

南极臭氧洞计算机模拟

王贵勤

(北京大学地球物理系)

提 要

一维时空光化学模式引进垂直运动及离子反应生成的氮氧(NO_x)、氢氧(HO_x)化合物。模式中采用1978到1983年期间的太阳紫外辐射通量及南极73度的纬向八月份平均温度。

计算结果表明:春季南极出现臭氧洞,主要是第21太阳黑子周峰值期太阳紫外辐射减少造成的。其次,在太阳黑子周峰值期伴随多次大的太阳质子事件,产生大量氮氧、氢氧化合物。在极区太阳质子事件产生的化合物催化破坏平流层臭氧可持续几天至几年。

南极冬春季节强大的下降垂直运动是南极臭氧洞形成发展极其重要的局部动力条件,特别是在极夜期间。太阳升起后,垂直运动的影响不明显。

南极臭氧洞的形成主要是通过光化变化过程,动力过程是其局部的充要条件,人为活动产生的含氯化合物对低层大气臭氧的直接破坏不可忽视。基于上述论点,可以预期进入第22太阳黑子周期,南极及全球大气臭氧的分布状态将会改变,大自然本身自复。

一、引 言

自从英国研究人员于1985年发表文章指出:南极大气臭氧自1978至1982年,每年春季(9月至10月)出现下降的趋势^[1],世界各国的科学家开始寻找形成南极平流层臭氧洞的机理。一些科学家提出化学解释^[2],即南极臭氧洞是由于工业生产含氯氟烃的化合物的化学作用;另外一部分作者认为是由于空气的流动和混合造成的^[3];还有一些学者认为臭氧洞起因于太阳,强的太阳第21周期活动,在高层大气中形成破坏臭氧的活性氮化物^[4]。总而言之,已经提出了许多形成南极臭氧洞的可能机制的证据,用来解释南极上空近年来出现的臭氧亏损现象。争论的焦点集中在臭氧洞的形成是化学原因,还是动力过程,或者是太阳11年周期活动。到目前为止,看法还很不一致。据美国研究人员报道,1987年9月份在南极上空臭氧含量继续下降,在某些高度上,下降竟达97%。

为了解释南极臭氧洞形成原因,近几年来也发表了许多计算机模拟南极臭氧洞的论文,其中有采用一维光化学模式^[3,5];也有用二维、三维大气模式^[6-8]模拟高纬地区大气臭氧的变化。这些模式给出许多关于高纬地区大气臭氧的各种变化形态。

本文采用一维时空光化学模式对南极73度地区上空大气臭氧的亏损进行模拟。模式中引进垂直下降速度和离子反应生成的 NO_x 及 HO_x 化合物。垂直下沉运动的速度参

考 Dunkerton 和 Holton 用三维大气模式计算的南极地区冬至时节的数据^[9,10], 从 50km 至 80km 引进离子反应生成的 NO_x 及 HO_x 化合物为 $50 \text{ mol/cm}^3 \cdot \text{s}$. 模式中共包括 113 个化学连续方程, 其中 28 个光化反应和 85 个碰撞反应. 为了计算光化反应速率, 采用了最新推荐的太阳辐射通量及分子吸收截面^[11]. 南极地区八月份纬向平均温度取自 Barnett 及 Corney 推荐值^[12]. 初值一次取 1986 年中纬春分时节的大气成分分布; 另一次取 1981 年的大气成分分布, 用一维模式计算得出定态大气成分分布, 其中臭氧含量比前者低, 氯原子含量较前者高. 垂直下降速度, 离子反应生成的 NO_x 及 HO_x 化合物以及平均温度, 在全部计算过程中保持不变.

南极 73 度地区极夜长达 90 天. 计算极夜期间大气成分分布时, 采用时间步长为 5 天. 自太阳升起(8月6日)后, 计算改用 1 天时间步长. 因为昼夜之间各种大气成分变化较大, 包括日变化特别悬殊的大气成分, 如 $\text{O}(\text{ID})$, $\text{O}(3\text{P})$, OH , NO , N 的碰撞反应方程, 只计算白天时间的变化, 对那些包含日变化不大的大气成分的碰撞方程, 每天计算 24 小时.

