

# 平流层气溶胶的辐射强迫及其气候响应的水平二维分析

胡荣明 石广玉

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

**摘要** 利用比较先进的辐射模式计算了平流层气溶胶的辐射强迫, 并对之进行了参数化。结果发现平流层气溶胶的辐射强迫的水平分布不仅与其本身的水平变化有关, 而且与下垫面的反照率有很大的关系。利用近期开发的二维能量平衡模式模拟了皮纳图博火山气溶胶对地面平衡温度的影响, 结果表明: 皮纳图博火山至喷发后1年半左右降温达最大, 至喷发后第5年降温已很小。

**关键词** 平流层气溶胶 辐射强迫 降温

## 1 引言

气溶胶是大气中的一种重要微量成分, 它对地气系统辐射收支的影响是多方面的。它可以直接通过对短波和长波的散射和吸收影响辐射通量, 也可以间接通过改变云的微物理特性影响辐射特性。毫无疑问气溶胶粒子影响地球气候, 但气溶胶对气候系统的影响至今还无可信的定量结果。这一方面因为气溶胶粒子随空间和时间变化很大; 另一方面因为它对辐射传输过程的影响不象气体成分那样简单。气溶胶对辐射传输过程的影响, 不仅要考虑吸收过程, 还必须考虑重要的散射过程。这样除了气溶胶粒子的一些物理化学特性(如粒子的谱分布、粒子形状和化学组成乃至光学厚度)必须考虑外, 还必须考虑气溶胶的垂直分布、甚至下垫面情况等。根据气溶胶所处的位置不同, 可分为对流层气溶胶和平流层气溶胶。这两种气溶胶对全球气候变化的影响都是相当重要的<sup>[1,2]</sup>。下面应用二维能量平衡模式来分析平流层气溶胶的辐射气候效应。

## 2 模式的简要描述

如果考虑热容量的局地变化和太阳辐射的季节变化, 则二维能量平衡模式的方程为

$$C(\vec{r}) \frac{\partial T(\vec{r}, t)}{\partial t} = \nabla [D(\vec{r}) \nabla T(\vec{r}, t)] + A + BT(\vec{r}, t) = QS(\vec{r}, t)[1 - \alpha(\vec{r})], \quad (1)$$

式中 $T(\vec{r}, t)$ 为地面温度,  $\vec{r}, t$ 分别为位置矢量和时间,  $C(\vec{r})$ 为单位面积的有效热容量, 与下垫面的状况有关。它取决于季节循环加热质量的多少, 即陆地上为空气柱的一半, 海洋上为被风驱动的混合质量(约75 m深), 冰上取多年海冰地区的平均值(陆

地：常年海冰：海水  $\approx 1:9:60$ )<sup>[3]</sup>， $D(\vec{r})$  为扩散系数，下面是改进的动力扩散参数化结果：

$$D(\vec{r}) = \begin{cases} V_{u0}(1-x^2) + U_{ao} + D_m(x), & \varphi < \varphi_H \\ U_{ao} + D_m(x), & \varphi \geq \varphi_H \end{cases} \quad (2)$$

式中  $V_{u0}$  为 Hadley 环流的平均风速， $U_{ao}$  为平均纬向西风风速， $x$  为纬度的正弦， $D_m(x)$  是热扩散输送系数。

$A$ 、 $B$  系数都与有效辐射率有关，即取决于不同的大气状况， $A$  的变化可以引起辐射强迫变化。根据比较精确的辐射计算得到  $A$ 、 $B$  参数的数值。

式中  $Q$  为太阳常数， $S$  为到达各纬度太阳辐射通量分布， $\alpha_p$  为行星反照率。为了考虑有云情况下平流层气溶胶的气候效应，我们对  $\alpha_p$  进行了比较细致的参数化。首先利用二流近似和累加法计算有云情况下和无云情况下气溶胶所产生的宽带大气反射率和透过率，然后再应用累加法计算大气和地表之间的多次散射作用。这样可以得到行星反照率( $\alpha_p$ )的计算公式为

$$\alpha_p = A_c \left( r_{\text{cloudy}} + \frac{t_{\text{cloudy}}^2 r_s}{1 - r_{\text{cloudy}} r_s} \right) + (1 - A_c) \left( r_{\text{clear}} + \frac{t_{\text{clear}}^2 r_s}{1 - r_{\text{clear}} r_s} \right), \quad (3)$$

