

北半球春季大气臭氧变化特征及其 对大气温度和环流场的影响*

朱乾根 郭品文

(南京气象学院, 南京 210044)

提 要

该文利用美国1978~1993年TOMS臭氧资料以及NCEP提供的全球再分析资料,研究北半球大气臭氧变化特征及其对大气温度和环流的影响。研究表明1987年前后北半球40°N以北的中高纬地区春季大气臭氧柱总量的趋势变化存在明显的突变,大部分地区突然减少,与其相对应的对流层(平流层)平均温度突然升高(降低),300 hPa(30 hPa)层位势高度也突然增高(下降)。但是在北大西洋北部和哈德逊湾地区大气臭氧柱总量却突然增加,与其相对应的对流层(平流层)平均温度突然降低(升高),300 hPa(30 hPa)位势高度突然下降(增高),平均温度突然升高(降低)1~2°C。研究还表明,大气温度和环流的趋势变化主要是由于大气臭氧的趋势变化所引起。另一方面,在同一地区1979~1992年春季大气臭氧柱总量强弱异常年的大气温度场和环流场的差异也存在相同的分布特征,这一事实进一步说明大气臭氧柱总量的多少是决定大气温度场和环流场差异的重要原因。

关键词: 北半球春季 大气臭氧 大气温度 大气环流

引 言

自从1985年南半球春季极地平流层臭氧洞形成以来,许多作者研究了南半球臭氧变化对南半球气候变化的可能影响。孔琴心等(1996)^[1]对1993年春季南极中山站上空大气臭氧的分析指出,臭氧浓度最大耗减出现在13~23 km之间,该层温度明显下降,17 km高度上观测到-87°C的低温。葛玲等(1993)^[2]研究表明,15年来臭氧层损耗,南极平流层下部显著变冷,对流层变暖,对流层顶气温无显著趋势变化。Kiehl等(1988)^[3]使用NCAR GCM模拟发现,南极臭氧洞的形成可以使南极平流层低层10月的气温比控制试验降低5°C。Cariolle等(1990)^[4]的模拟研究获得了类似的结果。由于臭氧柱总量损耗主要在平流层低层,臭氧损耗时,平流层低层对太阳紫外辐射的吸收减少,进入对流层的辐射增强,从而引起平流层低层降温,对流层增温。温度变化进一步使大气环流发生相应的调整。然而,Jonathan(1993)等^[5]的研究认为,行星波活动减弱也可以使南极臭氧洞加深。吴统文等(1992)^[6]指出,北半球某一地区臭氧柱总量与该地100 hPa经向风密切相关,与100 hPa等压面上北风相对应的是臭氧高值区,与南风相对应的是臭氧低值区。王贵勤等(1987)^[7]的研究也得到相似的结论。因此,大气臭氧与大气环流及大气温度之间具有相互

* 本文由“我国短期气候预测系统”研究项目资助。

1999-07-02收到,1999-12-01收到修改稿。

作用. 但是, 由于大气臭氧洞的形成主要是人类活动所造成的化学原因所导致^[5], 因此, 在他们的相互作用中, 大气臭氧变化应是主动的. 观测研究^[1,2]也指出, 臭氧减少的出现时间略为超前. 有的作者^[8]认为南半球大气臭氧的异常还可以影响到北半球的大气温度和环流异常, 甚至比对南半球的影响还大. 曲绍厚等(1995)^[9]指出, 无论是北半球还是南半球, 近 10 年来大气臭氧总量减少的趋势比 70 年代 10 年减少趋势快得多.

本文所用资料为美国 1978 年 11 月~1993 年 4 月 TOMS 臭氧资料(第七版本)和 NCEP 所提供的全球再分析资料. 在分析方法上, 使用常规合成分析方法并与辐射平衡原理相对照, 研究北半球大气臭氧异常对北半球大气温度和环流异常的影响.

