

SO₂ 与 CO₂ 反向气候效应的模拟

YORAM J. KAUFMAN MING-DAH CHOU

摘要 SO₂ 构成的云凝结核会增加行星反照率,因此可使行星变冷。这种效应可抵消由温室气体增加造成的全球增暖。在二维模式中详细论述了矿物燃料燃烧与影响云反照率的 SO₂ 的关系以便计算气候效应。尽管我们在硫酸盐气溶胶和大气源汇方面的知识存在很大缺陷,还是有可能得出一般性结论。按保守算法,结果表明由于 SO₂ 排放导致的变冷作用目前能抵消 CO₂ 增温效应的 50%,模式预测出自 1980 年以来有一个强大的增温趋势,仅 1980~1990 年间,就增温 0.15℃。使用政府间气候变化专门委员会(IPCC)的正常排放(BAU)方案预测出到 2060 年 SO₂ 变冷可减少气候增温 0.5℃(或 25%);使用 D(缓慢增加的矿物燃料燃烧)方案预测可减少 0.2℃(或 20%)。对利用南北半球间的不同响应来证实 SO₂ 变冷作用的存在假说,进行了研究。尽管 SO₂ 变冷大多数发生在北半球大陆,模式所预报的 1980 年南北半球温度响应之差(-0.2℃)却至少能保持到 2060 年,这是由于大陆(比海洋)较快的温度响应与 CO₂(比 SO₂)较大的强迫作用共同影响的结果,同时也检验了为减少酸雨从污染排放成分中过滤全部的 SO₂ 的气候效应,结果是,在清除掉 SO₂ 排放后的最初几年具有 0.4℃的增温骤变。

1 引言

在气候系统中,矿物燃料燃烧有两个相互抵消的作用:一是燃烧释放的 CO₂ 和其它一些痕量气体造成的增温效应(Manabe 和 Wetherald,1980;Hansen 等,1988);另一个是释放 SO₂ 形成硫酸盐微粒导致的变冷作用(Mitchell,1975;Charlock 和 Sellers,1980;Twomey 等,1984;Nigley,1989;Kaufman 等,1991)。在目前排放状况下,SO₂ 造成的变冷具有至少部分抵消 CO₂ 增温效应的能力。CO₂ 的辐射效应可以相当容易地从它的红外

吸收与发射的性质中估算,但这种辐射效应对气候的影响由于海洋的响应和气候系统中各个不同成分之间的反馈作用变得复杂起来(Cess 等,1990)。由 SO₂ 导致的变冷是 SO₂ 被氧化成硫酸和硫酸盐的结果,这些硫化合物构成亲水性次微米微粒把太阳辐射散射至太空,因此形成直接变冷(Mitchell,1975;Coakley 等,1983;Charlson 等,1991),这里称之为直接效应。同时这些微粒也增加了云凝结核(CCN)的浓度,远海洋区(那里人为 SO₂ 最少)的云凝结核的浓度为 30~50cm⁻³;工业污染区或火灾有机烟尘造成的云凝

核的浓度为 $1000 \sim 4000 \text{cm}^{-3}$ 。云凝结核浓度的增加导致了云滴浓度的增加,这可以从取自北美东部的数百个云水样品的系统分析中得到证实,表明了云水硫酸盐浓度的增加与气溶胶微粒浓度和云滴浓度的增加有关,但与液水含量无关。云滴浓度的增加导致云内总反射表面积的增加,从而造成云反照率的增加,这叫做间接效应。然而,这种效应由于涉及到的因子较多而变得比较复杂(比如,云中液水含量的变化)。观测表明,云凝结核浓度的增加至少在层状云中延长了云的寿命,这是由于抑制了降毛毛雨的机会,这就增加了行星反照率进而对全球变冷起到了更大的作用(Liou 和 Ou, 1989)。

在 SO_2 气候效应的研究中,一个主要困难是云凝结核浓度的估算(Twomey 等, 1984; Hansen 和 Lacis, 1990; Charlson 等, 1990; Baker 和 Charlson, 1990)。云凝结核浓度的不确定性是由大气中硫化化合物的寿命较短、污染源的不均匀分布以及云凝结核浓度垂直分布的变化造成的。

我们假定 SO_2 效应可由观测到的南北半球的增温差异得到验证。由于大量 SO_2 的排放,我们可以预料 SO_2 的气候效应是北半球大于南半球,但由于南北半球间温度变化差异的证据缺乏,所以 Schwartz(1988)假设 SO_2 的气候效应是微弱的。Wigley(1989)发现南半球的温度变化要比北半球大 0.1°C ,而且这个差异还有 $\pm 0.2^\circ\text{C}$ 的不确定性。正是由于南北半球间温度响应差异的不确定性很大,所以人们得不出 SO_2 的气候效应是不显著的。人们感兴趣的是检验 SO_2 导致的变冷在将来是否能造成南北半球温度响应之间较大的差异。尽管他们没有检验出 SO_2 的间接强迫作用,但 Charlson 等(1990)认为 SO_2 的直接强迫作用是相当可观的,而这种强迫作用与人为 CO_2 效应是相反的。在以后的章节中将表明, SO_2 的间接强迫作用要比直接强迫作用大得多。

本文详细分析了矿物燃料燃烧、 CO_2 与

SO_2 排放、人为云凝结核浓度与云反照率之间的关系,还使用 Peng 等(1987)的二维气候模式对 CO_2 和 SO_2 综合气候效应进行模拟,但没考虑计算 SO_2 引起的云寿命增加,同时假设石墨碳对云反照率减少的影响可忽略(Twomey 等, 1984)。