式中  $A_c$  为云量， $r_s$  为地表反射率， $r_{\text{cloudy}}$  和  $t_{\text{cloudy}}$  分别为有云情况下整层大气宽带的反射率和透过率， $r_{\text{clear}}$  和  $t_{\text{clear}}$  分别为晴空条件下的整层大气宽带的反射率和透过率。

$$t_{\text{cloudy}} = t_0 + \Delta t_{\text{cloud}} + \Delta t_{\text{aerosol}} + \Delta t_{\text{H}_2\text{O}} + \Delta t_{\text{CO}_2}, \quad (4)$$

$$r_{\text{cloudy}} = r_0 + \Delta r_{\text{cloud}} + \Delta r_{\text{aerosol}} + \Delta r_{\text{H}_2\text{O}} + \Delta r_{\text{CO}_2}, \quad (5)$$

$$t_{\text{clear}} = t_0 + \Delta t_{\text{aerosol}} + \Delta t_{\text{H}_2\text{O}} + \Delta t_{\text{CO}_2}, \quad (6)$$

$$r_{\text{clear}} = r_0 + \Delta r_{\text{aerosol}} + \Delta r_{\text{H}_2\text{O}} + \Delta r_{\text{CO}_2}, \quad (7)$$

式中  $t_0$ 、 $r_0$  为整层大气透过率和反射率的气候值， $\Delta t_{\text{cloud}}$  和  $\Delta r_{\text{cloud}}$  分别为云变化引起的整层大气透过率和反射率的变化， $\Delta t_{\text{aerosol}}$  和  $\Delta r_{\text{aerosol}}$  分别为气溶胶含量变化引起的大气宽带的透过率和反射率的变化。

本模式在求解方法上也使用谱方法。不过与一般谱模式不同的是，对于时间微商，由于用时间积分方法求解，需花很长时间，所以采用傅里叶级数展开方法求解，这样可以大大节省计算时间。

### 3 平流层气溶胶的辐射强迫

平流层气溶胶的形成主要由于火山爆发向平流层大气不断注入大量的气体、灰尘和其他化合物。 $\text{SO}_2$  很快地转化为硫酸盐气溶胶粒子，它可以显著地改变地球的辐射收支。由于气溶胶的时空分布变化很大，不同地区气溶胶的水平分布和垂直分布有很大的不同。这给我们计算其辐射强迫带来很大的困难。本文不想对各种气溶胶的垂直分布进行不同的参数化，仅应用一种典型的气溶胶垂直分布进行参数化。应用石广玉等人<sup>[4]</sup>根据观测资料总结的气溶胶光学厚度垂直分布函数

$$\tau = \tau_0 e^{-[(z-c)/b]^2} \quad (8)$$

式中  $\tau$  为不同高度平流层气溶胶的光学厚度,  $\tau_0$  为总的平流层气溶胶光学厚度,  $z$  为高度,  $b$  为最大气溶胶浓度层所处的高度,  $c$  为表征气溶胶浓度分布扩展程度的参数。