1 亚洲中高纬春季大气臭氧总量变化特征及其对大气温度的影响

由于北半球大气臭氧总量年际变化分布极不均匀(图略), 用整个北半球平均的大气

臭氧柱总量来描述整个北半球大气臭氧的变化特征是不合适的. 但亚洲中高纬方差最大, 区域广(图略)而且这个地区接近中国, 与中国的气候变化关系密切, 具有代表性. 为此我们首先分析亚洲中高纬地区春季臭氧总量的变化特征及其对该地区大气温度的影响. 图 1 给出了亚洲中高纬地区($30^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$, $50^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$) 3、4 月平均的大气臭氧柱总量的年际异常和趋势异常. 由图 1 可见, 1987 年前(含 1987 年)(下同), 亚洲中高纬春季大气臭氧总量的 5 年滑动平均值(虚线)为较小的正异常(平均 5 DU), 且趋势变化不显著. 1987 年以后为较大的负异常(平均为 -15 DU), 趋势下降显著. 1987 年前年际变化(实线)振幅较小(30 DU 以下), 1987 年后年际变化振幅较大(40 DU 以上). 可见, 以 1987 年为界存在明显的趋势突变. 这个突变是温室气体趋势变化所没有的. 因此, 它将成为区别大气臭氧与温室气体对大气温度和环流影响的一个重要标志. 此外, 图 1 显示, 大气臭氧总量还存在明显的年际变化, 以相当于 5 年滑动平均值的距平 10 DU 为准, 确定了强异常年为 1980、1984、1987、1988、1991 年共 5 年, 弱异常年为 1981、1983、1986、1990、1992 年共 5 年.

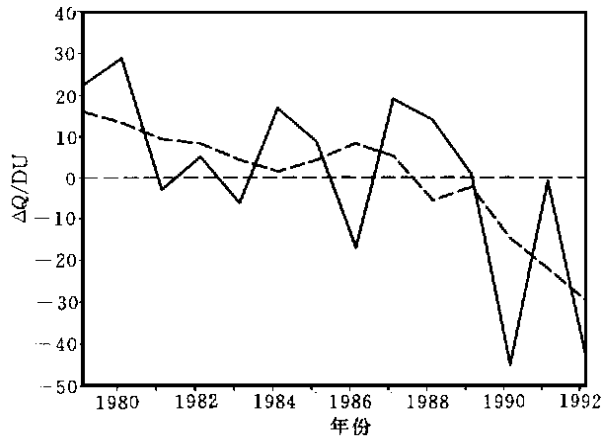


图 1 亚洲中高纬地区($30^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$, $50^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$) 3、4 月平均的大气臭氧柱总量 Q 的年际异常(实线)和趋势(5 年滑动平均)异常(虚线)序列(单位: DU)

图 2 为 1982~1992 年亚洲中高纬地区($30^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$, $50^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$) 3、4 月对流层和平流层总体质量平均温度异常序列. 图 2a 表明, 1987 年前亚洲中高纬地区春季对流层平均温度 5 年滑动平均值异常为负值, 且无明显趋势变化, 与大气臭氧 5 年滑动平均的正异常相对应. 1987 年后转为正异常, 趋势变暖, 与大气臭氧总量 5 年滑动平均的负异常相对应. 此外, 1987 年前后对流层平均温度年际异常振幅由小转大, 这与大气臭氧总量年际异常

振幅的变化也是一致的。

图 2b 显示, 1987 年前后亚洲中高纬地区春季平流层 5 年滑动平均温度异常由正值转为负值, 与图 2a 所示的对流层平均温度趋势变化相反, 而与图 1 所示的大气臭氧总量的趋势变化相同. 年际变化振幅也由小转大. 这一结果与辐射平衡原理相符合. 由于大气臭氧变化的主动性, 以上事实充分说明, 亚洲中高纬地区春季大气温度的趋势变化主要是由该地区大气臭氧的趋势变化所引起的.

与以上结果相似, 大气臭氧柱总量强弱异常年对流层和平流层平均温度异常与 1987 年前后的温度趋势变化一致(图略).

