

一个简化气候系统的非线性特征

郑祖光 刘 平 刘利红

(北京气象学院, 北京, 100081)

刘式达

(北京大学地球物理系, 北京, 100871)

摘 要

文中建立一个包含年平均云量、地表温度及边界层气温的零维能量平衡模式。研究表明: 该模式在适当的参数值范围内, 能模拟出接近实际的气候状态; 根据与该模式相应的偏差方程, 讨论了气候系统的非线性特征以及云对气候状态演化的作用。

关键词: 能量平衡, 气候系统, 非线性特征。

1 引 言

气候变化已成为当今国内外气象工作者关注的热点。气候研究取得了显著的进展, 但是对中国 20 多年来月、季、年几种主要项目的业务预报准确率的评估表明, 短期气候预测的业务水平和技巧不高, 根本问题是对气候物理规律性的认识。从理论上讲, 气候系统是强迫、耗散、非线性的动力系统, 由于系统内部各种物理过程的相互作用和外源的变化, 某种初始气候状态(平衡态)经过足够长时间的振荡(分岔和突变)后, 进入了浑沌状态, 初始时刻的预报误差随时间增长到失去了预报意义。因此, 气候系统的非线性特征和预报性问题成为气候研究的基本问题之一, 它对于深刻认识气候演变的机理有重要的意义, 对气候预测工作有一定的指导意义。

研究非线性特征首先遇到的问题是如何设计气候模式。气候系统极为复杂, 要在模式中包容五大气候圈构架的物理过程非常困难。因此, 途径之一是“简化模式研究法”^[1], 就是在物理条件许可的范围内, 尽可能简化模式使之突出某些气候因素, 然后利用新的数学观念和方法进行有针对性的研究。

文中依上述思路, 设计一个高度简化的考虑海-气-云相互作用的三变量气候模式。其中, 能量平衡模式的基础是地-气系统的年平均辐射平衡。这类模式从单变量(地表温度)的零维模式^[2], 发展到双变量(海-气耦合^[3]或者云量和地表温度^[4])的零维模式。参照这

初稿时间: 1995 年 11 月 20 日; 修改稿时间: 1997 年 4 月 23 日。

资助课题: 中国气象局气象科学基金项目“长期预报气候诊断的动力-统计方法。”

陈桂英, 赵振国。短期预测评估方法和近 20 年短期气候预测业务的初估。

些工作,建立了三变量的零维模式,用年平均的 1km 层大气温度、地表温度以及云量作为气候变量,它们之间的相互作用以及外源的变化决定着气候系统的演变特征。建立模式并求出其平衡态后,导出相应的偏差方程,考察在云作用下系统的定常态、周期态和混沌态演变过程。

2 物理过程

物理过程的整体图象是地-气系统年平均辐射和热量平衡图^[5,6](图略),其中包括太阳辐射传送、感热输送、水汽-地表的反馈,CO₂ 的温室效应,云量-地表温度的反馈等过程。这里的平衡关系是就多年平均而言的。实际上,由于气候系统内部各种过程的相互作用以及太阳辐射的变化,使气候呈现出平衡态 偏离平衡态 新的平衡态的振荡和跃变特征。

以下分别阐述 3 个主要考虑的过程。

2.1 大气热储方程

大气中有云部分考虑为黑体,无云部分为灰体。在无云部分的大气中,含有 H₂O, CO₂, CH₄ 及 O₃ 等,它们是大气中长波辐射的主要吸收体,也是主要发射体。其中与气温关系最大的是 H₂O,而 O₃ 的作用主要在平流层,这里未予考虑。这样,按灰体近似的无云大气部分的长波发射率 主要由水汽发射率与辐射的反馈关系表示,参照文献[4], 表示为:

$$= \sigma_0 + \tau T \quad (1)$$

其中, T 为 1km 层大气温度, σ_0 , τ 均为参数。式(1)表明,大气温度升高引起大气中水汽含量增加,使对流层内总光学厚度增加,因而水汽发射率变大,使地表温度升高,进而使大气温度进一步升高。这是气候系统中的一个正反馈过程。

