

## CO<sub>2</sub> 浓度渐增对气温影响的敏感性试验

邹立尧

罗哲贤

(黑龙江省气候中心, 哈尔滨, 150001) (南京气象学院应用气象学系, 南京, 210044)

**摘要** 使用辐射对流模式, 研究了中纬度冬季气温对于 CO<sub>2</sub> 浓度变化的敏感性。结果表明: 气温变幅随 CO<sub>2</sub> 浓度渐增呈现先快后慢的非线性特征; 气温变幅具有一定的稳定性。

**关键词** CO<sub>2</sub> 浓度, 辐射对流模式, 增温

**分类号** P461

辐射对流模式是 Manabe 和 Wetherald<sup>[1]</sup> 首先提出的。模式变量是各个高度上的大气温度, 采用了大气温度垂直分布的参数通量化形式, 计算地面辐射平衡。它比能量平衡模式更好地考虑了地气之间的热量传输、大气中的对流热量传输以及辐射传输等, 计算量却比大气环流模式小几个量级。因此这类模式的应用较多。

目前, 使用辐射对流模式进行 CO<sub>2</sub> 倍增对气候影响的研究, 主要集中在以下几个方面: 研究不同的对流调整方案对增温效应的影响<sup>[2~4]</sup>; 研究云—辐射—温度之间的反馈对增温幅度的影响; 考虑海洋与大气的相互作用对增温幅度的影响<sup>[5]</sup>; 辐射—对流—化学耦合模式的研究<sup>[6]</sup>。

上述研究是在现有 CO<sub>2</sub> 浓度的条件下试验, 得到一组气候状态, 然后在 CO<sub>2</sub> 浓度倍增的条件下试验, 得到另一组气候状态。以两种气候状态的差值(记为 CO<sub>2</sub> × 2 - CO<sub>2</sub> × 1)来描述气候增暖的程度。而在 CO<sub>2</sub> 浓度逐渐增加, 但未达到倍增程度的过程中, CO<sub>2</sub> 浓度增加对气候的影响如何? 针对该问题本文进行初步研究。

## 1 模式简介和试验设计

### 1.1 模式简介

本文模式为定常的辐射对流模式。出发方程为

$$Q_s(y, z, T(y, z)) + Q_L(y, z, T(y, z)) + Q_C(y, z, T(y, z)) = 0 \quad (1)$$

其中,  $Q_s(y, z, T(y, z))$  为净入射的太阳辐射通量,  $Q_L(y, z, T(y, z))$  为净射出的长波辐射通量,  $Q_C(y, z, T(y, z))$  为因对流而形成的热通量。 $y$  代表纬度,  $z$  代表高度, 因而模式是二维的。本文计算时取  $\Phi = 45^\circ\text{N}$ , 该模式简化为一维模式。

模式隐含温度  $T(y, z)$ , 在一定条件下从方程(1)可解出辐射平衡温度的分布。 $Q_s(y, z, T(y, z))$ 、 $Q_L(y, z, T(y, z))$  的取值分别与 CO<sub>2</sub> 浓度、O<sub>3</sub> 以及水汽含量有关。当 CO<sub>2</sub> 浓

度变化时,会影响到  $Q_L$  的取值,进而影响到  $Q_S$ 、 $Q_C$  和  $T$  的取值,据此可以分析 CO<sub>2</sub> 浓度变化对温度场的影响。

太阳辐射通量的计算采用了 Lacis 和 Hansen<sup>[9]</sup> 的参数化方案,考虑了水汽和臭氧的吸收。

在  $l$  层中大气 O<sub>3</sub> 的吸收可写成

$$A_{l,o} = S_0 \mu_0 [A_{o_3}(x_{l+1}) - A_{o_3}(x_l)] \quad (2)$$

其中

$$\begin{cases} A_{o_3}(x) = \frac{1.082x}{(1+138.6x)^{0.805}} + \frac{0.06582}{1+(103.6x)^3} + 1.4 \times \frac{0.02118x}{1+0.042x+0.000323x^2} \\ x_l = u_l M \\ M = 35/(1224\mu_0^2 + 1)^{1/2} \\ \mu_0 = \cos\varphi \end{cases} \quad (3)$$

而  $\varphi$  为太阳天顶距,  $x_l$  是  $l$  层以上直接太阳光束中的有效 O<sub>3</sub> 量,  $u_l$  是  $l$  层以上垂直光程内的 O<sub>3</sub> 量,  $M$  是考虑了倾斜角和折射的放大因子,  $S_0$  为太阳常数。

