

全球增暖对甲烷生物圈源的影响及其气候后果

S. Hameed R. D. Cess

(纽约州立大学行星大气研究实验室)

1. 引言

人们认为工业活动对全球气候的影响主要是二氧化碳的温室效应。近来,已经提出在北半球观测到的可能是由于人类活动产生的较高的臭氧浓度会造成气候增温 0.2 K (Fishman 等, 1979)。而且, 在气候-化学耦合模式中, 由于未来 CO 、 CH_4 和 NO_x 人为排放的可能增加引起的对流层化学变化的计算也已经表明, 由于对流层中甲烷和臭氧的增加 (Hameed 等, 1980) 可以发生明显的气候增暖。这里, 我们认为根据目前的估计甲烷的自然源约占进入大气甲烷总量的 80%。Baker-Blocker 等(1977)和 King, Wiebe(1978)的外场试验表明: 在自然环境中甲烷的生成随温度增加, 由于 CO_2 、 CH_4 和 O_3 的温室效应造成的气候增暖可能会增强, 这是因为生物圈甲烷源增强的结果。而且, 大气中 CH_4 这样一个新的增加使得甲烷成为未来监测的一种有用的痕量气体, 以作为测定工业活动对大气和气候影响的一种方法。

目前, 对 CH_4 、 CO 和 NO_x 循环仅仅是大致了解, 因此, 这里给出的计算应该看成是指示性的, 而不是很确定的。指出这一点是很重要的。我们的目的是在气候-化学系统中用模式计算粗略估算某些影响的相对大小。可以注意到一氧化碳和氮氧化物也是由对温度敏感的自然源产生的, 但在本研究中我们忽略了这种影响。对流层和平流层之间耦合产生的任何变化也没有考虑。

在下面几节中我们评述了大气中甲烷的

源并给出甲烷的自然源对地面气温依赖关系的一种参数化方法。为了研究甲烷自然源对大气中 CO_2 增加 1 倍引起的全球增暖的响应和反馈, 我们把此参数化处理结合到作了修正的 Hameed 等(1980)的气候-化学模式中。除了 CO_2 增多以外, 我们也给出了 CO 、 CH_4 和 NO_x 的工业排放增加的相互影响的两种情况。

2. 大气中甲烷的源

通过自然源以及人为源, 甲烷被排放进入大气。最主要的自然源被认为是位于渍水土壤。根据 Koyama(1963)得出的来自培育(incubated)土壤的 CH_4 通量, Ehhalt 和 Schmidt(1978)已经估计出全球甲烷的源为 $570-850\text{ Mt/yr}$ (百万吨/年), 其中 $100-220\text{ Mt/yr}$ 被认为是由于动物肠内发酵产生的。De Haven(1980)已经利用 Baker-Blocker 等(1977)在密执安湿地甲烷通量的测量, 结合浸水土壤的地理位置, 画出了这种源的全球分布。他估计总通量大约是 650 Mt/yr , 其中 100 Mt/yr 是来自肠内发酵。这种来自动物消化系统的甲烷的估计是根据 Hutchinson(1948)的一项研究进行的。Sheppard 等(1982)提出了甲烷源的另一种估计。

来自潮湿土壤的甲烷通量的测量最近也已经由 King 和 Wiebe (1978), Cicerone 和 Shetter (1981) 以及 Harriss 和 Sebacher (1981)做过。这些研究表明了不同地区之间甲烷通量有很大变化。

由于人为源, 也使甲烷进入大气。根据

Ehnalt 和 Schmidt (1978)引用的 Hitchcock 和 Wechsler (1972)的一项研究,给出了来自煤矿开采、工业消耗和汽车排放的大气甲烷源约在140和210 Mt/yr 之间。天然气的排放和燃烧也是大气中甲烷的一个源 (Tiratsoo, 1967),但它的数值估计还没有得到。因为矿物燃料不含 ^{14}C ,这种源对于大气甲烷的贡献原则上可以由甲烷中同位素比值 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 的测定以及它与正常的生物圈值的比较来确定。由于大气中甲烷含量很低, $^{14}\text{C}/^{12}\text{C} \sim 10^{-12}$,所以还不曾有这种比值的直接测量。但是,关于液化空气样本的研究已经有人报道过(见 Ehnalt 和 Schmidt, 1978)。工作是在1949—1960年完成的,结果表明,甲烷中 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 值平均约为活的林木中 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 值的80% (围绕此值,数据离散很大)。最近根据 Volz 等(1981)的测量给出的这个值也为80%。因此,对于目前的大气,我们将认为生物圈甲烷源的贡献是总数的80%。在计算大气甲烷汇的大气化学模式中利用质量平衡理论也可以进行总的甲烷源的估计。在这些模式中这种估计依赖于 OH 的丰度,一般低于 Ehnalt 和 Schmidt(1978)以及 De Haven (1980)的直接估计值。根据光化学模式估定的总甲烷源的几个例子是 147—230 Mt/yr (Crutzen 和 Fishman, 1977)、278 Mt/yr (Hameed 等, 1979)和 474 Mt/yr(Hameed 等,1980)。

