

大尺度山地上空的臭氧低值及地面加热*

邹 捍 郜永祺 周立波

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 首次利用 Nimbus-7 卫星上搭载的臭氧观测光谱仪 (TOMS) 资料, 分析研究了大尺度山地 (青藏高原、洛基山脉和安第斯山脉) 上空臭氧总量的分布和季节变化规律, 指出了大尺度山地对大气臭氧的减少作用。从全球大气臭氧总量分布和纬向偏差分布可以看出: 在上述 3 个大尺度山地上空均存在着明显的臭氧低值扰动, 该扰动区夏季强于冬季。在这 3 个区域中, 青藏高原上空的臭氧低值扰动为最强。分析同时指出: 上述大尺度山地上空臭氧季节变化的极小值在秋季, 极大值在春季。但上述地区臭氧总量与同纬度其它地区臭氧总量的偏差在春季或初夏达到极小值。为分析这种大尺度山地对臭氧减少作用的原因, 本文分析了青藏高原地面热源与臭氧总量的关系, 指出: 大尺度山地表面对大气的加热与该地区臭氧减少之间存在着良好的反相关; 在地面对大气的感热加热、潜热加热和有效长波辐射加热中, 以感热加热与臭氧减少的关系为最好。

关键词 臭氧总量 大尺度山地 地面加热

1 引言

大气中的臭氧是一种温室气体。它吸收太阳的短波辐射和地气系统的长波辐射, 加热大气。通过调整大气的加热场, 大气臭氧含量和分布的变化能够影响全球气候变化。同时, 大气中的臭氧吸收来自太阳的紫外辐射, 使地球的人类及生物圈受到保护。波长小于 242 nm 的太阳辐射在平流层上层分解氧分子 (O_2) 为氧原子 (O), 氧原子与其它氧分子和并生成臭氧 (O_3)。臭氧的消亡主要是光化学反应和有氮氧化物、氢氧根、氯与溴参与的催化反应以及粒子表面的非均相反应。同时, 大气环流及涡旋的输运对臭氧的分布起着重要的作用^[1~4]。自南极臭氧洞被发现以来^[5], 大量的研究工作揭示出南极臭氧洞的特征及形成机制^[2]。研究指出全球大部分地区的臭氧总量在不断下降^[6,7]。在研究中, 人们发现臭氧总量的长期变化与一些气候信号之间存在着良好的关系, 例如, 准 2 年振荡、厄尔尼诺-南方涛动以及太阳活动周期^[8~10]。

在全球地气系统中, 大尺度山地对大气环流以及地区性气候系统有着重要的影响。由于大尺度山地上被抬高的地表面吸收太阳辐射加热大气, 因此, 大尺度山地在对流层中形成较周围地区高的热源。这一“被抬高的”热源将在对流层较高的位置形成对流及涡旋, 还可以在平均流场中强迫出上升运动^[11]。这些垂直运动将大气低层的贫臭氧空气向上输送, 可以造成整层气柱中臭氧含量下降。因此, 大尺度山地的存在将直接影响大气臭氧总量的分布特征。周秀骥曾指出夏季青藏高原上空存在臭氧的低值区^[12]。

1997-04-06 收到, 1997-11-26 收到修改稿

* 国家自然科学基金委资助项目 No.49775276

邹捍首次给出了青藏高原上空臭氧总量的季节变化和长期变化趋势,指出青藏高原上空全年各月臭氧总量总是低于同纬度其它地区,其纬向偏差最低值在春季,并且青藏高原上空臭氧的减少与地表面面对大气的加热密切相关^[13]。邹捍等还研究了青藏高原臭氧的垂直分布,指出青藏高原臭氧减少的最大层次是海拔 18 000 m 左右,其季节变化与等熵面高度的变化密切相关^[14]。与青藏高原相似,全球其它大尺度山地也对大气有着加热作用。是否在这些大尺度山地上空也存在着与青藏高原上空相近似的臭氧低值区?在地面加热的各分量(感热、潜热和有效长波辐射加热)中,哪一种加热对大尺度山地上空臭氧减少的作用最大?这些都是应该加以进一步研究的问题。本文将使用 Nimbus-7 卫星上搭载的臭氧观测光谱仪(TOMS)观测到的全球臭氧总量分布资料,对全球 3 个大尺度山地(青藏高原、洛基山脉和安第斯山脉)上空臭氧分布及季节变化特征进行初步研究,并对青藏高原地表加热与臭氧减少的关系进行进一步研究。

2 资料

本文使用的大气臭氧总量资料是美国宇航局(NASA)提供的 Nimbus-7 卫星上搭载的臭氧观测光谱仪得到的全球大气臭氧分布资料(TOMS ozone version 6)。时间区间为 1979 年 1 月至 1991 年 12 月。覆盖区域为全球(除极夜区域外),水平分辨率为 1 纬度和 1.25 经度,单位为 Du。

为分析臭氧总量纬向分布的不均匀性,作者进行了纬向偏差的计算。该方法为:格点臭氧总量的纬向偏差=格点臭氧总量-臭氧总量的纬向平均。本文中,作者定义了 3 个区域:25.5~40.5°N, 75.625~105.625°E; 25.5~40.5°N, 100.625~115.625°W 和 25.5~40.5°S, 60.625~75.625°W 分别代表 3 个大尺度山地地区(青藏高原,洛基山脉和安第斯山脉)。为了便于比较,避免其它纬度臭氧变化的影响,作者在安第斯山脉和洛基山脉选取了与青藏高原相同纬度的地区。在研究上述区域臭氧总量变化时,本文使用了面积加权(即 $\cos[\text{纬度}]$ 加权)平均的方法。

3 大尺度山地上空的臭氧低值扰动

图 1 给出了 1979~1991 年全球臭氧总量的平均分布状况。可以看出:在南北半球 30 纬度附近大气臭氧总量的纬向分布非常均匀,只是在前面提到的 3 个大尺度山地上空存在着不同程度的臭氧低值扰动,其中以青藏高原上空的臭氧低值扰动最强。洛基山脉和安第斯山脉上空的臭氧低值扰动相差不多,但较青藏高原弱。为清晰地表现上述在大尺度山地上臭氧纬向分布的不均匀性,本文在图 2 中给出了全球大气臭氧总量的纬向偏差。可以看出:一个强度 < -15 Du 的负臭氧纬向偏差区覆盖在青藏高原上空;一较弱的负偏差区 (< -5 Du) 覆盖在安第斯山脉上空;在洛基山脉南部(30°N 附近),有一个较弱的负偏差区 ($-5 \sim 0$ Du),但在其北部(45°N 附近)存在着一个较强的负偏差区。但这一强负偏差区实际上是由同纬度带上鄂霍次克海地区的强正偏差区提高纬向平均值所造成的。

