

火山喷发对辐射传输影响的研究^{*}

周 清 波

(中国科学院 地理研究所)
国家计划委员会

提 要: 本文根据火山灰粒子的辐射光学特性, 计算了火山灰粒子和平流层本底的辐射光学参数。另外, 采用大气多次散射的辐射传输方程, 计算了火山喷发对大气辐射变温的影响效果。结果表明, 与平流层本底相比, 火山灰粒子具有很强的吸收性。火山喷发使平流层吸收太阳辐射增温, 并使到达对流层和地面的太阳辐射减少; 同时, 对大气长波冷却率的影响甚微。

主题词: 火山喷发 大气辐射传输 太阳辐射加热率 大气长波冷却率

火山喷发对气候影响的研究由来已久。早在200余年前, B. Franklin(1784) 就认为, 1783—1784年冬北美—欧洲一带出现的异常严寒可能与1783年冰岛的Hekla火山大爆发有关。1970年, H. Lamb在总结前人研究火山活动—气候变化的基础上, 提出了火山灰尘幕指数(DVI) (dust veil index) [1]。随后, 研究火山活动与气候变化关系的工作越来越多。人们主要是从统计关系上来探讨火山喷发与冷暖、旱涝的关系。H. stommel (1983) [2]认为1816年美国出现的“无夏之年”是由1815年印尼Tambora大火山爆发造成的。高桥浩一郎(1986) [3]的研究表明, 每次火山喷发都会导致降温, 全球性降温 0.05°C , 地区性降温 0.2°C 。有人还认为[4]: 本世纪40年代至70年代期间的降温与周期全球火山爆发频繁有关。张先恭[5]在研究大火山喷发与我国旱涝、冷暖的统计关系时发现, 火山活动对气温的影响比对降水的影响要明显得多。而且在火山喷发后我国有两次降温, 分别出现在火山喷发后第8个月和第18个月。第二降温比第一次降温要强烈得多。最近, 日本气象厅的研究表明[1] 1991年6月菲律宾皮纳图博火山喷发, 使得近些年来持续上升的地球的气温, 从去年夏天开始呈现下降的趋势。在20km高度附近的平均气温, 从大火山爆发后的去年7月开始上升, 到11月左右温度升高 1.5°C 。另一方面, 由于火山灰粒子的“阳伞效应”, 在高度1.5—9.0km的对流层的平均气温, 从去年8月左右开始下降, 到今年8月为止约下降 1°C 。特别是北纬 30° 以北, 今年夏天气温明显降低。张丕远等[2]的工作也表明了这种结果。火山喷发究竟怎样影响大气辐射传输乃至局地或全球气候? 影响程度如何? 本文将从火山灰粒子的辐射光学

本文1992年3月26日收到, 1992年11月2日收到修改稿。

• 本文承叶宏教授的热情指导, 深表感谢。

1) 气温下降与非火山有关。参考消息, 1992.10—23 (12350)

2) 张丕远、郑景云、周清波, 火山活动对我国气候的影响, 中国科学报, 1991 (277)。

特性及其对大气辐射传输影响方面进行分析,对上述问题作一初步研究。

1 资料与方法

1.1 火山灰粒子的光学辐射特性

本文采用IAMAP(国际气象与大气物理学会)的辐射委员会在1983年提出的标准辐射大气(SRA)气溶胶模式^[6],它给定了大气气溶胶成份,复折射率及粒子尺度谱,即:

1.1.1 在平流层,气溶胶粒子成分为以下两种,75%的硫酸液滴和火山灰粒子。大火山宁静时期,75%的硫酸液滴是平流层气溶胶的主要成分。在火山喷发时,火山灰粒子大量产生并停留在平流层,其浓度随火山爆发后的时间递减。

1.1.2 在复折射率虚部,火山灰粒子在太阳辐射波段($\lambda < 4 \mu\text{m}$)比75%的硫酸液滴大 10^5 以上。由于气溶胶粒子的复折射率虚部主要决定了该粒子的吸收强弱。所以,火山灰粒子对太阳辐射具有很强的吸收性。