根据上面气溶胶的垂直分布函数, 首先计算不同气溶胶光学厚度所引起的宽带反射率和透过率的变化。然后应用单纯形法进行拟合得到气溶胶的宽带反射率和透过率随气溶胶厚度改变的计算公式

$$\Delta T_r = -6.78711 \times 0.02 \delta_A \quad (9)$$

$$\Delta R = 5.06592 \times 0.02 \delta_A \quad (10)$$

式中  $\Delta T_r$ 、 $\Delta R$  为宽带透过率和反射率的变化,  $\delta_A$  为平流层气溶胶的光学厚度。根据 (3) 式可以求得行星反照率的变化, 进而求得辐射强迫

$$\Delta F = -QS(\vec{r}, t) \Delta \alpha(\vec{r}) \quad (11)$$

根据上述辐射参数化公式计算辐射强迫, 与精确的辐射模式计算结果比较, 其误差小于  $0.001 \text{ W/m}^2$ 。事实上, 辐射强迫的变化与地表反照率和云量的水平变化有关。我们取地表反照率和云量的年平均气候值。图 1a、b 为地表反照率和云量随经度和纬度的变化。图中横轴为经度坐标, 正值为东经, 负值为西经; 纵轴为纬度坐标, 正值为北纬, 负值为南纬。

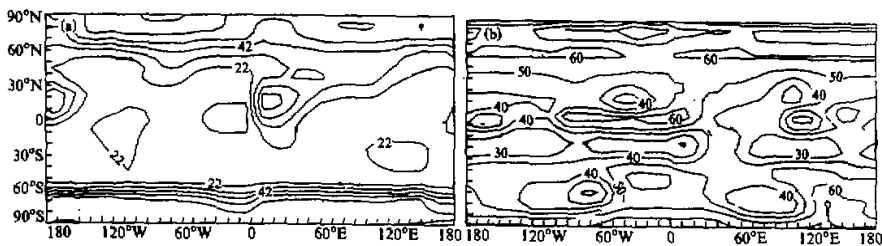


图 1 (a) 地表反照率的年平均分布, (b) 云量的年平均分布

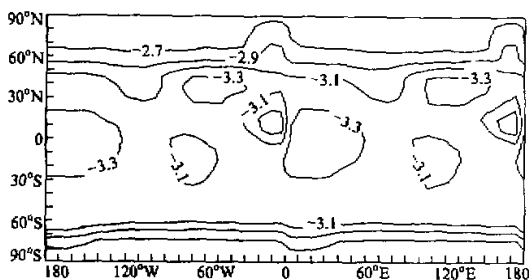


图 2 全球均匀气溶胶层  $\delta_A = 0.15$  引起的辐射强迫水平分布

这样, 可以根据气溶胶的光学厚度计算其辐射强迫。图 2 为全球均匀气溶胶层  $\delta_A = 0.15$  引起的辐射强迫水平分布。从图上可以看出, 尽管全球各地区具有相同的气溶胶光学厚度, 但高纬地区引起的辐射强迫值比较小, 而低纬地区引起的辐射强迫值比较大。事实上, 造成这一结果的原因是比较复杂的。一般说来, 如果原来的地表反照率较大, 在

其上覆盖一层反照率较小的气溶胶后, 将减少总的行星反照率; 反之, 如果原来的地表反照率较小, 加上一层反照率较大的气溶胶之后, 将增加总的行星反照率。发生在地表和大气层之间的多次散射、反射过程, 使其对大气辐射场的影响变得更为复杂, 但是, 正如本文结果所揭示的, 气溶胶引起的辐射强迫, 其大小与地表反照率有关。

为了进一步了解火山气溶胶所产生的辐射效应。我们以本世纪以来爆发最为强烈的一次皮纳图博火山爆发为例, 对其产生的辐射微扰进行分析。由于火山气溶胶的产生、输送和衰减是极为复杂的过程。本文从近几年的地面和卫星实测资料出发, 进行总结和分析, 得到火山爆发后气溶胶光学厚度的时空分布的数学表达式。

