

二氧化碳与气候的最近研究结果

J. F. Royer

对于大气中二氧化碳含量的不断增加,人们通常从两方面去进行研究。

1. 预测二氧化碳含量的未来增加趋势。这一方面要用到经济发展模式以计算未来工业上的二氧化碳排放量;另一方面还要通过对大气、海洋、生物圈、沉积物等中二氧化碳的储存量及其相互交换进行细致的测量,以建立二氧化碳的循环模式。

2. 预报大气中二氧化碳含量大量增加对气候系统可能产生的影响。大气中二氧化碳含量增加后显然会影响到辐射的传输。

其中第二个问题与气象学者和气候问题研究者的关系特别密切,迄今对此已有大量的研究,即以二氧化碳对气候影响的理论研究来说,近几年来所发表的研究成果已不下数百篇。本文归纳各家研究成果,指明要点,分别异同,在此基础上进行综合评述。

一、已发表的主要论著及其观点

Duplessy, Lambert, De Closets(1978)和Mercier(1979)等人比较全面地分析了人类活动对二氧化碳循环的影响以及通过二氧化碳对气候的影响等问题。Woodwell(1978)详细讨论了生物圈变化的极重要的潜在作用。他认为到上世纪末采伐森林(主要是在热带林区)和扩大耕地已经成为大气中二氧化碳的第二种来源,它在数量上和迄今由于使用地下燃料所造成的二氧化碳源相当,因此应该考虑这些因子,重新评价现有的二氧化碳循环模式。

Kellog(1977—1978)在《世界气象组织公报》及《世界气象组织技术纪要》上发表专文详细讨论了大气中二氧化碳含量的增加在全球增温中的作用。Berger等人(1978)评述了有关二氧化碳对气温影响的不同计算结果。还有许多人从不同角度作了研究,如地球的热平衡问题(Jacquet, 1974)、二氧化碳与气溶胶作用的相互抵消问题(Landsberg, 1973; Boulanger, 1974)、使用数值模式预报气候变化的问题(Mason, 1976),等等。

Flohn(1979)提出了未来气候的前景,他估计了到下个世纪初大气中二氧化碳和其他一些痕量气体

造成的全球明显增温所可能带来的各种后果。Marchetti(1977)提议通过两条途径限制二氧化碳向大气的排放量:一条途径是将工厂排放的二氧化碳就地回收,另一途径是将二氧化碳直接引入海洋深处。Gibrat(1978)研究了经济发展与二氧化碳增加对气候影响之间的一系列相互作用,以及海洋的调节作用问题,对Marchetti的上述提议发表了不同看法。

Hare, Odingo和Lansberg(1977)等人特别呼吁公众关注人类对气候过程的无意识影响,要求在今后的能源和工农业发展中做到计划化,充分考虑这些不利影响。

此外,尚有大量观点不同的论文。Friskén强调工业发展对环境的可能影响,坚持认为应该依据逐渐完善的数值模式对气候系统的反应作出可靠的定量预报。Hare强调指出,要对未来的气候进行预报,就必须考虑全部环境,其中不仅包括气候系统(大气、海洋、冰雪圈),还应包括生物圈和地面以及它们之间的相互作用。Bach(1976)对人类活动所造成的、可能影响全球气候的各不同类型大气污染作了系统的分析,得出的结论是:二氧化碳的增加不久将会成为最令人担忧的问题。Sawyer也有类似结论,他着重指出,二氧化碳在大气中的含量虽然很少,还不到大气总质量的0.05%,但在辐射交换中却起着一种特殊的作用,这是因为它的吸收带在红外区内,特别是在15微米附近有一很强的吸收带。

工业排放所造成的二氧化碳浓度的增加将会影响到全球的辐射平衡,但是目前尚无法精确地预测出气候反应,这是由于我们对气候变化机制还不十分清楚之故。

Stewart(1978)对二氧化碳问题持比较保守的看法,他认为海洋在二氧化碳循环中起了重要的调节器作用,就好像它在气候系统中所起的调节作用一样,因此正是海洋这个巨大的二氧化碳和热量储存库的反应在二氧化碳和气候问题中起了决定性作用。