2 SO_2 的直接效应和间接效应

在最近一篇评述文章中, Charlson 等(1992)着重强调了 SO_2 直接气候效应的显著性和间接气候效应的不确定性。另外, Twomey 等(1984)指出:与直接效应相比而言, SO_2 间接作用对气候有强大的影响。这种影响起因于从在干燥状况下为 $0.01 \sim 0.02 \mu\text{m}$ 的核半径到几个微米的云滴的形成。云的形成把散射截面增大 $7 \sim 8$ 个量级,所以重要的是找到一种直接比较这两种效应的方法。在这一节,我们比较硫酸盐浓度增加的直接效应和间接效应。这样比较的优点是这两种效应的比值不依赖于 SO_2 的排放率、 SO_2 变成硫酸盐的转化率和硫酸盐的地理分布。

设 SO_2 形成的气溶胶微粒浓度的增量为 ΔN_a , 那么由气溶胶微粒直接造成的行星反照率增量 ΔA_d 可计算如下:

$$\Delta A_d = 2(1 - C_T)(1 - A_s)^2 H \beta \Delta N_a \cdot \int_0^\infty \pi r^2 Q_s \frac{dn}{dr} dr \quad (1)$$

方程中,假设为单散射, C_T 为总云量, A_s 是地面反照率, H 是气溶胶层的厚度, β 是后向散射率, dn/dr 是标准化的微粒尺度分布, r 是微粒半径, Q_s 是散射效率,因此 $\pi r^2 Q_s$ 是微粒的散射截面。方程(1)与 Charlson 等(1992)的(2)相似,只是用单位体积的气溶胶截面积和垂直分布取代了气溶胶的光学厚度。我们将会看到,这种替换会帮助比较给定尺度分布的直接和间接效应,其中因子 2 说明平均太阳天顶角。由于薄卷云不遮盖气溶胶效应,故 C_T 不包括薄卷云,再加上估算薄卷云对地球覆盖率的困难,所以使用总云量。

间接效应的计算以 ΔN_a (气溶胶微

表 1 方程(5)对三种大气过程和对数正态分布和两个折射指数的积分计算结果. 气溶胶类型 A, B, C, D 代表不同气溶胶尺度分布和折射指数, 对过饱和 0.1% 和 0.5% 分别做计算

气溶胶类型	A	B	C	D
折射指数 n_r	1.43	1.43	1.43	1.55
微粒众数半径 $R_g(\mu\text{m})$	0.03	0.03	0.05	0.03
微粒尺度对数 正态分布标准差 σ	0.35	0.60	0.60	0.35
散射截面 σ_s	$5.9 \cdot 10^{-5}$	$1.2 \cdot 10^{-3}$	$1.1 \cdot 10^{-2}$	$9.4 \cdot 10^{-5}$
活化微粒数的份额:				
对 0.5% 过饱和, $f_c(r_{\min}=0.02)$	0.87	0.75	0.93	0.87
对 0.1% 过饱和, $f_c(r_{\min}=0.07)$	0.008	0.08	0.29	0.008
$R_{eff}(\text{mass})(\mu\text{m})$	0.04	0.05	0.09	0.04
$R_{eff}(\text{mass}, \text{过饱和 } 0.5\%)(\mu\text{m})$	0.04	0.06	0.09	0.04
$R_{eff}(\text{mass}, \text{过饱和 } 0.1\%)(\mu\text{m})$	0.18	0.12	0.13	0.18
$\eta(\text{mass}, \text{过饱和 } 0.5\%)$	$10^{-4} \sim 8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3} \sim 0.02$	$0.014 \sim 0.13$	$1.4 \cdot 10^{-4} \sim 1.3 \cdot 10^{-3}$
$\eta(\text{mass}, \text{过饱和 } 0.1\%)$	0.01~0.04	0.02~0.2	0.05~0.44	0.016~0.14

粒浓度增量)与 ΔA_c (云反照率的相应变化)之间的关系为基础,按 Kaufman 等(1991),对于小 ΔN_d ,

$$\Delta A_c = 0.17(\Delta \tau / \tau) = 0.057(\Delta N_d / N_d) = 0.04(\Delta N_c / N_c) = 0.04 f_c(\Delta N_d / N_c) \times 2$$

式中 τ 是云的光学厚度, N_d 是云滴浓度, N_c 是云凝结核的初始浓度, ΔN_d 和 ΔN_c 分别是 N_d 和 N_c 的增量(由气溶胶微粒浓度增量 ΔN_d 造成的)。可形成 CCN 的气溶胶微粒的份额 f_c 依赖于云中达到的最大过饱和与气溶胶尺度分布; f_c 可作为比最小激活半径 r_{\min} 大的微粒数的份额来计算:

$$f_c = \int_{r_{\min}}^{\infty} \frac{dn}{dr} dr \quad (3)$$

根据 Twomey(1977), r_{\min} 在 0.5% 过饱和的 0.02 μm 和 0.1% 过饱和的 0.07 μm 之间变化,表 1 给出三种气溶胶尺度分布的 f_c 值。

由间接效应造成的行星反照率增量 ΔA_i 可由下式计算

$$\Delta A_i = \Delta A_c C_{if} = 0.04 f_c(\Delta N_d / N_c) C_{if} \quad (4)$$

式中 C_{if} 是受污染影响的云(低云和中云)对地球表面的遮盖率,那么直接强迫作用与间接强迫作用之比 η 是:

$$\eta = \frac{\Delta A_d}{\Delta A_i} = 50[(1 - C_f) / C_{if}](1 - A_i)^2 \times H \beta N_c \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_s \frac{dn}{dr} dr \left(\int_{r_{\min}}^{\infty} \frac{dn}{dr} dr \right)^{-2} \quad (5)$$