二、结果分析及讨论

首先, 利用一维模式, 不加垂直运动及离子反应生成的化合物, 改变太阳紫外辐射通量, 计算出南极春季大气臭氧的垂直分布. 图 1 给出采用第 21 太阳黑子周的 1978 到 1983 年^[11] 及第 20 周的太阳紫外辐射通量^[13] 计算的臭氧随高度的分布. 比较二次计算结果我们看到, 第 21 太阳黑子周期间, 在各高度上臭氧混合比都低于第 20 太阳黑子周的计算值. 第 21 太阳黑子周 1978 到 1983 年期间的紫外线辐射, 波长在 175 到 397nm

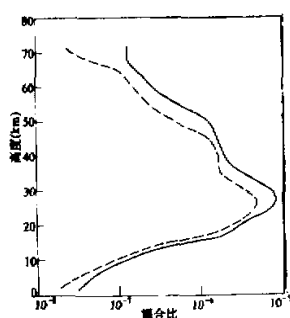


图 1 太阳紫外辐射对臭氧垂直分布的影响

— 第 20 太阳黑子周期间的臭氧垂直分布
--- 第 21 太阳黑子周期间的臭氧垂直分布

范围, 同第 20 周的相比是下降的, 这段波长正是 O_2 及 O_3 分子的吸收区. 例如: 臭氧最强的 Hartley 吸收带中波长在 255.2 — 256.4nm 这一波段的太阳紫外辐射通量密度值, 在 20 太阳黑子周时为 $3.24 \times 10^{13} \text{ Photons cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 臭氧分子吸收截面值为 $1.12 \times 10^{-17} \text{ cm}^2$. 在第 21 太阳黑子周时, 紫外辐射通量密度下降到 $2.91 \times 10^{13} \text{ Photons cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 臭氧分子吸收截面增加到 $1.15 \times 10^{-17} \text{ cm}^2$ ^[11]. 在第 21 太阳黑子周峰值期(太阳黑子数), 由于紫外线辐射的减少, 在高层产生氧原子和臭氧分子的数量也随之减少, 穿透到低层大气的紫外线辐射就增加, 在臭氧浓度最大高度上破坏大量的臭氧分子, 直到在高层由于日照时间的延长, 产生足够数量氧原子及臭氧分子, 保护低层臭氧分子免于紫外线的破坏. 所以, 臭氧含量的变化与太阳紫外辐射变化密切相关.

图 2 给出用一维时空光化学模式进行二次计算的结果. 其中一次输入定态初值, 臭氧总量为 335DU, 引进垂直运动(曲线 1); 另一次计算输入 1986 年中纬春分时节初值称做非定态初值, 臭氧总量为 366DU, 引进垂直运动(曲线 2). 定态初值条件下计算结

果的臭氧总量随时间的变化表明: 经过极夜, 臭氧总量从其初值 335DU 下降到 302DU (极夜最后一天为 215 天即 8 月 5 日)。在南纬 73 度地区, 太阳升起是在 216 天

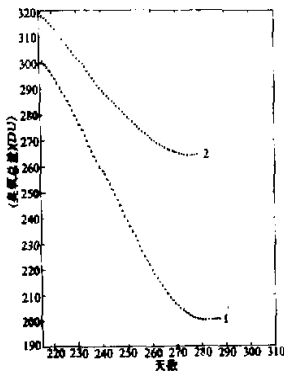


图 2 南极春季臭氧总量变化的计算值

1. 定态初值
2. 非定态初值

(8 月 6 日), 日照时间为 59 分钟。从曲线 1 看到, 太阳升起后, 臭氧总量持续下降, 在 230 到 255 天期间下降尤为迅速。在这期间日照时间从 6 小时延长到 10 小时。自 9 月中旬以后臭氧总量下降趋于缓慢, 于 284 天(10 月 13 日)达最低值为 194DU, 此后开始回升。曲线 2 指出, 臭氧总量从其初值 366DU 经过极夜下降到 320DU, 太阳升起后臭氧总量下降速度远比曲线 1 给出的结果慢, 而且下降的幅度小, 最低值为 263DU, 高于定态情况, 且比定态情况下出现得早(第 276 天即 10 月 5 日)。计算曲线 1 和 2 过程中的差别, 只是初值不同, 即定态与非定态, 其他计算条件完全相同。因此, 由于初值不同, 得出明显不同的结果表明, 南极臭氧的减少与来自低纬的臭氧含量及其他大气成分密切相关。虽然春季都出现臭氧亏损, 但其下降的速度及幅度差异很大。太阳紫外辐射的变化对各纬度上空的臭氧分布产生同样影响。