1.1.3 平流层气溶胶粒子的尺度谱分布为改进的Gamma分布,即:

$$\frac{dN(r)}{dr} = n(r) = Ar^\alpha \exp(-br^\gamma) \quad (1)$$

其中, $dN(r)$ 为半径 r 到 $r+dr$ 之间的粒子数密度, r 为粒子半径。参数 A 、 α 、 b 、 γ (见表1)

由于75%的硫酸液滴和火山灰粒子的吸收和散射均为大粒子吸收和散射效应,因此,采用Mie散射理论,就可以分别计算出这两种气溶胶粒子的各光学辐射参数,即:气溶胶粒子的散射截面(Q_s),平均吸收截面(Q_a),不对称因子(g)和后向散射比(β_1)等。结果表明:

a. 75%硫酸液滴在短波段,其平均散射截面比平均吸收截面大得多,散射效应明显。当波长大于 $4 \mu\text{m}$ 时,其平均散射截面小于平均吸收截面,并且,随波长加长,其吸收效应愈显著。当波长大于 $40 \mu\text{m}$ 时,近似于瑞利散,即不对称因子趋于零。

b. 火山灰粒子在短波段,其平均散射截面亦大于平均吸收截面,但其吸收截面明显大于75%硫酸液滴。当波长大于 $60 \mu\text{m}$ 时,近似于瑞利散射。

c. 无论是吸收截面还是散射截面,火山灰粒子明显大于75%硫酸液滴。从气溶胶粒子的辐射光学特性角度来看,火山灰粒子都具有很强的吸收效应和散射效应。

通过上面的计算,就可求出粒子的消光系数 β_e ,即:

$$\beta_e = \int_0^\infty Q_e \pi r^2 A r^\alpha \exp(-br^\gamma) dr \quad (2)$$

表1 平流层不同气溶胶成分的尺度谱参数

The scale-spectral parameter of different aerosol component in stratosphere

气溶胶成分 \ 参数	A	α	γ	b
75%硫酸液滴	324	1.0	1.0	18
火山灰粒子	-5461.33	1.0	0.5	16

上式中的 Q_0 为消光截面, 它为散射截面(Q_s)和吸收截面(Q_a)之和。

1.2 火山灰粒子浓度的垂直廓线分布

关于气溶胶粒子浓度的垂直分布, 本文利用前人的观测结果^[7]。着重考虑四种情形, 即: 火山爆发以前的情形, 又称平流层本底, 这时平流层的气溶胶成分为75%硫酸液滴, 火山喷发1年之内的情形, 火山喷发后1—5年的情形, 还有火山喷发后5—30年的情形(表2)。这样选取的目的是为了对火山喷发前后的辐射变化作比较分析。

除大气气溶胶的吸收和散射外, 计算中还考虑了大气中的如下吸收气体, 水汽, 臭氧和 CO_2 。在太阳辐射波段还有分子氧的吸收。

1.3 多次散射的辐射传输方程

大气中气象要素在水平方向的变化比垂直方向的变化小得多, 为了计算简化, 常不考虑气象要素在水平方向的变化。同时, 忽略地球的球形作用, 把大气当作许多平行的平面薄层, 这种条件下的大气称为水平均一大气。本文就是在这种假设的前提下来求解多次散射的辐射传输方程。多次散射的辐射传输方程为:

表 2 气溶胶浓度的垂直分布

A vertical distribution of aerosol concentration

高度 (km)	气溶胶类型	光学厚度	火山爆发后时间T
0—2	平流层本底	0.2	
2—12		0.025	
12—20		1.744×10^{-3}	
20—30	平流层本底	0.003	T < 1年 1 < T ≤ 5年 5 < T < 30年
	火山灰	0.3	
		0.1	
		0.06	

$$\begin{aligned} u \frac{dI(\tau, u)}{d\tau} = & -\omega \int_{-1}^{+1} I(\tau, u') p(u, u') \frac{du'}{2} + I(\tau, u) \\ & - \frac{\pi}{2} \omega s_0 \exp(\tau/u_0) p(u, u_0) - 2(1-\omega) B_p(T) \quad (3) \end{aligned}$$

其中, τ 为光学厚度, 是消光系数 β_0 对高度 Z 的积分, 即:

$$\tau = \int_z^u \beta_0 dz \quad (4)$$

H 为大气上界高度, $u = \cos\theta$, θ 为天顶距, u 称纵标高, $I(\tau, u)$ 是 τ 高度, 对方位角的积分后沿 u 方向来的漫(散)射光强, $\omega = \frac{\beta_s}{\beta_0}$ 称散射比, $p(u, u')$ 是方位角积分后的相