Будыко在用一年半经验模式研究二氧化碳和未来气候问题时,一直强调气温升高与冰界后退之

间的反馈作用机制。冰面积的缩小意味着地面反射率减弱,因此对到达地面的太阳辐射的吸收能力增强。这种冰面积和反射率之间的耦合机制会促使两极地区的温度振动增大。他根据模式研究,得到的结论是:如果二氧化碳比目前的值增加50%,就有可能引起北半球极冰消失;而如果减少50%,就有可能导致全球结冰。这个计算结果显然是过份夸大了,因为对于专门挑选的经验参数来说,该半经验模式具有相对的不稳定性。

Aagard, Coachman 和 Mercier(1978)分别对北极浮冰和南极冰冠进行了研究,提出了极冰的稳定性问题。根据他们的研究结果,在南极大陆西部有可能会出现融冰现象,但至少要100年才会使海平面升高5米。而 Thomas(1981)等人估计这种过程还要缓慢得多。

近几年关心二氧化碳问题和气候问题的各方面专家举行了一系列讨论会,其中规模较大的有美国科学院1977年召开的“能源和气候”讨论会、1978年世界气象组织二区协(亚洲)召开的“气候与社会”科学讨论会、世界气象组织1979年召开的“世界气候大会”以及1981年召开的“二氧化碳问题科学大会”,均就二氧化碳对气候的影响问题展开了广泛的讨论。

二、模式研究

Schneider 和 Dickinson 曾对1974年以前的各家研究结果作过系统介绍。本文则着重评述近几年各家利用不同模式进行研究的情况,为此先对这类研究工作的历史源流作几句交代。

最初定量研究二氧化碳对全球气温影响的可以一直追溯到上一世纪末(Tyndall, 1861; Arrhenius, 1893)。根据这些最初的研究结果,二氧化碳的变化对气温影响很大,增加一倍或减少二分之一,就会使气温改变 6°K 。从而得出这样一种气候理论,认为地质时代的气候变化是由二氧化碳的变化引起的(Chamberlin, 1897)。这个理论在盛行一时之后,随即受到怀疑,因为人们发现水汽也能吸收 15μ 左右的谱带的红外辐射。于是 Callendar(1938)重新计算了二氧化碳增加一倍的作用,认为只能使气温增加 2°K 。Plass(1956)计算了辐射量,得出在晴朗天空下二氧化碳增加一倍会使气温增加 3.6°K ,认为这足以解释气候的振动。他又重新检查了二氧化碳的气候理论,并提出冰化作用与二氧化碳循环的耦合机制。Kaplan(1960)使用另一种不同的辐射模

式,并考虑云量,发现二氧化碳的作用较弱,对 Plass 的理论提出了异议。

Кондратьев 和 Нийлик(1960)研究了 Plass 和 Kaplan 所忽略的水汽吸收作用,但未考虑云量。Möller(1963)考虑所有上述因子,重新作了计算,得出二氧化碳含量增加一倍会增温 1.5°K 。Gebhart(1967)指出,如果考虑二氧化碳对近红外谱段的太阳辐射的吸收,则此值为 1.2°K 。

Newell 和 Dopplick(1970)等人计算了在不同纬度和不同季节二氧化碳变化对辐射通量的影响。

所有以上估值都是在温度铅直廓线固定不变的假设下,把二氧化碳浓度作为变数计算辐射通量得出的。尽管辐射通量计算得十分精确,但却未考虑辐射通量与温度廓线之间的相互关系。

看来,上述计算的主要缺点均在于将计算的辐射通量变化转换成地面温度变化不当。这种转换是利用地面上红外辐射通量变化与地面温度之间的一种经验关系,考虑地面辐射平衡后得出的。在经验关系中虽然隐含某些大气反馈机制,但却并无明确的适当表达。实际上,在地面能量平衡中必须包含感热和潜热以及它们随温度变化的显式表达(Newell 和 Dopplick, 1981)。比较适当的办法是通过辐射平衡关系将辐射计算与温度计算结合起来,用经验方法来表示由于对流所造成的热量铅直通量的影响。下面就介绍几种模式。

1. 对流-辐射模式

这是表示大气柱情况的一维模式。其优点在于减少了水平方向的自由度之后,可以在垂直方向作精细的计算,并便于对辐射传输进行细致分析。对流作用(以及其他动力过程)可以通过温度调整给以隐式表达。这种温度调整将温度铅直梯度值限制在一个经验上给定的临界值以内。Ramanathan 和 Coakley(1978)曾全面介绍了这类模式及其在计算大气组成变化对大气热力结构影响方面的应用。