大气的热量储存 Q_A 表示为:

$$Q_A = H c_p \frac{dT}{dt} \quad (2)$$

其中, H 为等价正压大气高度^[3], ρ 为在大气平均密度, c_p 为空气定压比热。

大气吸收的太阳短波辐射 Q_{SA} 为:

$$Q_{SA} = \frac{1}{4} (1 - \rho) (1 - \rho_p) I_0 \quad (3)$$

其中, ρ 为表征太阳辐射变化的外参数, ρ_p 为到达地表太阳辐射的百分比, I_0 为太阳常数, ρ_p 为大气反照率,主要是有云部分的作用,取为云量 n 的线性函数,即 $\rho_p = \rho_n n$, ρ_n 为云的反照率。

射出长波辐射 Q_{LOA} 为:

$$Q_{LOA} = (\epsilon_1 + \epsilon_2) [n T^4 + (1 - n) T^4] \quad (4)$$

其中, σ 为 Stefan-Boltzman 常数, ϵ_1 是大气长波辐射中向下部分的百分比, ϵ_2 是向外界空间部分的百分比。

吸收的能量 Q_{AA} 为:

$$Q_{AA} = k(T_s - T) + [n T_s^4 + (1 - n)(\epsilon_0 + \tau T) T_s^4] \quad (5)$$

其中, T_s 为地表温度(即后面式(7)中的海面温度), k 为比例系数, ϵ_0 为相当地表黑体辐射率。

于是根据大气能量平衡关系可得:

$$\begin{aligned} H_{cp} \frac{dT}{dt} = & \frac{1}{4} I_0(1 - \alpha_p)(1 - \alpha_n) \\ & - (\epsilon_1 + \epsilon_2)[n T_s^4 + (1 - n)(\epsilon_0 + \tau T) T_s^4] \\ & + [n T_s^4 + (1 - n)(\epsilon_0 + \tau T) T_s^4] + k(T_s - T) \end{aligned} \quad (6)$$

2.2 地表热储方程

地表面约 70.8% 由水覆盖。作为零维模式, 假设地表面全部由水覆盖, 并且为黑体。地表热储 Q_E 表示为^[3]:

$$Q_E = h^w c_p^w \frac{dT_s}{dt} \quad (7)$$

其中, h 为海水混合层深度, w 为海水密度, c_p^w 为海水定压比热。

太阳短波辐射 Q_{SE} 为:

$$Q_{SE} = \frac{1}{4} (1 - \alpha_p) I_0 \quad (8)$$

其中, α_p 为海水反照率。

射出长波辐射

$$Q_{LOE} = T_s^4 \quad (9)$$

吸收的大气逆辐射 Q_{AD} 为:

$$Q_{AD} = \epsilon_1 [n T_s^4 + (1 - n) T_s^4] \quad (10)$$

式(10)右端第 1 项为云的黑体辐射, 第 2 项为无云大气的灰体辐射, 并把云和大气视为等温。

记 H_s^w 为感热, H_L^w 为潜热, 有

$$H_s^w = C_H c_p (T_s - T) V \quad (11)$$

$$H_L^w = B H_s^w \quad (12)$$

$$\begin{aligned} H_s^w + H_L^w &= C_H(1 + B) c_p (T_s - T) V \\ &= k(T_s - T) \end{aligned} \quad (13)$$

式(13)中, V 是海表风速绝对值, C_H 是常数, B 是波文比系数。

由地表能量平衡关系可得:

$$hc_p^w \frac{dT_s}{dt} = \frac{1}{4} I_0 (1 - \alpha_p) + \alpha_1 [n T^4 + (1 - n) T_s^4] - k(T_s - T) - T_s^4 \quad (14)$$

2.3 云量生消方程

云量和地表温度、大气温度有密切的关系。定性上,地表温度升高会加大水汽蒸发,大气中水汽含量越高,云生成的机率就越大。而如果气温降低,有利于大气中水汽变为饱和后凝结,也将有利于云的生成;反之,气温升高会使云量减少。

