

火山活动对气候影响的统计分析

高桥浩一郎

提要 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 ,并且会持续到第二年,其后逐渐平息。但是,除此以外,数年后仍存有影响。这并不就是直接的阳伞效应,而是由于气候系统中有自我调节机制,此机制因火山喷发而受刺激,引起变动,从而持续发生影响。另外,在火山活动的变动中,有70年左右的周期性,在气温长周期变动中也有这种反映。

一、前言

火山喷发因阳伞效应引起的对气候的影响,从古代就有记载。汉弗莱斯(1920年)对此进行过详细研究。在日本,1934年东北地区出现寒冷以后,冈田武松(1934年)认为火山喷发与东北寒冷有关联。荒川秀俊(1955年)也曾作过调查。1980年和1982年出现过圣海伦斯等火山大喷发,并引起了异常的气象现象。这种关联近年来引起了世界上的注目,并不断地有人进行细致的观测和分析。在日本,藤田敏夫(1984年)曾作过调查。山元龙三郎(1975年)还研究过北半球平均气温的变动,认为火山喷发后,降温 0.2°C 左右。另外,近藤纯正(1985年)根据历史资料,考察了火山大喷发与日本东北地区的寒冷之间的关系。

这些研究表明,火山喷发对气候的影响

是无可怀疑的。其影响程度及物理过程是极其复杂的,随地区、季节不同而有差异。和其他扰动相比,火山喷发对气候变动的影响未必算大,所以,若单独对其影响进行研究,还存有很多困难。

本文根据尽可能长的观测资料,就火山喷发对气候的影响进行了统计研究。其结果证实了通常的想法。特别是发现了火山活动中有70年左右的周期性,而且对气候也有同样的反映。

二、分析方法

首先,简单地讲述一下所使用的分析方法。收集过去世界上凡发生过的火山喷发的记载,根据当年或10年的火山喷发次数确定关键年或关键年代,对一些气象要素进行重点分析。按克雷格(1952年)等用于调查研究地磁变率与气象之间关联的方法,而得出

关键年或关键年代及其前后各年或各年代气象要素的平均值。若火山喷发与气象要素之间没有关联,那么各年或各年代的气象要素值则理应在统计上的变动幅度之中。若还有其他变动,则是火山喷发对气象产生了影响。因此,根据与关键年或关键年代的时间差所造成的平均值的变化,即可推求火山喷发对气候的影响。

可是,在运用此方法时,所遇到的第一个问题就是选择多大规模的火山喷发。其规模大小不一,小规模的对气候影响不太大,因此有必要选择大规模的。但是,大规模的定义本身又存在着问题,因为喷发的性质不同对气候影响的程度也不同。而且,在古记载中,规模的大小未必能搞清楚。另外,根据这里所用的统计方法的性质,有必要独立地确定火山喷发的规模。就这一点来说,拉姆(1972年)所定义的火山喷发规模——D. V. I 未必适当,这是因为添加上了气候变动的影响。虽然有这样的种种困难,但可根据斯密森学会收集的世界火山喷发记录进行选择。即把火山喷发规模 VEI 分为 0 至 8 级,在其中选择 VEI 5 以上喷发规模特别大的年份,如表 1 所示。表中的 1783 年,虽没有 VEI 5 以上的大喷发,但却是天明浅间山出现火山大喷发的年份,因出现过 3 次 VEI 4 以上的大规模喷发,所以也列入表内。

表 1 VEI 5 以上的火山大喷发的年份

1641, 1663, 1700, 1739, 1755, 1783, 1815, 1822,
1835, 1875, 1883, 1886, 1902, 1907, 1912, 1932,
1956, 1980, 1982

三、对气温的影响

火山喷发对气候的影响中,最明显的莫过于对气温的影响。为了检出对气温的影响,把具有长期记录的某地点年平均气温及 8 月份平均气温或日本稻米的年收成等作为气温变动指标,对关键年进行了分析。

之所以取年平均值,是因为火山喷发的

影响比季节变化的影响小,需要消除季节变化的影响。之所以对每年 8 月份气温值的时间序列进行分析调查,是由于近来在北半球南北气温梯度较小,大气环流变动所造成的平流影响也比较小,且易产生阳伞效应的缘故。表 2 所列即其分析结果。表中的 ϵ 是假定气象要素的时间序列为随机序列时预报的标准偏差,它表示分析误差。表中所列值是与平均值的偏差。此值若超过 ϵ 的 1.5 倍,则风险率低于 6.7% 为显著,若超过 ϵ 的 2 倍,则风险率低于 2.3% 为显著。

