

平流层气溶胶浓度反常对于中国 上空大气浑浊度的影响

马 延 华

(中国科学院空间物理所)

提 要

基于1959—1970年五个站太阳直射辐射的观测资料对大气浑浊系数的变化作了评价. 结果表明: 阿贡山和随后的几个火山爆发导致了1963年秋季以后大气浑浊度的普遍增加, 特别是在秋冬季节. 进入六十年代末期, 当北方的大气浑浊度已明显减少时, 南方的大气浑浊度仍保持较高水平, 说明平流层气溶胶的传播具有纬度效应.

一、引 言

六十年代初, Junge 等人用探空气球对平流层气溶胶取样, 发现在18—20公里高空有一质点浓度升高层, 质点主要成份是硫酸盐类. 后来许多研究者通过测量肯定了这一点. 有理由认为, 火山爆发特别是赤道附近大爆发是造成平流层气溶胶增加的主要因素, 火山喷出的硫酸盐浓度比人为产生的高出一个量级^[1]. 1963年3月, 印度尼西亚巴厘阿贡火山(8.5°S, 115.5°E)爆发喷出的尘埃物质约 10^{10} 公吨, 喷出物达22—30公里高度. 1965年9月, 菲律宾吕宋岛塔尔火山(14°N, 121°E)爆发喷出物约 10^8 公吨, 高达16—20公里. 1966年8月, 印度尼西亚苏拉威西阿乌火山(3.5°N, 125.5°E)爆发喷出物约 10^9 公吨, 高达18公里以上. 最后, 1968年6月加拉帕果斯的菲尔南济那(0.5°S, 92°W)火山爆发喷出物约 10^9 公吨, 高达22—24公里. 这几次爆发都发生在低纬度赤道地区且喷出物进入平流层下部. 火山爆发时喷出大量硅酸盐灰尘、 SO_2 气体和海岸水汽到平流层, 经过2—6星期绕地球一周, 经1—4个月通过风系形成均一的幕. 火山喷出物在绝大多数时间里居统治地位的是 SO_2 , 它跟羟基OH及其它分子发生化学反应生成 SO_3 , 后者很快跟水分子作用生成硫酸. 硫酸质点半径以0.5微米以下者居多, 它们可以在平流层居留很长时间. 这些气溶胶能强烈地散射太阳辐射, 使得日射强度在穿过平流层和对流层大气后有显著减弱. 本文试图根据太阳辐射的减弱来估计气溶胶浓度反常对大气浑浊度的影响.

二、利用日射观测确定大气浑浊度

当光路的大气质量数为 m 时, 垂直于接收表面方向的太阳直接辐射强度为:

1980年6月7日收到初稿. 1980年10月10日收到修改稿.

$$I(m) = \frac{1}{S} \int_0^{\infty} I_0(\lambda) e^{-A(\lambda, m)} d\lambda \quad (1)$$

此处 $S = R^2/R_m^2$ 为日地平均距离订正因子, R 为观测时日地距离, R_m 为日地平均距离。指数 $A(\lambda, m)$ 为倾斜路径的大气光学厚度, $I_0(\lambda)$ 为大气上界的太阳直接辐射强度。将 $A(\lambda, m)$ 写成线性表达式:

$$A(\lambda, m) = m[a_R(\lambda) + a_D(\lambda)] + W(\lambda, m, w) \quad (2)$$

这里, $a_R(\lambda)$ 是单位大气质量数的瑞利大气光学厚度, $a_D(\lambda)$ 是单位大气质量数的气溶胶光学厚度, W 为选择性吸收气体的光学厚度, w 为选择性吸收气体的含量。

在实际大气中,通常称 $a_D(\lambda)$ 为气溶胶散射系数,根据 Ångström 可表示成:

$$a_D(\lambda) = \beta \lambda^{-n} \quad (3)$$

式中指数 n 是反应散射质点大小分布的综合指数,在中等大气透明度条件下 $n=1.3$, 系数 β 称为 Ångström 大气浑浊系数。它是大气中气溶胶质点总数量的一种相对量度。

对每个固定的月份来讲, n 是变化较小的。这就使得我们可能对同一月份不同年份的 β 值进行比较。令 $\tau^m(\lambda) = e^{-A(\lambda, m)}$ 为大气透明度,则很容易导出积分:

$$\begin{aligned} I(m) &= \bar{\tau}_D(m, mw, m\beta) \int_0^{\infty} I_0(\lambda) \cdot \tau_R^m(\lambda) \cdot \tau_{O_3}^{m(\lambda)} \bar{\tau}_{H_2O}(\lambda, mw, \\ &\quad P_{e, H_2O}) \cdot \bar{\tau}_{CO_2}(\lambda, mu, P_{e, CO_2}) d\lambda \\ &= \bar{\tau}_D(m, mw, m\beta) \cdot I_{d1} \end{aligned} \quad (4)$$