假设^[4]:云生成的速率 $(dn/dt)_{\text{生}}$ 与大气水汽含量成正比,大气中水汽含量又取决于地表的蒸发速率。道尔顿公式表明,水面蒸发速率与饱和差成正比,于是 $(dn/dt)_{\text{生}}$ 与成正比,设比例系数为 α ,则

$$\left(\frac{dn}{dt}\right)_{\text{生}} = \alpha (e_s - e) \quad (15)$$

主要与地表特性有关,洋面最大,陆地次之,沙漠为0。对全球平均而立。可近似为常数。

饱和差 $= e_s - e$,饱和水汽压 e_s 由 Magnus 公式给出: $e_s = E_0 10^{\frac{7.45 T_s}{235 + T_s}}$;对全球平均而言,水汽压 e 可看成常数。

对气温,

$$\left(\frac{dn}{dt}\right)_{\text{生}} = - \alpha T \quad (16)$$

云量的消失写成

$$\left(\frac{dn}{dt}\right)_{\text{消}} = - \beta n \quad (17)$$

这样,云量变化可写成:

$$\left(\frac{dn}{dt}\right) = \alpha (e_s(T_s) - e) - \beta n - \alpha T \quad (18)$$

方程(18)控制着云和辐射的动态反馈过程。将式(18)右边第1项按 Taylor 级数展开,取一级近似后得到:

$$\frac{dn}{dt} = \alpha_0 + \alpha_1 T_s - \beta n - \alpha T \quad (19)$$

需要说明,文献[4]是从天气角度讨论云的作用,因而云量方程右端的参数时间尺度是月,文中则从气候角度讨论云的作用,式(19)右端参数 α_0 等时间尺度是年。二者时间尺度虽然不同,但物理考虑相近,而且参数值都是可调的。同时,方程(19)中的 T 和 T_s 单位均用 $^{\circ}\text{C}$,而不是K;方程(6)和(14)中的 T 和 T_s 的单位则是K。

3 气候系统及其平衡态

3.1 气候系统

由方程(6)、(14)及(19)建立3个变量的零维模式:

$$\left\{ \begin{aligned} H c_p \frac{dT}{dt} &= \frac{1}{4} I_0 (1 - \alpha_p) (1 - \alpha_n) - (\alpha_1 + \alpha_2) [n T^4 \\ &\quad + (1 - n) (\alpha_0 + \tau T) T^4] + k(T_s - T) \\ &\quad + [n T_s^4 + (1 - n) (\alpha_0 + \tau T) T_s^4] \\ h c_p^w \frac{dT_s}{dt} &= \frac{1}{4} I_0 (1 - \alpha_p) + \alpha_1 [n T^4 \\ &\quad + (1 - n) (\alpha_0 + \tau T) T^4] - k(T_s - T) - T^4 \\ \frac{dn}{dt} &= \alpha_0 + \tau_s T_s - \tau T - \alpha_n n \end{aligned} \right. \quad (20)$$

非线性常微分方程组(20)描述了一个以海表温度(T_s)、大气边界层温度(T)以及云量(n)为变量的气候系统。

3.2 系统的平衡态

系统(20)的平衡态就是令该方程组左端为零的定常解,记为 (n_e, T_{se}, T_e) 。从方程组(20)的第1,2方程的右端看出,它是含有 T^4 , T_s^4 的高次多项式,难以直接求解,需要加以简化。为此,令 $T = 273 + t$, $T_s = 273 + t_s$, (其中 T, T_s 单位是K, t, t_s 单位是 $^{\circ}\text{C}$)将它们代入方程组(20)的第1,2方程的右端,经展开并比较方程各项的量级,舍去较小项,仍记 t, t_s 为 T, T_s ,可得到如下简化的形式:

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{1}{4} I_0 (1 - \alpha_p) + \alpha_1 [n(a + bT) + (1 - n) (a + bT)] \\ - k(T_s - T) - (a + bT_s) = 0 \\ \frac{1}{4} I_0 (1 - \alpha_p) (1 - \alpha_n) - (\alpha_1 + \alpha_2) [n(a + bT) + (1 - n) (a + bT)] \\ + k(T_s - T) + [n(a + bT_s) + (1 - n) (a + bT_s)] = 0 \\ \alpha_0 + \tau_s T_s - \tau T - \alpha_n n = 0 \end{aligned} \right. \quad (20)$$

