度。 27°N 以南第7、9区对流层顶季节变化很小, 冬季1、2月对流层顶高度略低, 表现为对流层顶温度/气压比其余月份略高。东亚各子地区对流层顶的季节变化规律与前人的结论^[1, 10]是一致的, 暖半年(4~9月)对流层顶温度从高纬向低纬方向递减, 副热带地区递减最为剧烈, 温度变化超过 10°C , 6、7月变化最大, 从10月到12月对流层顶温度在 $50^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 最高并向低纬(和极地)递减, 但由于东亚地形复杂(地势及海陆差异), 本文各子地区并不具有一般情况下北半球1~3月对流层顶温度从高纬向低纬方向递增的趋势。 27°N 以北地区具有更为明显

的极地对流层顶特征。

5 东亚强对流云与对流层顶的关系

强对流云云顶温度 CTT (Cloud Top Temperature, 图5实线) 与对流层顶温度 TT (Tropopause Temperature, 图8实线)、对流层顶气压 TP (Tropopause Pressure, 图8带圆点实线) 的季节变化相关性很强, 可从东亚10个子地区强对流云活动的季节变化(图5)和对流层顶高度的季节变化(图8)中看出。由于提供对流层顶数据的高空测站空间分布不均, 本节的“东亚”指图6中9个子地区。为进一步说明强对流发展到接近对流层顶的程度, 同时也分析了有别于其他学者的另一参数——强对流云最冷云云顶温度 CCTT (the Coldest Cloud Top Temperature) 的季节变化。

图10为东亚2000年强对流云云顶温度、强对流云最冷云云顶温度与对流层顶温度、对流层顶气压的季节变化。强对流云云顶温度与对流层顶温度之差是表征强对流接近对流层顶程度的指标之一。

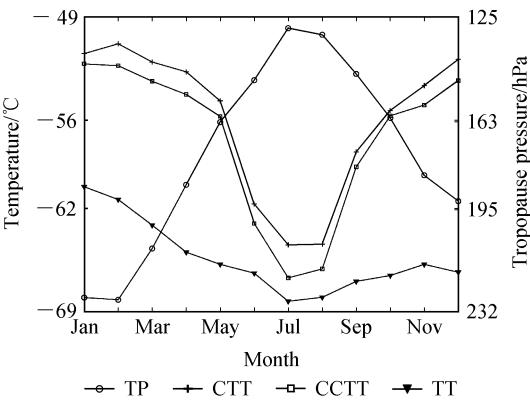


图 10 2000 年图 6 中所有子地区强对流云云顶温度、最冷云云顶温度、对流层顶温度及对流层顶气压的季节变化
Fig. 10 Seasonal variations of deep convective cloud top temperature, the coldest cloud top temperature, tropopause temperature and tropopause pressure in all sub-regions of Fig. 6 in 2000

由图 10 可见,在本文时间平均和区域平均概念上所得的具体数据表明,强对流云的发展完全被对流层顶所抑制。强对流云云顶总是位于对流层顶之下几公里处。而强对流云最冷云云顶穿越对流层顶的情况需要分析具体个例。就季节变化而言,强对流云云顶温度与对流层顶温差夏季 7、8 月最小(分别为 3.83℃、3.62℃),云顶最接近对流层顶,冬季温差最大(12 月达 14.50℃),秋春介于夏秋两季之间。而对流层顶与最冷云云顶的温差稍小些,2000 年 7、8、12 月分别为 1.59℃、1.93℃、13.04℃。强对流云最冷云云顶温度与强对流云云顶温度之差 6、7、8 月最大,5、9、10 月最小。

图 11a、b 为上述四参数(CTT、CCTT、TT、TP)季节变化的两两比较。36°N 以南地区相关性好于其北部地区,青藏高原所在的第 4 区相关性相当高。36°N 以南第 4、6、7、9 区强对流云云顶温度与对流层顶温度差值较大,对流层顶比强对流云云顶更高,强对流云云顶温度的季节变化受热带、副热带强对流活动强烈影响。45°N 以北的第 1、2 区强对流云更接近对流层顶,强对流活动、对流层顶受北半球中高纬大气环流形势和中尺度天气系统影响显著,夏季尽管对流层顶升高(对流层顶气压下降),但对流层平均温度高。