表 1 列出了在本文研究中所用的甲烷源的纬向分布。第 2 列给出了根据 De Haven (1980)汇编的自然源的分布。根据人为源占总源的20%以及同矿物燃料消耗一样的沿纬度分布的假设,第 3 列给出了人为源。源的总和用化学模式算出,使得到的对流层中甲烷浓度接近于目前大气中测得的甲烷丰度,这已被列在表的第 4 列,它们随纬度的变化与 Ehnalt 和 Schmidt (1978) 以及 Tleidt 等 (1980)的测量比较起来,表现出令人满意的一致。不同纬度地区甲烷的化学活力在表的第 5 列做了比较,这里给出了计算出的化学生命期。

表 1

纬 度 区	生物圈 来 源 (Mt/yr)	矿物燃 料来源 (Mt/yr)	计算的 CH ₄ 浓度 (ppm)	CH ₄ 的化 学生命期 (年)
90—80° S	0	0	1.57	69
80—70° S	0	0	1.57	57
70—60° S	0	0	1.57	35
60—50° S	0.2	0	1.57	23
50—40° S	1.0	0	1.57	12
40—30° S	8.7	1.6	1.57	8.8
30—20° S	25.5	0.8	1.58	8.7
20—10° S	10.2	0	1.58	8.7
10°S—0	55.9	0.8	1.61	8.1
0—10°N	70.9	0.8	1.64	6.3
10—20°N	49.3	1.6	1.65	7.1
20—30°N	68.7	3.0	1.66	8.5
30—40°N	18.8	17.4	1.67	11
40—50°N	11.0	30.9	1.67	19
50—60°N	9.5	20.7	1.67	33
60—70°N	0.06	4.3	1.67	71
70—80°N	0	0.8	1.67	94
80—90°N	0	0	1.67	109

在渍水土壤中由微生物产生的甲烷可能依赖于许多环境变量。在培育土壤中的研究表明了产生细菌的甲烷对温度、pH、氧化还原电势以及包括硫酸盐和硝酸盐的几种化学物质的丰度的敏感性(Mah 等,1977)。在一给定的地区,由于自然或人为的原因,这些因子的一些或全部可能随时间变化。在工业化国家由于大面积酸雨,土壤pH的变化可以造成甲烷生成率的长期性变化。在文献中还没有提到旨在查明这种变化的研究。Cicerone 和 Shetter(1981)已经发现对于稻谷增施氮肥明显地增大了甲烷排放率。因此,大面积使用化肥可能构成甲烷循环中的一个重要干扰。在这里,我们关心的是已经由 Baker-Blocker 等测量的来自土壤的甲烷排放率随环境气温的变化,他们报道了1975年5—9月在 Michigan 来自两个农田池塘和一片沼泽地的甲烷通量,我们用下列方程来拟合他们的数据:

$$F = 138 \times 10^{-5} \exp(0.117 T) \text{gm}^{-2} \text{h}^{-1} \quad (1)$$

其中 T 用摄氏度。相关系数为 0.69。King 和 Wiebe 测量了 1975 年 4 月—1977 年 2 月

佐治亚州一个盐水沼泽地释放出来的甲烷。他们提出了由植物高度区分的三种沼泽地的甲烷通量。在这三种情况下，甲烷释放率都低于 Baker-Blocker 等的测量值。在茎长低于 0.5 m 地区观测到最丰富的通量。对于后 12 个月他们的资料可以被表示为，

$$F = 12.8 \times 10^{-5} \exp(0.143 T) \text{ gm}^{-2} \text{ h}^{-1} \quad (2)$$

其相关系数是 0.92。对于中-沼泽地（茎长 0.5—1.0 m）他们的资料，经类似分析得出，

$$F = 0.78 \times 10^{-5} \exp(0.088 T) \text{ gm}^{-2} \text{ h}^{-1} \quad (3)$$