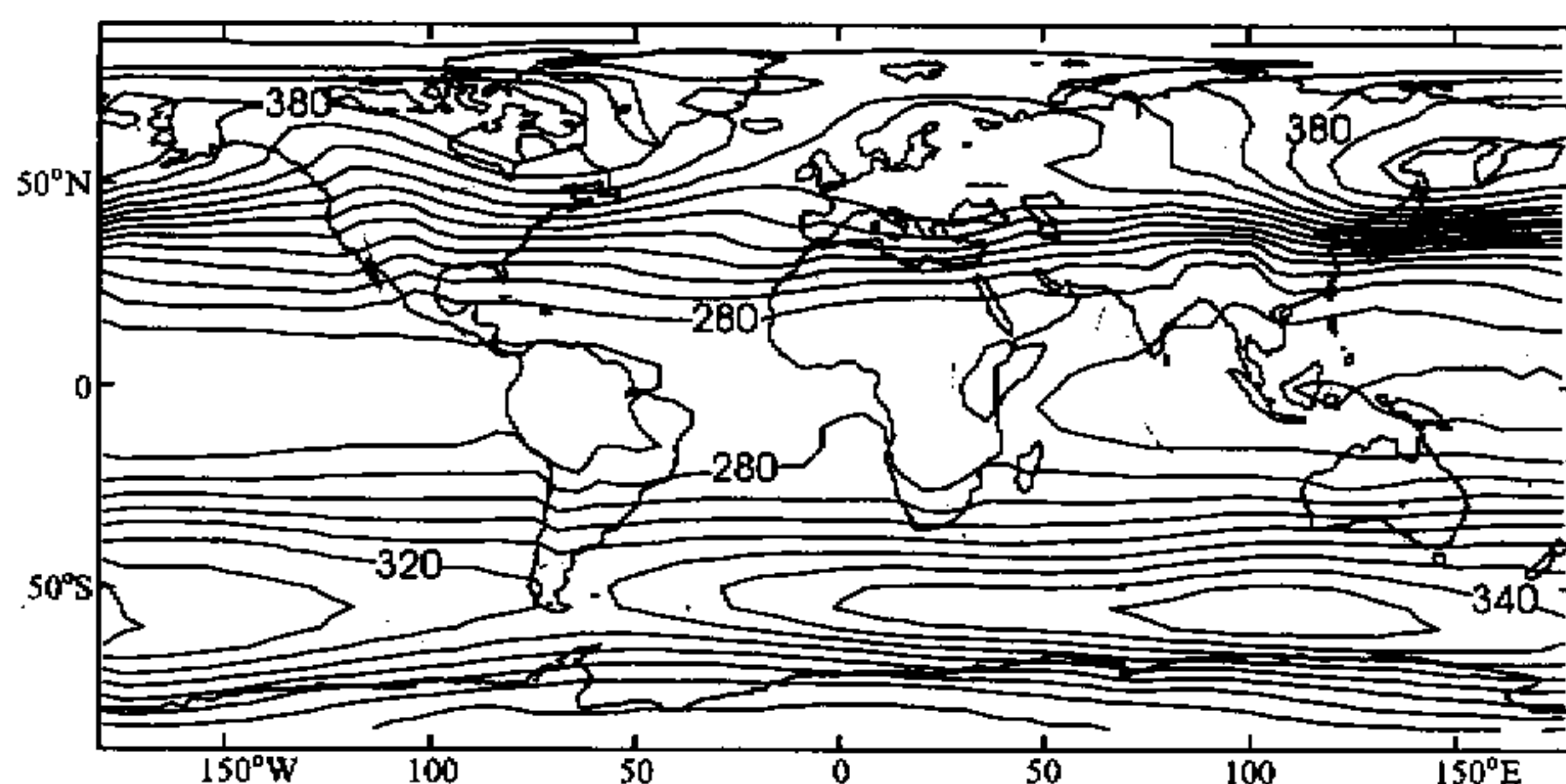


图1 1979~1991 年平均全球臭氧总量分布
等值线间距: 10 Du

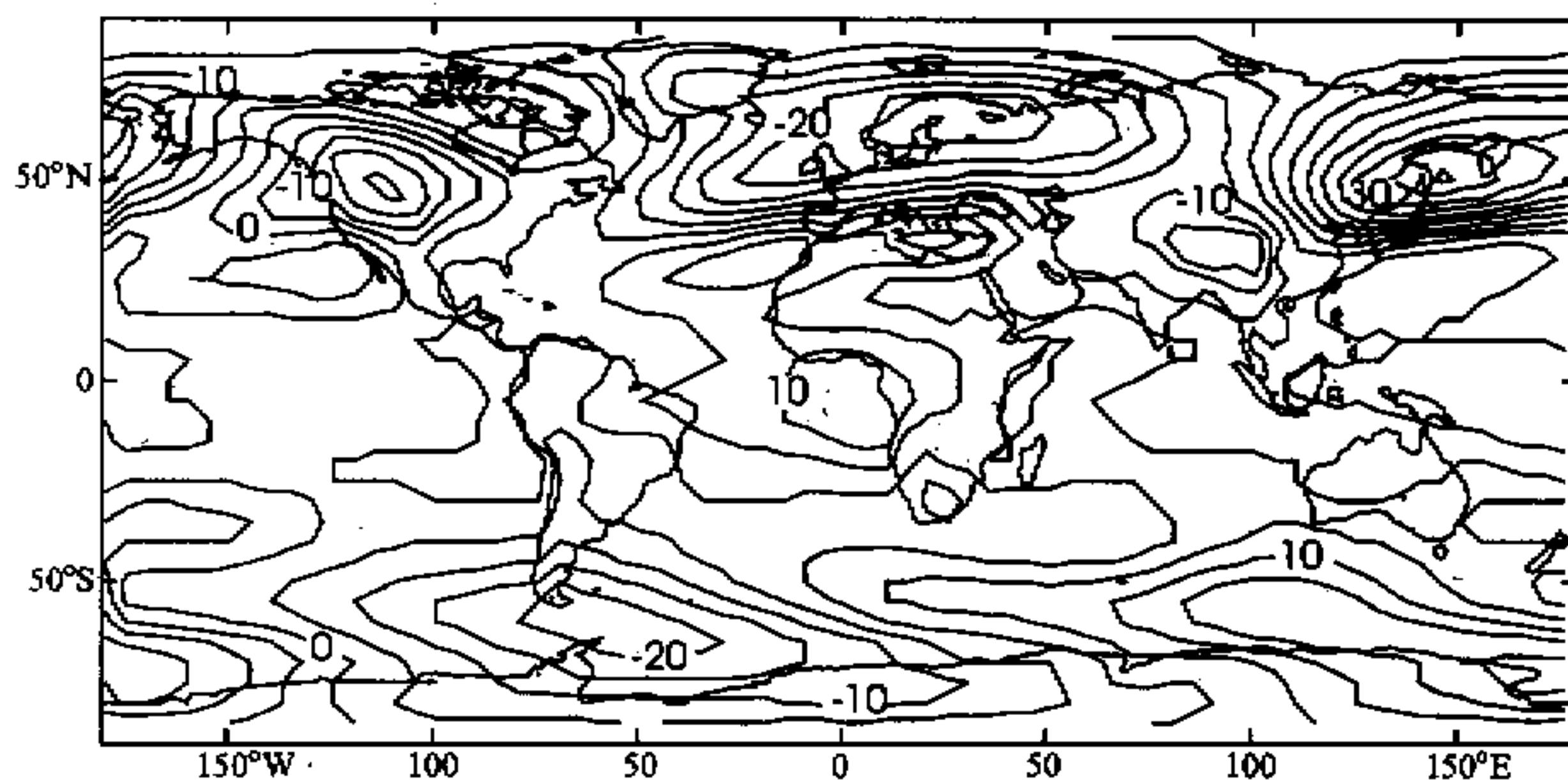


图2 1979~1991 年平均全球臭氧总量纬向偏差
等值线间距: 5 Du

图3和4分别给出了1979~1991年北半球冬季(12~2月)和夏季(7~8月)平均的全球臭氧纬向偏差分布。我们可以看到: 青藏高原和洛基山脉上空的臭氧低值扰动在北半球夏季明显高于冬季。夏季正好在青藏高原上空有一个封闭的低值区(< -30 Du), 而冬季只在高原东南部有一个微弱的低值区(< -10 Du)。在洛基山脉臭氧纬向偏差在夏季也有所增强。在南半球的安第斯山脉上空, 臭氧低值扰动在南半球夏季大于南半球冬季。夏季的纬向偏差 < -10 Du, 而冬季 > -10 Du(此处, 读者应注意南半球冬夏季节正好与北半球相反)。因此, 我们得到结论: 在大尺度山地上空, 臭氧总量低于同纬度其它地区。这一现象在夏季表现得比冬季明显。青藏高原上空的臭氧减少最为明显。