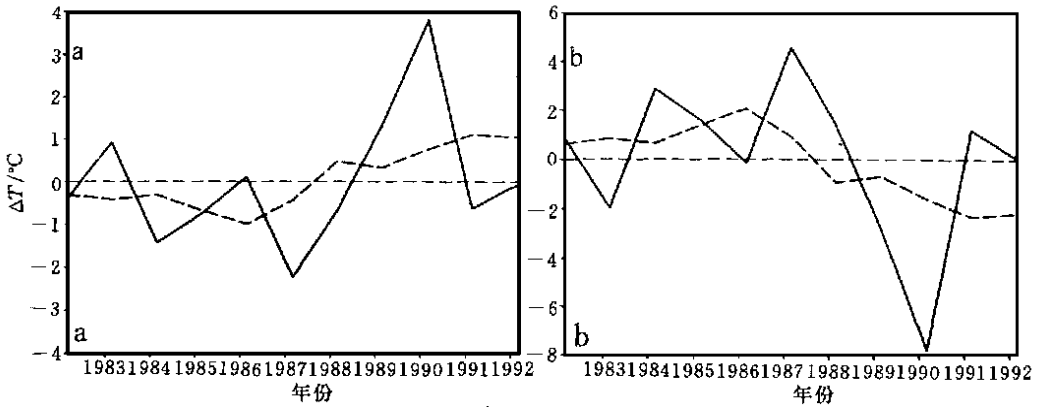


图 2 1982~ 1992 年亚洲中高纬地区(30°~ 150°E, 50°~ 90°N)3、4 月对流层($p_s \sim 100$ hPa)(a)和平流层(70~ 10 hPa)(b)总体质量平均温度(实线: 年际, 虚线: 趋势)异常 ΔT 序列(单位: $^{\circ}\text{C}$)

2 北半球春季大气臭氧柱总量变化特征及其对大气温度、环流变化的影响

我们以亚洲中高纬春季大气臭氧总量趋势变化的突变时间 1987 年为转折点来考察北半球春季大气臭氧柱总量在此时间前后的差异. 从 1987 年前后北半球春季大气臭氧总量的差值分布图上(图 3) 可以看到, 20°N 以南的地区均为小的正值, 以北的绝大部分地区均为负值, 亚洲中高纬为负值最大的地区, 但是在北大西洋北部和哈德逊湾却为正值. 这意味着, 1987 年后, 在北半球中高纬大气臭氧柱总量普遍减少的过程中, 在局部地区却出现了大气臭氧柱总量增加的现象. 这是北半球大气臭氧总量长期趋势变化的一个重要特征. 值得指出的是, 这一分布特征与大气臭氧柱总量弱(强)异常年的分布特征也相似(图略), 因此, 它将成为区别大气臭氧与温室气体对大气温度和环流影响的一个重要标志.

图 4 是 1987 年前后春季北半球对流层(a)和平流层(b)总体质量平均气温差分布. 将图 4 与图 3 比较可见, 在 20°~ 40°N 之间的地区, 大气臭氧柱总量差值较小(0~ 5 DU)(图 3), 对流层平均气温差有正有负(图 4a), 说明大气臭氧对大气温度趋势变化的影响不显著. 但在对流层平均气温差为正(负)值处, 平流层平均气温差则为负(正)值(图 4b), 仍出现了温室气体趋势变化对大气温度趋势变化影响特征. 在 40°N 以北, 与大气臭氧普遍减少相对应, 对流层平均气温普遍增高, 平流层气温普遍降低. 但在北大西洋北部至哈德

逊湾, 与大气臭氧增加相对应, 对流层平均气温降低, 平流层气温增加. 反映了大气臭氧趋势变化对大气温度趋势变化的影响. 这一结果与大气臭氧强弱异常年的对流层和平流层平均温度变化分布也非常相似(图略).

总之, 在大气臭氧柱总量趋势变化和年际变化显著的地区, 大气臭氧变化与大气温度变化的对应关系符合辐射平衡原理, 在大气臭氧趋势变化较小的地区, 有的地方符合, 有的地方不符合. 这说明在长期趋势和年际变化中, 在中高纬度的大部分地区大气臭氧变化对大气温度的影响较显著, 特别是在北大西洋北部和哈德逊湾地区, 显得更加突出. 但在大气臭氧变化较小的地区, 其影响很小, 甚至没有影响.

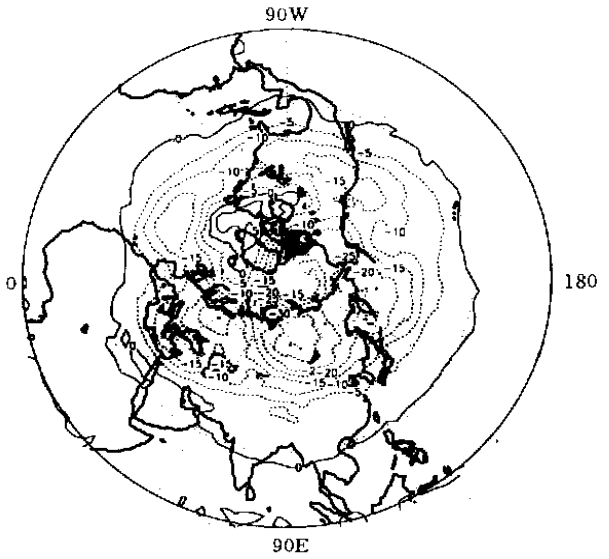


图 3 1987 年前后 3、4 月平均的北半球大气臭氧柱总量的差值(1982~1992 年平均减 1982~1987 年平均)分布(单位: DU)