进而用消元法将方程组(20)化为只含 T 的7次方程:

$$T^7 + a_6 T^6 + a_5 T^5 + a_4 T^4 + a_3 T^3 + a_2 T^2 + a_1 T + a_0 = 0 \quad (20)$$

限于篇幅,方程(20)的系数表达式未写出。为求解该方程,取以下合理的气候参数值^[3,4],以确定(20)的系数:

$$\begin{aligned} h c_p^w = 6.794 \text{ kJ } (\text{ })^{-1}, \quad H c_p = 2.475 \text{ kJ } (\text{ })^{-1}, \\ I_0 = 1029.468 \text{ kJ } (\text{ })^{-1}, \quad \alpha_1 = 1.0, \quad \alpha_2 = 0.55, \quad \alpha_p = 0.07273, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 n &= 0.8, \quad k = 12.87564 \text{kly} \quad (\text{a})^{-1}, \quad o = 0.5432, \\
 \tau &= 4.915 \times 10^{-3} (\quad)^{-1}, \quad a = 237.156 \text{kly} \quad (\text{a})^{-1}, \\
 b &= 3.4752 \text{kly} \quad (\text{a})^{-1}, \quad \tau_1 = 0.931, \quad \tau_2 = 0.5806, \\
 &= 0.871, \quad \tau_0 = 0.081 (\text{a})^{-1}, \quad \tau_s = 1.01 \times 10^{-3} (\quad)^{-1} \quad (\text{a})^{-1}, \\
 \tau &= 9.997 \times 10^{-3} (\quad)^{-1} \quad (\text{a})^{-1}, \quad n = 0.017 (\text{a})^{-1}
 \end{aligned}$$

上述参数的单位统一为(kly, a,)。

求解方程(20)可得到7个根,取其中有气候意义的两个实根为 $T_{e1} = 8.72$ 及 $T_{e2} = -17.92$ 。取大气垂直减温率为 $0.6 \cdot (100\text{m})^{-1}$,推知相应的地表温度为 $T_{se1} = 14.73$ 及 $T_{se2} = -11.93$ 。另一方面,在求出 T_{e1} 及 T_{e2} 之后亦可分别回代到 T_e 与 T_{se} 的关系式(由(20)导出),求出 T_{se1} 及 T_{se2} ,其结果与上述用垂直减温率推算结果有3%左右的出入。这样,构成了两组气候平衡态:

$$(T_{se1}, T_{e1}) = (14.73, 8.72)$$

$$(T_{se2}, T_{e2}) = (-11.93, -17.92)$$

其中,第一个平衡态与现代气候状况相近,第二个似可表示历史上的冰河期^[2,5]。这些结果与现有的研究工作定性相同,这表明模式(20)能够模拟出接近实际的气候状态。

3.3 敏感性实验的若干结果

3.3.1 CO_2 及 CH_4 等温室气体含量改变后,主要改变 τ_0 以影响气候。人类活动更多的影响大气中 CO_2 的浓度,就其作用而言,取如下的近似关系式^[4]:

$$\tau_0 = 0.03109 \ln(\text{CO}_2)$$

其中 (CO_2) 表示含量,1983年的数值为342ppm。假定倍增后为684ppm,则使 τ_0 增至0.203,从而使平衡地表温度升高0.7—1.0。

3.3.2 太阳“常数” I_0 也会有小的变化从而影响气候。实验表明, I_0 变化 ± 0.01 时, T_{se} 变化 ± 0.8 —1.7。

3.3.3 模式(20)经过类似前面3.2节的简化后,用Runge-Kutta法求数值解,出现了有意义的结果。取3.2节的参数值,时间步长0.01a,积分7000步去掉前2000步然后用每10步的值作图。结果是:对不同的初值结果却趋于相近的终值。例如,取 $(n, T_s, T)_{t=0} = (0.0, 7.0, 2.0)$ 及 $(0.0, 22.0, 17.0)$,积分6000步之后都趋于 $(0.5, 14.927, 8.927)$ (图略),与3.2节中的第一个平衡态一致。这说明,模式(20)在适当的参数值范围内若存在定常解,就可以通过数值方法把这个解求出来。