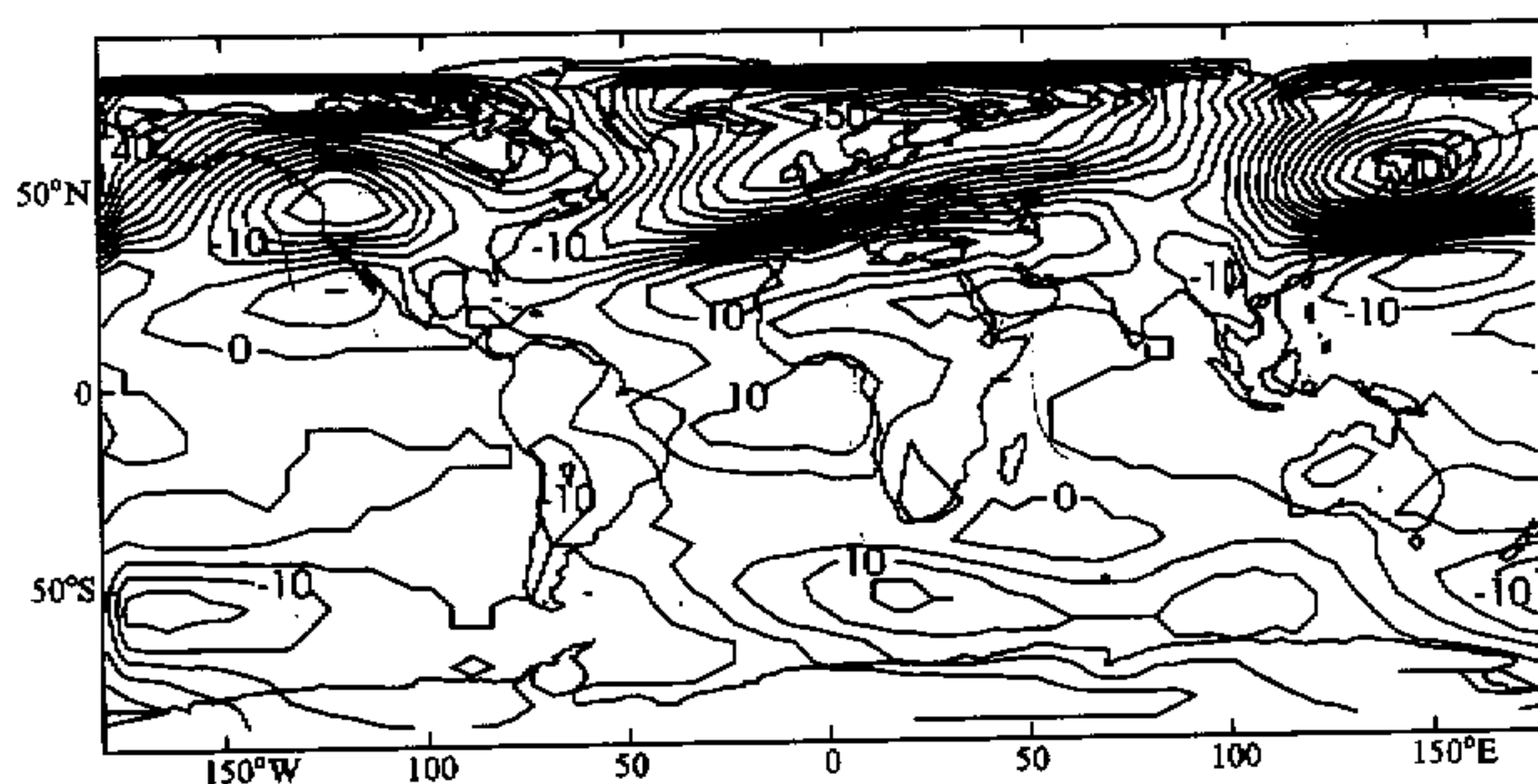


图3 1979~1991年北半球冬季(12~2月)平均的全球臭氧总量偏差
等值线间距: 5 Du

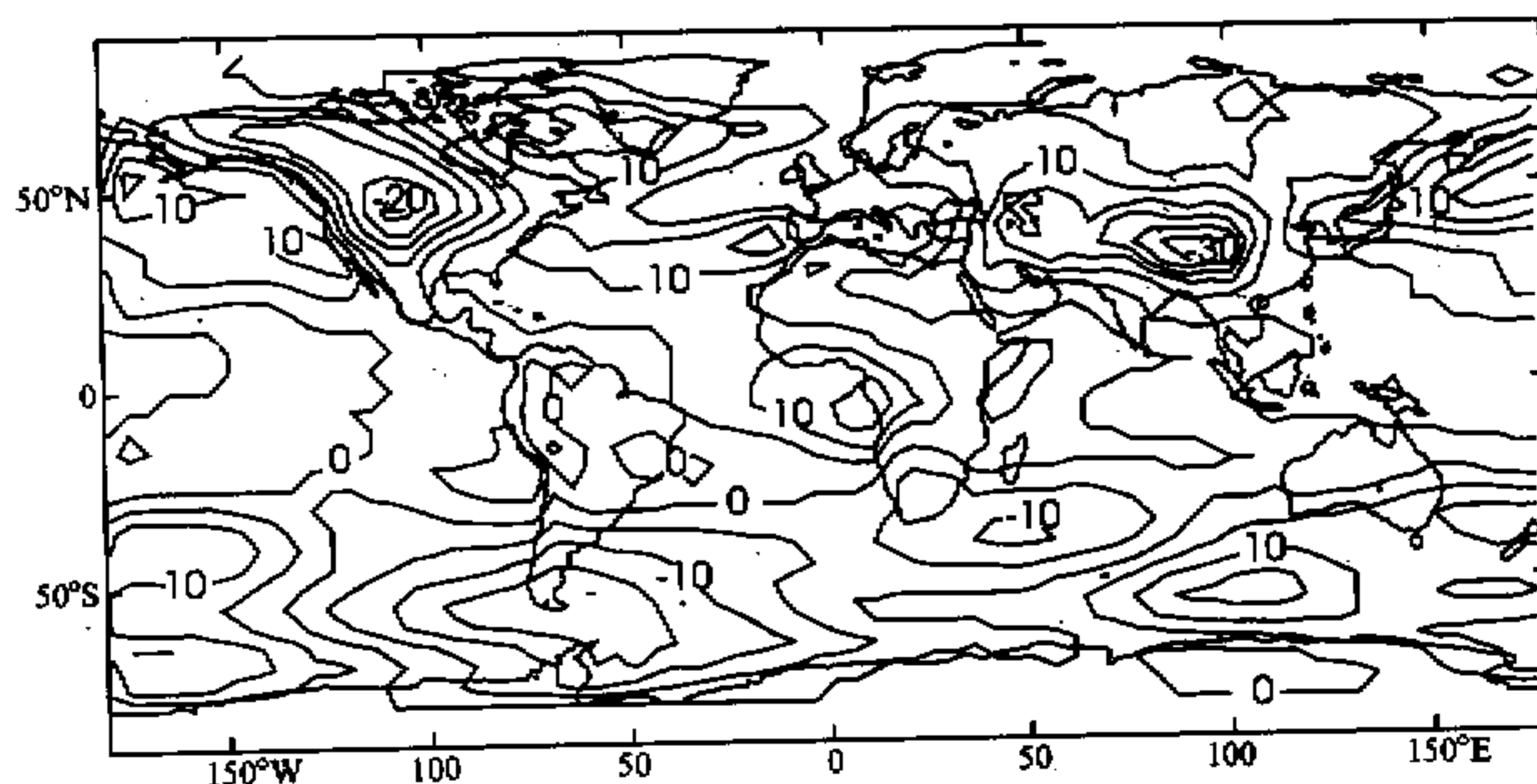


图4 1979~1991年北半球夏季(6~8月)平均的全球臭氧总量偏差
等值线间距: 5 Du

4 大尺度山地上空臭氧总量的季节变化

在上一节中, 我们只比较了冬夏两季的臭氧分布情况。为细致说明上述大尺度山地上空臭氧总量的季节变化特征并进行比较, 我们对所选区域分别进行区域加权平均。对各月值进行气候平均(在13年中)得到该地区臭氧总量的气候月平均值。对同纬度除上述山地以外地区进行了相同处理, 得到“同纬度其它地区”的气候月平均值。图5~7分别给出了青藏高原、洛基山脉和安第斯山脉上空臭氧总量的气候月平均值和同纬度其它地区值的比较。图中同时给出这些地区与“同纬度其它地区”臭氧总量的差值。

图 5 为青藏高原臭氧总量与除青藏高原和洛基山脉以外同纬度其它地区的比较。可以看出: 青藏高原上空臭氧总量的季节变化为一正弦曲线, 最小值在 10 月 (273.4 Du), 最大值在 3 月 (315.4 Du), 振幅为 42 Du。而除去青藏高原和洛基山脉的同纬度地区的季节变化为: 11 月为最小值 (278.4 Du), 4 月为最大值 (338.3 Du), 振幅为