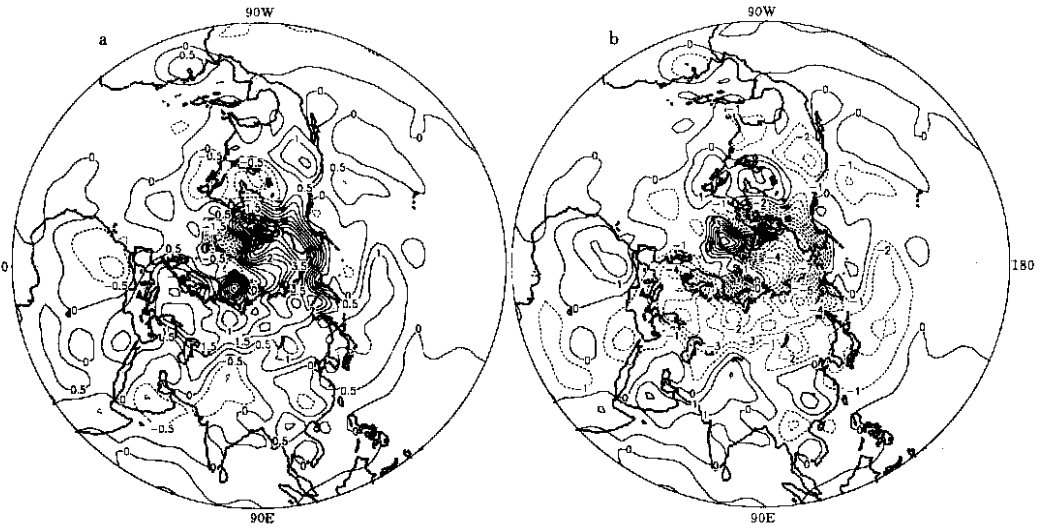


图 4 1987 年后减 1987 年前 3、4 月平均的北半球对流层($P_s \sim 100$ hPa)(a) 和平流层(70~10 hPa)(b) 总体质量平均气温差值分布(单位: $^{\circ}\text{C}$)

图 5 给出了 1987 年前后北半球春季 300 hPa(a) 和 30 hPa(b) 的位势高度差分布. 将图 5a 与图 4a 及图 3 相比较可见, 在 300 hPa 上从哈德逊湾、北大西洋高纬至极区为一负差值带, 它与对流层平均温度的负差值带及大气臭氧柱总量的正差值带基本重合. 这意味着, 在此区域内, 1987 年后比 1987 年前大气臭氧总量增加, 对流层平均温度降低, 气旋性

环流增强. 这种配置关系说明大气臭氧的长期趋势变化不仅对于对流层温度场而且对于环流场也有影响. 此外, 在亚洲中高纬、北美西北部和南部、大西洋东北部至欧洲 300 hPa 高度差为正值, 它与对流层平均温度的正差值区及大气臭氧柱总量的负差值区重合, 也是合理的, 40°N 以南三者之间的配置较为复杂, 有些地区配合不合理. 在大气臭氧总量强弱异常年的 300 hPa 位势高度差分布图中(图略)也有相似的分布特征. 说明在较低纬度的地区大气臭氧的趋势和年际变化小, 对大气环流场的影响不显著.