函数, 表示 u' 方向来的辐射向 u 方向总散射的比率, S_0 是大气上界的太阳辐射, $\frac{B_p(T)}{B_r(T)}$ 是温度为 T 的黑体辐射。

方程(3)右边第一项表示 $d\tau$ 层对漫(散)射光的再散射,第二项是 $d\tau$ 层的消光,第三项是 $d\tau$ 层对太阳直射光的散射,第四项是 $d\tau$ 层的热辐射。第三、第四项都称为源辐射。在计算太阳辐射传输时可忽略第四项,在计算长波辐射传输时可忽略第三项

方程(3)的主要解法有离散纵标法和二流近似法^[8],本文计算采用二流近似法。二流近似法就是近似地假设 $I(\tau, u)$ 为可分离变量,即:

$$I(\tau, u) \approx I_1(\tau) I_2(u) \quad (5)$$

然后假定 $I_2(u)$ 在 u 为正值时是一个常量 $I_u(\tau)$, u 为负值时为另一个常量 $I_d(\tau)$,再对(3)进行求解。这种方法的主要优点是可大大地简化计算量,同时,并能保持计算精度。

这样,由方程(3)就可以求任一薄层大气的向上、下辐射通量,采用累加方法就能得到整层大气中任一高度的向上向下散射辐射度 U_i, D_i

任一高度上的净辐射差额 L_i 为:

$$L_i = U_i - D_i \quad (6)$$

大气变温率为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{g}{C_p} \cdot \frac{\Delta L_i}{\Delta P} \quad (7)$$

ΔP 为气压 P 高度上的薄层大气。在实际计算大气气溶胶的辐射通量时。本文将大气分为32层。100hpa以下为22层,100hpa以上为10层,均采用不等距分层。另外,太阳短波辐射分为26个波段,大气长波辐射分为22个波段。

2 计算结果

本文选用的大气模式为中纬度夏季模式与中纬度冬季模式^[9]。在计算中,温度、湿度、臭氧廓线采用这两种模式的平均值。 CO_2 在大气中的密度为 $0.000511g \cdot cm^{-2} \cdot hpa^{-1}$, O_2 的密度为 $0.236g \cdot cm^{-2} \cdot hpa^{-1}$ 。地面反射率取平均值为0.27,海洋反照率平均取值0.03。

根据上面的气溶胶模式和大气模式,本文分别计算了在中纬度夏季和冬季情况下,火山喷发对太阳短波辐射和大气长波辐射的影响。

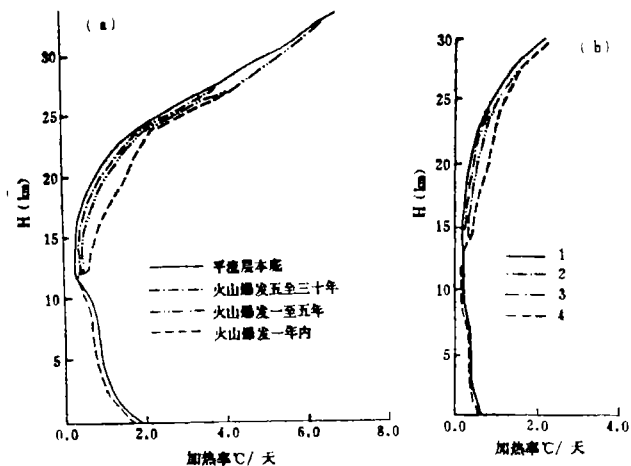


图1 为中纬度夏季(a)和中纬度冬季(b)火山喷发后不同时期与平流层本底对大气吸收太阳辐射加温率影响的比较

A comparison of the solar radiation heating rate among different periods after volcanic eruption and background of stratosphere for Mid-Latitude in summer (a) (in winter (b))