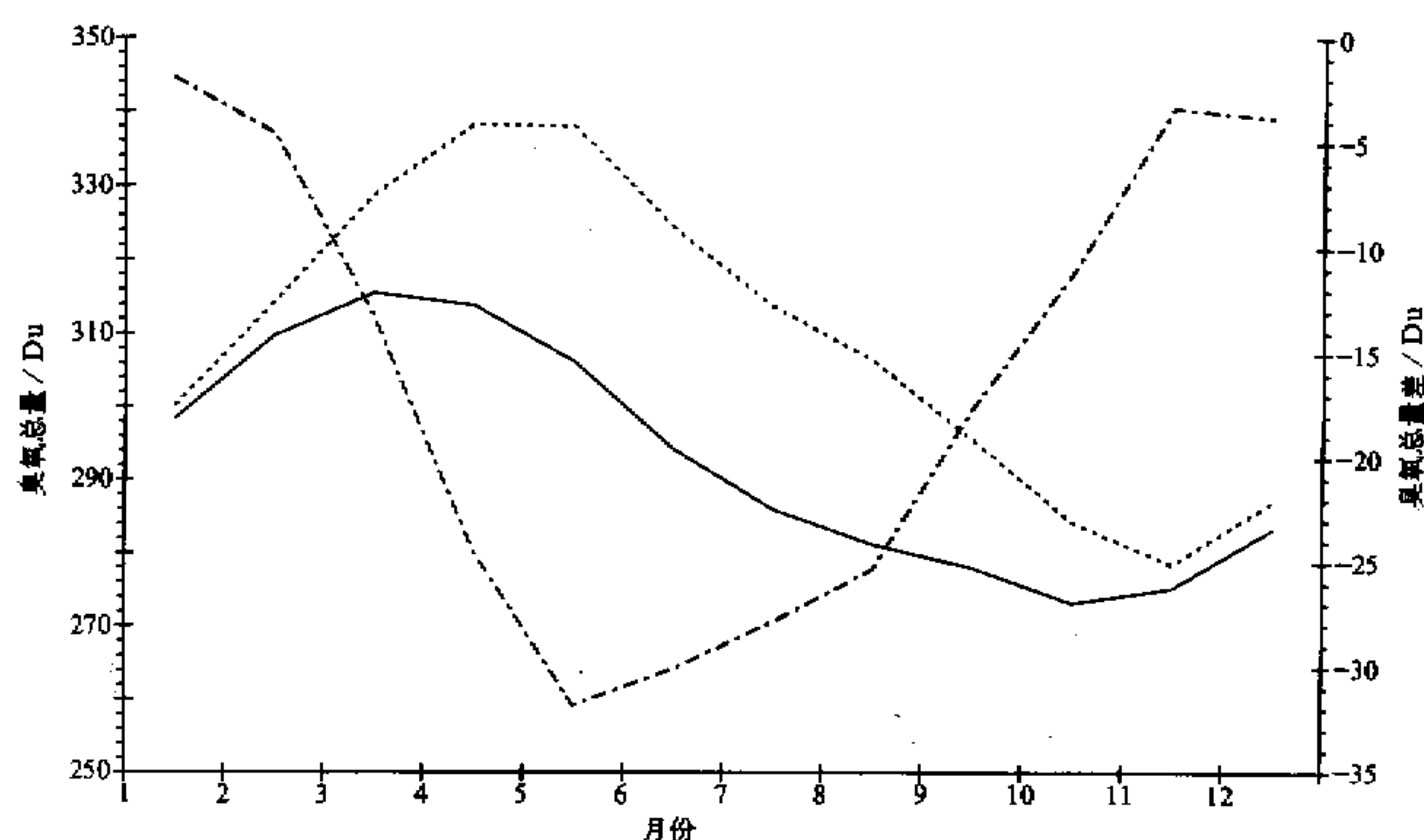


图 5 青藏高原及同纬度其它地区臭氧总量的季节变化

实线: 青藏高原臭氧; 虚线: 除青藏高原和洛基山脉以外同纬度其它地区臭氧;
点实线: 青藏高原臭氧减同纬度其它地区臭氧值

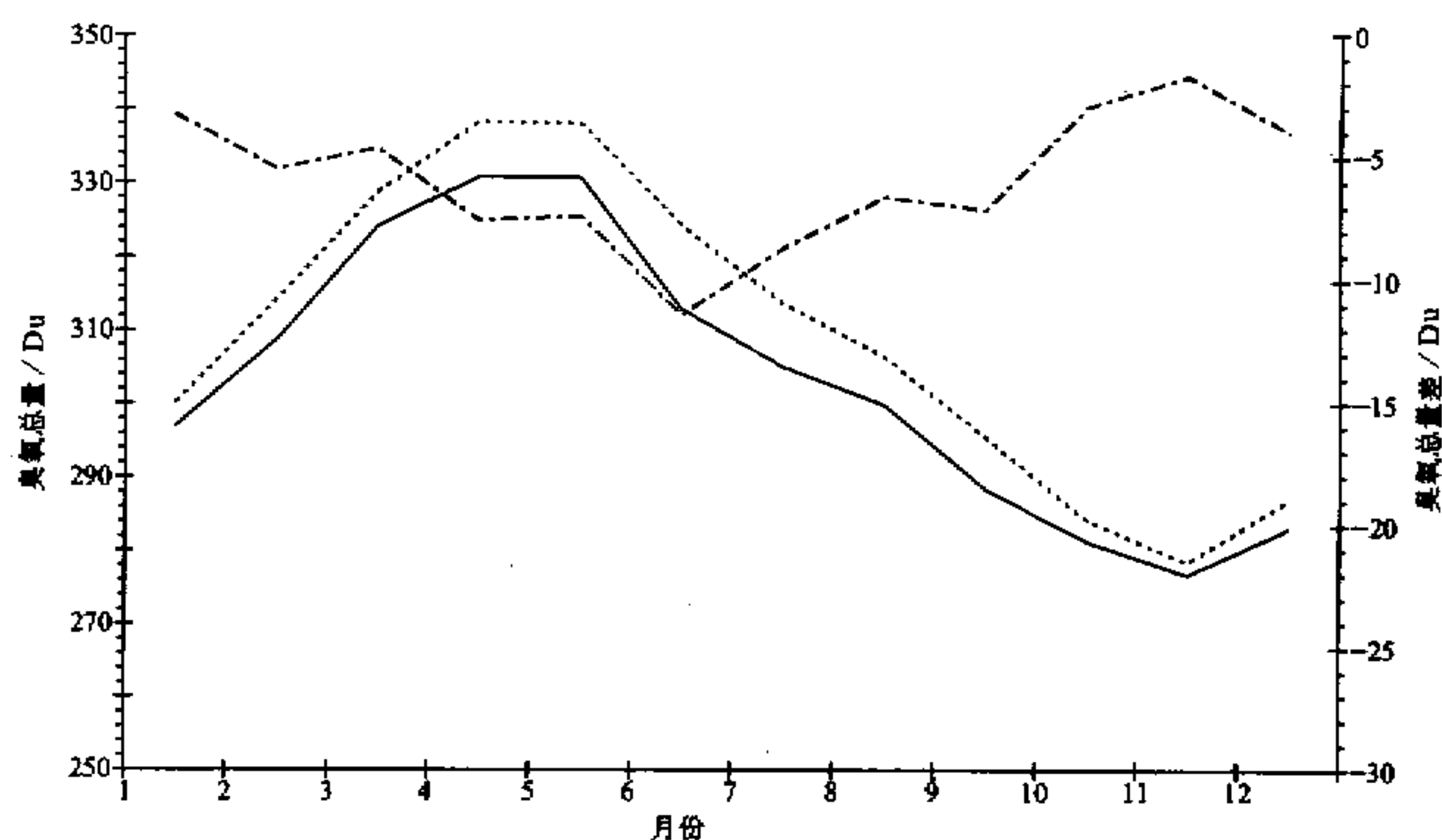


图 6 洛基山脉及同纬度其它地区臭氧总量的季节变化

