

包含详细水分循环和海冰物理过程的一维气候模式与气候系统内反馈机制的研究*

朱永春

黄士松

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘要 鉴于水分循环和海冰物理过程是气候变化研究中两个比较薄弱的环节, 而在以往的一些气候模式中往往简化甚至忽略了其中之一, 给气候变化的研究带来了一定的不确定性。因此, 我们设计了包含详细水分循环和海冰物理过程的一维气候模式, 着重研究了存在气候系统内部的反馈机制, 得到以下几点结论: (1) 无论在地表还是在大气中, 水汽反馈和冰雪反照率反馈均为很强的正反馈, 前者比后者要强一些, 冰雪反照率反馈在极区比其它地区强一些。(2) 降水过程无论在地表还是在大气中均表现为负反馈。(3) 在大气中, 蒸发过程表现为很强的正反馈; 在地表, 蒸发过程在中低纬度表现为很强的负反馈, 而在高纬度却表现为正反馈。(4) 大气中的潜热输送无论在大气中还是在地表均表现为正反馈, 其正反馈效应通过放大水汽的温室效应体现出来。(5) 大气中的感热输送无论在大气中还是在地表均表现为较弱的负反馈, 其负反馈作用通过抑制冰雪反照率反馈而表现出来。(6) 不同反馈之间的合成不是两者简单地线性相加, 而是以一种非线性方式相互作用。

关键词 反馈机制 水分循环 海冰物理过程

1 引言

水分循环是气候系统中一个重要过程, 由水汽的蒸发、平流、凝结、降水等过程组成。它以多种方式影响着气候变化。例如, 水汽一方面以蒸发形式增加大气的水汽含量, 放大温室效应; 另一方面又以降水形式减小大气的水汽含量, 削弱温室效应。水分循环对气候起着不容忽视的调节作用。然而, 目前关于水分循环方面的研究工作进行得很少, 尤其对存在水分循环中的各种反馈机制在气候变化中的作用和影响还不甚清楚, 这在一定程度上增加了气候变化研究的不确定性。Gallimore、Jentsch 等^[1, 2]曾将水分循环过程引入气候模式, 讨论了存在气候系统内部的一些反馈机制以及气候系统的稳定性问题。但在他们的模式中, 仅将冰雪覆盖简单地参数化为纬向平均温度的函数形式, 忽略了重要的海冰物理过程。

然而, 海冰物理过程在气候变化中亦起着重要的作用。海冰可以通过两种正反馈机制达到放大气候变化的目的。首先, 海冰减少了大气和海洋之间的热交换, 抑制了海洋调节气候变化的能力; 其次, 海冰的高反射率减少了下垫面接受的太阳辐射, 使得北极地区的热损失增加。因此, 精确的海冰模拟对模式模拟气候变化的能力是很重要的。近年来, Li Peng、Harvey 等^[3~6]将海冰物理过程引进了能量平衡模式, 讨论了海冰物理

1994-12-05 收到, 1995-08-11 收到修改稿。

* 获国家基础理论重大关键项目“气候动力学与气候预测理论研究”资助

过程对极区气候的影响。但他们的模式却忽略了重要的水分循环过程。

既然水分循环和海冰物理过程是气候系统的重要组成部分,那么简化甚至忽略其中任何一个都将使模拟的气候系统在某种程度上不真实或不确定。到目前为止,国内外尚无人将水分循环和海冰物理过程同时引进能量平衡气候模式。我们这项工作的主要意义在于,同时将水分循环和海冰物理过程引进此类气候模式,使得该类气候模式能更真实、更全面地反映气候变化的特点。其次,因为海冰物理过程 and 水分循环是研究气候变化比较薄弱的两个环节,为此希望通过我们的工作能够得到一些富有启发性的结论。

本篇在建立起上述气候模式的基础上,将重点研究存在气候系统内部的反馈机制。众所周知,气候系统各因子之间存在着复杂的正负反馈机制和非线性相互作用。由于我们对它们了解不够,因此在模拟大气、冰雪及海洋相互作用时许多不确定性来自相互作用的气候反馈机制,这些反馈机制或者可以放大、或者缩小由一给定气候强迫引起的气候响应。可见,只有弄清存在各气候因子之间的正负反馈机制,才能更好地模拟出气候变化。然而,目前我们对气候系统内部的反馈机制了解得还很少,尤其在定量方面,因而给气候变化的研究(尤其 CO_2 问题)带来了相当大的不确定。因此,系统、定量地研究存在气候系统内部的各种反馈机制是很必要的。

在气候系统中,有一些反馈机制,例如,水汽与温度、冰盖与反照率,我们基本弄清并可很好地参数化。而另一些反馈机制,如降水、蒸发、云等,我们不仅不知道它们的振幅,甚至连它们是正反馈还是负反馈也弄不清。Hansen 等^[7]曾详细地讨论过气候系统内几种常见的反馈机制,如冰雪反照率反馈、云反馈、水汽反馈。Schlesinger^[8]则定量地分析 CO_2 增温过程中各种反馈机制所表现出的反馈性质及强度。而对于存在水分循环过程中的反馈机制则很少有人研究,只有 Jentsch^[2]对此作过简单的研究。但在他的研究中,反馈的性质和强度以全球平均地表气温的变化来衡量,没有考虑反馈的性质及强度随纬度的变化。因此,在我们的工作中,除系统地研究存在气候系统内部的各种正负反馈机制外,将重点讨论存在水分循环过程中的反馈机制,如降水、蒸发、感热和潜热输送等,尤其是这些反馈机制的性质和强度随纬度的变化特征,从而使我们对气候系统中的反馈机制能有一个更清晰、更全面的了解。