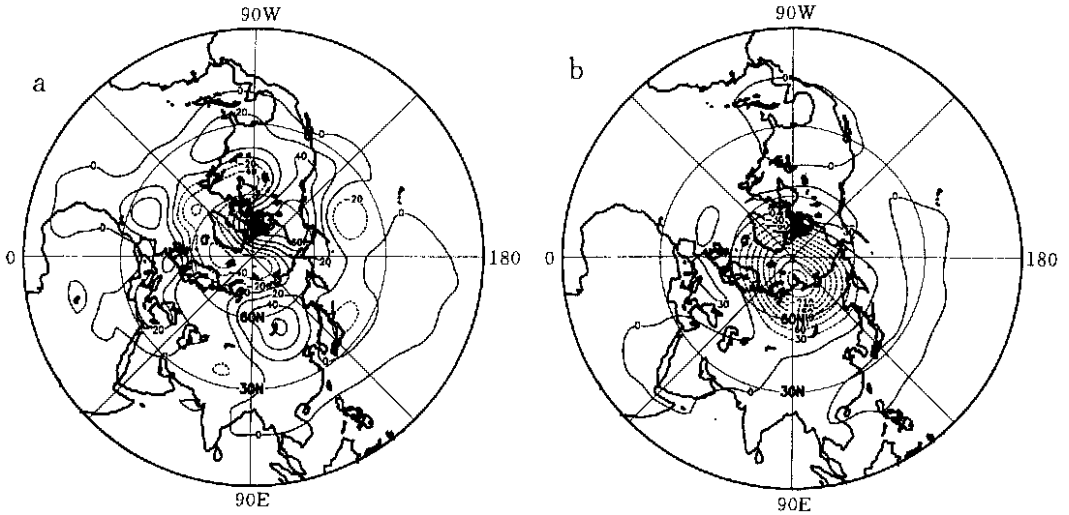


图5 1987年后减1987年前北半球春季300 hPa(a)和30 hPa(b)的位势高度差分布(单位: dagpm)

1987年前后北半球春季平流层30 hPa高度差的分布形势(5b)比较简单, 但将其与图4b及图3比较, 仍可清楚地看出. 在极地附近, 与大气臭氧差值的重要特征(北大西洋北部和哈德逊湾地区为正差值, 其他地区为负差值)相对应, 为一中心偏向于亚洲的负差值区, 北大西洋北部和哈德逊湾为正差值区, 这是臭氧影响的重要标志. 此外, 它与对流层的差值分布也大致相反, 这种分布也是合理的. 与对流层相似, 在40°N以南地区, 30 hPa高度差与大气臭氧差配合较复杂. 以上特征在大气臭氧强弱异常年的30 hPa高度差分布图上也有相似的反应.

总的来讲, 在40°N以北地区, 大气臭氧柱总量的长期趋势和年际变化, 不仅可以影响对流层环流的变化, 同时也可影响到平流层环流的变化. 三者之间有合理的配置. 在40°N以南地区配置比较复杂.

3 北半球春季大气臭氧变化对中国大气温度的影响

在1987年前后大气臭氧柱总量差值分布图上(图3), 除南海地区外, 中国其他地区皆为负值. 即1987年后大气臭氧柱总量减少. 40°N以北减少10~30 DU, 以南减少不到5 DU. 与其相对应, 40°N以南的对流层平均温度降低0.5℃, 东北地区平均温度升高1~

2°C (图 4a). 平流层温度变化相反, 40°N 以南地区平均温度升高 0~1°C, 东北地区平均温度降低 1~2°C (图 4b). 由此可见, 在 40°N 以南地区大气温度的趋势变化与大气臭氧的趋势变化不符合辐射平衡原理, 因而在 40°N 以南地区, 大气臭氧趋势变化对大气温度趋势变化没有影响. 其原因是这里的臭氧趋势变化小, 显著性低. 但在 40°N 以北, 大气温度的趋势变化与大气臭氧的趋势变化符合辐射平衡. 因此, 在 40°N 以北, 特别是东北地区, 大气臭氧趋势变化对大气温度的趋势变化有显著影响. 而大气臭氧年际异常对中国大陆南北方均有显著影响. 强(弱)异常年对流层平均温度异常为: 东北地区达-1.5(1.5)°C, 华东北部达-0.5(0.5)°C, 西南部达 0.5~1.0(-0.5~-1.0)°C, 平流层平均温度异常与对流层相反, 异常值比对流层约大 1~2 倍(图略).

4 结 论

根据上述分析, 可得如下几点结论.

(1) 1987 年是亚洲中高纬地区春季大气臭氧柱总量趋势变化的突变年. 在此之前(含 1987 年), 大气臭氧柱总量 5 年滑动平均皆为正异常, 趋势变化不显著, 在此之后转为负异常, 趋势变化显著, 由于亚洲中高纬地区春季年际变化方差最大, 且区域广, 具有代表性. 因此, 1987 年前后的激烈转变特征, 也是识别北半球大气臭氧对大气温度和环流场趋势变化影响的重要标志.

(2) 1987 年后和弱臭氧年, 亚洲中高纬春季对流层平均气温显著升高, 平流层温度显著降低与大气臭氧柱总量明显减少相对应. 而且由于大气臭氧变化主要是受化学作用所引起, 具有主动性. 说明大气臭氧对大气温度场的变化具有重要影响.