根据观测资料发现, 火山喷发后的前 3 个月, 气溶胶主要分布在低纬地区。Iwasaka 等<sup>[5]</sup>发现, 喷发后的第 6 个月, 在北极地区已观测到气溶胶粒子的明显增加, 这说明此时火山喷发已输送扩散到北极地区。根据 Lambert<sup>[6]</sup>的火山喷发观测资料发现, 火山喷发 2 年时间后, 气溶胶粒子基本上输送扩散均匀, 此后气溶胶成 e 指数衰减。根据 Stowe<sup>[7]</sup>的 AVHRR 卫星观测资料, 发现喷发后的第 3 个月喷发纬度的光学厚度达到最大, 为 0.5。在 20~30 °N 最大光学厚度达 0.3。在喷发后的前 3 个月平流层大气中气溶胶光学厚度增加速度比较快; 此后, 气溶胶的光学厚度缓慢减小。根据以上观测结果, 在时间上表达气溶胶光学厚度变化时分三个时段, 分别为 1~3 月, 3~24 月, 24~60 月。空间上应用指数函数表示, 具体表达式如下:

$$\tau(x, y) = \tau_0 \exp \left\{ - \left[ \frac{(x - x_0)^2}{K_x^2} + \frac{(y - y_0)^2}{K_y^2} \right] / 4t \right\}, \quad (12)$$

式中  $x$  为经度,  $y$  为纬度;  $x_0$  和  $y_0$  分别为火山喷发处的经度和纬度;  $K_x$ 、 $K_y$  分别为经向和纬向的输送系数,  $t$  为时间。其中  $\tau_0$  为

$$\tau_0 = \begin{cases} \tau_{\max} \sqrt{t}, & t \leq 3 \\ \tau_{\max} - \frac{\tau_1(t-4)}{c_1}, & 3 < t \leq 24 \\ \tau_2 \exp \left( \frac{-t+24}{c_2} \right), & t > 24 \end{cases} \quad (13)$$

式中  $\tau_{\max}$  为喷发纬度的最大光学厚度,  $\tau_{\max} = 0.5$ 。  $\tau_1$  为喷发后 3~24 个月内的光学厚度变化,  $\tau_1 = 0.4$ 。  $\tau_2$  为喷发后第 24 个月的光学厚度  $\tau_2 = 0.1$ 。  $C_1$  和  $C_2$  分别为回归系数。

根据上式可以模拟皮纳图博火山爆发后气溶胶的空间分布变化及时间变化。图 3a 和图 3b 分别为火山爆发后的第 3 个月和第 24 个月的光学厚度分布。由图可见, 模拟的光学厚度变化与实际观测资料基本一致。由于喷发后的前 3 个月气溶胶主要分布在低纬度, 所以低纬度的光学厚度比较大, 在喷发处为 0.5 左右。此后气溶胶以输送和衰减为主。到第 2 年气溶胶基本上已输送至均匀, 光学厚度为 0.1, 所以此时气溶胶的光学厚度随空间变化比较小。最后气溶胶以衰减为主, 其光学厚度也逐渐减小。

根据上述的火山喷发后的光学厚度时空变化, 应用我们改进的辐射参数化方案, 可以计算气溶胶辐射强迫的时空分布。图 4a 和图 4b 为喷发后的第 3 个月和第 24 个月的