第 3 和第 5 区 7 月对流层顶抬升后强对流云云顶温度并未随之迅速降低,而强对流云最冷云云顶温度能够发展到更接近对流层顶处。第 1 区 1 月、第 2 区 1、7 月、第 7 区 3、11 月强对流云最冷云

顶温度高于强对流云云顶温度,原因在于,某一时刻整个强对流云云团覆盖了包括所研究子地区在内的邻近子地区,而最冷云像素未出现在所研究子地区,因此,统计计算时就出现了强对流云最冷云云顶温度有效值不在所研究子地区内的问题。第 7 区范围小,1、2 月强对流云极少,仅出现于 1 月 7 日 14 时和 2 月 18 日 11 时,因此图 11 中强对流云云顶温度值仅具参考意义,同时由于最冷云像素不位于第 7 区,因此无 1、2 月强对流云最冷云云顶温度值。

东亚全区 2000 年强对流云云顶温度(CTT)与对流层顶温度(TT)月均值的相关性达 0.757,与对流层顶气压(TP)月均值的相关性达 0.901(见表 2)。图 6 中各子地区相应的相关系数亦在表 2 中列出,第 4、6、7、8 区相关性明显好于其他地区。第 2 区强对流云云顶温度与对流层顶温度反相关程度不大,第 3 区反相关性比较强。第 1、3 区强对流云云顶温度与对流层顶气压存在着反相关性,原因如第 4、5 节所述。

这里全区月平均强对流云云顶温度区域平均的概念是相对于各区平均有效像素(指有强对流发生的像素)而言的,而不是 9 个子地区的直接平均。区域面积大的子地区在进行全区统计时贡献更大,权重值取决于该子地区的强对流有效像素数。表 2 中相关系数描述月均值即季节变化的相符合程度,

表 2 图 6 中 9 个子地区 2000 年强对流云云顶温度 CTT 与对流层顶温度 TT、对流层顶气压 TP 季节变化的相关性
Table 2 The correlation of seasonal variations of deep convective cloud top temperature and tropopause temperature/pressure in 9 regions of Fig. 6 in 2000

子地区	$R(\text{CTT}-\text{TT})^*$	$R(\text{CTT}-\text{TP})^{**}$
1	0.698	-0.445
2	-0.130	0.810
3	-0.595	-0.760
4	0.878	0.829
5	0.371	0.327
6	0.822	0.752
7	0.666	0.792
8	0.850	0.852
9	0.256	0.489
ALL	0.757	0.901