假设气溶胶微粒服从对数正态分布(Whitby, 1978), $\beta = 0.29$, $C_f = 0.6$ (Charlson 等, 1991), $H = 1 \sim 2\text{km}$, $A_i = 0.15$, $C_{if} = 0.2 \sim 0.3$, $N_c = 100 \sim 300\text{cm}^{-3}$ (Kaufman 等, 1991), (5)式中的两个积分之比是最大变化部分,它决定硫酸盐的直接与间接效应之比。表 1 给出的是三种气溶胶对数正态分布之比和两种决定散射效率 Q_s 的折射指数 n_r ,对于硫酸盐与水的混合物, $n_r = 1.43$;对于干硫酸盐, $n_r = 1.55$ 。也使用 Whitby(1978)的细粒子模式和 AFGL 模式(Jursa, 1985)作为中间模式。为了比较,表 1 中也列出了由下式确定的质量加权有效半径

$$R_{eff}(\text{mass}) = \left(\int_0^{\infty} r^3 \frac{dn}{dr} dr \right)^{1/3}$$

表 1 中云凝结核的质量加权有效半径是根据 0.5% (0.02 μm) 和 0.1% (0.07 μm) 的过饱和和最小活化半径积分计算的:

$$R_{eff}(\text{mass}, \text{过饱和 } 0.5\%) = \left(\int_{0.02}^{\infty} r^3 \frac{dn}{dr} dr \right)^{1/3}$$

$$R_{eff}(\text{mass}, \text{过饱和 } 0.1\%) = \left(\int_{0.07}^{\infty} r^3 \frac{dn}{dr} dr \right)^{1/3}$$

表 1 给出了对于每个 n_r 、 σ 和 R_g 组合与 H 、 C_{if} 和 N_c 变化的 η 的范围。对于这里给出的每个参数范围和较低的 0.1% 的过饱和,比

值 η 的值为 0.01~0.5; 对于 0.5% 的过饱和, η 降低到 0.0001。因此, 尽管在计算间接效应中的不确定性是很大的, 但直接效应还是明显地小于间接效应。本文着眼于 SO_2 构成的微粒间接所导致的气候变冷, 所使用的是间接与直接硫酸盐效应之比 $\eta=0.5$ 的气溶胶模式 C, 这个模式代表预报硫酸盐效应的较低限。

Charlson 等(1991)计算的硫酸盐的直接效应是 $0.6\text{W}/\text{m}^2$, 再加上目前计算的硫酸盐直接与间接效应之比 $\eta=10^{-4}\sim 0.5$, 这一结果可转化为很大的间接强迫作用, 从而得出不合理的强的气候变冷。这就表明了硫酸盐间接效应的重要性的不确定性。因此, 对表 1 中的各个参数及计算这些参数的假设条件需进一步研究。

3 CO_2 与云凝结核浓度 (CCN)

人为 CO_2 是由矿物燃料和生物量燃烧散发到大气中的。本研究所使用的过去的和预报的 CO_2 浓度是以 IPCC 给定的消费率为基础(图 1), BAU 方案代表矿物燃料消费率以目前的速度连续增加, B 和 C 方案代表矿物燃料消费具有较低的增长速率, 方案 D 代表消费率接近 1990 年时比较稳定和 2010 年以后逐渐减少的趋势。

本文使用了 Möller (1984) 1900~1985 年的 SO_2 排放率 $P_s(t)$, 1985 年以后的排放

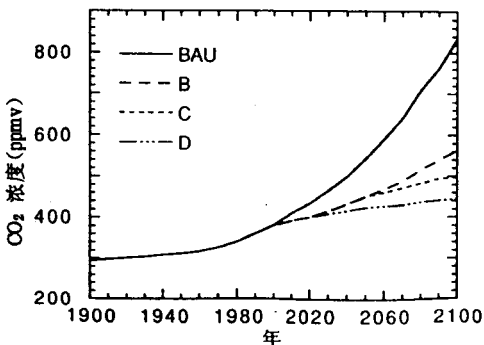


图 1 四种 IPCC 方案下矿物燃料消费形成的大气中 CO_2 浓度 (Houghton 等, 1990)

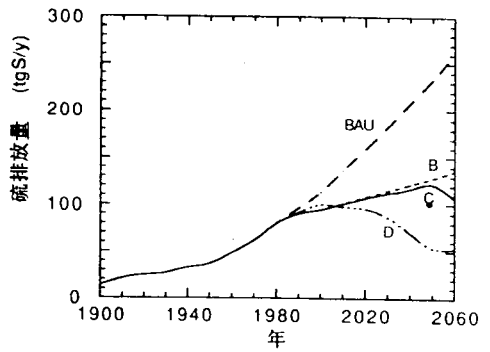


图 2 硫的人为排放率。根据 Möller 对 1900—1985 年的估算和 IPCC 报告 (Houghton 等, 1990) 的未来消费率

率是用 IPCC 的矿物燃料消费方案计算的。为了把矿物燃料消费转化为 SO_2 排放率, 假设 SO_2 排放率与矿物燃料消费之比保持不变, 因此, 未来的 SO_2 排放率 $P_s(t)$ 为:

$$P_s(t) = P_s(1985)P_f(t)[P_f(1985)]^{-1} \quad t > 1985(6)$$

式中 $P_f(t)$ 是根据 IPCC 方案算出的矿物燃料消费率, $P_f(1985)$ 是 1985 年的矿物燃料消费率; $P_s(1985)$ 是 1985 年 SO_2 的排放率 (Möller, 1984)。图 2 给出了四种方案下的 $P_s(t)$ 。

在计算云凝结核增加的过程中, 需要考虑以下因子: 1) 构成气溶胶微粒的硫的份额 f_s ; 2) 具有构成云滴潜力的气溶胶微粒份额 f_c ; 3) 硫酸盐微粒的寿命 T_s (一般为 5~6 天); 4) 硫酸盐微粒的空间分布。由于硫酸盐微粒寿命较短, 假设它被限制在地球表面部分区域 α 和离地面 H 高度的范围内。