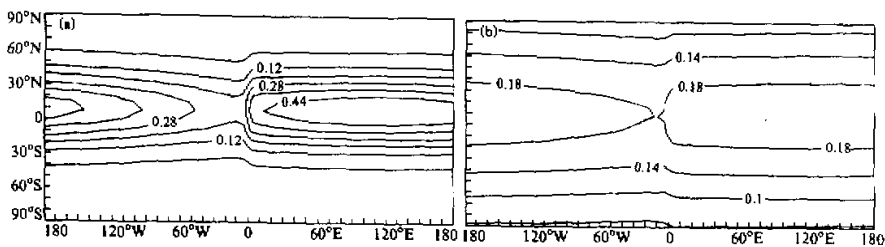


图3 (a) 火山爆发后第3个月的光学厚度分布, (b) 火山爆发后第24个月的光学厚度分布

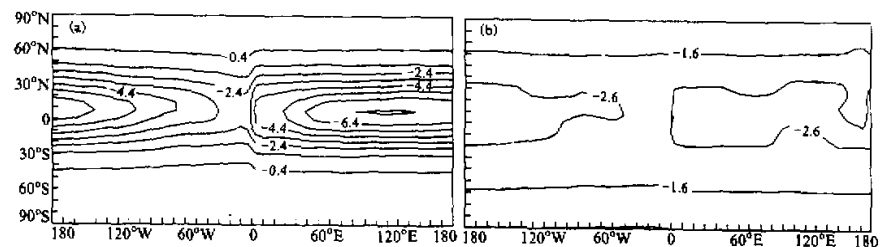


图4 (a) 喷发后的第3个月的辐射强迫的全球分布, (b) 喷发后的第24个月的辐射强迫的全球分布

辐射强迫的全球分布。

分析发现, 在喷发后的前3个月, 辐射强迫在喷发纬度高达  $7.4 \text{ W/m}^2$ 。大约2年左右, 辐射强迫的纬向变化已很小, 到第3年辐射强迫仅为  $0.5 \text{ W/m}^2$ 。

4 平流层气溶胶的地面温度平衡响应试验

对于如此强烈的火山爆发, 人们自然要了解这种特殊的气溶胶事件给全球气候变化到底带来什么样的影响。下面利用上述计算的辐射强迫和改进的能量平衡模式进行火山喷发后地面温度的平衡响应试验。图5和图6分别为利用火山喷发后的第3个月和第18个月的气溶胶分布计算的地面温度的平衡响应情况。由图可见, 不同时间火山气溶胶的平衡态响应有很大的差别。

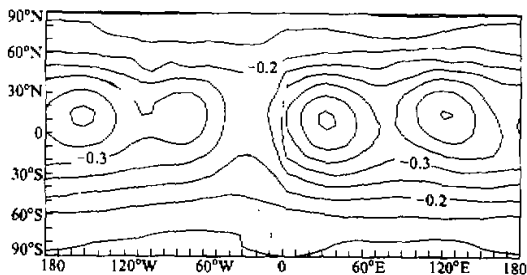


图5 火山喷发后的第3个月地面温度的平衡响应情况

胶的平衡态响应有很大的差别。

第3个月, 由于气溶胶主要分布在低纬度, 所以强烈的降温在低纬度, 且在欧亚大陆和北美地区出现3个降温中心。最大降温区温度负距平达  $-0.45^\circ\text{C}$ 。可见, 在火山爆发初期, 由于陆地的热容量比较小, 所以地面温度响应比较快, 降温最为剧烈, 这就是所谓的“大陆效应”。至第

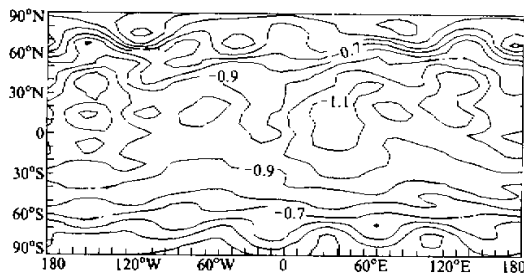


图6 火山喷发后的第18个月地面温度的平衡响应情况

以看到, 火山爆发初期, 全球平均降温比较小。至火山爆发后1年半左右, 全球平均降温达最大, 为 $-0.8^{\circ}\text{C}$ 。此后, 降温逐渐减小, 至火山爆发后的第5年, 全球平均降温已很小, 仅为 $-0.1^{\circ}\text{C}$ 左右。可见, 火山爆发初期气溶胶基本上以扩散为主, 至爆发后1年半左右, 气溶胶已基本上扩散均匀, 此后气溶胶以衰减为主。根据近来卫星资料反演等结果证实, 此次火山喷发就全球和半球平均而言, 剧烈降温主要发生在喷发后前15个月里, 和喷发前相比最大降温达 $-0.73^{\circ}\text{C}$ 。可见, 我们的模拟结果与观测结果是比较一致的。

## 5 总结

(1) 在存在相同光学厚度的平流层火山气溶胶的情况下, 地表反照率越大, 辐射强迫越小; 地表反照率越小, 辐射强迫越大。可见, 平流层气溶胶对下垫面为海洋地区的辐射强迫影响比较大。