实线: 洛基山脉臭氧; 虚线: 除青藏高原和洛基山脉以外同纬度其它地区臭氧;
点实线: 洛基山脉臭氧减同纬度其它地区臭氧值

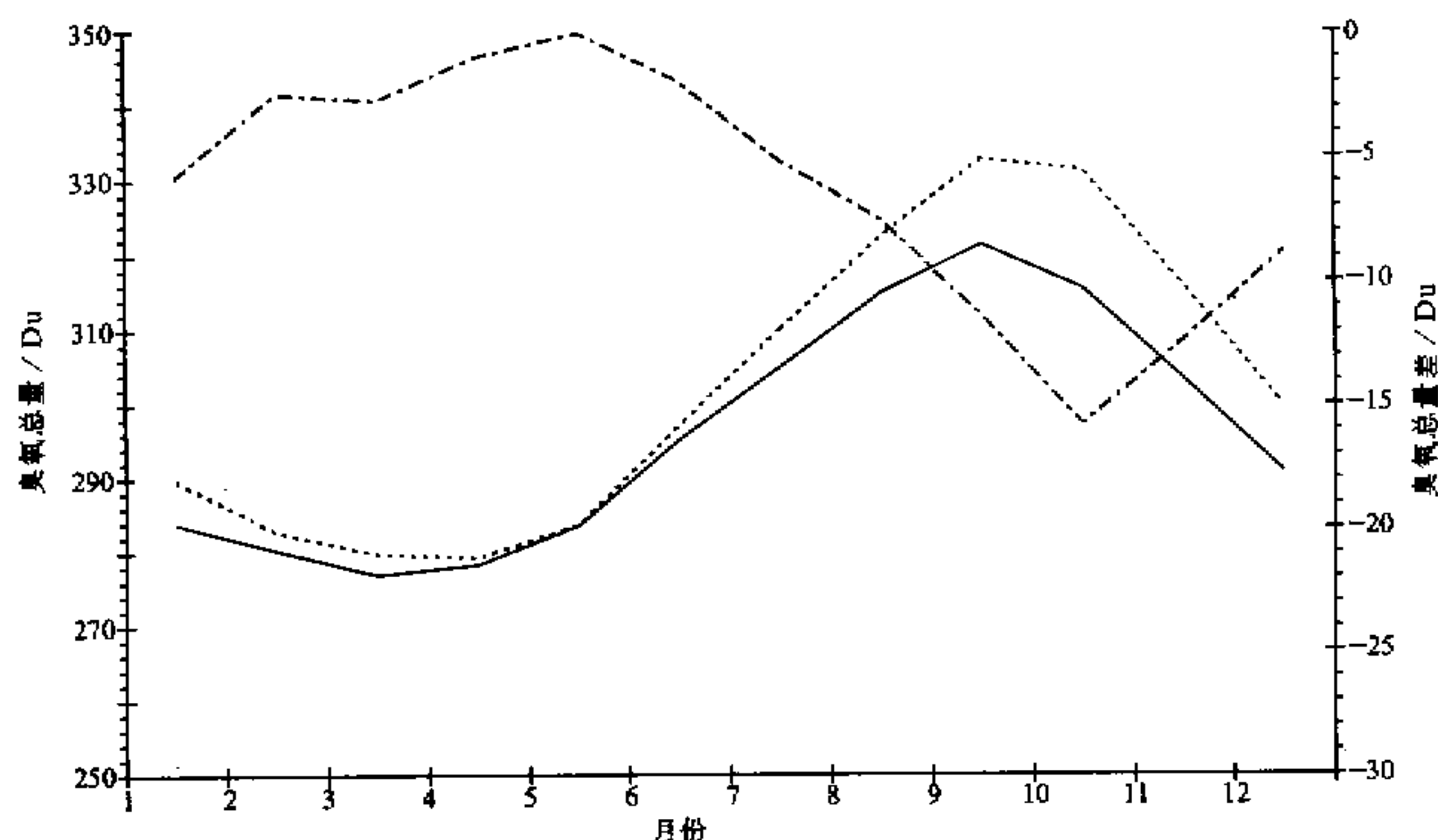


图7 安第斯山脉及同纬度其它地区臭氧总量的季节变化
 实线: 安第斯山脉臭氧; 虚线: 除安第斯山脉以外同纬度其它地区臭氧;
 点实线: 安第斯山脉臭氧减同纬度其它地区臭氧值