极区臭氧含量主要是来自低纬区的输送过程, 所以极区出现的臭氧亏损是低纬臭氧含量减少的继续, 但在极区特殊的条件下亏损被加速。

图 2 曲线 1 表明, 白天氯的催化化学对低层臭氧的破坏作用很明显。计算过程中输入的定态初值在 16—22km 高度上氯原子的含量比非定态初值(曲线 2)中的含量高出一个数量级, 其它各高度上则略高, 所以人为产生的氯化物对低层大气臭氧的破坏亦不可忽视。

图 3 给出南极臭氧下降发生在春季, 主要在 20—30km 的高度上(臭氧浓度最大高度)。比较极夜期间及春季的臭氧垂直分布可知, 在极夜处于 50km 以上, 由于垂直下降气流的输送, 臭氧混合比下降很快, 臭氧最大浓度的高度下降, 臭氧分子堆积在 20—30km 的高度上。太阳升起后, 在紫外线作用下, 高层开始形成臭氧分子, 其混合比较极夜时回升, 而在低层, 紫外线则破坏大量的臭氧分子, 在臭氧浓度最大的高度上, 其浓度比极夜时明显下降, 从而决定了臭氧总量的下降。

图 4 给出离子反应生成的 NO_x 及 HO_x 对臭氧变化的影响。比较两次计算结果, 加离子反应化合物比不加时各高度上臭氧的含量低, 特别是 50km 以上更为明显, 50km 以下 NO_x 和 HO_x 的出现是垂直输送结果。

平流层中 NO_x 和 HO_x 的主要来源是中性分子反应, 例如, 反应 $\text{N}_2\text{O} + \text{O}(\text{ID}) \rightarrow 2\text{NO}$ 是 NO 的主要来源。一些 NO_x 和 HO_x 可直接通过离子化了的粒子同大气中的氮和氢相互作用生成^[14]。在太阳黑子周峰值期, 太阳放出大量高能质子(太阳质子事件),

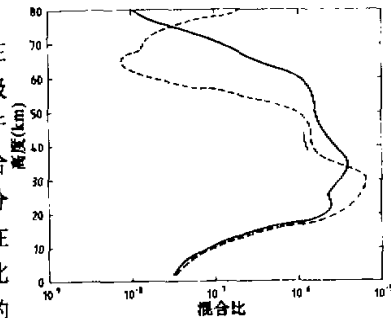


图 3 南极冬春臭氧垂直分布的计算值

- 春季 (275 天)
 --- 极夜 (215 天)

其中一部分沿地磁场磁力线进入极区, 在极区这些高能质子离子化分子, 产生氮氧, 氢氧化物, 这些化合物催化破坏臭氧分子可持续少则几天, 多则几年. 在太阳质子事件期间臭氧的减少主要发生在 50km 以上的高度, 说明氮氧, 氢氧化物催化破坏臭氧分子导致更多的紫外线穿透到低层大气, 分解那里的臭氧分子.

从 1979 到 1982 年期间, 即第 21 太阳黑子周峰值期, 曾发生过 5 次较大的太阳质子事件. 在极区一级以上的质子事件对臭氧就产生影响, 且冬季比夏季的影响大^[15]. 所以, 除了太阳紫外辐射的影响外, 太阳质子事件是造成南极臭氧亏损的另一个重要因素.