这些因子是决定硫酸盐寿命及空间分布的大气过程和传输过程的简化, 使用大气硫循环的全球模式 (Charlson 等, 1990; 1991; 1992), 并与三维全球环流模式相联系, 可获得一个更准确的大气硫酸盐的演变和空间分布。考虑了这些因子, 就得出有可能构成云凝结核潜能的硫密度是

$$\rho_s(t) = f_s f_c P_s(t) \cdot T_s / (\alpha S_e H) \quad (7)$$

式中 S_e 是地球表面积。根据 Seinfeld (1986)

和 Wixson 等(1980)的研究, Kaufman 等(1991)计算的 f_a 和 f_c 分别为 0.4 和 0.5, Charlson 等(1990)使用的 $f_a=0.5$ 。

在相对湿度 70% 的环境条件下,人为云凝结核大致上包含一半水和一半非水物质(Hänel, 1981; Kaufman 和 Fraser, 1983),其中非水部分包含硫酸(H_2SO_4)或硫酸氨 $[(NH_4)_2SO_4]$,所以大约非水物质质量的 1/4 或全部质量的 1/8 是硫,硫酸盐微粒密度是 $1.5g/cm^3$,因此,人为云凝结核浓度与硫密度之间的关系是:

$$\Delta N_c(t) = 1.33\rho_s(t)/r_m^3 \quad (8)$$

其中 r_m 是硫酸盐气溶胶微粒的平均质量半径, ρ_s 的单位是 g/cm^3 , r_m 的单位是 cm , N_c 的单位是个微粒/ cm^3 。Whitby(1978)估算的 r_m 的平均值约为 $1.5 \times 10^{-5}cm$, Hidy(1984)给出了关于城区和烟尘气溶胶与体积分布中峰值相对应的半径近似值为 $0.15 \pm 0.02\mu m$ 。尺度分布积分(表 1)表明硫酸盐微粒半径 r_m 为 $0.04 \sim 0.18\mu m$,超过了最小活化半径。因此,用于现有气候模式中的 $0.15\mu m$ 值是一个保守值,它低估了硫酸盐微粒的变冷效应。

假定现有的模式具有不依赖于 SO_2 排放率的微粒寿命及尺度的代表值,在这种情况下,有可能构成的云凝结核的硫密度可由(7)式描述, SO_2 排放量与云凝结核浓度增量之间的线性关系[(7)和(8)]是对这一问题的一级近似。例如,它忽略了微粒浓度对云过程的影响,这种云过程影响微粒清除速率且最终影响到微粒的寿命(Baker 和 Charlson, 1990),清除速率对 SO_2 浓度的依赖性引起 SO_2 浓度与云凝结核浓度之间的非线性。这种非线性的例子在加利福尼亚海滨观测的层云特性中得到发现,它表明在船的路径中液态水浓度的增加,这与抑制小雨和云的寿命、云凝结核和填隙微粒的增加有关(Badke 等, 1989; Albrecht, 1989; Nakajima 等, 1991)。在海洋边界层较简单的云凝结核浓度的模式中引进了一些非线性特征。探讨对模式的改进

需要对决定微粒尺度和寿命的过程作进一步观测和分析。

据 Twomey(1959, 1977)和 Kaufman 等(1991)的研究,云滴数 N_d 与云凝结核数 N_c 的经验关系式是:

$$N_d(t) = N_c(t)^{0.71} \quad (9)$$

Twomey 给出了云光学厚度 τ 和含有定常液态水的云滴密度的关系是

$$\frac{\tau(t)}{\tau_0} = \left[\frac{N_d(t)}{N_{d0}} \right]^{1/3} = \left[1 + \frac{\Delta N_c(t)}{N_{c0}} \right]^{0.24} \quad (10)$$

下标 0 表示未扰动状态。

(10)式中,指数 0.24 表明云凝结核浓度与云的光学厚度变化的关系中存在较强的非线性。正是由于这种非线性,因此可预计,目前矿物燃料消费变化可形成对气候系统的较大的作用(Kaufman 等, 1991),而未来排放率的均一增加将会使得这种作用变小。注意,红外作用与 CO_2 浓度的关系(指数为 0.71)中比硫酸盐的间接效应具有较少的非线性。

正如(8)式中,由矿物燃料燃烧引起的云凝结核的变化是一纬带平均值。因为人为硫酸盐的源地在陆地上,故认为陆地上的 ΔN_c 大于海洋。计算表明硫酸盐气溶胶浓度从前工业时代以来在海洋上增加 2~4 倍,而在陆地上增加 4~15 倍(Langner 和 Rodhe, 1990; Houghton 等, 1990),因此,假设陆地上的人为云凝结核浓度 ΔN_c 是海洋上的 3 倍,且陆地上的未扰动的云凝结核浓度 N_{c0} 也比海洋上的大(Kaufman 等, 1991)。所以认为陆地与海洋之间 τ/τ_0 的差异不大。未扰动情况下,云凝结核浓度 N_{c0} 海洋上为 $50cm^{-3}$,陆地上为 $100cm^{-3}$ (Kaufman, 1991)。对陆地和海洋上的 τ/τ_0 进行平均计算得到 τ/τ_0 的纬带平均值。在 Charlson 等人(1991)所计算人为硫酸盐分布的基础上,假设人为硫酸盐气溶胶被限制在 $20^\circ \sim 60^\circ N$ 的纬度带上(它覆盖了全球面积的 26%),且在最低离地面 2km 的地方均匀混合。由于在此高度上仅有一小部分硫酸盐气溶胶被输送到高纬地区,