表中北半球的气温偏差是山元龙三郎等就估计值分析出来的,它表明火山喷发当年及次年降温 0.05℃。这个变化数值很小,但统计上的显著性却很高。另外,就很多地方的气温看,在喷发当年或次年很明显要降温 0.15~0.4℃。1700 年以后,日本的稻米收成资料虽说是零碎片断的,但因有每十公亩收获量收成及米价的记录,所以能在一定程度上进行估计。自 1880 年以后,就有了准确的记录。由于稻米的收获量很受夏季气温的控制,所以夏季气温便成了一个指标,很适合这里的分析。同时,它也明显地表示出火山喷发年气温具有下降的趋势。通常,夏季每降温 1℃,作物收成则减产 5%,若反过来进行计算,可知火山喷发年降温 0.8℃ 左右。

但是,值得注意的是,降温年份会随着地点的不同而不同,有持续到第二年或第三年的,也有 3—4 年后仍受影响的。其降温程度,北半球平均为 0.05℃,就一个一个的地点来说,可高达 0.2~0.4℃。这种降温单纯用火山灰或喷烟向平流层扩散使得日射减弱的所谓阳伞效应是解释不了的,而应该用大气环流的平流影响来解释。事实上,整个世界的气温下降或上升并不是整齐划一的,而是随年份、月份不同而有差异。有低温区,就必然有高温区。大气环流本身也受海洋和陆地的热容量及云、雾、冰等等的影 响,其自身能自我调节。火山喷发的影响之所以数年后还能显现出来,并不是阳伞效应的直接影响,

表 2 火山喷发年和关键年气象要素的分析

要素 \ 年差值	- 3	- 2	- 1	当年	1	2	3	4	5	σ	单 位	样本数
北半球气温	-5	-4	3	<u>-47</u>	-32	9	43	19	-7	30	10^{-3}°C	7
柏林气温	0.07	0.14	0.11	-0.17	<u>-0.42</u>	-0.11	0.08	0.29	-0.21	0.22	$^{\circ}\text{C}$	13
菲拉德尔菲亚气温	-0.05	0.12	0.21	-0.19	-0.19	<u>-0.35</u>	-0.02	0.01	0.25	0.16	$^{\circ}\text{C}$	14
英国夏季气温	0.04	-0.08	0.15	-0.17	-0.03	-0.08	<u>0.37</u>	0.31	-0.24	0.22	$^{\circ}\text{C}$	17
科伦坡 8 月气温	0.01	0.07	0.10	-0.25	-0.09	-0.04	-0.05	-0.05	0.07	0.18	$^{\circ}\text{C}$	8
里约热内卢 8 月气温	0.37	0.19	-0.11	<u>-0.49</u>	0.36	0.20	0.18	0.18	-0.17	0.34	$^{\circ}\text{C}$	7
日本的稻米收成	2.4	-2.2	0.2	<u>-4.1</u>	0.2	-0.01	-1.6	2.4	0.7	2.1	%	14
波罗的海海流冰面积	-16	-5	-18	23	3	-6	-15	<u>-65</u>	42	31	10^8km^2	13
孟买降水量	-117	120	-4	<u>373</u>	-54	-104	143	-46	-4	166	mm	10
加尔维斯顿降水量	15	<u>176</u>	-73	<u>-184</u>	128	149	8	-129	-108	116	mm	7
纽约降水量	-45	-57	-29	-31	<u>110</u>	-18	-98	13	33	60	mm	9
却尔斯顿降水量	-36	-83	0	-67	60	<u>151</u>	-70	-67	-55	95	mm	10
米兰降水量	-26	39	9	-59	-15	-26	<u>79</u>	<u>95</u>	30	50	mm	13
哥本哈根降水量	-50	36	10	37	2	25	<u>123</u>	71	-107	78	mm	10
智利降水指数	-0.06	0.12	0.18	-0.06	-0.06	-0.12	<u>0.50</u>	-0.06	-0.06	0.25		16
日本风、水灾害指数	-6	0	-2	-3	0	<u>15</u>	11	-13	3	9		17
孟买气压	0.00	0.09	0.00	-0.08	0.08	<u>0.22</u>	-0.09	0.12	0.10	0.13	mmHg	8
函馆气压	0.18	<u>0.41</u>	0.03	-0.14	0.03	-0.17	-0.03	0.22	<u>0.36</u>	0.18	mmHg	7
格林威治气压	0.13	<u>-0.58</u>	0.10	0.18	0.38	-0.43	-1.04	0.43	0.36	0.38	mmHg	8
哥本哈根气压	0.44	-0.18	-0.12	0.45	<u>0.54</u>	-0.37	<u>-0.42</u>	-0.30	-0.10	0.35	mmHg	8
东京最深积雪	3	3	-4	-1	1	-3	-2	7	-8	3.5	cm	8
北陆特大暴雪年	-0.05	-0.05	-0.05	0.06	<u>0.17</u>	-0.05	-0.11	0.00	0.00	0.08		19