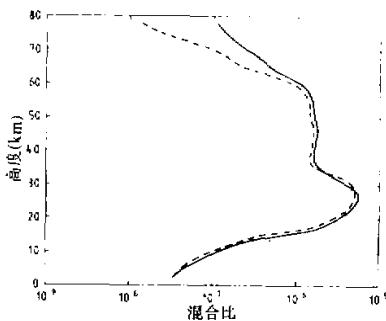


图 4 南极春季(225 天)臭氧垂直分布计算值
—— 不加 HO_x , NO_x
--- 加 HO_x , NO_x

图 5 是加与不加垂直运动计算在极夜期间臭氧的垂直分布. 比较两种情况, 加垂

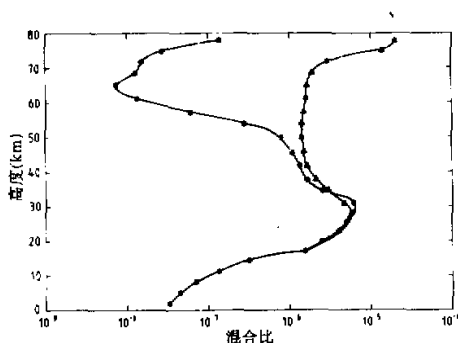


图 5 南极冬季臭氧垂直分布计算值
▲ 加垂直速度及 HO_x 和 NO_x
— 不加垂直速度及 HO_x 和 NO_x

直下沉运动的计算结果表明, 在高层从 50 到 70km, 臭氧浓度迅速下降, 而低于 30 km 的高度, 由于垂直输送臭氧浓度增加. 与此相反, 不加垂直运动的计算结果表明, 在臭氧浓度最大的高度上臭氧混合比小. 在 30km 以上各高度上则大大高于加垂直运动的计算结果. 由此可见, 垂直运动很可能是为什么臭氧减少发生在 20 — 30km 的高度上的动力原因. 在我们的模式中 20km 以下垂直速度为零. 在极区臭氧浓度最大高度实际上位于 20km 以下.

在极夜期间, 由于垂直下降运动, 各种大气成分沉集在较低层, 太阳升起后, 臭氧总量的减少是由于臭氧浓度最大高度上臭氧

分子的分解. 随着日照时间的延长, 高层产生足够数量的臭氧分子, 从而使紫外线穿透的深度降低, 保护低层臭氧, 臭氧总量回升. 此时光化过程占优势, 垂直运动的影响变得不明显. 冬季南极上空发展强大的下降气流是大气成分输送的工具, 同时也是它们的存储器, 所以, 南极冬季下降气流是南极上空出现臭氧洞的特殊的、局部的动力因素. 强的冷涡及低温加速了臭氧分解的碰撞过程. 图 3 臭氧垂直分布的计算结果与 1986 年 10 月 16 日在南极上空直接探测结果^[16] 基本相符.

上述关于南极臭氧洞形成的论据的直接证据是最近几年报道在北美、欧洲、亚洲观测到臭氧下降到 1958 年以来的最低水平^[17]. 卫星及地面站的观测也证明在 1982 年的臭氧量与其长期季节平均相比下降 5 — 7%. 1979 到 1984 年间, 在南纬 60 度地区观测到

十月份臭氧平均值在 23km 处减少到 10—15%^[18]。在其他纬度上也观测到臭氧下降的趋势^[4]。这些实际探测资料说明,近年来大气臭氧总量的减少是全球性的,但由于局部特殊条件,在南极出现了臭氧洞。