寻求气候平衡态是重要的,而研究气候变化更为重要,下面就来探讨平衡态附近小扰动的演变问题。

4 偏差方程及云量对气候状态演变的影响

4.1 偏差方程

记 $T_s = T_{se} + T_s, T = T_e + T, n = n_e + n$, 其中带“ $'$ ”号表示偏差或小扰动。将此表示式代入方程组(20), 略去小于 $O(x^2)$ 项, $x = (T_s, T, n)$, O 表示量组, 得到偏差满足的方程组:

$$\begin{cases} \frac{dT_s}{dt} = A_1 T_s + A_2 T + A_3 n + A_4 n T \\ \frac{dT}{dt} = B_1 T + B_2 T_s + B_3 n + B_4 n T + B_5 n T_s + B_6 T_s T + B_7 n T_s T \\ \frac{dn}{dt} = -n n + \tau_s T_s - \tau T \end{cases} \quad (21)$$

方程组(21)中的系数表达式如下:

$$\begin{aligned} A_1 &= (-k - 4 T_{se}^3) / C^w, \text{ 其中 } C^w = h c_p^w \\ A_2 &= \{k + 4 n_e T_e^3 + (1 - n_e)[4(\theta + \tau T_e) T_e^3 + \tau T_e^4]\} / C^w \\ A_3 &= (1 - n_e)[T_e^4 - (\theta + \tau T_e) T_e^4] / C^w \\ A_4 &= \{4 n_e T_e^3 - (1 - n_e)[4(\theta + \tau T_e) T_e^3 + \tau T_e^4]\} / C^w \\ B_1 &= \{-k - (1 + 2)[4 n_e T_e^3 + (1 - n_e)[4(\theta + \tau T_e) T_e^3 + \tau T_e^4]] \\ &\quad + (1 - n_e) \tau T_{se}^4\} / C, \text{ 其中 } C = H c_p \\ B_2 &= [k + 4 n_e T_{se}^3 + 4 (1 - n_e)(\theta + \tau T_e) T_{se}^3] / C \\ B_3 &= \{-\frac{1}{4}(1 - n_e) n_0 - (1 + 2) T_e^4 + T_{se}^4 \\ &\quad - (1 + 2)[-(\theta + \tau T_e) T_e^4] + [-(\theta + \tau T_e) T_{se}^4]\} / C \\ B_4 &= \{- (1 + 2)[4 T_{se}^3 - [4(\theta + \tau T_e) T_e^3 + \tau T_e^4]] - \tau T_{se}^4\} / C \\ B_5 &= [4 T_{se}^3 - 4 (\theta + \tau T_e) T_{se}^3] / C \\ B_6 &= [4 \tau (1 - n_e) T_{se}^3] / C \\ B_7 &= (-4 \tau T_{se}^3) / C \end{aligned}$$

方程组(21)是含有多个非线性项的系统。对它进行数值试验结果表明, 取定 n_s, τ_s , 对于不同的 (n, T_s, T) 初值, 积分足够长时间后都趋于 $(0, 0, 0)$, 可以近似地把它看成一个平衡态。进一步可以论证这个平衡态是线性稳定的。为此, 写出与方程组(21)相对应的线性方程组为:

$$\begin{cases} \frac{dT_s}{dt} = A_1 T_s + A_2 T + A_3 n \\ \frac{dT}{dt} = B_1 T + B_2 T_s + B_3 n \\ \frac{dn}{dt} = -n n - \tau T + \tau_s T_s \end{cases} \quad (22)$$

对应方程组(22)的特征方程为:

$$- \lambda^3 + C_1 \lambda^2 + C_2 \lambda + C_3 = 0 \quad (23)$$

其中,

$$C_1 = B_1 - n + A_1$$

$$C_2 = -A_1 B_1 + A_1 n - B_3 \tau + A_2 B_2 + A_3 \tau_s$$

$$C_3 = A_1 B_3 \tau - A_1 B_1 n + A_2 B_2 n + A_2 B_2 \tau_s - A_3 B_2 \tau - A_3 B_1 \tau_s$$