表 2 云光学厚度和辐射强迫作用对说明气溶胶微粒辐射作用的一些参数的不确定性的敏感性. 针对 IPCC BAU 方案给出的结果, 为了简明起见, 基本模式中所有扰动在辐射强迫增加方向进行. 各参数乘积的不确定性为 17 倍. 它会引起光学厚度 1980 年有 4 倍和 2060 年有 8 倍的不确定性. 表中最后一行表示在纬度 20° 以南各国的工业发展, 污染覆盖的地面百分数由 1980 年的 26% 到 2060 年的 60%

参数	扰动值	$\Delta\tau/\tau_0$		辐射作用 (Wm^{-2})	
		1980	2060	1980	2060
基础值	无	0.40	0.80	0.38	0.76
f_c	0.5→0.7	0.49	0.94	0.47	0.89
f_a	0.4→0.6	0.51	0.97	0.48	0.92
T_s	6→10 天	0.54	1.02	0.52	0.97
N_{c0}	100→50 cm^{-3}	0.60	1.10	0.57	1.05
r_m	0.15→0.10 μm	0.79	1.37	0.75	1.31
H	2→1.0 km	0.60	1.10	0.57	1.05
α	0.26→0.4	0.30	0.64	0.46	0.94
混合不确定性	1.0→17	1.7	2.6	1.6	2.4
α	0.26→0.6 (2060)			0.51	1.12

所以在气溶胶密度计算中可忽略. 图 3a 是由 (6)、(7)、(8) 和 (10) 计算的 IPCC 方案下的 τ/τ_0 的纬向平均趋势. 通过对比 CO_2 浓度 (图 1) 和云光学厚度 (图 3a) 的变化, 发现 SO_2 变冷作用与 CO_2 温室效应的强迫特性之间的差异. 由于 CO_2 寿命较长, 所以造成在所有 IPCC 方案中 CO_2 浓度都是单调增加的, 而云光学厚度由于大气硫酸盐气溶胶寿命短暂是紧随排放方案的. 按照 Charlson 等 (1987) 和 Wigley (1989) 假设低云 (积云、层积云和层云) 和中云 (高积云) 受 SO_2 形成的微粒影响, 中云的云凝结核浓度变化比低云的小得多, 而未扰动的云凝结核浓度 N_{c0} 也同样小得多. 因此假定云凝结核浓度的相对变化 $\Delta N_c/N_{c0}$ 和云光学厚度比 τ/τ_0 在中云和低云中为同一值.

根据 (7)、(8) 和 (10) 式, 得出云光学厚度的相对变化:

$$\frac{\Delta\tau}{\tau_0} = \left(1 + \frac{1.33f_c f_a P_s T_s}{N_{c0} r_m^3 \alpha S_c H}\right)^{0.24} - 1 \quad (11)$$

由上式计算的 $\Delta\tau/\tau_0$ 对参数 f_c 、 f_a 、 T_s 、 N_{c0} 、 r_m 、 H 和 α 的敏感性列在表 2 中. 由于云反照率的变化与 $\Delta\tau/\tau_0$ [(2)] 成比例, 所以, 人为 SO_2 排放导致的辐射强迫作用也与 $\Delta\tau/\tau_0$ 成

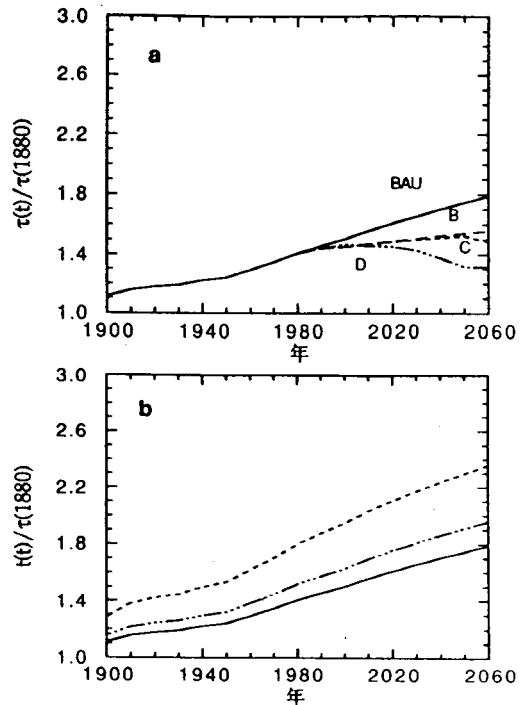


图 3 云光学厚度与 1880 年基值的比. a. 是气溶胶微粒尺度为 0.15 μm , 寿命为 5 天时的 IPCC 的 4 种方案; b. 是气溶胶微粒尺度为 0.10 μm , 寿命为 7.5 天时的 BAU 方案

比例. 表 2 中的辐射强迫作用是由第 4 节中的气候模式计算的.

根据这些参数的不确定性,指定扰动值(Kaufman等,1991)。微粒尺度的不确定性造成云光学厚度与辐射强迫作用的最大不确定性。随着云凝结核浓度的增加,污染物质的增加会降低云中已达到的过饱和,并造成了微粒质量有效半径的增加(表1)和气溶胶对云影响效率的降低。

表2给出了两种有关全球污染覆盖率 α 的不确定情况:第一种情况是硫酸盐气溶胶模式中 $\alpha=0.26\sim 0.40$ 的不确定性的直接结果;第二种情况说明未来矿物燃料消费增加不仅在北半球而且在 $20^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{S}$ 纬度带的国家中也可能发生,在这种情况下 α 可由目前的0.26增加到2060年的0.60。在上述两种情况中, α 的增加造成云光学厚度变化的减少和全球辐射强迫的增加,这种辐射强迫的增加正如(11)指出的是由模式的非线性造成的。