相关系数=0.61。来自第三种地区（茎高>1 m）的甲烷释放率也是小的，并且没有明显的随温度的系统变化（我们得出的相关系数为 0.33）。注意到等式(1)表示了比(2)和(3)更高的通量，并且在(2)和(3)中的指数平均是 0.116，因此，对于自然甲烷通量随温度的变化我们采用下列模式：

$$F = F_0 \exp(0.12 T) \quad (4)$$

其中，对于今后的应用， F_0 是现有甲烷的生物圈通量（表 1 的第 2 列）。

3. 气候-化学模式

气候-化学耦合模式产生了对 Hameed 等(1980)所用模式的一种修正。这组成了一个与纬度有关的能量平衡气候模式和一个与纬度有关的对流层化学模式（两者都是年际模式）的耦合。对气候模式的早期形式已做了一些改变，例如，把向极地的平流输送分为感热和潜热两个分量。对于大气中二氧化碳的倍增，气候模式得出全球平均地面平衡温度增加 3.1°C，这与年气候的大气环流模式相当一致(Manabe 和 Wetherald, 1975; Manabe 和 Wetherald, 1980)。但是，我们注意到，近来采用季节性大气环流模式的模拟(Manabe 和 Stouffer, 1980; Wetherald 和 Manabe, 1981)表明年平均季节模式对于气候强迫不如年模式敏感。

在年平均的条件下，通过数值求解耦合

形式的痕量物质连续方程，由化学模式计算了对流层痕量物质的纬度变化。模式的表达已由 Hameed 等(1980)、Hameed 和 Stewart (1979)描述，其中假设计学生命期短于几天的物质(OH 、 HO_2 、 H 、 NO 、 NO_2 、 NO_3 、 HNO_2 、 N_2O_5 、 O 、 $\text{O}(^1\text{D})$ 、 CH_3 、 CH_3O_2 、 CH_3O 、 HCO 、 H_2CO)处于局地化学平衡，并且不计算它们的南北向输送。通过用观测值和从连续方程计算它们的源给定 CH_4 、 CO 、 H_2 、 O_3 的纬向浓度分布来模拟目前的大气。这个处理对奇氮以外的成分来说是简单明了的，给定的 HNO_3 浓度(它是 Huebert 和 Lazrus (1980)的资料对各个纬区的平均值)是与 NO_x 的源有关的。计算的 CH_4 如表 1 所示。得到的其他气体的全球源和假设的人为分量如表 2 所示。随后，这个模式被用来计算源的变化对对流层化学平衡的影响。我们根据方程(4)专门考虑了随着大气中 CO_2 倍增和 CO 、 CH_4 以及 NO_x 的人为源的可能增大造成的气候变化而发生的自然 CH_4 源的变化。在模式中所得到的 OH 浓度如 Hameed 等(1980)的图 5 所示。

表 2 对流层成分的全球净源的模式估计

对流层成分	全球源 (Mt/yr)	人为分量 (Mt/yr)	说 明
CH_4	412	82	模式算出的产生于 CH_4 的 CO 作为氮的质量 这个源表示从平流层的进入存在人为源，但本模式中未包括进去
CO	2823	700	
NO_x	36	20	
O_3	787	—	
H_2	-11	—	

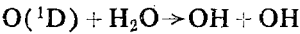
4. 甲烷和气候变化

如果全球气候发生变化，就会以种种方式改变大气的化学成分，在本研究中我们讨论其中的两种方式：

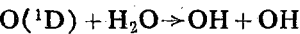
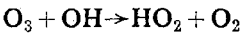
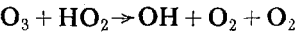
i) 甲烷自然通量的改变 正如前面讨论的，来自土壤的甲烷释放率随温度增加。因此，随着全球增温，可以预期大气中甲烷含量增加。但是，在大气中甲烷的分解是几种物质（例如 O_3 、 CO 、 H_2 、 H_2CO 等）的主要源，因而

这些气体的含量也可望增加。因为CH₄和O₃具有显著的温室效应,对CH₄自然源的起始影响有可能造成对气候变化的一个正反馈。

ii) 气候-化学反馈 在大气环流模式中气候变化的模拟指出,大气中水汽密度随气候变化,使得局地相对湿度近于保持守恒(Wetherald 和 Manabe,1975)。对于对流层化学平衡这是很重要的,因为羟基(OH)主要是通过下列反应产生的:



并且OH是对流层中CH₄、CO和H₂的主要汇。臭氧的密度受到CH₄浓度变化的影响,而在对流层中臭氧的化学破坏是通过下列反应由水及其衍生物支配的:



在地球表面也有大量的臭氧被破坏,其中任何变化在本研究中都未予考虑。但是,很清楚,对流层温度的增加大概会减少CH₄和O₃的浓度,进而,这对气候变化提供了一个负反馈作用。这种反馈的进一步讨论已由Hameed等(1980)给出。