为了求出 C_1, C_2, C_3 , 先取定:

$$n = 0.035, \tau_s = 2.93 \times 10^{-3}, \tau = 2.87 \times 10^{-3}$$

这 3 个参数的单位见前述; 再由式(21)的系数表达式和前面给定的有关参数值, 算出:

$$A_1 = -2.19, A_2 = 2.44, A_3 = 36.93$$

$$B_1 = -7.5, B_2 = 6.63, B_3 = -100.19$$

将以上各值代入 C_1, C_2, C_3 表达式, 进而求解式(23), 得到 3 个根:

$$\lambda_1 = -0.28, \lambda_2 = -14.2, \lambda_3 = -2.03$$

它们都是负值, 因而系统(21)的平衡态(0, 0, 0)是线性稳定的。这个结果似乎从另一个角度印证了系统(20)的平衡态 (n_e, T_{se}, T_e) 之一(0.5, 14.927, 8.927)是线性稳定的, 因为式(21)是对应于式(20)的偏差方程。

4.2 云量对气候状态演变的影响

从偏差方程(21)的系数表达式看出, A_3 及 B_3 体现了云单独对气候系统的影响。为了进行定量考察, 取

$$n = 11.5, \tau_s = 12.2, \tau = 0.28$$

再由前面给出的有关参数值算出:

$$A_1 = -1.05, A_2 = 0.24, A_4 = -200.4,$$

$$B_1 = -2.67, B_2 = 0.663, B_4 = -5.8,$$

$$B_5 = 182.2, B_6 = 1.8, B_7 = -2.7$$

然后改变 A_3 及 B_3 取值, 用 Runge-Kutta 法取时间步长为 0.01a 对方程组(21)积分 7000 步, 从其中 2000 步后绘制轨线图, 从轨线的性状来判断系统(21)的状态。为使轨线性状看得更清楚, 把原是三维相空间 (n, T_s, T) 的轨线投影到某两个变量(二维)构成的平面, 如图 1 所示。图 1a 是 $B_3 = -1.03, A_3 = 44.5$ 的情形; 图 1b 的 $B_3 = -1.03, A_3 = 45.548$, 轨线呈现极限环, 对应周期态; 图 1c 的 $B_3 = -1.03, A_3 = 46.75$, 轨线行为不规则但有范围限制, 这是确定性系统中随机性的表现, 系统处于混沌态, 失去可预报性。