表2中的大的不确定性不允许对个别误差作线性相加来计算总误差。为此,使用经验方法计算总误差。在完成的模拟结果中,表2中的每个参数都有等于基值或扰动值的相同概率。把(11)式括号中的所有参数的乘积在每一种情况下计算出来,并与扰动值作比较。对40种情况的研究,结果与基值平均有14倍的差异,其中65%的情况,扰动与未扰动值之比为17倍,因此,乘积的总体不确定性取为17倍,相应的 $\Delta\tau/\tau$ 和辐射作用的扰动值在表中给出。由于 $\Delta\tau/\tau$ 与这些参数[式(10)和(11)中的指数0.24]的非线性关系,硫酸盐气溶胶对光学厚度影响的总不确定因子1980年为4,2060年为3。

图3b表示的是敏感性的时间关系,图中绘出了由气溶胶寿命增加50%、微粒尺度减少33%造成的云光学厚度变化。微粒寿命增加50%造成云光学厚度仅增加 $\sim 10\%$,微粒尺度增加33%表示微粒体积增加一倍多,云光学厚度的相应变化为 $+35\%$ 。

4 气候模式

为研究人为 CO_2 和 SO_2 的气候效应,运用Peng等(1987)的纬向平均的多层能量平衡模式,把大气分为五层,海洋上层有一混合层,为了模拟外界强迫的长期气候响应,在深海具有一个简单的二维平流扩散。模式中考虑了季节影响,计算了降雪和海冰。相对湿度和云量为指定参数。

模式包括一个相当细致的辐射传输方案,在计算五个大气层的辐射加热(变冷)中,为了在垂直方向恰当地进行通量积分,每个大气层又分为三个次层。用Chou等(1991)的算法计算热IR通量,其中包括水汽、 CO_2 、 O_3 、 CH_4 和 N_2O 的吸收作用。除卷云外,其它云在热红外区域都可假设为黑体,卷云可看成灰体(其辐射率为0.8)。太阳通量计算,使用Chou(1986,1990)计算水汽、 CO_2 和 O_2 吸收的算法和Lacis与Hansen(1974)计算 O_3 吸收的算法,云反照率的计算使用Stamnes等(1988)的离散坐标算法。

大气与地表的热量输送可作为温度的函数加以参数化,在向极 20° 纬度区域内的大尺度涡旋效应可在准地转理论基础上进行参数化。在热带地区考虑了平均经向环流效应,而在温带可忽略。由小尺度涡旋造成的热量辐合可以参数化为一个扩散过程。潜热释放大所有运动尺度的水汽总辐合与大气中水汽储量增加之间的差值来计算(模式中用固定相对湿度,大气中水汽储量是温度的函数)。

深海具有巨大热容,能滞延气候对外部强迫的响应,在模式中它表现为两极地区的沉降流和 $\pm 60^{\circ}$ 纬度之间较大区域的涌升。每个区域又分为10层,每层400米厚,在涌升流区域,深海与海洋混合层的热交换明显与扩散过程有关,在涌升区使用定常扩散系数 $0.65\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ 。

云可分为六类: Ci—卷云,10km以上; As—高层云,4~5km; Cu—积云,1~5km; St—层云,0~1km; Ns—雨层云,2~5km;

Cb—积雨云, 3~12km。London(1957)给出北半球的季节云量及云高, 南半球的云量假定比北半球多 8%。通过假定在不同高度云与云之间的随机重叠, 从太空观测的云量用于辐射传输计算中。根据季节和纬度, 假设低云(Cu, St)和中云(As)受硫酸盐气溶胶影响, 且从太空观测到的空中覆盖前者为 0.13~0.18, 后者为 0.05~0.1。因此, 受硫酸盐气溶胶影响的云的平均空中覆盖约为 0.23。Feigelson(1978)从飞机观测到的云光学厚度也在模式中运用, 在 Peng 等(1978)文章中这些值也给出。

对 CO₂ 浓度的加倍的响应, 模式预报出全球平均地表温度增高 0.26℃。如果假设模式对加倍 CO₂ 的响应是四倍 CO₂ 响应的 1/2, 正如 Manabe 和 Stouffer(1980)与 Wetherald 和 Manabe(1981)所提出的, 那么模式所模拟的地表温度平衡响应的季节分布和纬度分布与 Manabe 和 Stouffer(1980)的结果同样具有特定的云参数, 具有较好的一致性。通过对一些 GCM 结果的分析, Arking(1991)和 Schlesinger(1989)得出在 GFDL 模式中云反馈因子为 0.1 (Wetherald 和 Manabe, 1988), 在 GISS 模式中为 0.2 (Hansen 等, 1984), 这些值可转化为全球增暖的放大因子约为 1.5 (Arking, 1991)。如果我们的模式中包括云的反馈效应, 那么由于 CO₂ 浓度加倍引起的全球增暖为 4.0℃, 这与最新的 GCM 模式的结果相一致。

5 矿物燃料燃烧的气候效应

根据图 3a 中两种 IPCC 极端方案 BAU 和 D 绘制的曲线, 硫酸盐气溶胶的气候效应应用观测的云光学厚度来模拟。用于气候模式中 (Peng 等, 1987) 的云光学厚度值假定能代表 1980 年, 其它年的云光学厚度值由图 3a 中所示的光学厚度比来描述。

图 4 表示的是在 BAU 和 D 方案下, CO₂ 和 SO₂ 的辐射效应, 辐射效应计算如下: 1) 气候模式使用代表 1990 年的 CO₂ 浓度和

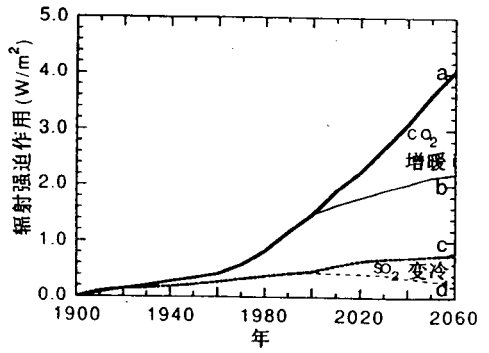


图 4 IPCC BAU 方案(曲线 a 和 b)和 D 方案(曲线 c 和 d)下相对于前工业时代气候的辐射强迫作用. 曲线 a 和 c 是 CO₂ 作用, b 和 d 是 SO₂ 导致的变冷作用