最初的辐射-对流模式是由真锅和 Strickler(1964)建立的。以后真锅和 Wetherald(1967)用它研究了二氧化碳问题。在该模式中,把用于对流调整的临界温度梯度定为 $6.5^{\circ}\text{K}/\text{公里}$ 。相对湿度廓线是固定不变的,由气候资料确定。这符合 Möller(1963)所发现的事实,即:大气在其季节变化的过程中相对湿度的分布往往具有保守性。该模式考虑了三个高度(由气候资料确定)上的云量。用该模式作预报得出,当二氧化碳增加一倍时,地面气温将增加

$\Delta T_1 = 2.36^\circ\text{K}$, 而平流层中则降温, 降温值随高度而增加。另一个类似的但绝对湿度固定的数值试验只得出增温 $\Delta T_1 = 1.33^\circ\text{K}$, 这清楚地说明了相对湿度取常数后会使得增温计算值变大。这个模式是在大气环流模式中引入辐射和对流过程而建立起来的, 它的辐射表达方式较简单, 从而可使计算速度加快。主要方法是将辐射图解换成数值表达, 并使用松本和佐佐茂对二氧化碳所确定的吸收系数。Stone 和真锅(1968)将这种辐射表达方式与 Plass 和 Kaplan 等其他人的更细致的方案(其中包括能代表由 Rodgers 和 Walshaw 方法所得到的随机谱段模式吸收曲线的方案)进行比较, 得到的结论是: 这种辐射表达方式虽然作了各种简化, 但还是具有足够的精度, 可以代表实际气候情况。

以后, 真锅又在其辐射-对流模式(1971)中改进了长波辐射的处理方法, 得出当二氧化碳增加一倍时, $\Delta T_1 = 1.95^\circ\text{K}$ 。

Augustsson 和 Ramanathan(1977)根据 Ramanathan(1976)的辐射-对流模式计算得 $\Delta T_1 = 1.98^\circ\text{K}$ 。该模式被认为是最好的大气辐射传输模式之一, 因为它包含了诸如多普勒增大效应、水汽的连续谱、二氧化碳的热吸收带和同位素吸收带以及水汽吸收带与二氧化碳和臭氧吸收带的叠合等一系列因子。他们的研究表明, 考虑 15 微米吸收带的吸收系数随温度的改变以及考虑二氧化碳的弱吸收带的吸收作用(它的作用在 1.95°K 中约占 0.45°K) 都是十分重要的。

另一方面, 这些弱吸收带($12\sim 18\mu$ 之间 4 个热吸收带, 10μ 附近 2 个吸收带和 7.6μ 一个吸收带)的相对重要性还会随着二氧化碳的增加而增加, 这是因为 15μ 基本饱和吸收带的吸收作用只随着二氧化碳浓度的对数成线性增加, 而未饱和的弱吸收带的吸收作用却近似线性地随着二氧化碳浓度的增加而增加。

Ackerman(1979)把使用一个经验公式来表示 $12\sim 15\mu$ 吸收的高分辨率辐射传输模式与真锅和 Wetherald 的模式进行了比较, 发现了类似的结果。在这个试验中, 对流调整是按照比标准大气梯度 ($6.5^\circ\text{K}/\text{公里}$) 更能代表全球情况的饱和假绝热梯度作出的(Stone 和 Carlson, 1979), 地面辐射通量按照气体动力学公式进行计算。他发现用真锅和 Wetherald 的方案作计算, $\Delta T = 1.82^\circ\text{K}$ 。Hunt 和 Wells(1979)进一步将该对流-辐射模式与海洋混合层模式结合起来, 也得出同样的结果。引入这种

海洋混合层之后, 可以较逼真地模拟出海面温度和温跃层底部温度的季节变化, 而不会影响所得到的当二氧化碳增加一倍时年平均温度的改变值 ($1.9\sim 2^\circ\text{K}$)。海洋混合层的热力惯性作用仅在于使海面温度对二氧化碳增加一倍所发生的反应推迟 8 年左右。