2.1 火山喷发对太阳短波辐射的影响

在中纬度夏季(图1a), 火山喷发后的时间愈短, 平流层大气吸收太阳辐射加热率愈大。四种情形的加热率差值大约在23.5km处最大。火山爆发一年内的加热率为 $2.0^{\circ}\text{C}/\text{天}$, 火山喷发1—5年的加热率为 $1.8^{\circ}\text{C}/\text{天}$, 火山喷发5—30年的加热率为 $1.7^{\circ}\text{C}/\text{天}$, 平流层本底的加热率为 $1.6^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 。而近地面的太阳辐射加热率大小正好与平流层加热率大小反向, 即近地面太阳辐射加热率是平流层本底($1.91^{\circ}\text{C}/\text{天}$)最大, 最小的是火山喷发后1年内($1.85^{\circ}\text{C}/\text{天}$)的情形。这表明: 在平流层气溶胶粒子浓度愈大时(火山喷发1年内), 愈能减少到达地面的太阳辐射减少愈小, 使得近地面的短波加热率愈小。

在中纬度冬季(图1b), 火山喷发不同时期和平流层本底这四种情形下在平流层和近地面层加热率变化趋势与中纬度夏季情况相似, 但在平流层和近地面, 火山喷发后一年内的太阳辐射加热率值分别为 $0.91^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 和 $0.55^{\circ}\text{C}/\text{天}$, 平流层本底分别为 $0.56^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 和 $0.62^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 。这主要是由于不同季节太阳辐射总量不同所致, 冬季少, 夏季多。

总之, 火山喷发使大气平流层加热, 使近地面大气降温。火山喷发一年内与平流层本底相比, 近地面层的太阳辐射加热率在中纬度冬、夏季分别减少了 $0.07^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 和 $0.06^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 。

3.2 火山喷发对大气长波辐射冷却的影响

计算表明, 在火山喷发后和平流层本底等情形下, 大气长波辐射冷却率的差别很小, 即图2中夏季(1)和冬季(2)分别为四条线重合。这说明无论是中纬度夏季还是中纬度冬季, 火山喷发对大气长波辐射冷却率的影响均不大, 可以忽略。

通过本文的计算, 可以看到这样一个事实, 火山喷发使平流层产生了大量的火山灰尘, 经过火山灰尘的吸收和散射作用, 使得到达下地面层的太阳辐射大为减少。同时, 地表和大气的出射长波辐射并不能受到火山灰尘的阻挡。所以火山喷发导致平流层增温, 近地面层降温, 能产生一种明显的“阳伞效应”。这种效应随着火山灰尘的缓慢减少而逐

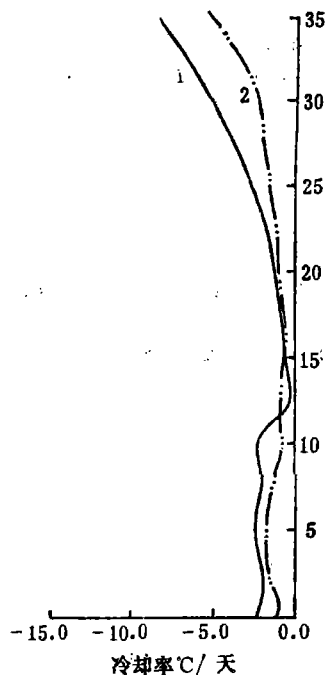


图2. 为中纬度夏季(1)与中纬度冬季(2)在火山喷发后不同时期内和平流层本底的大气长波辐射冷却率的比较。

A comparison of the long wave cooling rate among different periods after volcanic eruption and background of stratosphere for Mid-Latitude in summer (1) (in winter (2)).

渐消失。这是一种静态的辐射模式计算结果,但是,由于火山喷发大小不同,火山灰尘的组成成分的辐射光学特性和火山喷发的地理位置等各异,这种火山灰尘的“阳伞效应”将会存在很大的差异,并且,由此引起的局地 and 全球的气候变化也会不尽相同,这有待于进一步研究。