式中 $\bar{\tau}_D(m, mw, m\beta)$ 为相应于 m, w 和 β 的气溶胶大气平均透明度; $\tau_R^m(\lambda)$ 为相应于 m 的瑞利大气光谱透明度; $\tau_{O_3}^{m(\lambda)}$ 为相应于 m 的臭氧层光谱透明度; $\bar{\tau}_{H_2O}(\lambda, mw, P_{e, H_2O})$ 为水汽的平均光谱透明度,它是 λ, m, W 和水汽分压 P_{e, H_2O} 的函数; $\bar{\tau}_{CO_2}(\lambda, mu, P_{e, CO_2})$ 为 CO_2 的平均光谱透明度,它是 λ, m, CO_2 含量 u 和 CO_2 分压 P_{e, CO_2} 的函数。式中右端的积分称为无尘埃大气的太阳直接辐射强度,用 I_{d1} 表示^[1]。

取五个台站 1959 年至 1970 年的日射观测资料进行整理和计算。它们是: 哈尔滨 (45°46'N, 126°35'E)、二连 (43°39'N, 112°E)、北京 (39°35'N, 116°19'E)、南京 (32°N, 118°48'E) 和广州 (23°08'N, 113°19'E)。这些站的海拔高度除二连为 965 米和哈尔滨为 147 米外,其他站均在 30 米以下。它们分别处在五种不同类型的气候区域: 湿润型中温带、半干旱型中温带、亚湿润型暖温带、湿润型凉亚热带和湿润型暖亚热带。二连是蒙古高原上孤独的小乡镇,地表属砾石戈壁,在无风或弱风的晴天有很高的大气透明度。其余四个站均设在市郊或县内,有轻微的大气污染。为了监视浑浊系数的年变化,每个站同一月份都取近似同一大气质量数 m (表 1)。在个别年月的记录中若使用另外的 m , 则可以将 $I(m)$ 归一化到该月通用的 m 值上,并假定该天内 $\Delta m < 0.4$ 时地面附近的绝对湿度不变。

为了计算大气柱内水汽的总含量,采用了类似于 Hann 使用的经验式^[2]:

$$W = ce_0^K \quad (5)$$

式中 W 是用毫米表示的垂直大气柱内的水汽含量, e_0 为地面附近的绝对湿度或水汽压, K 为跟台站水汽垂直分布有关的指数,一般 $K \cong 1$, c 为比例常数。每一高度上的水汽

表 1 浑浊系数月平均值所对应的大气质量数 m

台站	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
哈尔滨		2.66	2.1	1.74	1.5	1.3	1.4	1.3	1.4	1.7	2.07	2.45	2.8
二连		2.5	1.9	1.8	1.46	1.3	1.3	1.3	1.4	1.65	2	2.5	2.7
北京		2.0	1.85	1.7	1.4	1.3	1.3	2.0	1.3	1.57	1.74	2.15	2.57
南京		1.72	2.0	1.5	1.3	1.2	1.2	1.2	1.3	1.4	1.6	1.9	2.0
广州		1.9	1.7	1.57	1.3	1.1	1.3	1.3	1.3	1.2	1.4	1.63	1.68

压值记为 $e_s = f_s \cdot E_s$ 。此处 f_s 是该高度上的相对湿度, E_s 是该高度上的饱和水汽压值。每个高度上的相对湿度采用 $f_s = f_0 \cdot 10^{\frac{as}{b+s}}$ 来计算, 其中 $a = -0.0665$, $b = 6.5$, $E_s = E(z)$ 可根据大气温度值查表得出。这样, 垂直大气柱内水汽总含量就用 $W = \sum_{k=0}^n c(z_k)$ 逼近, 后者可以用数值积分法找到。计算时我们假定从地面到 500 毫巴面的垂直大气柱水汽总含量占整个垂直大气柱总含量的 85%, 从地面到 400 毫巴面的含量则占 90%, 设 (5) 式中的 K 等于 1, 则各站各月的 c 值计算结果如表 2。

表 2 系数 c 的数值

台站	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
哈尔滨		3.3	3.3	2.5	2.3	2.0	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	3.3	3.3
二连		3.0	3.0	3.3	3.5	3.0	3.0	3.0	2.8	2.8	3.0	3.0	3.0
北京		3.5	3.3	3.0	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	3.0	3.0	3.3
南京		3.0	2.5	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3
广州		2.8	2.8	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.8	2.8	2.8