水汽吸收可写成

$$A_{l,w} = S_0 \mu_0 \{A_{wv}(y_{l-1}) - A_{wv}(y_l) + \alpha_p [A_{wv}(y_l^*) - A_{wv}(y_{l-1}^*)]\} \quad (4)$$

其中 
$$A_{wv}(y) = \frac{2.9y}{(1+141.5)^{0.635} + 5.925y} \quad (5)$$

$$y_l = \frac{M}{g} \int_0^{p_l} q \left(\frac{p}{p_0}\right)^n \left(\frac{T_0}{T}\right)^{1/2} dp \quad (6)$$

$$y_l^* = \frac{M}{g} \int_0^{p_l} q \left(\frac{p}{p_0}\right)^n \left(\frac{T_0}{T}\right)^{1/2} dp + \frac{5}{3g} \int_{p_{l-1}}^{p_l} q \left(\frac{p}{p_0}\right)^n \left(\frac{T_0}{T}\right)^{1/2} dp \quad (7)$$

其中  $q$  为比湿,  $g$  为重力加速度,  $y_l$  是  $l$  层以上直接太阳光束中的有效水汽量,  $y_l^*$  是地面和  $l$  层之间光程中的有效水汽量,  $T_0$  和  $p_0$  为标准温压,  $\alpha_p$  为近地面层地气系统的反射率,  $n=1$ 。

由公式(2)和(4)可得到  $l$  层大气吸收的太阳辐射通量为

$$QS_l = (A_{l,o} + A_{l,w})/\pi \quad (8)$$

系数  $1/\pi$  表示将太阳辐射通量全球平均,因为长波辐射呈球面发射。

长波辐射通量的计算采用了 Sasamori<sup>[10]</sup> 的参数化方案。考虑了水汽、CO<sub>2</sub> 和 O<sub>3</sub> 的吸收、发射,以及水汽与 CO<sub>2</sub>、水汽与 O<sub>3</sub> 的重迭吸收。高度  $z$  上的辐射通量公式如下

$$F \uparrow (z) = \sigma T_s^4 + 4\sigma \int_{T_s}^{T(z)} B(z, z') T'^3 dT' \quad (9)$$

$$F \downarrow (z) = \sigma T_s^4 \beta(z) - 4\sigma \int_{T(z)}^{T(z_1)} B(z, z') T'^3 dT' \quad (10)$$

其中,  $T(z_1)$  为模式顶温度,  $\sigma$  为斯蒂芬—玻尔兹曼常数, 等于  $5.67 \times 10^{12} \text{W} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ ,  $T'$  是  $z'$  高度的温度,  $B(z, z')$  表示  $z$  和  $z'$  这两个高度之间的总吸收率,  $\beta(z)$  表示等温发射率, 有

$$B(z_1, z_2) = \sum_{i=1}^N A_i [u_i'(z_1, z_2)] \tau_i [u_i'(z_1, z_2)] \quad (11)$$

$$\beta(z) = \sum_{i=1}^N \alpha_i [u_i(z)] \quad (12)$$

式中,  $A_i$  是每种吸收气体的分数吸收率,  $\tau_i$  是红外频率范围中的水汽透过率,  $\alpha_i$  为每种气体的等温发射率(文献[11]给出了  $A_i$ 、 $\tau_i$  和  $\alpha_i$  的函数形式),  $u_i$  为考虑了大气非均匀效应的有效吸收体含量, 其表达式为

$$u_i = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} q_i \left( \frac{p}{p_0} \right) dp \tag{13}$$

其中,  $q_i$  为吸收气体的混合比,  $p_1$  和  $p_2$  分别为气柱顶和气柱底气压。

这样,  $l$  层大气的长波辐射净通量为

$$QL_l = F \uparrow_l - F \downarrow_l - [F \uparrow_{l+1} - F \downarrow_{l+1}] \tag{14}$$

$Q_c(y, z, T(y, z))$  作为对流调整项, 按辐射对流模式的惯例调整。

该模式采用  $z$ -坐标系, 模式大气分 16 层, 垂直格距为 1km, 见附图。模式求平衡温度场时使用了数值迭代法——二分法。

一个有意义的气候学模式至少应包含一个重要的反馈机制。本模式中包含以下两个重要的反馈机制。

(1) 反射率—温度反馈

公式(4)中的  $\alpha_p$  据文献[12]