图 1 是 3 张典型的轨线图象。事实上, 藉助相轨线图, 可以分析当所讨论的物理参数改变后, 气候系统状态演化的过程。

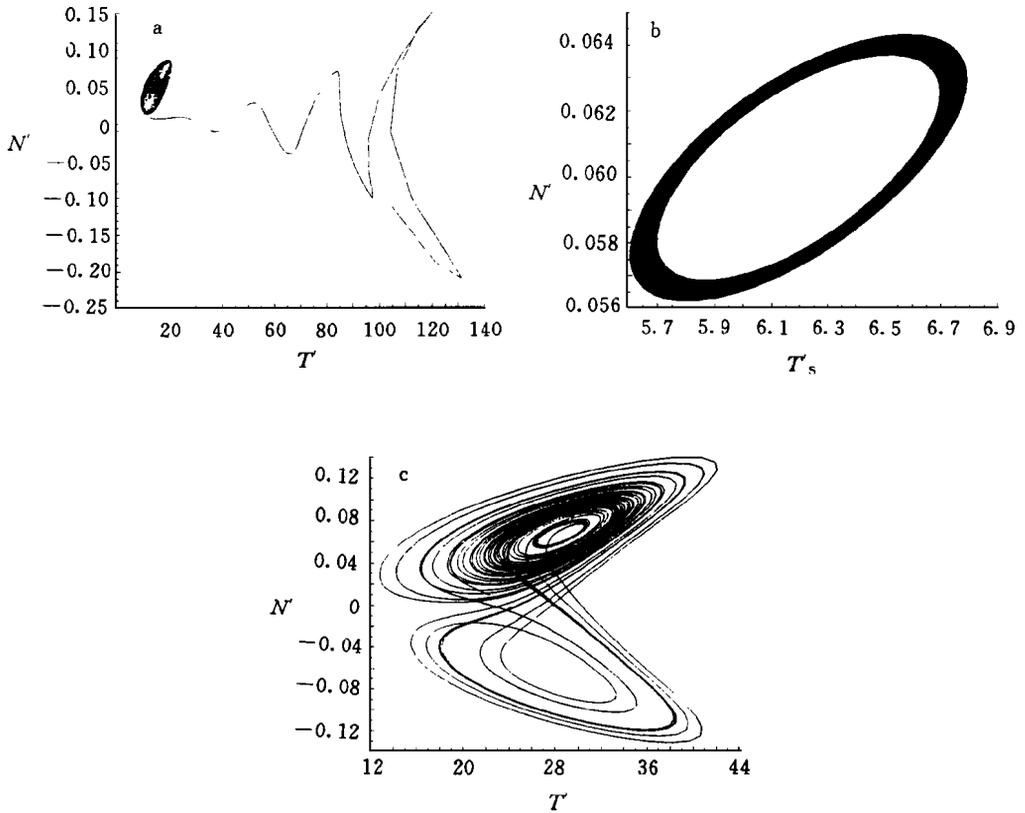


图 1 系统(21)的状态随云量参数 A_3 和 B_3 的变化

(图中曲线是三维相空间 (n, T_s, T) 轨线在二维平面上的投影。取 $B_3 = -1.03$, 时间步长 $0.01a$, 积分 7000 步, 在 2000 步后绘图。 $a. A_3 = 44.5$, 定常态; $b. A_3 = 45.548$, 周期态; $c. A_3 = 46.75$, 混沌态。图中横坐标单位均为 10^{-2})

经过大量类似的计算分析, 得到气候状态在参数平面 (A_3, B_3) 上分布, 由图 2 表示。图中曲线的上方为混沌区, 下方为定常区, 曲线附近以周期态为主, 也会“间歇”地出现定常态和混沌态。这反映了气候系统对云的作用的敏感依赖和系统状态的复杂性, 这种非线性特征造成了气候预测的困难。

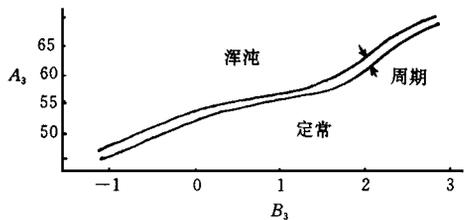


图 2 系统(21)状态在参数平面 (A_3, B_3) 上的分布

5 结语和讨论

文中在辐射平衡的物理框架下, 建立了三变量(年平均的云量、地表(水)温度、1km 气温)的零维模式, 用于讨论气候系统内部过程的作用以及外部因素(太阳“常数”变化及

CO₂ 排放量等)对气候的影响。这比单变量和两变量的模式又进了一步。三变量模式中的两个有意义的平衡态分别对应于现代气候(14)及冰期间冰期(-11)的地表状况,这与目前一些公认的说法是相符的。

为了进一步讨论气候变化与内外因素的关系,并重点考察云的作用对气候状态的影响,由原模式(20)导出了相应的偏差方程(21)。在一定的参数值范围内,通过数值计算得到在云的作用参数平面(A_3, B_3)上气候状态的分布,以及定常态、周期态、浑沌态之间的演变过程,揭示出气候系统在平衡态附近的周期和拟周期的振荡以及到达浑沌状态,失去可预报性。

影响气候变化的内部和外部参数很多,数值试验只能采取改变某一、两个参数而取定其它参数值的办法。在参数取值方面,一部分参数值是物理和气象上测定的,如 ρ , w , c_p , c_p^w 等;一部分是公认的数值,如 $H = 80 \text{ km}$, $h = 68 \text{ m}$ 等;一部分则是根据模式所讨论的问题而进行的数值试验过程调整中出来的,如 n , τ , τ_s 等,其取值原则一是使数值解稳定,二是结果具有气候意义。