有了相应于一定大气质量数的太阳直接辐射强度观测值和水汽含量观测值, 便能根据 (5) 式及 Yamamoto^[2] 的图表找出大气浑浊系数来。

三、结果分析

我们将各站每月大气质量数为定值的 Ångström 浑浊系数月平均值 β 的逐年变化作出曲线(见图 1)。这里, 假定各站的质点分布综合指数 n 均为 1。

为了估计平流层气溶胶浓度变化对大气浑浊度的影响, 我们可以把 1959 年到 1961 年这三年看做大气浑浊度正常的年份^[4]。在平流层浑浊度正常的这些年份, 大气浑浊度具有清晰的季节变化。北方各站最大浑浊度出现在 5、6 月或 7、8 月。南京在 4—6 月有较高的浑浊度, 它跟梅雨季节大气多充水小颗粒有关。广州最大浑浊度出现在 2—4 月的干季, 表明低纬度对流层浑浊比中高纬度开始得早。各地最小浑浊系数均在秋、冬季节观测到, 这跟干寒的冬季风从西伯利亚和蒙古高原吹来有关, 这种极地大陆气团具有很高的大气透明度。在火山喷出气溶胶覆盖平流层以前, 对流层大气在不长的时间内也可能发生引人注目的变浊, 它往往跟天气学过程有关联。

当平流层下部质点数密度超过 2 厘米^{-3} 时,平流层气溶胶对整个大气层浑浊的影响必须考虑^[5]。火山爆发后平流层质点数密度的典型值为 5 厘米^{-3} ^[6]。在晴天里,平流层气溶胶的消光已能观测到。从图 1

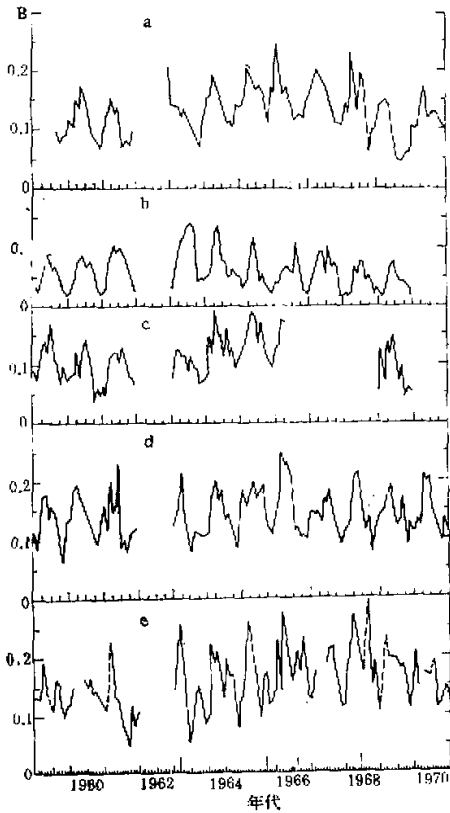


图 1 大气浑浊度系数月平均值变化曲线

并未造成 1968 年秋冬和 1969 年浑浊度的增加。通常处在赤道和 30° 之间的低纬度火山灰或高纬度 60° 以上的火山灰都是向极地传输的,但春末的某些阶段各纬度的火山灰都向赤道方向传输,并且高纬度火山灰只进入中纬度。哈尔滨 1970 年秋冬 β 值的明显回升应归因于当年 5 月冰岛海克拉火山爆发,该火山喷出物质约 10^9 公吨,高达 16 公里。正是这个爆发,经过三个月的时间,靠纬向环流与涡流传输将气溶胶覆盖于哈尔滨上空平流层与对流层上部。广州受到火山爆发的强烈影响,这还部分归因于它靠近南中国海这样广阔的海洋,海洋上空平流层气溶胶消光占总消光的百分比远高于大陆,广州在正常年份秋冬季浑浊系数平均为 0.1175(其中 1961 年曾低至 0.0883)。在阿贡山和塔尔山爆发以后,浑浊系数升到 1965 年同期的 0.136,而在阿乌山爆发后更升到 0.177,即增加了 50.7%。菲尔南济那火山爆发是六十年代仅次于阿贡山的第二大爆发,它给予广州的影响特别厉害。1967 年秋冬,广州的大气透明度刚刚开始抬高,紧接着发生的菲尔南济那火山爆发却造成了广州 1968 年秋冬的最大浑浊系数 0.184,即比正常年份同期增加了 56.6%,而且出现了 1968 年 9 月 0.291 这个浑浊系数极大值。在赤道附近大火山爆发后,喷射物质