有

$$\alpha_p = A_c \alpha_c + (1 - A_c) \alpha_s \tag{15}$$

其中,  $\alpha_s$  和  $\alpha_c$  分别为晴空和有云时的行星反射率,  $A_c$  为云量, 取

$$A_c = 0.5 + 0.385 \cos 6\varphi \tag{16}$$

而取有云时的反射率为

$$\alpha_c = 0.641 + 0.258\alpha_s - 0.494\mu \tag{17}$$

其中,  $\varphi$  为纬度,  $\mu$  为太阳高度角的余弦。地面反射率取

$$\alpha_s = \begin{cases} 0.8 & T_s \leq 260K \\ 0.8 - 0.03(T_s - 260) & 260K < T_s < 280K \\ 0.2 & T_s \geq 280K \end{cases} \tag{18}$$

其中,  $T_s$  为地面温度, 由于地面反射率直接依赖于地面温度, 该模式中已包含了反射率—温度的反馈机制。

(2) 水汽—辐射—温度的反馈机制

根据文献[13], 大气相对湿度给出如下:

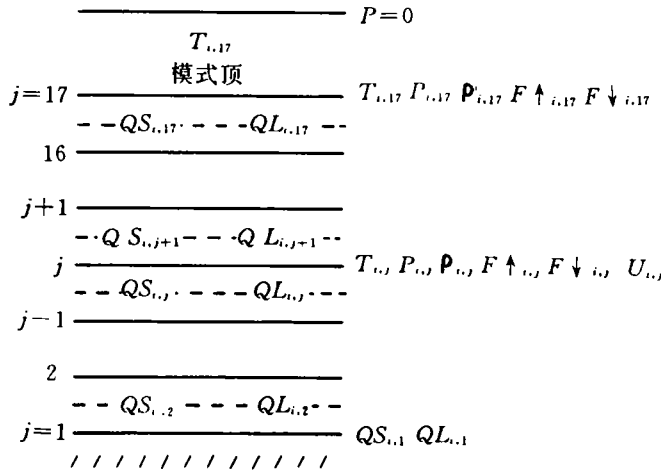
$$RH = RH^* [(e^{RH^*} - 0.02)/0.98]^{\Omega_1} \tag{19}$$

其中,  $RH^* = 0.72 + 0.09(1 + \cos 2\varphi)$ ;  $\Omega_1 = 1.00 - 0.03(T_s - 288)$ 。而下垫面的相对湿度则取为

$$RH_s = 1.00 - 0.06(1 - \cos 2\varphi) \tag{20}$$

由公式(19)可见, 相对湿度随地面温度而变化。尽管相对湿度随温度变化很小, 但当地面温度略有增加时, 大气的绝对湿度却可增加很大。大气中水汽量的增加能导致太阳辐射直接吸收和红外辐射温室效应的增强, 又使地面温度升高。

1.2 试验设计



附图 模式的垂直网格

试验 1 令  $\varphi=45^{\circ}\text{N}$ ,  $\delta=-23.5^{\circ}$ ,  $k=1.05, 1.15, 1.25, \dots, 1.95$  计 9 组值。这里,  $k$  表示 CO<sub>2</sub> 浓度增加的倍数。实施试验 1, 可以分析中纬度冬季 CO<sub>2</sub> 浓度渐增引起的增温效应。

试验 2 令  $\varphi=45^{\circ}\text{N}$ ,  $\delta=-23.5^{\circ}$ ,  $k=2.00$ ,  $\gamma_1=1.00, 0.65, 0.35$  (°C/100m)。这里,  $\gamma_1$  为初始温度场垂直分布的递减率。试验 2 是 CO<sub>2</sub> 浓度倍增增温效应关于初始温度场垂直分布的敏感性试验。

试验 3 令  $\varphi=45^{\circ}\text{N}$ ,  $\delta=23.5^{\circ}$ ,  $\gamma=\gamma_d, \gamma_m$ 。这里,  $\gamma$  为对流调整后温度分布的递减率。目的是分析不同调整方案对增温幅度的影响。

试验 4 令  $k=2.0$ ,  $\gamma=0.321, 0.421, 0.521, 0.621$ 。这里,  $\gamma$  为二氧化碳吸收函数经验公式的参数。试验 CO<sub>2</sub> 浓度倍增引起的增温效应与  $\gamma$  的关系。

## 2 数值试验结果分析

### 2.1 CO<sub>2</sub> 浓度渐增引起的非线性现象

令  $\varphi=45^{\circ}\text{N}$ ,  $\delta=-23.5^{\circ}$ ,  $k=1.05, 1.15, 1.25, \dots, 1.95$ , 计算了 CO<sub>2</sub> 浓度增加  $k$  倍时, 地面气温增温值  $\Delta T$ , 结果列于表 1。