而是通过大气环流的自我调节作用而显现出来的。这点在后边讲述的气压与降水量的分析中也可以看到。

当然，这并不否定阳伞效应的存在。就整个北半球的平均气温来说，当然不存在平流的影响，可以认为这种平均气温值受到阳伞效应的影响很大。从表 2 可见阳伞效应的影响确实存在，但比各个地点的值要小得多。

四、对气压及降水量的影响

下面根据关键年分析研究一下火山喷发对年平均气压和降水量的影响。其结果也列入表 2。

首先，就气压来说，既有象哥本哈根那样

在喷发后次年气压即出现上升的地点，又有象函馆那样 5 年后气压仍在变化的地点。而且在一般情况下，气压不象气温那样变化明显。这是由于气压的观测年代没有气温的那么长，样本数又很少。另外，火山喷发并不直接对气压产生影响，而可能是通过阳伞效应等造成降温、通过火山灰形成冰晶核影响降水，从而使气压发生变化。

其次，从降水量的分析结果可看出，各地点的情况很不一样。一般来说，在低纬度，火山喷发的当年或次年降水的增减很明显。但是，在中纬度和高纬度区域，影响出现较迟，多数三年后才显现其影响。对高纬度区域的影响则有点模糊不清了。

这些分析结果表明，火山喷发确实对气候有影响。其机制复杂，单纯用阳伞效应说明不了什么问题。既有火山灰冰晶核的作用，又通过大气环流给各地带来了影响。而且偶尔数年后还会存有影响。

五、火山活动的 70 年周期

火山喷发既然会对气候产生影响，那么火山活动的长周期变动也必然会在气候方面有所反映。1940年—1960年，中纬度和高纬度的气温上升，有人认为是由于这段时间未出现火山喷发的缘故。于是调查了过去火山活动的状况，发现有长周期的变动，周期为 70 年左右。因此，根据斯密森学会的资料，挑出超过 VEI 4 的大喷发，把 10 年中喷发次数作为各年代的火山活动指标，而对火山喷发的长周期变动进行了研究。为了更准确一些，在调查 10 年间的喷发次数时，分别给 VEI4、VEI 5 和 VEI 6 加上权重系数 1、2 和 3。表 3 即其结果。15 世纪以前记录很少，在此省略。

表 3 10 年间的火山活动

	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90年
1500年	2	1	1	1	0	0	1	1	1	4
1600	1	0	0	2	4	0	6	1	2	2
1700	4	1	2	2	2	3	5	2	4	3
1800	1	8	4	2	2	2	1	6	10	1
1900	10	10	3	5	3	7	7	5	(4)	

由表可见，时间越久远，数值越小，呈指数函数减少，这是一般的趋势。但这并不是因为火山活动减弱，而是因为漏记的太多了。假定平均每上溯 100 年，漏记增加 0.69 倍。因此，决定以 1500 年为基准，按此比例减小新年代的值，以此作为火山活动的指标。此值大致相当于两年间的喷发次数(参照图2)。于是，根据最大熵谱方法，用此值求出了功率谱。其结果如图 1 所示。纵轴表示振幅，取功率的平方根。横坐标表示该种波的出现次数。用指数函数来订正漏记，对 70 年周

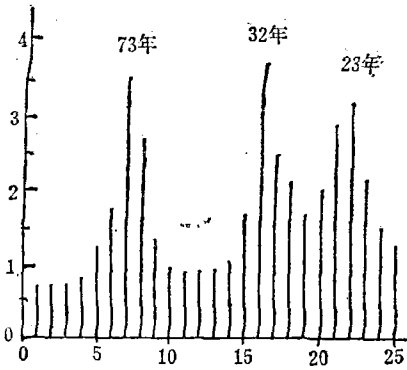


图 1 火山活动指数功率谱

期几乎没影响。因为周期长，为了提高分辨率，使用了全部资料。

由图 1 可见，73 年、32 年以及 23 年的峰值都很明显。如果考虑周期的分辨率，则它们相当于 70 年周期的主成分、第 2 成分及第三成分，表明了火山活动中有 70 年左右的周期。计算自相关系数也能得出这个结论。

出现这样的周期性的原因尚不清楚。河角广曾指出日本东京大地震有 69 年周期，其周期与火山喷发周期大致相同，可以作为火山活动有 70 年周期的佐证。另外，这种周期性还与太阳黑子数的长周期变化有关联，黑子数少的年代火山活动就有增加的倾向。