火山爆发后平流层质点数密度的典型值为 5 厘米^{-3} ^[6]。在晴天里,平流层气溶胶的消光已能观测到。从图 1 可以看出:火山爆发后喷入平流层的气溶胶导致了六十年代中期中国上空大气浑浊系数的普遍增加,这种增加是叠加在原有季节变化背景上的,冬半年尤甚。因为平流层最大浑浊月份 9—12 月恰好是对流层最为清晰的月份,对流层最大浑浊出现在 4—6 月,对流层浑浊与平流层浑浊有相反的年变量^[7],所以,为说明火山喷射气溶胶对大气浑浊度的影响,我们取历年 9—12 月的 β 值列表(表 3)进行比较。跟 1959—1961 年相比,大气浑浊度的增加也是显著的。哈尔滨受到阿贡火山爆发的影响, β 值由正常年份秋季和初冬季节的 0.0823,逐渐增加到 1965 年同一季节的 0.145 这个最大值,浑浊系数增加了 76.8%,当阿贡山爆发的影响尚在继续时,塔尔火山爆发又施加了影响,造成了 1966 年 2 月大气浑浊系数的极大值 0.243。后来,阿乌火山爆发使得 1967 年大气浑浊系数仍维持较高数值。但是,费尔南济那火山爆发

表 3 秋季—初冬大气浑浊系数月平均值

台站	月份 年代	9	10	11	12	9—12 平均	台站	月份 年代	9	10	11	12	9—12 平均
哈 尔 滨	1959	0.098	0.0775	0.0873	0.0903	0.0882	北 京	1964	0.113	0.125	0.0945	0.109	0.11
	1960	0.0965	0.082	0.0755	0.062	0.079		1965	0.124	0.105	0.095	0.089	0.103
	1961	0.075	0.0792	0.0729	0.0929	0.08		1966	—	—	—	—	—
	1959—1961	0.0898	0.0796	0.0787	0.0817	0.0823		1969	0.1	0.0405	0.06	0.047	0.0618
	1963	0.092	0.0824	0.0708	0.109	0.0882	南 京	1959	0.138	0.0928	0.0642	0.132	0.1067
	1964	0.109	0.112	0.104	0.138	0.116		1960	0.12	0.0982	0.095	0.131	0.111
	1965	0.161	0.142	0.108	0.172	0.145		1961	0.08	0.11	0.131	0.121	0.1105
	1966	0.121	0.124	0.115	0.142	0.121		1959—1961	0.113	0.1	0.0975	0.1275	0.109
	1967	0.132	0.108	0.107	0.106	0.113		1963	0.114	0.112	0.112	0.106	0.111
	1968	0.10	0.06	0.096	0.095	0.0877		1964	0.129	0.102	0.0828	0.142	0.114
	1969	0.0444	0.0505	0.0587	0.0578	0.0527		1965	0.152	0.122	0.106	0.126	0.1264
	1970	0.129	0.12	0.107	0.10	0.114		1966	0.107	0.106	0.0998	0.142	0.1135
								1967	0.135	0.101	0.0898	0.11	0.1115
								1968	0.139	0.0769	0.12	0.128	0.116
二 连	1959	0.0485	0.042	0.0287	0.0224	0.0354	广 州	1969	0.174	0.0878	0.131	0.114	0.1265
	1960	0.0672	0.0476	0.0255	0.0214	0.0404		1970	—	0.095	0.137	0.115	0.115
	1961	—	0.0543	0.038	0.0261	0.0395							
	1959—1961	0.0578	0.048	0.0307	0.0233	0.0385							
	1963	0.104	0.0468	0.05	0.046	0.0615	广 州	1959	0.16	0.129	0.103	0.124	0.129
	1964	0.051	0.0653	0.055	0.0495	0.0552		1960	0.141	0.146	0.138	0.121	0.135
	1965	0.0413	0.0323	0.0166	0.0323	0.0307		1961	0.063	0.113	0.0755	0.102	0.0883
	1966	0.072	0.0383	0.025	0.019	0.0385		1959—1961	0.121	0.129	0.1055	0.115	0.1175
	1967	0.071	0.0616	0.0129	0.0152	0.0402		1963	0.149	0.139	0.104	0.087	0.1195
	1968	0.0505	0.0328	0.0191	0.028	0.0326		1964	0.17	0.142	0.082	0.12	0.129
	1969	0.044	0.0509	0.032	0.01	0.0342		1965	0.172	0.114	0.12	0.14	0.136
								1966	0.173	0.22	0.186	0.129	0.177
								1967	0.184	0.158	0.113	0.114	0.142
								1968	0.291	0.151	0.188	0.107	0.184
北 京	1959	0.106	0.068	0.10	0.072	0.0865	北 京	1969	0.184	0.131	0.111	0.13	0.139
	1960	0.10	0.042	0.062	0.05	0.0635		1970	0.111	—	0.154	0.135	0.133
	1961	0.123	0.0815	0.0798	0.063	0.0868							
	1959—1961	0.11	0.0638	0.08	0.0617	0.0788							
	1963	0.0965	0.0927	0.0667	0.069	0.0813							