表 1 CO<sub>2</sub> 浓度渐增 (CO<sub>2</sub> ×  $k$ ) 时气温增温值  $\Delta T_i$  ( $\varphi=45^{\circ}\text{N}$ ,  $\delta=-23.5^{\circ}$ )

CO <sub>2</sub> × $k$	1.05	1.15	1.25	1.35	1.45	1.55	1.65	1.75	1.85	1.95
$\Delta T_i / ^{\circ}\text{C}$	0.05	0.16	0.37	0.48	0.65	0.76	0.85	0.97	1.06	1.19
$\Delta T_{i-1} - \Delta T_i$		0.11	0.21	0.11	0.17	0.11	0.09	0.12	0.09	0.13

由表 1 可见, 当 CO<sub>2</sub> 浓度增加到 1.05 倍和 1.95 倍时,  $\Delta T$  分别为 0.05°C 和 1.19°C。两者之间相差 1.14°C。如果在 CO<sub>2</sub> 浓度从 1.05 倍渐增到 1.95 倍过程中, 相应增温幅度是等比例线性增加的, 那么, 这个 1.14°C 的增值会均匀地分布, 即  $k$  值每增加 0.10, 气温会增加  $0.1 \times (1.14/0.9) = 0.127$  (°C)。这是线性情况的结果。事实上, 表 1 第三行  $\Delta T_{i-1} - \Delta T_i$  的结果表明, 模式计算的情况与线性情况是不一样的。例如,  $k=1.25$  与  $k=1.15$  的情况相比, 增温分别为 0.37°C 和 0.16°C, 两者之间相差 0.210°C, 这个数值远大于上述线性情况下的平均增温值 0.127°C, 又如,  $k=1.65$  与  $k=1.55$  的情况相比, 增温分别为 0.85°C 和 0.76°C, 两者之间相差 0.09°C, 小于线性平均增温值。由此可以初步认为, 在 CO<sub>2</sub> 浓度渐增的条件下, 气温的变化并非线性增加的。在 CO<sub>2</sub> 浓度渐增变化的某个阶段, 气温增温会更为明显, 在另外的阶段, 气温增温的幅度较为平缓。若比较粗略地划分, 表 1 所列 CO<sub>2</sub> 浓度渐增的过程可分为两个阶段。第一是  $1.05 \leq k \leq 1.45$ , 这个阶段 CO<sub>2</sub> 浓度渐增引起的增温幅度平均而言要大些。第二是  $1.45 < k \leq 1.95$ , 这个阶段相应增温幅度要小些。将这两段分别用线性拟合, 可得以下近似公式

$$\begin{cases} \Delta T_i = 1.52k_i - 1.558 & (1.05 \leq k_i \leq 1.45) \\ \Delta T_i = 1.06k_i - 0.893 & (1.45 < k_i \leq 1.95) \end{cases}$$

相关系数分别达到 0.9956 和 0.9984, 通过信度  $\alpha=0.001$  检验。

可见, 增温幅度  $\Delta T_i$  与 CO<sub>2</sub> 浓度渐增呈分段线性关系。1.05 ≤  $k$  ≤ 1.45 时, 斜率为 1.52, 说明增温幅度较大。1.45 <  $k$  ≤ 1.95 时, 斜率为 1.06, 说明增温幅度变小。

### 2.2 温度初始场的敏感性试验

试验 2 中, 模式地表温度取  $T_s = 285.15\text{K}$ , 垂直递减率  $\gamma$  分别取 10.0、6.5、3.5 (°C · km<sup>-1</sup>) 给出三组初始场。从这三组初始场出发, 对流调整时采用  $\gamma_d = 10.0^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$  调整, 试验结果表明: 增温幅度随初始场垂直递减率的增大而增大, 见表 2。

表 2 CO<sub>2</sub> 浓度倍增时增温幅度与初始温度场垂直递减率  $\gamma$  的关系

$\gamma / \text{C} \cdot \text{km}^{-1}$	10.0	6.5	3.5
$\Delta T / \text{C}$	1.15	1.00	0.98

### 2.3 不同对流调整方案对结果的影响

试验 3 中,在对流调整时,分别采用  $\gamma = \gamma_d = 10.0$  和  $\gamma = \gamma_m = 6.5 \text{C} \cdot \text{km}^{-1}$  两种方案调整。结果  $\gamma = \gamma_d$  时,  $\Delta T = 1.16 \text{C}$ ,  $\gamma = \gamma_m$  时,  $\Delta T = 0.951 \text{C}$ 。可见,不同调整方案对结果有一定影响。这与 Lal 等<sup>[2]</sup>的结论是一致的。Lal 等采用的是不同的对流参数化方案。说明:用辐射对流模式模拟估计 CO<sub>2</sub> 浓度增加引起的增温效应时,计算结果不仅随对流参数化方案的不同而不同,也随对流调整后的温度垂直分布的不同而不同。