注: * 强对流云云顶温度与对流层顶温度间的相关系数; ** 强对流云云顶温度与对流层顶气压间的相关系数。

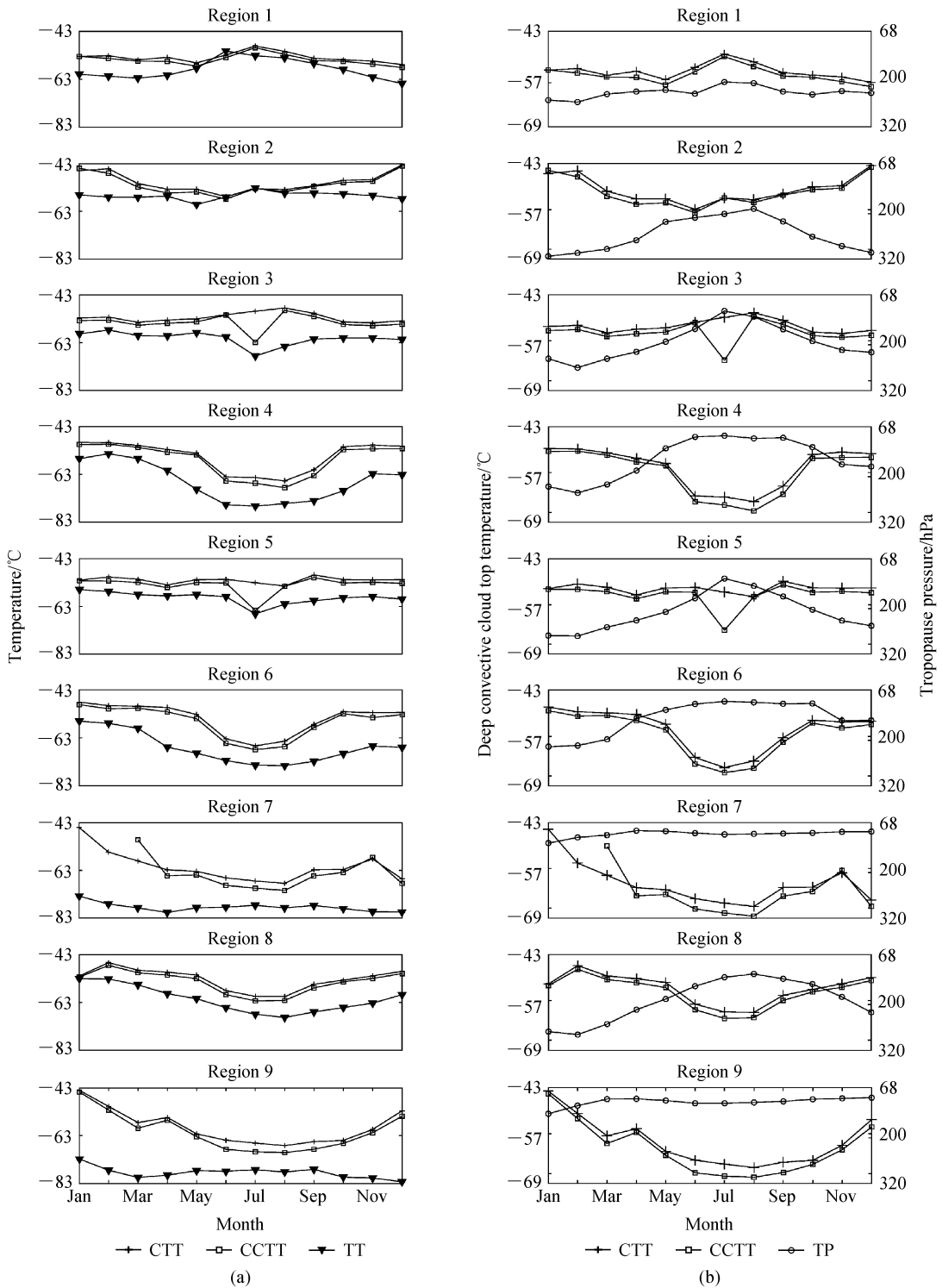


图 11 2000 年图 6 中 9 个子地区强对流云云顶温度、最冷云云顶温度与对流层顶温度 (a) / 对流层顶气压 (b) 的季节变化
Fig. 11 Seasonal variations of deep convective cloud top temperature, the coldest cloud top temperature and tropopause temperature (a) / tropopause pressure (b) in nine sub-regions of Fig. 6 in 2000

全区相关系数值比各子地区相关系数高的情况是合理的。

各子地区 2000 年对流层顶与强对流云云顶温

差、与最冷云云顶温差列于表 3, 36°N 以南地区对流层顶温度比强对流云云顶温度低 7℃ 以上, 华南所在第 7 区和高原所在第 4 区温差最大, 45°N 以

表 3 图 6 中 9 个子地区 2000 年强对流云云顶温度 CTT、最冷云云顶温度 CCTT 与对流层顶温度 TT 之差

Table 3 The differences between deep convective cloud top temperature/the coldest cloud top temperature and tropopause temperature in 9 regions of Fig. 6 in 2000

子地区	$T(\text{CTT}-\text{TT})^*/^{\circ}\text{C}$	$T(\text{CCTT}-\text{TT})^{**}/^{\circ}\text{C}$
1	4.93	3.94
2	5.66	4.87
3	8.82	6.70
4	10.79	9.33
5	7.41	5.41
6	12.12	10.67
7	16.96	14.36
8	8.38	7.14
9	19.17	17.06
ALL	9.42	8.13