综上所述, 根据辐射-对流模式的计算结果, 比较一致的意见是二氧化碳增加一倍会使地面温度增加 2°K 左右。

在这些计算中最不确定的因素是关于云量的假设。以上的结果实际上都是在这样一种假设下得出的, 即: 云不管是在水平范围和铅直分布上均不受热力结构变化的影响。

另一个假设(Schneider, 1972 年)是, 当云顶升高而温度保持不变时, 云量也保持不变。Augustsson 和 Ramanathan 设云顶温度固定(1977), 得出 $\Delta T_1 = 3.2^\circ\text{K}$ (而云高固定时 $\Delta T_1 = 1.98^\circ\text{K}$), 这与 Reck(1979)所得的结果一致。Reck 估计由于云高的变化可以使温度振幅增大 1.5 倍多。

现在还不知道这两个有关云量变化的假设中究竟哪一个近似符合实际。

2. 能量平衡模式

这类模式的基础是, 在地-气系统中能量得失就长期来说是平衡的。Будыко 和 Sellers 各自独立建立的极为相似的模式是这类模式的原型。它们乃是沿纬向的一维模式, 在这些模式中对热量交换和铅直结构进行了简单的参数化处理, 把它们只作为地面温度的函数。因此温度是这种模式的唯一变量。

Rasool 和 Schneider(1971)的铅直模式尽管具有很细致的铅直结构(60层), 可以对辐射输运作精确的计算, 可是它却不是真正的对流辐射模式, 而属于能量平衡模式。在这种模式中, 平流层用温度固定在 218°K 的等温层代表, 在局部地区不处于辐射平衡; 并设对流层具有不变的铅直温度梯度 $6.5^\circ\text{K}/\text{公里}$, 整个铅直结构由地面温度确定。计算结果得出, 二氧化碳增加一倍只会使对流层温度改变 $\Delta T_1 = 0.8^\circ\text{K}$ 。

Schneider(1975)详细分析了这一计算结果与真锅和 Wetherald 的计算结果出现差异的原因, 并检查了 1975 年以前其他一些人对二氧化碳影响气候的评价结果。他认为这种差异一部分是由于在模式结构和辐射计算上存在差异, 另一部分是由于在 Kasool 和 Schneider 的模式中未考虑到平流层的

冷却,从而过高地估计了向空间的红外辐射通量。由于未考虑平流层热力结构与辐射通量之间的相互关系,因此对地面的增温至少低估了 0.5°K 。平流层对“温室效应”的这种影响已为 Ackerman (1979) 的实验所证实。他考虑了 100 mb 以上二氧化碳增加一倍所造成的平流层冷却,并假设标准情况下的辐射通量仅局限在对流层内,从而得出地面增温为 0.71°K 。

Ramanathan 和 Coakley(1978) 就对流辐射平衡的理想化情况找到了一种简单的解析表达式,可用以阐明平流层辐射平衡变化在地面温度对不同扰动反应中的作用。

由上可以肯定,要想正确地计算二氧化碳增加对地面气温的影响,就必须精确地计算出二氧化碳增加所导致的平流层冷却。

事实上,所有考虑平流层作用的模式都普遍地对二氧化碳增加所造成的对流层增温估计过低,这可以从许多已经发表的计算结果中看出这一点来。特别是 Жуковский 等人(1975)的模式更是这种情况。这种模式基本上属于一种辐射输送的铅直模式与大气边界层模式及土壤热传导模式相结合的产物,它考虑昼夜周期,对时间进行积分。计算得出当二氧化碳增加一倍时地面温度只增加 0.33°K 。计算值如此之小是由于以下原因:在边界层以上假设温度廓线是不变的,正如同绝对湿度的分布和辐射模式均不考虑二氧化碳对太阳光线的吸收一样。

Newell 和 Doplick(1979)把温度的铅直廓线看作常数,使用辐射模式计算了二氧化碳增加一倍产生的影响,发现地面辐射通量的变化比真锅和 Wetherald 的模式得出的计算结果小 $2/3$ 。