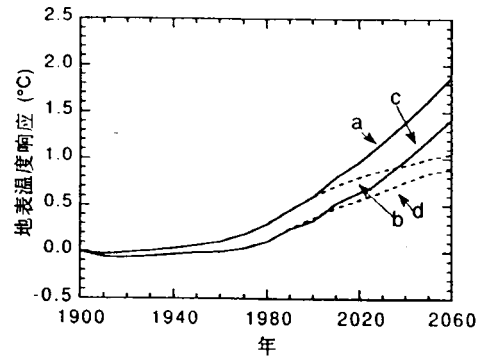


图 5 全球地表温度对人为 CO₂ 和 SO₂ 排放的瞬变响应. 曲线 a(BAU 方案)和 b(方案 D)仅为由于 CO₂ 辐射作用, 曲线 c(BAU 方案)和 d(D 方案)为由于 CO₂ 和 SO₂ 地表温度响应

$\Delta\tau/\tau$ 运行到平衡; 2) 通过规定其它年的 CO₂ 浓度和 $\Delta\tau/\tau$ 如图 3a 所示, 反复计算(一年一次), 模式中整年的温度和 1990 年平衡计算一样规定为同一值; 3) 计算每年的大气层顶的年辐射收支和全球辐射收支; 4) 在大气层顶, 受扰动的试验与平衡试验之间辐射收支差异定义为对气候系统的强迫作用。

1980 年, SO₂ 引起的强迫作用使 CO₂ 增暖作用减少 50%, 到 2060 年这种减少变为 20% (BAU 方案) 和 15% (D 方案)。2060 年比 1980 年 SO₂ 效应降低是由于云光学厚度

与污染浓度之间的非线性关系。对于 D 方案,这种影响仍比较小,这是因为矿物燃料消费减少造成的 SO_2 减少比 CO_2 浓度降低得更快。 SO_2 强迫在 1990 年为 0.45 Wm^{-2} ,这和 Charlson 等(1991)计算的 SO_2 直接强迫 (0.6 Wm^{-2})是相近的。尽管认为在第 2 节中讨论的 SO_2 具有较大的间接效应,但这两种强迫还是大致相当的。这两种效应之间的差异主要是由于本文使用了气溶胶参数的保守值,它导致 SO_2 间接效应的降低。

图 5 是地表温度对人为 CO_2 和 SO_2 瞬变响应的模拟。表 3 给出模拟的 1980 年和 2060 年地表温度的变化。地表温度响应直接与辐射强迫作用(图 4)有关。1980 年,由于云凝结核浓度增加三倍,比前工业时代云光学厚度增加 40%,这相当于云反照率增加 0.06,因此全球增暖由 0.3°C 减小到 0.1°C 。到 2060 年,由于 SO_2 辐射强迫作用的非线性,对于 BAU 方案 SO_2 形成的云凝结核对云的效应将大多饱和;对于方案 D 由于 SO_2 排放率降低,这种效应将很小。另一方面,由于 CO_2 寿命较长, CO_2 浓度将持续增加,因此到 2060 年 CO_2 增暖持续增加,而 SO_2 的变冷作用却是中等的。模式预报出 BAU 方案和 D 方案的增暖分别为 1.4°C 和 0.9°C 。对于 BAU 方案,到 2060 年由于 SO_2 作用,全球增暖减少 25%。可以看到,从 1980 年以后有一较强的增温趋势。从 1980 年到 1990 年,地面温度增加 0.15°C ,这种强增温趋势接近于同一时期全球温度增加 0.2°C 的纪录(IPCC 报告)。

在计算 SO_2 形成的云凝结核中,存在较大的不确定性(Wigley, 1989; Kaufman 等, 1991; Hansen 和 Lacis, 1990; Charlson 等, 1990; Baker 和 Charlson, 1990)。在第 3 节中,我们讨论了气溶胶特性的不确定性对云光学厚度和辐射强迫作用的影响(参看表 2 和图 3b), SO_2 造成的辐射强迫作用和气候变冷的不确定因子为 3~4。我们也研究了 SO_2 造成的变冷对另外两个参数的敏感性:(a)受污染

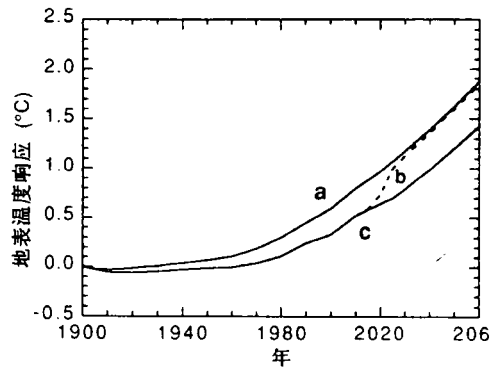


图 6 BAU 方案下全球地表温度对人为 CO_2 和 SO_2 排放的瞬变响应。2020 年以后,为了减少酸雨,从释放到大气中滤去 SO_2 (虚线)。对于 BAU 方案,曲线 a 表示仅对 CO_2 的变化的响应,曲线 c 表示 CO_2 和 SO_2 都变化

影响的云的类型;(b)污染的纬度分布。人们发现,中云遭受污染影响的消去会几乎以因子 2 降低 SO_2 的变冷作用。另一方面,污染的纬度范围从 $20^\circ\sim 60^\circ\text{N}$ 增加到 $20^\circ\sim 90^\circ\text{N}$,仅增加了不到 0.1°C 的变冷。