(2) 皮纳图博火山在喷发后的前3个月, 辐射强迫在喷发纬度高达 $7.4 \text{ W}/\text{m}^2$ 。大约2年左右, 辐射强迫的纬向变化很小, 到第3年辐射强迫仅为 $0.5 \text{ W}/\text{m}^2$ 。

(3) 皮纳图博火山在喷发前3个月, 降温幅度比较小, 降温主要发生在响应比较快的中高纬度大陆上。至喷发后的1年半左右降温达最大, 强烈的降温在欧亚大陆和北美地区。此后, 气溶胶衰减占主导地位, 降温幅度开始减小, 降温的纬向差异和海陆差异比较小。

18个月降温幅度已有明显的增加, 大片的降温区已经出现, 最大降温区温度负距平达 $-1.1^{\circ}\text{C}$ 。高纬地区的降温也很明显。可见, 尽管高纬地区的气溶胶光学厚度比较小, 但由于“大陆效应”的作用, 较小的气溶胶光学厚度也能引起较大的温度改变。

图7为火山爆发后全球地面平均温度的平衡响应情况。从图上可

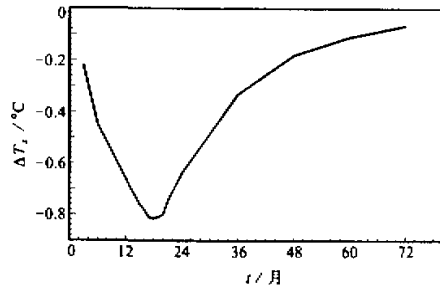


图7 火山爆发后全球地面平均温度的平衡响应情况

## 参 考 文 献

- 1 Chou, M. D., L. Peng and A. Arking, 1984, Climate studies with a multilayer energy balance model. Part III: Climatic impact of stratospheric volcanic aerosols, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 759~767.

- 2 Hansen, J., A. Lacis, R. Ruedy and M. Sato, 1992, Potential climate impact of mount Pinatubo eruption, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 215~218.
- 3 North, G. R., J. G. Mengel and D. A. Short, 1983, Simple energy balance model resolving the seasons and continents: Applications to the astronomical theory of the ice ages, *J. Geophys. Res.*, **88**, 6576~6586.
- 4 Shi Guangyu and W. C. Wang, 1990, Radiative effect due to changes of Polar ozone and aerosol, *Annual Report Institute of Atmospheric Physics Academia Sinica*, **9**, No.1, 91~96.
- 5 Iwasaka, Y., T. Shibata, 1995, Lidar Measurements at Alaska (1991-1994)—Pinatubo volcanic effect on stratospheric aerosol layer, *The Review of Laser Engineering*, **23**, No.2, 166~170.
- 6 Lambert, R. J., M. E. Schlesinger and J. K. Hammitt, 1994, The impact of potential abrupt climate changes on near-term policy choices, *Clim. Change*, **26**, 351~376.
- 7 Stowe, L. L., R. M. Carey and P. P. Pellegrino, 1992, Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA / 11 AVHRR data, *Geophys. Res. Letts.*, **19**, 159~162.

## Horizontal Two-Dimensional Distribution of Radiative Forcing and Climate Effect due to Stratospheric Aerosol

Hu Rongming    and    Shi Guangyu

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

**Abstract**    The radiative forcing of stratospheric aerosol are calculated and parameterized in this paper. It is found that the radiative forcing of this kind aerosol is not only related to its horizontal variation, but also to the surface albedo. Furthermore, we have simulated the surface equilibrium temperature change induced by the Pinatubo volcanic aerosols using the two-dimensional energy balance model developed recently. The results show that the surface temperature had the greatest decrease in late 1992 due to the Pinatubo aerosols, but the perturbation became very small in mid 1996.

**Key words**    stratospheric aerosol    radiative forcing    temperature decrease