参 考 文 献

- (1) Lamb HH. Volcanic dust in the atmosphere, with chronology and assessment of its meteorological significance. Philosophical Transactions of the royal society. 1970, A266, 425—633.
- (2) Stommel, H. Volcano Weather, Seven seas Press, 1983.
- (3) 高桥浩一郎. 火山活动对气候影响的统计分析. 大气, 1986, 33 (11) : 616—620.
- (4) 王绍武. 大气中CO₂浓度增加对气候的影响. 地理研究, 1987, 6 (4) : 89—106.
- (5) 张先恭. 火山活动与我国旱涝冷暖的关系. 气象学报, 1986, 3 (2) : 197—207.
- (6) Deepak, A., H. E. Gerber. Report on the experts meeting on Aerosols and their climatic effects. 1983, WMO, WCRP—66.
- (7) Toon, O. B., J. P. Pollack, A. Global model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. J. Appl. Met. 1976, 16.
- (8) 尹宏等. 气溶胶大气对太阳辐射的吸收. 气象学报, 1989, 47 (1) : 118—123
- (9) McClatchey, R. A. Optical properties of the atmosphere, 3rd, AFCRL-72-0497. 1972.

A STUDY ON THE INFLUENCE OF VOLCANIC ERUPTION ON ATMOSPHERIC RADIATION TRANSFER

Zhon Qingbo

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and State Planning)
Commission of the People's Republic of China)

Subject terms: Volcanic eruption, Atmospheric radiation transfer, Solar radiation heating rate, Atmospheric long wave cooling rate.

Abstract

According to the radiation-optical quality of volcanic ash, we calculated the parameter of radiation-optic. Meanwhile, by using the equation of

atmospheric radiation transfer, and the change rate of temperature was calculated. The result is as follows: The absorbant ability of volcanic ash is stronger than it of the background of stratosphere. Volcanic eruption will heat the stratosphere by absorbing solar radiation, decrease the solar radiation on the earth surface, and have no effect on long wave radiative cooling rate.

国际气象与大气物理协会、国际水文科学协会 1993年联合科学大会简讯

为了更加深入地研究和更加准确地预测全球变化,为制定相应的对策提供更为坚实的科学基础,国际气象与大气物理协会和国际水文科学协会于1993年7月12日至23日在日本横滨市召开了科学大会。来自全世界各国的1000余名科学家参加了这一科学盛会,其中包括来自中国科学院大气所、地理所,兰州高原大气所、冰川所,水利部水文资源所,武汉水利电力大学,河海大学和黄河水利委员会等单位30余位中国科学工作者。

在开幕式上,国际气象与大气物理协会主席Hoskins和国际水文科学协会主席Shamir分别致词,日本首相宫泽喜一特派代表在会上宣读了贺词。会上还举行了国际水文科学奖授奖仪式,本届获奖者为著名的日本水文学家、水箱模型的创立者Sugawaya教授。著名的美国科学家S. Manabe和R. Bras分别作了题为“全球水文循环在温室效应增温中的作用”和“陆地大气相互作用的重要意义”的大会报告。此后分别进行了一系列平行的学术讨论会(Symposium)和工作会议(Workshop),其中两个国际协会联合召开的有8个,气象与大气物理协会召开的有15个,水文科学协会召开的有9个。这些会议体现了如下特色:

- 1) 多学科协同研究、密切合作以解决当前世界面临的重大问题,特别是全球气候更化与环境问题。
- 2) 为了促进大气科学与水文科学的交叉、水文学与地貌学的交叉、水文科学与遥感科学的交叉等,都分别召开了专题讨论会或工作会议,如“不同时空尺度上的地表交换过程:水文科学与大气科学的贡献”等。
- 3) 重视地壳各圈层之间交界面上的物质流、能量流与信息流的研究,建立了它们之间的耦合模型,为全球环境变化的研究服务。例如分别组织了题为“大气海洋相互作用”、“冰雪覆盖及其与气候及生态系统的相互作用”、“大气与极地表面的物质能量交换过程”的讨论会。
- 4) 通过国际合作计划建立全球性的观测网络,在此基础上建立不同时空尺度上的模型。本次大会的这一讨论会即是以交流相应的国际合作观测计划的成果为目的而组织的。
- 5) 新技术,新理论的运用。例如题为“气圈与水圈的全球监测与现代观测技术”、“遥感技术在大尺度水文模拟上的应用”的讨论及“水文学中的示踪方法”等的讨论会与工作会议。

在这次科学大会上共宣读了论文千余篇,其中中国代表宣读和展示了论文50余篇,交流了我国气象、大气物理与水文工作者近年来在学科前沿研究中取得的最新成果,得到了国际同行的赞扬与好评。

• 许炯心 •