

大气 O_3 光化学研究评述

王明星

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文综述了 O_3 研究的主要方面,包括平流层 O_3 的光化学平衡,人为活动对平流层 O_3 破坏的可能性及相应的理论和存在的问题,对流层 O_3 的源和汇及人类活动使对流层 O_3 增加的可能性及相应的理论问题,最后还讨论了 O_3 的观测方法和存在的问题。

一、问题的重要性

尽管 O_3 在大气中含量很少,但它对人类和地表生物却是极为重要的,对大气环流的形成和地球气候也是一个重要因子。我们都知道, O_3 对太阳紫外辐射有强烈的吸收,使得到达地面的波长短于约 $0.3\mu m$ 的紫外辐射很弱,从而保护了地面的生物和人,因为过量的紫外辐射能阻止细胞增长。因此,我们有时称平流层 O_3 为 O_3 保护层。如果大气中的 O_3 减少1%,到达地面的紫外辐射($0.28\mu m-0.32\mu m$)将会增加1.5—2%,而有的研究表明,人类皮肤癌的发病率是与紫外($0.28\mu m-0.32\mu m$)辐射的强度成正比的。

O_3 对太阳紫外辐射的吸收是平流层的主要热源,平流层 O_3 随高度的分布直接影响平流层的温度结构,从而对地球气候的形成起着重要的作用。平流层 O_3 减少将会使平流层上层的温度降低。

另一方面,如果地面附近含有过多的 O_3 ,人和其它动物的呼吸系统将会受到严重损害。最近几年的研究表明,当地面 O_3 相对浓度达到0.1ppm时,会引起人的呼吸道发炎,浓度达到5ppm时,就会危及人的生命。

由于大气 O_3 的自然含量很低,所以它很容易受到人类活动的冲击。如前所述,如果人类活动使平流层 O_3 减少,其结果一方面使到达地面的太阳紫外辐射增加,对地表生物和人类健康造成危害;另一方面又使平流层上层温度降低,从而影响大气环流和气候。城市大气污染造成的光化学烟雾会使局地大气 O_3 浓度达到很高的水平而危及人体健康。因此,我们对 O_3 问题的关心实际上是两个方面的问题。一方面是平流层 O_3 的自然光化学平衡和人类活动对它的冲击。另一方面是对流层 O_3 的生成和破坏过程及其浓度增加的可能性。

二、平流层 O₃

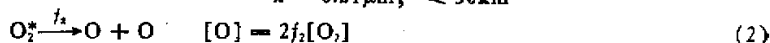
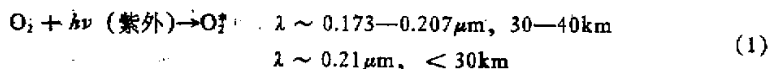
平流层 O₃ 曾在 70 年代经历过一场虚惊, 但向我们揭示了平流层光化学过程的复杂性, 不象过去认为的那么简单。

(a) 纯氧大气光化学平衡理论

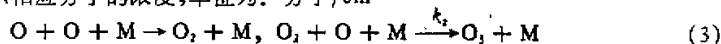
观测表明 O₃ 在平流层出现浓度极大值, 这说明 O₃ 在那里不断产生和消失, 维持着一个动态平衡过程。

1930 年 Chapman 首先提出平流层 O₃ 生成和破坏的主要机制是氧的光化学反应, 后来人们也在不断探讨其它可能的机制, 如极光和宇宙射线的作用, 但一直未能得到观测事实的支持, 直到现在人们仍然认为维持平流层 O₃ 的机制是 O₂ 的光化学平衡。Chapman 最初是把光化学理论用于纯氧大气, 大气的其它成分在这种光化学过程中只起第三体的作用而不参与反应。从 50 年代起人们就不断对这一理论的正确性提出怀疑, 直到 70 年代末 80 年代初科学家们才断言其它大气成分确实参与平流层大气 O₃ 形成和破坏的光化学过程, 但是定量的结果仍然有很大的争议。