### 2.4 CO<sub>2</sub> 吸收经验公式参数敏感性的试验

长波辐射传输过程中计算 CO<sub>2</sub> 的吸收和发射要用到如下吸收函数公式

$$A_2 = 0.0676(u'_2 + 0.01022)^\gamma - 0.00982 \quad (u'_2 \leq 1)$$

式中,  $u'_2$  为 CO<sub>2</sub> 的有效含量,  $\gamma$  为经验参数。在试验 4 中,在三种初始温度场的情况下 ( $T_0 = 285.15 \text{K}$ ,  $\gamma = 10.0, 6.5$  和  $3.5 \text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ ), 令  $\gamma = 0.321, 0.421, 0.521, 0.621$ , 实施了 12 个试验。结果表明,在 4 种  $\gamma$  不同取值的情况下,相应增温幅度完全相同,即结果对于参数  $\gamma$  的取值不敏感。

## 3 结 语

本文使用辐射对流模式,得到以下结果

(1) CO<sub>2</sub> 浓度渐增情况下的地面增温幅度随 CO<sub>2</sub> 浓度增加呈分段线性关系。温度增加幅度由快到慢。

(2) 敏感性试验表明:尽管 CO<sub>2</sub> 浓度倍增时的地面增温  $\Delta T$  随调整方案和初始场垂直温度分布的不同而有不同程度的变化,但对中纬度冬季而言,平均地面增温幅度差异不到 0.3C。

由于 CO<sub>2</sub> 浓度变化对气温影响的复杂性,本工作仅是初步的。如模式中没有考虑热量的南北输送,没有对更多的参数取值进行细微的计算等。

## 参 考 文 献

- 1 Manabe S, Wetherald R T. The thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. JAS, 1967, 24: 241~259
- 2 Lal M, Ramanathan V. The effects of moist convection and water vapor radiative process on climate sensitivity. JAS, 1984, 14: 2238~2249
- 3 Lindzen R S, Hou A Y, Farrel B F et al. The role of convective model choice in calculating the climate impact of doubling CO<sub>2</sub>. JAS, 1982, 39: 1189~1205
- 4 Hummel J R. Surface temperature sensitivities in a multiple cloud radiative-convective model with a constant and pressure dependent critical lapse rate. Tellus, 1982, 34: 203~208
- 5 Hummel J R, Kuh W R. An atmosphere radiative-convective model with interactive water vapor transport and cloud development. Tellus, 1981, 33: 372~381
- 6 Somerville R J, Remer L A. Cloud optical thickness feedbacks in the CO<sub>2</sub> climate problem. Journal of Geophysical Research, 1984, 89(D6): 9668~9672

- 7 Ramanthan V. The role of the ocean atmosphere interaction in the CO<sub>2</sub> climate problem. JAS, 1981, 38: 918~930
- 8 Owens A J, Hales C H, Filkin D L et al. A coupled one-dimensional radiative-convective, chemistry-transport model of the atmosphere. Journal of Geophysical Research, 1985, 90(D1): 2283~2311
- 9 Lacis A A, Hansen J E. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. JAS, 1974, 31: 118~133
- 10 Sasamori T. The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments. J Appl Meteor, 1968, 7: 721~729
- 11 张时禹(美). 大气环流模式. 北京: 气象出版社, 1987
- 12 Lian M S, Cess R P. Energy balance climate models: A reappraisal of ice-albedo feedback. JAS, 1977, 34: 1058~1062
- 13 朱 迅. 考虑剩余经圈环流后的定常一维气候模式. 南京气象学院学报, 1988, 11(2): 152~165

## SENSITIVITY TEST CONCERNING WINTER TEMPERATURE RESPONSE TO GRADUAL INCREASE IN CO<sub>2</sub>

Zuo Liyao

(Heilongjiang Climatic Center, 150001, Harbin, PRC)

Luo Zhexian

(Department of Applied Meteorology, NIM, 210044, Nanjing, PRC)

**Abstract** A radiative-convective model is developed to examine the sensitivity of winter midlatitude warming in relation to increasing CO<sub>2</sub> amount. Results show that i) the temperature change exhibits a nonlinear growth, faster initially and slow afterwards, under progressive increase of the gas; ii) the mean temperature amplitude displays some degree of stability.

**Keywords** CO<sub>2</sub> concentration, radiative-convective model, warming