先储存于喷射处纬度的低平流层,并主要沿纬向移动,称为赤道储存区。根据 Dyer 的研究^[8],赤道储存区的火山灰有大约两年的居留时间。广州离这个储存区比较近,秋冬季节当阳光斜射时可以掠过平流层的赤道储存区,这是造成大气浑浊系数增加的重要原因。

就一次赤道地区大火山爆发(例如阿贡山爆发)而言,纬度较高地区大气浑浊度所受到的影响往往更大(赤道储存区除外)。这是因为:第一,太阳高度越低,阳光射入时经过的大气质量数越大。第二,当火山喷气溶胶质点传输到高纬时,已经变成了细小硫酸滴占优势的气溶胶层,它们可以在平流层居留更长的时间。例如哈尔滨比起南京来,阿贡火山爆发的影响时间长,振幅大。阿贡山以后的几次强度较小的爆发输送到北方的质点较少,其主要影响在南方。

归纳起来,我们可以得出以下几点看法:

1. 六十年代赤道地区四次火山爆发,特别是阿贡火山大爆发导致我国各地六十年代中期大气浑浊系数的普遍增加,在秋冬季尤甚。

2. 北方各站较多地受到阿贡火山爆发的影响, 秋冬季节浑浊系数的最大值出现在 1963—1965 年; 南方各站较多地受到费尔南济那火山等几个较小爆发的影响, 秋冬季节浑浊系数的极大值出现在 1968 年和 1965—1966 年。到六十年代末期, 当北方各站大气透明度已恢复到最佳水平时, 南方各站仍维持比阿贡火山爆发前为高的浑浊度, 说明平流层气溶胶传播的纬度效应。

3. 由于平流层气溶胶浓度反常, 各地的最大浑浊月份跟正常年份相比可能有位移。例如, 在火山活动年代, 哈尔滨的最大浑浊常出现在 2—4 月, 北京在 3—5 月。二连、南京、广州位移少, 但二连 1964 与 1965 两年 7、8 月次极大值的显著退缩与 1963 年这个次极大值的显著增长为最大值, 都跟平流层气溶胶变化有很大关系。南京 1966 年 3 月和广州 1968 年 9 月这两个位移了的极大值, 都明显地跟火山活动有关。

参 考 文 献

- [1] Inadvertent climate modification, Report of the study of man's impact on the climate (SMIC), The M. I. T. Press Cambridge, Massachusetts and London, England, 1971.
- [2] Yamamoto C. et al., 气象集志, 11 辑, 1968.
- [3] Robinson N., Solar radiation, Elsevier publishing Company Amsterdam, London, New York, 1966.
- [4] Dyer A. J. and Hicks, Q. J. R. M. S., 94, No. 402, 1968.
- [5] Hänel G. et al., J. Atm. Sci., 33, No. 5, 1976.
- [6] Neumann J., Q. J. R. M. S., 100, No. 425, 1974.
- [7] Кондратьев, К. Я. и другие, Труды ГГО., вып. 363, 1976.
- [8] Dyer A. J., Q. J. R. M. S., 100, No. 426, 1974.

EFFECT OF ANOMALOUS CONCENTRATION OF THE STRATOSPHERIC AEROSOL ON THE TURBIDITY OVER CHINA

Ma Yan-hua

(Institute of Space Physics, Academia Sinica)

Abstract

Based on data of direct solar radiation observations during the years of 1959—1970 in five locations, the variation in atmospheric turbidity coefficients is estimated. It is found that Agung's and several other volcanic eruptions have increased the atmospheric turbidity after the autumn of 1963, especially during the autumn and winter seasons. Up to the end of the 1960s, the atmospheric turbidity in the north of China was markedly reduced, but higher values of the atmospheric turbidity in the south of China were remained. It indicates that the transport of stratospheric aerosol has a latitudinal effect.