六、气候的 70 年周期

既然火山活动有长周期变化，那么在气候上也应该有所反映，并出现与火山活动 70 年周期相对应的变动。因此，为了检出此变动，对长期观测资料的气象要素或相对应的指数进行了调查。图 2 即为 1 例。图 2 把 10 年间的火山活动指数、英国的气温、南美智利的降水指数、印度孟买的降水量、日本的风、水灾害作成了曲线图。日本的风、水灾害指数来自古气象资料，先求出因受风、水灾害每 1 亿人口的平均死亡人数以及房屋的倒塌数，再在遭灾的房屋数上乘 $\frac{1}{7}$ ，并取其平方根值。其他资料来自拉姆著作中的表。

由图 2 可见，各种要素大致是按 70 年左

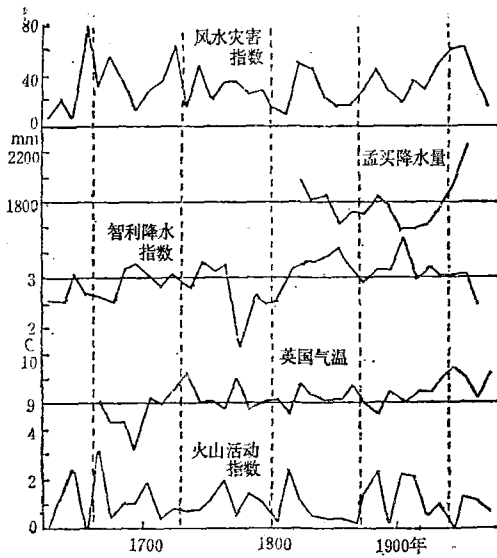


图 2

表 4 各种要素的 70 年周期图

要素 \ 对应相位年	1900	10	20	30	40	50	60年	ε	样本数
火山活动	0.18	0.14	-0.06	<u>-0.48</u>	0.08	0.34	-0.16	0.31	5
英国气温	<u>-0.21</u>	0.10	0.07	0.20	0.17	-0.17	-0.03	0.13°C	5
菲拉德尔菲亚气温	<u>-0.21</u>	<u>-0.21</u>	-0.09	<u>-0.25</u>	0.14	0.08	0.02	0.13°C	3
却尔斯顿降水量	48	-60	<u>-98</u>	-37	<u>176</u>	42	18	64mm	3
孟买降水量	-90	-73	-187	-41	20	<u>224</u>	62	141mm	2
风、水灾害指数	-10	-5	-7	8	-1	<u>14</u>	1	5	5
智利降水指数	0.15	<u>-0.27</u>	0.07	-0.07	-0.19	0.11	0.11	0.16	5
萨吉湖沉淀层的厚度	7	-7	<u>-23</u>	17	-10	17	4	13	7

和常识一致。再看却尔斯顿、孟买的降水量及智利的降水指数，可知在火山活动旺盛的年代降水偏多，在火山活动减弱的年代则降水偏少，尽管这两者之间的相位不很一致。另外，萨吉湖的沉淀层(它是表示克里米亚半岛附近降水量多少的一个指标)与日本风、水灾害指数也都能证实 70 年周期存在的可靠性是很高的。并且它们的变动具有相似性，70 年间有两次振动，也可以认为存在着 35 年周期。此振动在火山活动中也表现出来，和有名的勃吕克纳周期一致。

这些分析结果表明，气候变动中的确有 70 年周期及其分振动的周期性。原因之一

右的周期上升或下降的，并且与火山活动有关联。例如。孟买的降水量虽然只有两次升降，却能清晰地表现出 70 年周期，与日本的风水灾害指数平行，并且和火山活动的变动成正相关。因此，对具有长期观测资料的气象要素进行了周期图分析。表 4 即其结果。表中数值是距平值，对应年是 10 年间的起始年。第 1 列对应 1900 年代的相位。

统计的年数为 300 年左右。因为至多只有 4~5 个 70 年周期，所以难以指望获得具有较高统计显著性的结果。但由于距平值远远大于分析误差，所以还是充分看出 70 年周期确实是存在的。

从英国菲拉德尔菲亚的气温可以看出，火山活动少的年代则高温，多的年代则低温，

是因为火山活动有 70 年周期。

七、结 束 语

上述分析结果表明，火山活动能降温并对降水量产生影响。而且，火山活动有 70 年周期，气候变动也有 70 年周期。

但是，这些过程恐怕并不是简单的过程，而是与大气环流之间有着非线性关系的。就整个地球的气温来说，火山灰或其变性微粒子所造成的阳伞效应可能是主要原因，但就降水量来说，还应考虑火山灰等等的冰晶核作用。可以认为，火山喷发的阳伞效应改变了气温，又因此使大气环流及降水量的分布