5. 由于CO₂、CH₄、CO和NO_x的排放引起的全球增温

大气中由于矿物燃料的燃烧,CO₂增加造成全球温度可能升高的近似数值在文献中已有许多讨论。近来,我们已提出矿物燃料放出的其它气体的气候后果也可能是重要的(Hameed等,1980)。这种分析假定了随着矿物燃料增加到4—8倍,大气中CO₂增加到1.7倍。于是我们研究了CO、CH₄和NO人为排放增加4到8倍的后果。计算表明,尽管气候-化学负反馈起了缓和作用,但这些工业气体可能对大气的温室增温作出重要贡献。

对于大气中CO₂的成倍增长,我们的研究结果如表3所示,其中,我们已考虑了来自自然源的与温度密切有关的甲烷排放。在第

表 3 针对大气中双倍的CO₂和CH₄、CO和NO_x人为源的增加算出的对流层中O₃和CH₄浓度的变化以及全球平均地面温度的增加量

CH ₄ ,CO, NO _x 人为源增加的 倍数	自然CH ₄ 通量的 增加	气候/化 学反馈	× O ₃	× CH ₄	ΔT _a (°C)
1	无	无	1.00	1.00	3.13
1	无	有	0.89	0.83	2.93
1	有	有	0.93	1.13	3.11
4	无	有	1.45	1.33	3.69
4	有	有	1.51	1.74	3.88
8	无	有	1.91	2.25	4.38
8	有	有	2.00	2.89	4.59

1行中CO₂增加了1倍,但CH₄、CO和NO_x的人为排放或CH₄的自然排放都不增加。这对应于标准的CO₂增加1倍的情况,模式产生的全球增温为3.13°C。第2行已经包括了气候-化学负反馈,这使全球增温有了适当的减小(2.93°C),与我们以前的研究相一致。第3行(原文误为第2行)包括了由CH₄自然源的正反馈,而且很有意思,这种反馈实际上补偿了气候-化学负反馈。这种正反馈值较小的一个原因是CH₄自然源的大多数位于热带地区,在那里我们的气候模式产生最小的增温。比如,对于CO₂增加1倍,我们的模式预报热带增温2.2°C,而全球增温是3.1°C。因此,甲烷自然通量的增加小于利用全球平均模式该预报得出之值。

从气候学观点来看,虽然表3中从第1行到第3行已经包括的两种反馈引起了补偿,但很有趣的是,可以看到它们引起了化学成分的改变(把第3行与第1行作比较),增暖的地球具有较少的对流层臭氧,但对流层CH₄更多。O₃和CH₄浓度的这种相反方向变化在这些大气气体之间的历史关系中具有重要意义。因为臭氧是通过光化学作用由甲烷产生的,因此,过去有人提出它们同时增加或减少(Walker,1977)。在表3中我们看到,当考虑了气候-化学相互作用时,这种关系也可能相反。

在表3中我们还包括了CO、CH₄和NO_x人为源增加4倍和8倍的情况。在没有CH₄自然通量增加的情况下, ΔT_e 增量与我们以前的研究是一致的(Hameed等, 1980), 而包括由于CH₄自然通量的正反馈后增温约增加0.2°C。也许这样一个事实是最重要的, 即表3指出了CH₄浓度的明显增加, 这种浓度的增加是通过两种独立的机制实现的, 首先是由于CO、CH₄和NO_x人为排放的未来可能增加造成的对流层化学相互作用的增强, 而第二种是由于CO₂、CH₄和O₃人为增加形成的全球增温造成的自然甲烷通量增加的结果。因此, 我们有趣地注意到, 近来Rasmussen和Khalil(1981)已经提出大气中甲烷的浓度正以每年约2%的速率增加。

6. 讨 论

这里给出的计算不能说是准确的, 因为

我们对对流层气体循环的了解还有不少空白。但是我们算出的由于来自矿物燃料的CO、CH₄和NO_x排放的增加与自然甲烷源的增加两者一起对气候和大气成分的影响, 指出了更严密地研究这些痕量气体的源、汇和在大气中的浓度是必要的。目前, 大多把一氧化碳和二氧化氮当作局地空气污染物来监测。更好地了解它们源的大小、分布和潜在变化是需要的。因为CH₄不能称为污染物, 对它的循环人们注意很少。在文献中没有看到其人为源的新的直接估计。我们对大气甲烷的了解还远非完善, 但这里给出的计算指出了由于矿物燃料燃烧增加的影响以及气候对土壤中甲烷生成的影响在决定大气中甲烷浓度的未来趋势中可能是重要的。

周国华译自《Tellus》Vol. 35B,

No. 1, 1983

齐伍校