随着人们对矿物燃料燃烧影响环境的日益关注,国际社会协作致力于减少 CO_2 和 SO_2 向大气中排放的日子即将来临。正像 IPCC 中 D 方案模拟的那样,由于其它形式的清洁能源(如,原子能和太阳能)的使用,可使 SO_2 排放得以过滤甚至矿物燃料消费趋于减少。为了减少酸沉积,我们模拟了从排放物中滤去 SO_2 的效果(图 6)。矿物燃料消费同 BAU 方案中一样,但 2020 年以后, SO_2 向大气的排放急剧减少为 0。图 6 中的曲线显示出在 SO_2 排放停止的第一个十年地表温度很快增加 0.4°C ,所以在制定减少酸沉降计划时,这种强的效应应考虑进去。

6 南北半球之间的响应差异

正像 Schwartz(1988)和 Wigley(1989)指出,南北半球间地表温度对辐射强迫作用的响应差异可作为检测人为 SO_2 气候效应的一条途径。由于大部分 SO_2 排放源在北半

表3 CO₂和SO₂造成的1980年和2060年南北半球地面温度变化(°C)

排放方案	从1900到1980年的变化				从1980到2060年的变化			
	NH	SH	差值	全球平均	NH	SH	差值	全球平均
BAU 方案								
只有 CO ₂	0.31	0.29	0.02	0.30	2.04	1.73	0.31	1.89
CO ₂ +SO ₂	0.01	0.21	-0.02	0.11	1.31	1.54	-0.23	1.43
SO ₂ 变冷	0.30	0.08		0.19	0.73	0.19		0.46
D 方案								
只有 CO ₂	0.31	0.29	0.02	0.30	1.13	0.98	0.15	1.06
CO ₂ +SO ₂	0.01	0.21	-0.02	0.11	0.89	0.89	0.00	0.89
SO ₂ 变冷	0.30	0.08		0.19	0.24	0.09		0.17

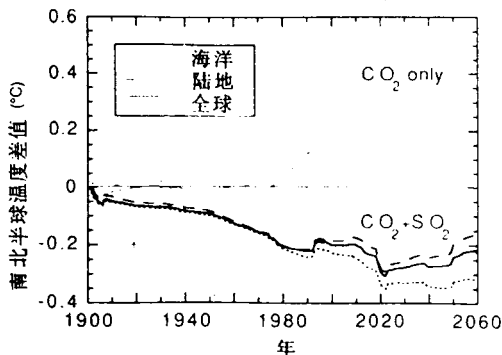


图7 仅有CO₂作用和CO₂+SO₂作用造成的南北半球之间温度响应的差异

球,且SO₂及其化学产物寿命短暂,所以预计SO₂造成的变冷主要在北半球,因此,假设通过检测南北半球间温度响应的未来变化能够证实或排斥硫酸盐气候效应的存在(Schwartz,1988;Wigley,1989)。图7是南北半球的地表温度响应差异。正像我们预计的,SO₂造成的变冷作用随时间增加,1980年北半球的温度响应比南半球小0.2°C,但是仅有CO₂的作用在2060年使北半球比南半球多增暖0.3°C(BAU方案),所以预计SO₂效应能平衡这种趋势。因此,1980年南北半球间-0.2°C的温度响应差异可预计至少到2060年保持不变(表3)。模式预报的-0.2°C的南北半球温度响应差异可与历史纪录指出的-0.1±0.2°C相比(Wigley,1989)。海洋在产生这个差异中起着复杂作用,根据我们的模式,海洋对CO₂单独作用的响应比陆地小得多(见图7),这主要是由于海洋贮存的大

量热能。

7 结论

使用一个包括SO₂对云凝结核、云光学厚度和反照率影响的细致处理在内的二维模式来模拟了矿物燃料燃烧对气候的影响。尽管对未来气候的预测很不确定,但可得出BAU方案中SO₂排放具有抵消CO₂增暖的可能。目前(1990年)能抵消CO₂增暖60%,到2060年可抵消25%。减少大气中SO₂的排放量来减少烟雾和酸雨的努力会加强由温室气体浓度增加所导致的增暖。

我们想尽一切办法尽可能准确地模拟人为SO₂的气候效应,但由于硫酸盐气溶胶寿命短暂和排放源的不均匀的空间分布,所以会遇到许多困难。主要的不确定性包括SO₂排放与云凝结核的产生之间的关系;云凝结核浓度与云光学厚度之间的关系;云凝结核浓度的背景值;SO₂形成的云凝结核的垂直分布。为了更加全面地计算人为SO₂的气候效应,需要改进我们对这些过程的了解。

本文提出了矿物燃料燃烧的气候效应的两个方面,即SO₂对云反照率的影响和CO₂温室效应。除CO₂外的其它几种痕量气体也同样具有接近于CO₂的合成温室效应(Ramanathan等,1985)。另一方面,由SO₂形成的云凝结核减少了云滴的尺度,从而延长了云的寿命,也就增加了行星反照率。气溶胶向太空的后向散射辐射也能增加行星反照率(0.6Wm⁻²),这些作用本文未涉及到。

虽然在辐射强迫作用和温度响应中存在 3~4 倍的不确定因子,但是 SO₂ 排放与其它微粒造成的云反照率的变化在模拟矿物燃料燃烧的气候效应时应该加以说明,因为 SO₂ 或其它微粒具有部分抵消温室气体增暖的可能。尽管 SO₂ 造成的冷却主要发生在北半球,且在陆地比在海洋发生得更强烈,但模式预报出 1980 年南北半球温度响应的 -0.2℃

的差异将保持不变直到 2060 年或更长时间。陆地对辐射作用更快的响应导致北半球相对于南半球净增暖的模式预报(受 CO₂ 的单独影响),SO₂ 的作用只能中和由 CO₂ 造成的南北半球之间的温度差异。

朱玉强译自 JOURNAL OF CLIMATE,
July, 1993

智勇校