60 Du。青藏高原引起的臭氧总量变化由上述两值之差表示, 可以看出: 青藏高原的作用使其上空的臭氧总量在各月总是低于同纬度其它地区。青藏高原与同纬度其它地区臭氧总量的差值在5月达到极小值(-318 Du), 1月达极大值(-1.9 Du), 振幅为29.9 Du。由图6所示的洛基山脉与除青藏高原和洛基山脉以外同纬度其它地区臭氧总量的比较, 我们可以看到与青藏高原相类似的情况。洛基山脉上空的臭氧总量季节变化在11月达到极小值(276.7 Du), 在4月达到极大值(330.7 Du), 振幅为54 Du。由洛基山脉和同纬度其它地区臭氧总量的差值可以看出: 洛基山脉的山地作用使得该地区臭氧总量在各个月份均低于同纬度的其它地区, 在6月达到极小值(-11.3 Du), 在11月达到极大值(-1.7 Du), 变化幅度为9.6 Du。图7给出了位于南半球的安第斯山脉上空臭氧总量变化及其与同纬度除安第斯山脉以外地区的比较。该地区臭氧总量的季节变化为: 3月达到极小值(277.0 Du), 9月达到极大值(321.5 Du), 振幅为44.5 Du。同纬度除安第斯山脉以外地区为: 4月达到极小值(277.4 Du), 9月达到极大值(332.9 Du), 振幅为55.5 Du。安第斯山脉与同纬其它地区臭氧总量的差值为: 10月达到极小值(-15.8 Du), 5月达到极大值(-0.1 Du), 振幅为15.7 Du。安第斯山脉的山地作用也使得该地区的臭氧总量在各月低于同纬度其它地区。应提请注意的是, 南半球的季节与北半球刚好相反, 即南半球7月相当于北半球的1月。

以上的分析表明了如下事实: 由于大尺度山地对大气的动力和热力作用, 该山地上空的臭氧总量在各个季节都低于同纬度其它地区, 其作用最强的季节在春季(青藏高原和安第斯山脉)或初夏(洛基山脉), 即该季节臭氧总量与同纬度其它地区的差异达到最大。在所选的3个大尺度山地中, 青藏高原的对臭氧的影响最大, 远远超过其它两

个山地。

5 青藏高原臭氧的减少与地面热通量的关系

如引言所讨论的, 大尺度山地上“被抬高的”地面热源将对大气臭氧的分布产生重要的影响。这种影响可能是通过动力的或化学的过程完成的, 但是地面对大气的加热是其根本的原因。因此, 讨论大尺度山地上地面向大气的热通量是极为重要的。本文将以对臭氧影响最大的青藏高原为例讨论大尺度山地上空臭氧的减少与地面热源的关系。

图 8 给出了各月青藏高原上空与除青藏高原和洛基山脉以外同纬度其它地区臭氧总量之差以及青藏高原地面向大气的感热、潜热和有效长波辐射通量以及总通量。上述热通量的数值为多年气候平均值取文献[11]。由图 8 可以看出, 高原对臭氧总量的减少作用在 5 月份最强, 与同纬度其它地区相比下降 31.8 Du, 而 5 月份地面向大气的总热通量达到极大值 $2071.58 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 。反之, 青藏高原在 1 月份对臭氧的影响最小, 臭氧减少量为 -1.9 Du , 而地面总热通量几乎达到极小值, 为 $887.22 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ (极小值为 $820.26 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 在 12 月), 计算表明, 上述两条曲线之间存在着很好的反相关, 相关系数为 -0.97 。从图中还可以看出: 潜热和有效长波辐射通量的季节变化相互补偿, 其和基本为一常数。因此总热通量的季节变化来自感热通量的变化。臭氧减少量与感热通量季节变化之间的相关系数也是 -0.97 。

因此, 我们可以认为青藏高原对大气“被抬高的”加热作用是该地区臭氧总量减少的主要原因, 其中感热加热起着主导作用。在其它大尺度山地上也存在相同的加热作用, 因此该地区上空也存在着与青藏高原相同的臭氧低值, 其季节变化也具有相同的特征。它们之间所存在的差异可能是由于山地水平尺度、高度和下垫面状况不同引起的加热效