Chapman 的基本理论

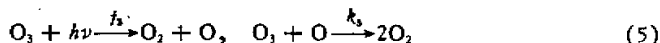


其中符号 [] 表示相应分子的浓度, 单位为: 分子/cm³



其中 M 是中性第三体, 可以是 N₂ 和其它分子, 第三体的作用是维持反应过程的能量和动量守恒。

光化学进程同样也使 O₃ 破坏



上述反应中 (2)(3)(5) 是奇氧 (O 和 O₃) 生成和破坏的反应 (5)(3) 是 O 和 O₃ 相互转换的反应。这后一类反应比前一类要快得多, 因而 O 和 O₃ 之间的平衡可迅速建立, 与奇氧生成和破坏的进程无关, 以上方程给出, 平衡时:

$$d[\text{O}_3]/dt = k_2[\text{O}_2][\text{O}][\text{M}] - k_3[\text{O}_3][\text{O}] - f_3[\text{O}_3] = 0 \quad (6)$$

$$d[\text{O}]/dt = 2f_2[\text{O}_2] - k_3[\text{O}_3][\text{O}] - k_2[\text{O}_2][\text{O}][\text{M}] + f_3[\text{O}_3] = 0 \quad (7)$$

其中因 [O] 极小, $k_3[\text{O}_3][\text{O}] \rightarrow 0$ 所以解 (6)、(7) 二式得到

$$[\text{O}_3] = \frac{-f_2[\text{O}_2] + (f_2^2[\text{O}_2]^2 + 4f_3f_2k_2[\text{O}_2]^2[\text{M}])^{\frac{1}{2}}}{2f_2} \quad (8)$$

其中 $k = k_2/k_3$, 如果忽略微量成分, $[\text{M}] \approx [\text{O}_2] + [\text{N}_2]$ 也可写成 $[\text{M}] = a[\text{O}_2]$, a 是一个常数, 上式变成

$$[\text{O}_3] = \frac{-f_1[\text{O}_2] + (f_1^2[\text{O}_2]^2 + 4f_2f_3ka[\text{O}_2]^3)^{\frac{1}{2}}}{2f_3} \quad (9)$$

因为 $f_1 \ll 4f_2f_3ka[\text{O}_2]$, 所以上式可化简成

$$[\text{O}_3] = a^{\frac{1}{2}}[\text{O}_2]^{\frac{3}{2}}(kf_2/f_3)^{\frac{1}{2}} \quad (10)$$

如果系数 k , f_1 , f_3 及其随温度的变化, 亦即随高度的变化, 能够很好确定, 则原则上可由上式及 O_2 和 N_2 的垂直分布计算出 O_3 的垂直分布廓线。到目前为止, 系数 k 可以在实验室内较好地确定, 它与温度的依赖关系也能较好的确定。比较困难的是 f_1 和 f_3 随高度的变化, 因为这两个参数依赖于辐射的吸收, 随着太阳辐射深入大气其变化极为复杂, 理论上:

$$f_1 = \Phi_1 \int I(\lambda, h) \alpha_{\text{O}_2}(\lambda \cdot p) d\lambda \quad (11)$$

$$f_3 = \Phi_2 \int I(\lambda, h) \alpha_{\text{O}_3}(\lambda \cdot p) d\lambda \quad (12)$$

其中, $I(\lambda, h)$ 是高度 h 上波长为 λ 的辐射强度, α_{O_2} 和 α_{O_3} 分别是 O_2 和 O_3 的吸收系数, 因为 I 和 α 都是波长和高度的函数, 而且其关系极为复杂, 所以现在还不能写出 f_1 和 f_3 的标准解析表达式, 因此, $[\text{O}_3]$ 的垂直廓线也还不能用解析解来求。用各种各样的简化数值模式来求解式(10)、(11), (12)来计算 $[\text{O}_3]$ 的垂直廓线就成了过去几十年来非常活跃的研究课题。可是, 至今还没有一个模式计算结果与实际观测结果完全一致。

过去几十年的研究表明, 这种理论结果与观测事实的矛盾可能有两个原因: 一是大气 O_3 的浓度不仅是光化学平衡过程决定的, 大气动力学过程也起重要作用; 即光化学平衡态不断受到动力学过程的扰动。另一个原因是大气不是纯氧大气, 其它微量气体的光化学过程也对 O_3 分布起重要作用。基于这种认识, 近几年平流层 O_3 研究主要集中在两个方面:

1. 把动力学过程包括在光化学平衡模式中。
2. 探讨诸多的微量成分的光化学反应对大气 O_3 分布的重要作用。现分别简述如下:

(b) O_3 浓度与大气运动的关系

大气环流的正常运动, 涡旋以及各种尺度的湍流运动都使得 O_3 的光化学平衡态受到扰动, 从而改变着 O_3 浓度的分布, 随着空气的运动, O_3 浓度的变化可用下式表示

$$\frac{d[\text{O}_3]}{dt} = \alpha([\text{O}_3]_0 - [\text{O}_3]) \quad (13)$$

$$\text{或} \quad \frac{\partial [\text{O}_3]}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}([\text{O}_3]u) + \frac{\partial}{\partial y}([\text{O}_3]v) + \frac{\partial}{\partial z}([\text{O}_3]w) = \alpha([\text{O}_3]_0 - [\text{O}_3]) \quad (14)$$

其中 u , v , w 为风速的三个分量, $[\text{O}_3]_0$ 为光化学平衡 O_3 浓度, $\alpha = \frac{1}{\tau}$ 是光化学平衡破坏(或复原)的速度, Комратьева 首先对(14)式进行了一维数值近似解, 她取 $w = 10 \text{ cm/s}$, 成功地解释了观测到的平流层 O_3 层最大密度高度的日变化, 但她所用的垂直速度比实际观测值要大得多。

1964 年 Березиц и Шафрик 进一步考虑了垂直方向的湍流扩散运动, 更好地计算了 O_3 极大值层高度和极大值浓度的变化, 后来他们又对所用的运动参数作了各种修正,

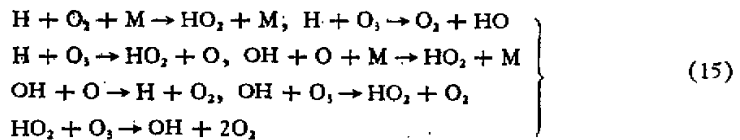
使之更接近实际。

随着计算机的发展,人们开始考虑二维运动的数值解,1963年 Prabhakare 首先计算了有规则经向环流和垂直湍流扩散运动条件下的分布,定性地解析了观测到的 O_3 的经向分布,极地极大值和对流层顶 O_3 浓度与平流层 O_3 浓度的相关性。1965年 Бекорюков 进一步发展了上述二维模式,解析了观测到的 O_3 浓度分布的次极大高度。

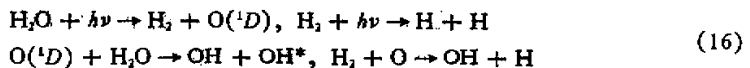
此后人们在进一步完善包含经向环流和湍流运动的二维动力模式的同时还进一步对光化学理论进行修正,发展了各种更复杂的 O_3 分布模式。70年代开始出现一些三维模式,进一步考虑了 O_3 浓度的纬向变化。

(c) 更复杂的光化学平衡问题

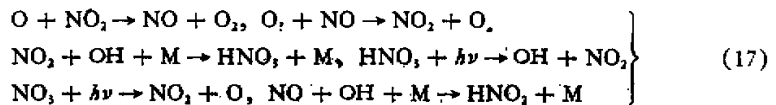
60年代科学家们发现由水汽产生的自由基主要是 H , OH 和 H_2O_2 ,在平流层 O_3 光化学中也起重要作用,因为这些自由基很容易与 O_3 和 O 反应,可能的反应有:



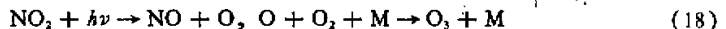
自由基的来源是水汽的光化分解



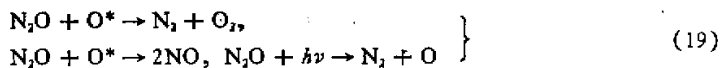
Johnston 和 Dodolske (1978) 估计,含 H 自由基与 O 和 O_3 的反应过程在 O_3 总消失量中可能占 5—10%。后来人们发现,氮氧化物也参与 O_3 的光化学平衡,这些反应包括:



根据上述反应西德大气化学家 Crutzen 曾首先提出,超音速飞机在平流层中排放 NO_x 能够改变平流层 O_3 浓度分布,此后这方面研究很活跃;有各种模式,认为 NO_x 的增加会使平流层 O_3 减少,但是人们不久便发现 NO_x 增加通过下列反应使 O_3 增加



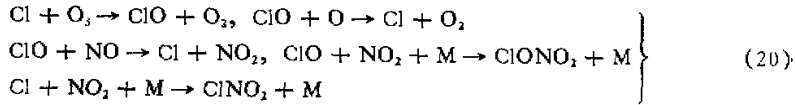
实际上 NO_x 在较高的高度上破坏 O_3 而在较低的高度上又产生 O_3 。所以 NO_x 的增加可能只局部改变 O_3 的垂直分布,而对 O_3 总量的影响却极小,这里还应当指出平流层的 NO_x 不仅来自人为的排放,对流层中的 N_2O 也是平流层中 NO_x 的一个源, N_2O 到达平流层中以后会因光化分解而产生 NO_x ,可能的反应有



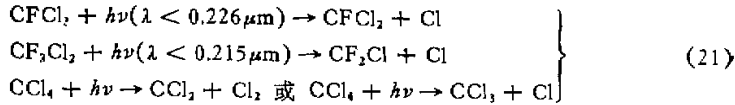
此问题极为复杂,这不仅涉及到平流层光化学过程,还涉及到对流层中氮化物的循环,特别是 N_2O 的地面生物源,我们至今对这个问题还知道的甚少;地面上人类活动产生的 N_2O 将如何影响平流层 O_3 可以说还一无所知。

氮化物对平流层 O_3 的影响是当前 O_3 研究的又一个重要领域。平流层中的氮化物主

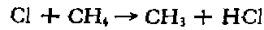
要是人为产生的氯氟碳化合物,四氯化碳等化合物通过动力输送到平流层的,影响平流层 O_3 的反应有



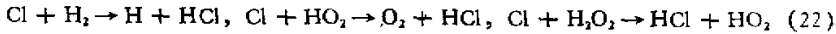
有关Cl原子形成的反应有



CH_4 可能在Cl原子的消耗中起了重要作用,从而抑制了氯化物对 O_3 的破坏,可能的反应有



当然Cl也可能与影响 O_3 分布的 OH , HO_2 等自由基反应,即



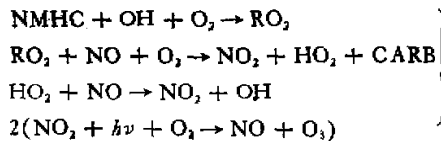
很显然,上述这些影响大气 O_3 浓度的光化学反应的相对重要性是决定大气 O_3 命运的关键所在,过去研究的各种结果之所以相差很大,就是因为不同作者强调了某些过程而忽略了另一些过程,到目前为止,究竟哪些过程起决定作用仍然莫衷一是。这主要是因为上述过程的相对重要性不仅取决于化学反应的速率,还取决于各种成分的浓度,而目前关于上述各种微量成分的浓度还没有准确的资料。因此,当前平流层 O_3 的研究已不仅限于光化学理论的探讨,还需要大大加强平流层微量成分的探测。

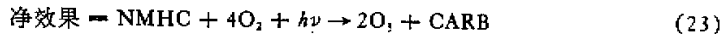
三、对流层 O_3

前面我们已经提到,由于更切实际的环境问题,使得对流层 O_3 的研究更为人们重视。关于对流层 O_3 分布的研究起步较晚。过去的研究仅限于平流层和对流层之间的 O_3 交换,及地面上 O_3 的破坏,只是在70年代人们才开始注意在自由对流层中 O_3 的产生、破坏及转化输送问题。目前对流层 O_3 研究的主要领域有:

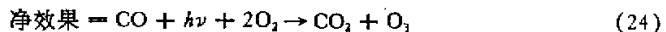
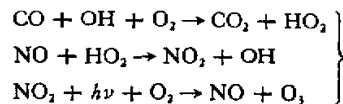
(a) 对流层 O_3 的源