(3) 1987 年后和弱臭氧年, 北半球中高纬春季大部分地区大气臭氧柱总量明显减少, 但北大西洋北部和哈德逊湾地区却是增加区, 大气臭氧柱总量变化的这种分布特征也是识别大气臭氧对大气温度和环流场影响的重要标志.

(4) 1987 年后和弱臭氧年, 北半球中高纬春季大部分地区对(平)流层平均温度升高(降低), 与大气臭氧柱总量减少相对应; 在北大西洋北部和哈德逊湾对(平)流层平均温度降低(升高)与大气臭氧柱总量增加相对应, 说明大气臭氧趋势和年际变化对大气温度场的趋势和年际变化有重要影响.

(5) 1987 年后和弱臭氧年, 北半球中高纬春季与大气臭氧减少相对应, 对流层 300 hPa(平流层 30 hPa)大部分地区位势高度增高(降低). 北大西洋北部及哈德逊湾地区则相反, 与大气臭氧柱总量增加相对应, 300 hPa(30 hPa)位势高度降低(升高)说明北半球大气臭氧对大气环流趋势和年际变化均具有重要影响.

(6) 1987 年后受大气臭氧减少影响, 我国东北地区对流层平均升温 1~2°C, 平流层平均降温 1~2°C, 其他地区影响不明显. 弱臭氧年我国东北地区对流层平均升温达 1.5°C, 华东北部达 0.5°C, 西南部降温 0.5~1°C.

参 考 文 献

- 2 葛玲, 梁佳兴, 陈毅良. 南极对流层平流层下部气候变化特征及其原因. 南京气象学院学报, 1997, 19(1): 47~ 53.
- 3 Kiehl T T, Boville B A, Briegleb B P. Response of a general circulation model to a prescribed Antarctic ozone hole. *Nature*, 1988, 332: 501~ 504.
- 4 Cariolle D, Lasserre-Bigorry A, Royer J F. A general circulation model simulation of the springtime Antarctic ozone decrease and its impact on midlatitudes. *J Geophys Res.* 1990, 95: 1883~ 1898.
- 5 Jonathan S Kinnersley, 朱乾根, 孙照渤, 何金海. 臭氧和平流层动力学的相互作用. 南京气象学院学报, 1993, 16(1): 13~ 21.
- 6 吴统文, 郑光, 瞿章, 魏鼎文. 北半球 100 hPa 等压面经向风与臭氧总量年变化. 大气科学, 1992, 16(4): 508~ 512.
- 7 王贵勤, 肖文俊. 大气臭氧总量变化与大气环流关系的研究. 大气科学, 1987, 11(3): 337~ 340.
- 8 Chen Yuetuan, Zhang Hong, Bi Xunqiang. Numerical experiment for the impact of the ozone hole over Antarctic on the global climate. *AAS*. 1998, 5(3): 300~ 311.
- 9 曲绍厚, 周秀骥, 陆龙骅. 南半球大气臭氧层的主要特征和变化趋势. 见: 周秀骥主编. 南极与全球气候的相互作用和影响研究进展. 北京: 气象出版社, 1995. 167~ 174.

FEATURES OF NORTHERN SPRING ATMOSPHERIC OZONE VARIATION AND ITS EFFECT ON ATMOSPHERIC TEMPERATURE AND CIRCULATION

Zhu Q iangen Guo P inwen

(N anjing Institute of Meteorology, N anjing 210044)

Abstract

Pronounced change has been found in the trend of total ozone in an atmosphere column at extra-tropics north of 40°N around 1987, which abruptly reduced for much of the studied area, accompanied by the sudden rise (drop) in the troposphere (stratospheric) mean temperature and in the 300 hPa (30 hPa) height. Meanwhile, unexpected increase of total O₃ occurred over the northern North Atlantic and Huson Bay, accompanied by the drop (rise) of the tropospheric (stratospheric) mean temperature and geopotential height at 300 hPa (30 hPa). The unexpected reduction of 10-30 DU ozone in NE China was associated with the abrupt increase (decrease) of 1-2 °C in the troposphere (stratosphere) mean temperature there over. The variation in the trend of the atmospheric temperature and circulation was mainly attributed to the total ozone the atmosphere

Key words: Northern spring Atmospheric ozone Atmospheric temperature and circulation