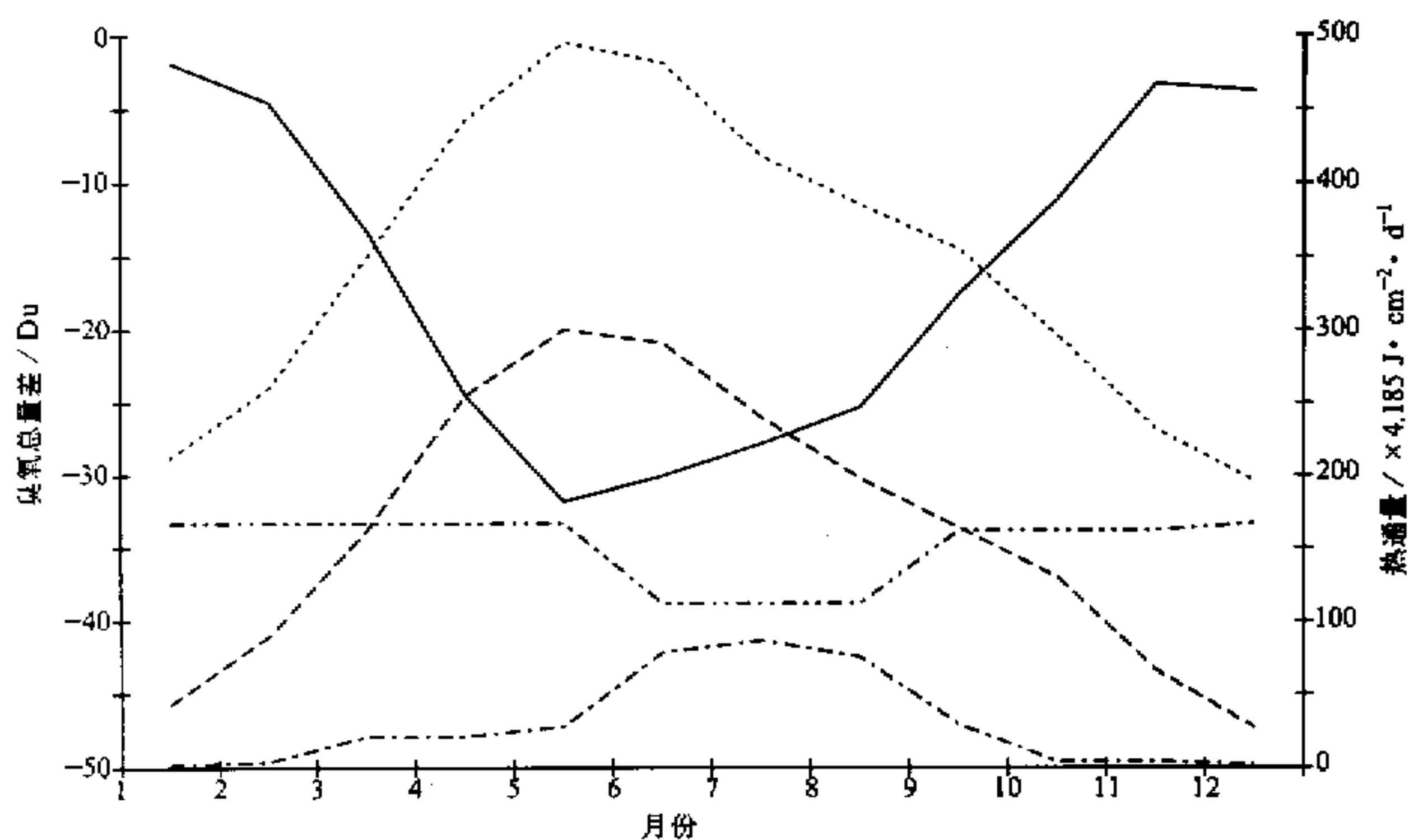


图 8 青藏高原上空臭氧减少与地面加热的关系

实线: 臭氧减少量; 点线: 总热通量; 虚线: 感热通量; 点实线: 潜热通量; 双点实线: 有效长波辐射通量

果不同所造成的。

6 结论

通过对全球大尺度山地上空臭氧总量分布与季节变化的讨论, 我们可以得到如下结论:

(1) 全球 3 个大尺度山地(青藏高原、洛基山脉和安第斯山脉)上空均存在臭氧总量的低值扰动, 各个月份的臭氧总量值总是低于同纬度其它地区。在这 3 个大尺度山地中, 青藏高原对臭氧总量的减小作用最为明显。在 5 月份青藏高原上空臭氧总量可以低于同纬度地区 10% 以上。

(2) 上述大尺度山地上空的臭氧总量在秋季到达极小值, 而春季为极大值。这一季节变化趋势与同纬度其它地区相同。但是, 大尺度山地与同纬度其它地区臭氧总量之间的差异却在春季或初夏到达最大, 即该季节山地对臭氧的减小作用最明显。

(3) 通过对地面热通量与臭氧减少量关系的研究, 可以认为大尺度山地上“被抬高的”地面热源加热大气(特别是感热加热)是大尺度山地上空臭氧总量减少的根本原因, 但其具体过程尚待进一步的研究。

致谢 本研究工作中, 中国科学院大气物理研究所的叶笃正院士、高登义教授、宋正山教授等曾给以有意义的指导和建议, 作者在此表示衷心的感谢。同时, 作者向提供 TOMS 臭氧总量资料的 Ms. Patricia T. Guimaraes, Dr. Richard D. Mcpeters, Dr. Arlin J. Krueger, Mr. David E. Larko (NASA Goddard Space Flight Center) 表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 WMO, 1985, Atmospheric Ozone 1985, Assessment of Our Understanding of Process Controlling Its Distribution and Change, Global Ozone Research and Monitoring Project, Rept. 16, Geneva.
- 2 WMO, 1991, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1991, Global Ozone Research and Monitoring Project, Rept. 25, Geneva.
- 3 Holton, J. R., 1992, *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press, San Diego, California, USA.
- 4 邹捍, 1990, 1988 年 8 月下旬南极平流层爆发性增温及其与臭氧的关系, *南极研究*, 2(2), 41~45.
- 5 Farman, J. G. and J. D. Shaklin, 1985, Large losses of total ozone in Antarctic reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction, *Nature*, **315**, 207~210.
- 6 Stolarski, R. S., et al., 1991, Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data, *Geophys. Res. Lett.*, **18**(6), 1015~1018.
- 7 Reinsel, G. C., G. C. Tiao, D. J. Wuebbles, J. B. Kerr, A. J. Miller, R. M. Nagatani, L. Bishop and L. H. Ying, 1994, Seasonal trend analysis of published ground-based and TOMS total ozone data through 1991, *J. Geophys. Res.*, **99**(D3), 5449~5464.
- 8 Stolarski, R. S. et al., 1992, Measured trends in stratospheric ozone, *Science*, **256**, 342~349.
- 9 Shiotani, M., 1992, Annual, quasi-biennial, and El Nino-Southern Oscillation (ENSO) time-scale variations in equatorial ozone, *J. Geophys. Res.*, **97**, 7625~7633.
- 10 Randel, W. J. et al., 1994, Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratospheric temperature, *J. Geophys. Res.*, **99**(D3), 5433~5447.
- 11 叶笃正、高由禧, 1979, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社.
- 12 Zhou Xiuji and Chao Luo, 1994, Ozone valley over Tibetan Plateau, *Acta Meteorologica Sinica*, **8**, 505~506.
- 13 Zou Han, 1996, The seasonal variation and trends of TOMS ozone over Tibet, *Geophysical Research Letters*,

- 23(9), 1029~1032.
- 14 Zou Han and Gao Yongqi, 1997, Vertical ozone profile over Tibet using SAGE I and II data, *Adv. Atmos. Sci.*, 14(4), 505~512.

Ozone Low and Surface Heating over Large Scale Topography

Zou Han, Gao Yongqi and Zhou Libo

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The variation and distribution of ozone are analyzed using TOMS data on board Nimbus-7. Contribution of large-scale topography (i.e. the Tibet, the Rocky and the Andes) to ozone deficit is noticed in this study. The global distribution and zonal deviation of total ozone show obvious low ozone perturbation over the three major mountainous regions with the strongest one over the Tibet. The seasonal variation of area averaged ozone demonstrates a spring maximum and autumn minimum ozone over the three regions. The area weighted mean of zonal deviation reveals maximum local ozone deficits in spring and early summer over the mountainous regions. After analysis on the relation between the ozone deficit and surface heating to the atmosphere over the Tibet, the heating is recognized as the main cause to the low ozone perturbation and local deficit. In addition, the ground-atmosphere sensible heat is the dominating component in causing the ozone deficit over large-scale topography.

Key words total ozone large-scale topography surface heating