对流层 O_3 的主要源是:(1)平流层注入,这一点过去研究比较充分。由大气环流输送模式计算和各种测量推断,穿越对流层顶的 O_3 的通量为: $3-12 \times 10^{10}$ 个分子/ $cm^2 \cdot s$ 。(2)光化学生成过程,这种光化学过程不仅发生在城市污染大气中(如光化学烟雾等)也会发生在干净的大气中,近几年的研究表明,对流层中 O_3 的光化学产生过程主要与氮氧化物和碳氢化合物有关,也有的观测资料说明CO的有关反应也会产生 O_3 ,主要化学反应有:





其中 R 表示大分子 C—H 自由基。CARB 表示碳化合物, NMHC 是除 CH₄ 以外的烃。



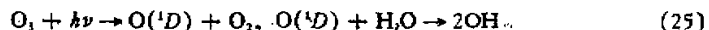
根据上述这些反应,美国 NOAA 的环境研究实验室的最新模式计算结果表明对流层 O₃ 产生率与 NO_x 的浓度有关;根据在美国人为排放的 NO_x 和 NMHC 的浓度计算出的夏季气柱内 O₃ 产生速率为 $1 \times 10^{14} \text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ 这一数值大约是平流层向对流层输送通量的二十倍。根据自然产生的 NO_x 计算的 O₃ 产生率为 $1.9 \times 10^{14} - 12 \times 10^{14} \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 比人为影响小些。冬季光化学 O₃ 产生速率要低得多。这些结果对全球 O₃ 分布的影响目前仍然不很清楚。同时目前不同模式的计算结果差别也比较大,变化范围为 $10^{14} - 10^{15}$ 个分子/cm²·s 结果不同的主要原因是不同作者使用的 NO_x 的浓度分布不同,各家使用的 NO_x 的浓度分布有的是计算的,有的是依据一些测量资料。不管是计算的还是测量的其可靠性都很差。因此,这一研究领域的重点一是上述反应的速率,二是反应物浓度的准确测量。

(b) 对流层 O₃ 的汇

对流层 O₃ 的主要汇是在地表的破坏和对流层大气中的光化分解,另一个可能的汇是在地表附近与生物排放的有机物的快速反应。

过去对地面上的破坏研究较多,因为 O₃ 一旦达到地面就立即破坏,所以地面的破坏通量表示为地表沉降速率。O₃ 的地面沉降速率空间变化很大,它与地面状况、植被种类、季节和时间有关。过去曾用各种方法测量 O₃ 的沉降速率,使用的重要方法有直接测量盖在某一特定表面上的盒子内的 O₃ 损失速率;通过测量 O₃ 垂直梯度推测通量;用 eddy correlation 技术推断通量。近来比较倾向于 eddy correlation 技术,测量结果是陆面 2.0—0.2cm/s,水面、冰面 0.1—0.02cm/s,依据这些沉降速率和地表附近 O₃ 的浓度资料,模式计算表明,全球范围 O₃ 在地面的破坏量与平流层 O₃ 注入量相当。

对流层大气中 O₃ 的破坏过程是:



也有人提出了其它一些反应机制,如氮氧化物的氧化和与 HO₂· 自由基的反应等。近几年来在太平洋海洋边界层中进行的一些测量推断光化破坏率可达 $1 - 2 \times 10^{14}$ 分子/cm²·s,与光化学生成过程一样,这一结果的不确定性也是很大的。

(c) 对流层 O₃ 的全球分布

因为 O₃ 本身的辐射特性和可能的气候效应以及它在对流层大气化学中的重要作用。O₃ 全球分布的研究就显得非常重要。

我们都知道 O₃ 有很强的红外吸收带,所以对流层 O₃ 的变化必然会引起地气辐射收

支的变化从而影响我们的气候。对流层 O_3 的分布还直接影响大气中 OH 自由基的分布, 而 OH 自由基被认为是对流层大气化学中最重要最关键的成分。

当今关于 O_3 全球分布的研究重点是发展观测方法, 因为现有的 Dobson 臭氧仪和其它观测仪器都不能提供有用的对流层 O_3 的信息, 因为这些方法测量的基本上是垂直气柱内的 O_3 总量, 其 90% 在平流层中, 近代的臭氧探空站虽然提供了一些对流层 O_3 的资料, 但这些资料存在着严重的缺陷, 这主要有:

(1) 各测站使用了不同的感应元件, 它们从未得到严格的标定, 因而可靠性比较差, 各不同测站资料之间的可比性就更差。有人曾将各测站之间的资料加以比较, 发现把各测站资料放在一起使用是不可能的。

(2) 现有的臭氧探测站密度太小, 分布也很不均衡, 根本不可能用来监测 O_3 的全球分布。

因此, 发展准确的测量方法, 建立适当的观测网是当前的当务之急。

(d) O_3 在酸雨形成中的作用

酸雨问题是当今世界上最引人注目的环境问题之一, 过去 30 多年的降水化学成分观测表明, 酸性降水的主要酸是 H_2SO_4 和 HNO_3 。人们普遍认为酸雨的成因是人为活动向大气排放 SO_2 和 NO_x , 这些物质在大气中转化成 H_2SO_4 和 HNO_3 。因此, SO_2 和 NO_x 成酸机制的研究就成了酸雨形成机制研究的一个最重要课题。过去几十年中, 人们在实验室里进行了大量研究, 发现 O_3 在 SO_2 的均相氧化和水溶液中的氧化中均起重要作用。在特定条件下 O_3 在 SO_2 的溶液相氧化过程中起决定作用。例如当溶液中的 Mn, Fe 等离子浓度超过 $10^{-6}M$ 时, SO_2 被 O_3 的氧化可在 pH 值很低时进行, 但这些结果如何用到实际大气中, 用到各种不同的降水云系中尚需作大量工作, 这里的关键也是 O_3 , OH , H_2O_2 等微量成分的浓度的准确确定。

四、 O_3 的观测

(a) 地面光学方法

对大气 O_3 的真正有价值的观测始于 Dobson 臭氧仪的问世, 自 1929 年 Dobson 发明第一台紫外光栅分光光度计以来, Dobson 本人及其他科学家一致在世界范围内用 Dobson 臭氧仪监测着大气 O_3 , 使用 Dobson 臭氧仪可以测量 O_3 总量并可用逆转法测量 O_3 垂直分布。半个世纪来, 人们一边观测一边改进由光谱测量推算 O_3 总量和垂直分布的方法, 更新各波段的吸收系数, 但仪器本身却始终保持了原貌 (只有电子部分现代化)。Dobson 臭氧仪已被世界气象组织确定为标准仪器, 其它地面观测仪器都要以它为标准来加以标定。

Dobson 臭氧仪的基本工作原理是根据 O_3 对四组标准波长, A (0.3055 和 $0.3254 \mu m$) B (0.3088 和 $0.3291 \mu m$) C (0.3114 和 $0.3324 \mu m$) 和 D (0.3176 和 $0.3398 \mu m$) 的吸收来推算 O_3 , 过去 50 多年中人们对这些波长的 O_3 吸收系数进行了大量实验室测量和野外实际测量, 使之日益接近准确并逐步取得一致意见。在世界范围使用了统一的吸收系

数,以使得各测站的观测结果可以互相比较。

本世纪 60 年代苏联研制了滤光片式臭氧仪,它的基本工作原理与 Dobson 臭氧仪相同,但结构简单,造价低,在用 Dobson 臭氧仪标定后,这种仪器也被世界气象组织接受,并在苏联和东欧国家广泛采用。

① 尽管在此期间还研究过其它许多类似的仪器,但最好用的只有上述两类,这些仪器都在一定程度上受大气污染,特别是颗粒物的影响,尽管采取了一些订正方法,在污染严重的地方仍然不能得到满意的结果。上述二类仪器能够准确地确定垂直气柱内 O_3 总量,但对垂直分布的测量结果却不能令人满意。世界范围内 O_3 观测资料都集中到设在加拿大的 O_3 资料中心,它正为我们研究大气 O_3 提供有价值的资料。

(b) O_3 分布的空中观测

随着气球、飞机和火箭运载工具的发展,人们逐步发展了许多直接探测 O_3 的方法,用于气球探测的臭氧探测仪,通常称为臭氧探空仪。第一次 O_3 探空实验是 Regener 于 1934 年完成的,他们在探空气球上安装了紫外摄谱仪。此后出现了许多实用的臭氧探测仪,这些仪器依其基本工作原理大致可分为三类:

① 光学臭氧探空仪 首先由 Vassy 1958 年发明,它基本属于一种滤光片式光度计,通过测量 O_3 对太阳紫外辐射的吸收来推算 O_3 浓度。1959 年西德 Paefzold 设计了类似的仪器。以后苏联和日本等国均设计了改进型光学臭氧探空仪,用这种仪器能够测量平流层中 O_3 的垂直分布,由于对流层中太阳紫外辐射很弱, O_3 浓度很低,所以这种仪器不能探测对流层 O_3 。

② 电化学臭氧探空仪 根据 O_3 能够从碘化钾溶液中释放出气体碘的原理,即

$$2KI + O_3 + H_2O = 2KOH + I_2 \uparrow + O_2 \quad (26)$$

Brewer 和 Ford 设计了电化学臭氧探测仪。在 KI 溶液中插入两个电极,电极间加一定电压,当溶液中有 O_3 通过时上述反应产生的 I_2 在阴极被电离,在阳极上又恢复为分子,产生电流,这样根据电流的大小可以推算 O_3 的量,这种仪器灵敏度较高,但响应较慢,需要在缓慢上升的气球上方能测量 O_3 垂直分布,这种仪器 1958 年首次使用。以后不断改进,并得到推广。

③ 化学发光臭氧探空仪 根据一些物质与 O_3 发生反应时能发光的原理,Regewer 发明了化学发光臭氧探空仪,使用的物质是由洛丹明-B 的水溶液同二氧化硅凝胶和阿拉伯树胶混合真空烘干后制成的洛丹明-B 发光粉。它在空气中的发光强度较精确地正比于空气中的 O_3 量,并能很快的响应 O_3 浓度的变化。因此这种仪器具有灵敏度高,响应速度快的优点。1962 年发明以来已在许多探空站使用。

目前世界上已有不少臭氧探空站,它们的资料也和地面 Dobson 站的资料一起集中在世界臭氧资料中心。但这些探空资料尚未进行准确的标定,它们之间的可比性较差。

(c) O_3 的卫星观测

利用人造地球卫星观测 O_3 首先始于“被动式卫星观测”,即观测卫星反射的太阳辐射来推算 O_3 浓度。1960 年美国卫星回声 I 和 1964 年的回声 II 上均作过一些尝试。但未

获得有用的结果。1966 年苏联宇宙-121 卫星上首先安装了紫外分光光度计,开创了“主动式卫星探测”观测 O_3 的新纪元。此后,美国卫星——雨云系列卫星相继安装了光栅式紫外分光光度计。并开始试验利用 O_3 红外吸收带观测 O_3 的可能性。与地面观测相比,卫星观测具有很多优点,但也有许多困难。这些都是卫星遥感其它大气参数所共有的,我们这里不再一一详述。尽管存在许多问题,人们仍然相信,卫星观测将在全球范围 O_3 的监测中发挥越来越大的作用。

参 考 文 献

- [1] Meszaros E., 1981, Atmospheric chemistry, Akademiai Kiado Press, Budapest, 199.
 - [2] 王贵勤等编译,1985,大气臭氧研究,科学出版社.
 - [3] The Global tropospheric chemistry panel, 1984, Global Tropospheric Chemistry, National Academy press, Washington D. C., 194.
 - [4] Houghton J. T., 1976, The physics of atmospheres, Cambridge University press, cambridge, 202.
 - [5] Dobson, G. M. B., 1976, Selected Papers of G. M. B. Dobson, oxford university press, oxford, 170.
- ////////////////////////////////////

《阵地区域军事气候志》即将出版

为了帮助发射营以上各级指挥员学习气象知识,了解、掌握发射首区的基本气候特点和天气变化的一般规律,趋利避害,增强作战、训练决策的科学性,战略导弹部队某部司令部气象室组织编写了近 20 万字的《阵地区域军事气候志》。书稿已经修改审定,将不久由军内出版社编辑出版。

据审定委员会有关专家指出,这部气候志范围集中,资料翔实,内容丰富,突出了危及导弹发射安全的危险天气高海拔、低纬度山区的气候特点,有很强的实用性和较高的科研价值。

(黎政祥 卢传智)