注：* 强对流云云顶温度与对流层顶温度之差；** 强对流云最冷云云顶温度与对流层顶温度之差。

北地区温差最小。对流层顶温度比强对流云云顶温度平均低 9.42℃，比最冷云云顶温度低 8.13℃。与前人关于接近对流层顶附近云的个例研究^[1]有所不同，这些定量结果是在区域平均和时间平均的情况下得到的。尽管大多数情况下卷云、卷层云、浓积云和积雨云的云顶位于对流层顶下界±300 m 厚度中，有时也出现短时段内穿透对流层顶的云，但平均而言冬季云顶在对流层顶下方 6~7 km、秋季在 2 km 左右的一般结论与本文的结果还是相当符合的。

综上，强对流的发展极大地受到对流层顶的制约作用。在动力、热力平衡的条件下，当向上动力输送作用占主导时，发展旺盛的强对流云可接近对流层顶，由于这里大气层结稳定，对流层顶这一特殊的准刚体“盖”把空气限制在一定范围内。积云、高云穿透对流层顶的情况并不多，绝大多数情况下强对流活动集中在对流层顶以下几公里内，强对流云云顶温度高于对流层顶温度，强对流云最冷云云顶温度更接近于对流层顶温度。另外，在一定时空尺度和特定环流型下受高空槽脊配置及其运动的作用，强对流活动通过调节大气热力状态成为影响对流层顶气压和温度场型分布的重要因子之一。这方面的工作需通过多个个例分析进行。

6 结论

红外水汽通道亮温差法结合红外阈值法和区域

平滑滤波技术提取强对流云的算法是本文进行强对流活动及其季节变化研究的基础，这一算法适合于以“高、厚、密”强对流云作为研究对象，即接近对流层顶（高）、云底水汽供应充足、云层的透过率小（厚），云缝少且小、云层发射率大（密）的强对流云。

通过分别讨论 2000 年东亚 GMS 5 卫星视场内（7°N~66°N，50°E~180°E）强对流云活动和对流层顶高度的季节变化，探讨了二者之间的关系，东亚大部分地区强对流云云顶温度与对流层顶温度、对流层顶气压的季节变化存在较高的相关性。本文主要结论如下：

（1）东亚强对流云云顶温度夏季最低、冬季最高，季节变化具有标准的全年单峰单谷型。36°N 以北地区和黄海、日本及其以东洋面地区夏季强对流云发生频率低于冬季，以南地区夏季频繁得多。

（2）由冬春至夏秋东亚对流层顶高度升高，对流层顶气压夏季最低、冬季最高，春秋两季介于冬夏之间，且春季略高于秋季。45°N 以南地区对流层顶温度与对流层顶气压的季节变化一致，夏季对流层顶气压最低、温度最低；以北地区夏季对流层顶气压最低但对流层顶温度略高于冬季，由对流层增温程度超过因对流层顶高度上升导致的降温程度引起。27°N 以南滇桂粤闽、台湾及其以东洋面地区对流层顶季节变化很小。

（3）东亚 GMS 5 卫星视场内强对流云云顶温度与对流层顶温度相关性达 0.757，与对流层顶气压相关性达 0.901，36°N 以南地区比以北地区相关性更高。对流层顶温度比强对流云云顶温度平均低 9.42℃，比强对流云最冷云云顶温度低 8.13℃，对流层顶的这种制约作用秋冬大于春夏，36°N 以南地区大于以北地区。

致谢 北京大学物理学院大气科学系毛节泰教授提供了 GMS 5 卫星资料 and 进行晴云检测的时空判断法。东亚地区对流层顶数据由国家气象信息中心气象资料室提供。与空军第七研究所白洁博士、中国科学院大气物理研究所陈泽宇博士就强对流云提取算法、强对流云与对流层顶关系进行的讨论使本人受益匪浅。特此致谢。

参考文献 (References)

[1] Маховер 3 М. 对流层顶气候学. 张贵银, 廖寿发译. 北京: 气象出版社, 1983
Maxover 3 M. *Tropopause Climatology* (in Chinese). Translated by Zhang Guiyin, Liao Shoufa. Beijing: China