Weare 和 Snell 的扩散云模式(1974)计算二氧化碳增加一倍对温度的影响与 Rasool 和 Schneider(1971)的计算值很接近,为 $\Delta T_s = 0.7^{\circ}\text{K}$ 。但遗憾的是他们的文章中所用的辐射模式和铅直结构语焉不详。只是在给 Henderson 和 Sellers(1975)的复信中提到,在辐射模式中铅直结构算到温度等于 212°K 的高度为止,也就是说在平流层中温度取常数。地面温度对二氧化碳的增加很不敏感可能在很大程度上是由于未考虑平流层冷却所致,也有可能与该扩散云模式的稳定器作用(Temkin 等人,1975)有些关系。

把这种模式扩展到半球模式(Temkin 和 Snell, 1976)和全球模式(Lee 和 Snell, 1977)之后,得出在极地附近地面受到的影响有所增大,特别是在北半

球更为明显。半球模式(代表北半球)计算得 $\Delta T_s = 1.67^{\circ}\text{K}$,全球模式由于考虑到冰-反射率耦合作用,计算出的北半球增温(1.27°K)要比南北球增温(1.02°K)高得多。

Sellers 用他的能量平衡模式得到一个很小的 ΔT_s 值, $\Delta T_s = 0.1^{\circ}\text{K}$ 。他在对辐射模式作了订正之后,重新进行计算,得出一个比较接近实际的值 1.32°K 。

Ohring 和 Adler(1978)提出了一个以两层准地转方程组为基础的纬向动力模式,预报出当二氧化碳增加一倍时半球平均地面气温只增加 0.8°K ,甚至考虑了冰-反射率的反馈机制后也是如此。

Ракипова 和 Вишнякова(1973)提出了一个 6 层纬向模式(最后一层在 18 公里高度),得出了稍细致的铅直分辨率。该模式属于能量平衡模式,用铅直的和水平的温度宏观湍流扩散对动力特征进行参数化。假设绝对湿度的铅直廓线为定值,云量为零,得出二氧化碳增加一倍时 $\Delta T_s = 1.3^{\circ}\text{K}$ 。此值与真锅和 Wetherald 的对流辐射模式在类似条件下所得出的值(1.36°K)相一致。但是,这种一致也许是由于在 Ракипова 和 Вишнякова 的模式中极地地区地面增温加大,平流层温度相对稳定的补偿作用所造成的。

Ramanathan 等人(1981)的纬向模式使用非常细致的铅直结构(从 0~54 公里高度共 24 层)作辐射计算,并考虑平流层温度的变化。对流层内的云量和水汽温度的分布均固定,取气候值,并考虑其年周期。

把计算出来的辐射通量值代入考虑季节变化的能量平衡模式,结果得到二氧化碳增加对气温的影响随纬度和季节有明显的变化。二氧化碳增加一倍时,北半球年平均增温 3.32°K ,如不考虑季节周期,则为 3.29°K 。

3. 大气环流模式

这类模式比较能真实地代表大气的结构,可用于对问题作全面的研究,在计算二氧化碳对气候的影响方面起着决定性的作用,但因为它们计算费时,所以目前用大气环流模式来计算二氧化碳影响的还不很多。

真锅和 Wetherald(1975)使用一种简单的大气环流模式所得的试验结果是经常被人们引用的资料。该模式只能计算北半球三分之一地区;其中一半是大陆;另一半是海洋,或者更确切点说是一个不考虑热容量并且唯一作为无限水汽源的沼泽。云量

固定,取其常年纬向气候值,但考虑冰-反射率之间的反馈机制。此模式计算结果,当二氧化碳增加一倍时,地面温度全球平均增加 2.93°K 。

真锅和 Wetherald(1980)最近利用改进的辐射模式,并对水汽凝结区域的云量进行参数化,得出全球平均增温约为 3°K 。他们在这项研究中,详细分析了大气环流和水文循环随地理区域的变化。此模式的缺点在于地理区域和海洋热力状态不符合实际。

真锅和 Stouffer(1979)使用大气环流模式(全球模式和谱模式)与一定厚度的海洋混合层模式相耦合,进行了另一个较符合实际的模拟。该耦合模式考虑了日射的季节变化,用它模拟出了当二氧化碳浓度增加3倍时,北半球地面温度年平均增温 4.5°K ,南半球 3.6°K 。增温值随季节和纬度有很大的变化,北半球高纬地区冬季开始时增温达到最大值,为 18°K 。这一研究清楚地证明了季节和半球之间的非对称性的重要意义,以及海洋作为稳定器的作用。北半球的反应要比南半球的反应大25%,这在很大程度上是由于北半球冰-反射率之间的反馈作用更重要一些,如模拟结果所示。此值与 Lian 和 Cess(1977)根据经验数据所作的计算完全相符。