气候是强迫、耗散、非线性的动力系统,远非文中的三变量、零维以及能量平衡框架所能涵盖和描述的。文中意图之一是说明,即便是这样的简化模式,云的作用也会使系统出现浑沌现象,确定性系统的内在随机性使短期气候预测成为难题。

参考文献

- [1] 郭秉荣等. 气候系统的非线性特征及其预测理论. 北京:气象出版社,1996. 1—8.
- [2] 曹鸿兴. 气候的物理基础及其模拟. 北京:气象出版社,1994. 145—158.
- [3] 李麦村. 海气相互作用的随机-动力理论. 海洋学报,1981,3(3): 382—389.
- [4] 仪垂祥,伍荣生. 一个自组织气候模型. 大气科学,1994,18(2): 130—140.
- [5] 叶笃正. 当代气候研究. 北京:气象出版社,1991. 2—7.
- [6] 约翰·T·霍顿著;金奎译. 全球气候. 北京:气象出版社,1987. 18—40.

NONLINEAR PROPERTIES OF A SIMPLIFIED CLIMATE SYSTEM

Zheng Zuguang Liu Ping Liu Lihong

(Beijing Institute of Meteorology, Beijing, 100081)

Liu Shida

(Department of Geophysics, Beijing University, Beijing, 100871)

Abstract

In this paper, an energy budget model with zero-dimension, in which the annual mean global cloudiness, surface temperature and atmospheric temperature in boundary layer are chosen as climatic variables, is proposed. The results show that this model can be used to simulate practical climate states in the suitable ranges of parameter values, and to discuss nonlinear properties of climate system basing on the deviation equations corresponding to this model and important role of cloud on the variation of climate states.

Key words: Energy budget, Climate system, Nonlinear feature.

中国气象学会数值天气预报委员会 '97 研讨会在葫芦岛召开

中国气象学会数值天气预报委员会 '97 研讨会于 1997 年 8 月 30 日—31 日在辽宁省葫芦岛市召开。参加这次会议的专家、委员会各专业组邀请的代表及美国 IBM 公司的 Danny Shieh 博士等共 55 人。

会议上交流的论文涉及到数值天气预报领域的诸多方面。在模式方面, 有全球模式, 也有区域模式和中尺度模式; 有静力模式, 也有非静力模式。如国家气象中心、北京市气象局和沈阳区域气象中心的 MM5 模式; 广州区域气象中心引进的德国气象局的 EM/DM 模式; 也有我国自己设计的模式, 如兰州区域气象中心使用的 YH 模式和部队使用的 REM 模式。由于近年来计算机资源的发展, 模式分辨率都有了较大的提高, 一般都在 50 公里左右, 有的已达到 15 公里。在物理过程方面, 近年来也有较大发展, 在积云对流参数化方案中, 不仅使用了郭晓岚方案, 而且使用了 Kain-Fritsch 和 Grell 方案, 还使用了先进的 Dudhia 辐射方案和高分辨率的边界层方案。在初值化方面, 较多地采用了 Nudging 技术, 有些还采用了较新的数字滤波技术, 提高了初始场的质量, 使初始场与模式更加协调。在同化方面引进了 LAPS 系统, 其特点是除同化常规观测资料以外, 还能同化风廓线仪、自动飞机报、卫星资料、多普勒雷达资料等多种观测资料。

在这次会议上国家气象中心还报告了我国自己研制于 1996 年投入业务试验的集合预报, 这是数值天气预报领域中较前沿的工作。美国和 ECMWF 的集合预报分别是 1992 年和 1994 年才投入业务的。会上, 还有关于 GPS 的应用和用伴随模式进行敏感性分析报告。

通过这次会议, 展现了我国数值天气预报的水平和成绩, 同时也看到了我国数值天气预报领域中所存在的问题和差距。如资料变分同化的研究和业务化严重滞后, 卫星资料、雷达资料还没有得到充分利用, 业务同化方法与国际水准相差甚远, 数值预报业务系统方面引进的多创新的少, 在数值天气预报的研究方面仍存在低水平的重复问题等等。与会专家希望能组织起来集中力量将我国的数值天气预报提到更高的水平。

(国家气象中心 刘金达)