- Meteorological Press, 1983
- [2] Hoerling M P, Schaack T K, Lenzen A J. Global objective tropopause analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 1991, **119**: 1816~1831
- [3] Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. Stratosphere-troposphere exchange. *Reviews of Geophysics*, 1995, **33** (4): 403~439
- [4] Hoinka K P. Statistics of the Global Tropopause Pressure. *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**: 3303~3325
- [5] 孙淑清, 陈隆勋, 叶笃正. 平流层和对流层环流的相互作用. 见: 陶诗言. 平流层大气环流及太阳活动对大气环流影响的研究. 北京: 科学出版社, 1964. 1~17
Sun Shuqing, Chen Longxun, Ye Duzheng. The interaction of stratosphere and troposphere. *Study on the Effect of Atmospheric Circulation in Stratosphere and Solar Activity on Atmospheric Circulation* (in Chinese), Tao Shiyan, Ed. Beijing: Science Press, 1964. 1~17
- [6] 中央气象局. 中国高空气候. 北京: 科学出版社, 1975
National Meteorological Administration. *Upper-Air Climate in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1975
- [7] 田荣湘. 大气环流变化时南北半球、东西半球对流层与平流层研究. 浙江大学学报(理学版), 2000, **27** (1): 84~91
Tian Rongxiang. Seasonal variation of global atmospheric circulation in troposphere and some relationships. *Journal of Zhejiang University* (Sciences Edition) (in Chinese), 2000, **27** (1): 84~91
- [8] 丛春华, 李维亮, 周秀骥. 青藏高原及其邻近地区上空平流层-对流层之间大气的质量交换. 科学通报, 2001, **46** (22): 1914~1918
Cong Chunhua, Li Weiliang, Zhou Xiuji. Atmospheric exchange of Qinghai-Tibet Plateau and the place around. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2001, **46** (22): 1914~1918
- [9] 吕达仁, 陈洪滨. 平流层和高层大气研究的进展. 大气科学, 2003, **27** (4): 750~769
Lü Daren, Chen Hongbin. Advances in middle atmosphere physics research. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (4): 750~769
- [10] 李国辉, 吕达仁, Tie X X. 对流层顶变化对上对流层/下平流层臭氧分布的影响. 空间科学学报, 2003, **23** (4): 269~277
Li Guohui, Lü Daren, Tie X X. The impact of tropopause variation on ozone distribution in upper troposphere/lower stratosphere. *Chinese Journal of Space Science* (in Chinese), 2003, **23** (4): 269~277
- [11] 杨健, 吕达仁. 2000 年北半球平流层、对流层质量交换的季节变化. 大气科学, 2004, **28** (2): 294~300
Yang Jian, Lü Daren. Diagnosed seasonal variation of stratosphere-troposphere exchange in the northern hemisphere by 2000 data. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28** (2): 294~300
- [12] 王庚辰, 孔琴心, 陈洪滨. 北京地区对流层顶变化及其对上对流层/下平流层区域臭氧变化的影响. 大气科学, 2006, **30** (4): 587~595
Wang Gengchen, Kong Qinxin, Chen Hongbin. Variation of the tropopause height and its influence on ozone variation in upper troposphere/lower stratosphere over Beijing. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (4): 587~595
- [13] 陈洪滨, 卞建春, 吕达仁. 上平流层-下对流层交换过程研究的进展与展望. 大气科学, 2006, **30** (5): 813~820
Chen Hongbin, Bian Jianchun, Lü Daren. Advances and prospects in the study of stratosphere-troposphere exchange. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (5): 813~820
- [14] Gettelman A, Salby M L, Sassi F. Distribution and influence of convection in the tropical tropopause region. *Journal of Geophysical Research*, 2002, **107** (D10), 4080, doi: 10.1029/2001JD001048
- [15] Dessler A E, Sherwood S C. Effect of convection on the summertime extratropical lower stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, 2004, **109** (D23), D23301, doi: 10.1029/2004JD0052094
- [16] Liu Chuntao, Zipser E J. Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause. *Journal of Geophysical Research*, 2005, **110** (D23104), doi: 10.1029/2005JD006063
- [17] Setvák M, Rabin R M. MODIS Observations of Deep Convective Cloud Tops. The 2003 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Weimar, Germany, 29 Sept-3 Oct 2003
- [18] Kim H, Dessler A E. Observations of convective cooling in the tropical tropopause layer in AIRS data. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 2004, **4**: 7615~7629
- [19] Ma Yu, Wang Xu, Tao Zuyu. Geographic distribution and life cycle of mesoscale convective system in China and its vicinity. *Progress in Natural Science*, 1997, **7** (5): 583~589
- [20] 陶祖钰, 王洪庆, 王旭, 等. 1995 年中国的中- α 尺度对流系统. 气象学报, 1998, **56** (2): 166~177
Tao Zuyu, Wang Hongqing, Wang Xu, et al. A survey of meso- α -scale convective systems over China during 1995. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1998, **56** (2): 166~177
- [21] 郑永光, 朱佩君, 陈敏, 等. 1993~1996 黄海及其周边地区 MaCS 的普查分析. 北京大学学报(自然科学版), 2004, **40** (1): 66~72
Zheng Yongguang, Zhu Peijun, Chen Min, et al. Meso- α -scale convective systems over Yellow Sea region during summers of 1993-1996. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis* (in Chinese), 2004, **40** (1): 66~72
- [22] 白洁, 王洪庆, 陶祖钰. GMS 卫星红外云图强对流云团的识别与追踪. 热带气象学报, 1997, **13** (2): 158~167