以上的数字对应于当二氧化碳增加一倍时全球增温 2°K 。仔细分析一下此模式的计算值之所以比真锅和 Wetherald(1980)模式的计算值小的原因,将会是很有趣的。真锅和 Stouffer 的文章中对于所用的辐射计算方法未作详细说明,不足以解释上述原因。但是可以注意, 2°K 值实际上与 Augustsson 和 Ramanathan (1981)的对流辐射模式(相对湿度和云高固定)的计算结果是一回事。

美国戈达德空间研究所使用另一类大气环流模式进行了研究,其结果记录在美国国家科学院1979年的综合报告中,尚未正式公开。按照他们的结果看,上述增温值可能要更高一些,约为 $3\sim 4^{\circ}\text{K}$ 。而美国国家科学院委员会估计,二氧化碳增加一倍会使全球温度增高 $3^{\circ}\text{K}\pm 1.5^{\circ}\text{K}$ 。

4. 光化学-辐射模式

在能量平衡模式一节中已经指出,要想正确地计算出二氧化碳增加所引起的地面增温,就必须适当考虑与二氧化碳增加相联系的平流层冷却。

平流层冷却本身是一种重要现象,它会影响到平流层内的化学过程以及臭氧的分布。又由于臭氧在平流层辐射平衡中起了很重要的作用,因此在辐射、温度和光化学之间存在着一种极复杂的相互耦合机制。

Luther 等人(1977)使用同时考虑光化学过程和辐射过程的铅直模式对此作了研究。他们发现,二氧化碳增加一倍会由于其对温度的影响而直接使臭氧总量增加2.9%。臭氧的增加量随高度而变,在43公里处有一最大值27%。臭氧增加会轻微抑制二氧化碳对平流层的冷却。平流层冷却在42公里高度处达到 -11.6°K 。Groves 和 Boughner 等人(1978)的研究也得出了性质上类似的结果,但在数值上有一些差别,是由于所用的化学反应式不同造成的。

Haigh 和 Pyle(1979)等人使用二维光化学-辐射模式,并考虑纬度和季节变化,得出臭氧总量增加可以达到7%。

Groves 和 Tuck(1979)计算了二氧化碳增加和氟利昂排放的共同作用。他们认为,二氧化碳增加对温度的影响部分地抵消了氟利昂所造成的臭氧的减少。他们最近(1980)改进了这个模式,把氯在臭氧破坏中的催化作用也考虑进模式。

Isaksen 和 Hesstvedt(1980)最近指出,温度对臭氧的影响取决于平流层中氯的数量。因为氟利昂的排放是平流层中氯的一个来源,所以要计算二氧化碳增加对臭氧的作用,还必须预测和计算氟利昂的排放量。他们计算得,如果不存在氯,二氧化碳增加一倍会使臭氧增加5.1%,如果氯的浓度为 4.4×10^{-9} (据估计如果按1977年氟利昂的排放率,到2040年时会达到此值),则臭氧仅增加2.8%。

由上可见,二氧化碳对平流层的影响是一个极复杂的问题,还应该考虑其他各种有可能产生“温室效应”的痕量气体(如氟利昂或氮的氧化物)的干扰作用。

三、结 论

最近几年各家使用不同模式研究二氧化碳对气候影响的结果可归纳为下表,表中 ΔT_s 代表二氧化碳增加一倍所引起的地面气温升高值。

大气环流模式	$\Delta T_s (^{\circ}\text{K})$
真锅和 Wetherald(1975)	2.93
真锅和 Stouffer(1979)	2.05
真锅和 Wetherald(1980)	3.
对流-辐射模式	
Augustsson 和 Ramanathan(1977)	1.98
Hunt 和 Wells	1.9
Ackerman(1979)	1.93

纬向模式

Temkin 和 Snell(1976)

1.67

平均

2.1

Lee 和 Snell(1977)

1.15

均方差

0.8

Ohring 和 Adler(1978)

0.8

史国宁译自法国气象研究院技术纪要,

Ramanathan, Lian 和 Cess(1979)

3.32

No.72, 1980