基于一维时空光化学模式的计算,南极出现臭氧洞主要是自然的太阳—大气非周期变化,人类活动对大气污染所造成的影响可能是次要因素,它将于第 22 太阳黑子周得到自复。

三、结 论

1. 南极臭氧洞形成的主要因素是第 21 太阳黑子周峰值期太阳紫外线辐射减少及伴随若干次大的太阳质子事件产生的 NO_x , HO_x 化合物的光化过程。

2. 南极臭氧洞形成的局部特殊条件是南极冬季强大的冷涡及其伴随的低温,冷涡输送空气质量集中到低层,低温加速臭氧分子分解的碰撞过程。

3. 计算过程中表明,当空气中氯原子增加时,臭氧量下降加速,因此,人为造成低层大气污染,直接破坏低层大气臭氧。

参 考 文 献

- [1] Farman, J.C., Murgatroyd, R.J., Silnickas, A.M. and Thrush, B.A. 1985, Ozone photochemistry in the antarctic stratosphere in summer, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **111**, 1013—1029.
- [2] Solomon, S., Garcia, R.R., Rowland, F.S. and D.J. Wuebbles, 1986, On the depletion of Antarctic ozone, *Nature*, **321**, 755—758.
- [3] Evans, W.F.J., Borille, B.W., McConnell, J.C. and G.S. Henderson, 1986, The simulation of antarctic ozone with chemical and dynamical effects, *Geoph. Res. Lett.*, **13**, No. 12, 1323—1326.
- [4] Callis, L.B. and M. Natarajan, 1986, The antarctic ozone minimum: relationship to odd nitrogen, odd chlorine, the final warming, and the 11 year cycle, *J. Geoph. Res.*, **91**, No. D 10, 771—796.
- [5] Kruger, B.C., Wang, G.Q. and P. Fabian, 1987, The antarctic ozone depletion caused by heterogeneous photolysis of halogenated hydrocarbons, *Geoph. Res. Lett.*, **14**, No. 5, 523—526.
- [6] Cariolle, D. and M. Deque, 1986, A GCM simulations of the ozone seasonal variations at high latitudes in the southern hemisphere, *Geoph. Res. Lett.*, **13**, No. 12, 1304—1307.
- [7] Brasseur, G., Rose, K., Giele, J.C. and C.M. Smythe, 1987, A 3-D model study of ozone and nitrogen oxides in the winter stratosphere and mesosphere, Presented at the European Geophysical Society X11 General Assembly, Strasbourg, 9—14 April.
- [8] Brard, D., 1987, Results of a 2-D model of the middle atmosphere: comparison with the concentrations profiles measured by the GRIUI spectrometer on board spacelab 1, Presented at the European Geophysical Society X11 General Assembly, Strasbourg, 9—14 April, 1987.
- [9] Dunkerton, T., 1978, On the mean meridional mass motions of the stratosphere and mesosphere, *J. Atmos. Soc.*, **35**, 2325—2333.
- [10] Holton, J.R. and W.M. Wehrbein, 1979, A semi-spectral numerical model for the large scale stratospheric circulation, Report No. 1, Middle atmosphere project, Dept. of Atmospheric sciences, University of Washington, Seattle.
- [11] WMO, Atmospheric Ozone, 1985, Assessment of our understanding of processes controlling its present

- distribution and change. World Meteorological Organization, 1986, 349 — 392.
- [12] Barnett, J.J. and M. Corney, 1985, Middle atmosphere reference model derived from satellite data, in K. Labitzke, J.J. Barnett, B. Edwards(eds.), Draft reference middle atmosphere, *Handbook for MAP*, 16.
- [13] Herman, J.R., J.E. Mentall, 1982, The direct and scattered Solar flux within the stratosphere, *J. Geoph. Res.*, **87**, No. C2, 1319 — 1330.
- [14] Fabian, P., Flentje, G. and W.A. Matthews, 1987, Stratospheric NO profiles measured simultaneously using low chemiluminescent balloon-borne sondes, *Planet. Space Sci.*, **35**, 609 — 614.
- [15] Ye Zonghai, Xue Shunsheng, Wang Lanyin (Ye Zong-hai, Xue Shun-sheng, Wang Lianying), 1987, The Solar Proton Events and the disturbances of atmospheric ozone, *Chinese Journal of Space Science*, vol. 7, No. 1, 65 — 72, (in Chinese).
- [16] Hofmann, D.J., Harder, J.W. Rolf, S.R. and J.M. Rosen, 1987, Balloon-borne observations of the development and vertical structure of the Antarctic ozone hole in 1986, *Nature*, **326**, 59 — 62.
- [17] Angell, J.K., Korshover, J. and W.G. Planet, 1985, Ground-based and satellite evidence for a pronounced total-ozone minimum in early 1983 and responsible atmospheric layers, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 641 — 646.
- [18] Heath, D.F., Bhartia, P.K. and B.M. Schlesinger, 1985, Large scale perturbation of stratospheric ozone during the period of slowly varying changes in Solar UV spectral irradiance and the eruption of El Chichon: 1978 — 1983, *EOS Trans. AGU*, **66**, 1009.

新 刊 信 息

中国科学技术期刊编辑学会主办的《编辑学报》已经正式出版。

《编辑学报》是有关编辑学的综合性学术期刊,报道国内外有关编辑学,主要是科技期刊编辑理论研究成果,交流编辑实践经验,为培养编辑人才,提高期刊质量,促进科技交流服务。本刊设有理论研究、专题报告、编辑工程、期刊管理、出版知识、科技文章写作、海外信息、书刊评介等。

读者对象,主要是科技编辑人员,撰写各类科技文章的科技人员,大专院校编辑专业的师生等。

《编辑学报》为季刊,国内定价每本 2.00 元,全年 4 期,共计 8.00 元,本会团体和个人会员 9 折优惠。订阅者请邮局汇款至“100081,北京海淀区学院南路 86 号 716 室中国科学技术期刊编辑学会发行组”。