- Bai Jie, Wang Hongqing, Tao Zuyu. Recognition and tracing of severe convective cloud from IR images of GMS. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 1997, **13** (2): 158~167
- [23] Csekits C, Zwatz V M, Jann A. Automatic Detection Of Convective Cells—A Nowcast Module At The Austrian Meteorological Service. Proceedings of the 2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conference, Italy, May, 2000
- [24] Doelling D R, Gambheer A V, Stassi J C, et al. Deep Convective Cloud Calibration. 29th CERES Science Team Meeting, Hampton, Virginia, November 17–18, 2003
- [25] 李汇军, 孔玉寿. 应用连续小波变换提取对流云团. 解放军理工大学学报(自然科学版), 2005, **6** (2): 181~186
Li Huijun, Kong Yushou. To fetch convective cloud cell with continuous wavelet transaction method. *Journal of PLA University of Science and Technology* (Natural Science Edition) (in Chinese), 2005, **6** (2): 181~186
- [26] 李浩, 余怒涛, 廖仿玉. 影响 GMS-5 多通道亮温差的因子初探. 解放军理工大学学报(自然科学版), 2001, **2** (4): 78~81
Li Hao, Yu Nutao, Liao Fangyu. Primary study on elements effected on brightness temperature difference in GMS-5. *Journal of PLA University of Science and Technology* (Natural Science Edition) (in Chinese), 2001, **2** (4): 78~81
- [27] Schmetz J, Tjemkes S A, Gube M, et al. Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT. *Advances in Space Research*, 1997, **19**: 433~441
- [28] 毛节泰, 王美华, 毛亚莉, 等. 中国地区天文夜晴空概率分布. 天体物理学报, 1999, **19** (4): 432~446
Mao Jietai, Wang Meihua, Mao Yali, et al. Probability distribution of clear astronomical night in China. *Acta Astrophysica Sinica* (in Chinese), 1999, **19** (4): 432~446
- [29] 卢乃锰, 吴蓉璋. 强对流降水云团的云图特征分析. 应用气象学报, 1997, **8** (3): 269~275
Lu Naimeng, Wu Rongzhang. Strong convective cloud characteristics derived from satellite cloud picture. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 1997, **8** (3): 269~275
- [30] 贺新强, 陈受钧, 郑永光. 东亚夏季对流云顶黑体辐射温度的频率分布及其日变化. 热带气象学报, 2003, **19** (1): 53~60
He Xinqiang, Chen Shoujun, Zheng Yongguang. Geographic distribution and diurnal variation of the frequency of convective cloud-top blackbody temperature over eastern Asia summer. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 2003, **19** (1): 53~60