2 模式的建立

2.1 基本方程组

本文采用了 Saltzman^[9]的能量和水汽守恒方程组,并在垂直方向和经向积分平均,可近似写为

$$C_a \frac{dT_a}{dt} = -\frac{C_a}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v_a T_a - \frac{K_a}{a} \frac{\partial T_a}{\partial \varphi}) + X_a, \quad (1)$$

$$C_s \frac{dT_s}{dt} = \frac{C_s}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{K_s}{a} \frac{\partial T_s}{\partial \varphi} \right) + X_s, \quad (2)$$

$$C_q \frac{dq}{dt} = -\frac{C_q}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(v_q q - \frac{K_q}{a} \frac{\partial q}{\partial \varphi} \right) + X_q, \quad (3)$$

式中 T_a 为对流层平均温度, T_s 为纬向平均地表温度, q 为对流层平均比湿; C_a 、 C_s 、 C_q 分别为大气、海洋、水汽的热容量, K_a 、 K_s 、 K_q 分别为大气、海洋、水汽的水平扩散系数, V_a 、 V_q 分别为输送感热和潜热的经向风速, a 为地球半径。

非绝热项 X_a 、 X_s 、 X_q 包含了长、短波辐射和地气之间的热交换, 它们分别表示为

$$X_a = Q_0 S(\varphi) \bar{A} - (e_a^{\uparrow} + e_a^{\downarrow}) \sigma T_a^4 + \varepsilon_a \sigma T_s^4 + H_S + L_E, \quad (4)$$

$$X_s = Q_0 S(\varphi) (1 - \bar{A} - r_a) (1 - r_s) / (1 - r_a r_s) + e_a^{\downarrow} \sigma T_a^4 - \sigma T_s^4 - H_S - L_F, \quad (5)$$

$$X_q = L_E - L_P, \quad (6)$$

式中 Q_0 为太阳常数, $S(\varphi) = 1.2385 - 0.7155 \sin^2 \varphi$ 为太阳辐射随纬度的变化。 H_S 、 L_F 为感热和潜热, L_P 为降水释放的潜热。

对于辐射过程, 我们采用了周秀骥^[10]的如下参数化方案:

(a) 大气向下长波发射率 $e_a^{\downarrow}$

$$e_a^{\downarrow} = A + a_3 n + a_5 T_s, \quad (7)$$

$$A = e_{a0}^{\downarrow} + f_1 \sqrt{e} + \beta_1 \ln[\text{CO}_2] - a_5 T_s^*, \quad (8)$$

式中 e 为水汽压, $[\text{CO}_2]$ 为大气中 CO_2 的浓度, T_s^* 为海温的参照值。 $e_{a0}^{\downarrow} = 0.846$, $f_1 = 0.086$, $\beta_1 = 0.0235$, $T_s^* = 288 \text{ K}$, $a_3 = 0.225$, $a_5 = 0.0015$ 。

(b) 大气向上长波发射率 $e_a^{\uparrow}$

$$e_a^{\uparrow} = C + c_3 n + c_5 T_s, \quad (9)$$

$$C = e_{a0}^{\uparrow} + f_3 \sqrt{e} + \beta_3 \ln[\text{CO}_2] - c_5 T_s^*, \quad (10)$$

式中 $e_{a0}^{\uparrow} = 0.79$, $f_3 = 0.003$, $\beta_3 = 0.004$, $c_3 = 0.08$, $c_5 = 0.0002$ 。

(c) 大气长波吸收率 ε_a

$$\varepsilon_a = B + b_3 n + b_5 T_s, \quad (11)$$

$$B = \varepsilon_{a0} + f_2 \sqrt{W} + \beta_2 \ln[\text{CO}_2] - b_5 T_s^*, \quad (12)$$

式中 $\varepsilon_{a0} = 0.26$, $f_2 = 0.138$, $\beta_2 = 0.071$, $b_3 = 0.14$, $b_5 = 0.035$ 。 $W = eH / R_v T_a$ 为大气中水汽含量, $R_v = 461.5 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$, $H = 10 \text{ km}$ 。

(d) 大气对太阳辐射吸收率 $\bar{A}$

$$\bar{A} = x_0 + x_1 \sqrt{W} + x_n n, \quad (13)$$

式中 $x_0 = 0.09$, $x_1 = 0.049$, $x_n = 0.04$ 。

(e) 大气反射率 r_a

$$r_a = r_0 + r_1 n, \quad (14)$$

式中 $r_0 = 0.014$, $r_1 = 0.4$ 。

2.2 水平能量通量的参数化

大气的经向感热通量 F_a , 经向水汽通量 F_q 、海洋经向感热通量 F_s 分别表示为

$$F_a = C_a \left(v_a T_a - \frac{K_a}{a} \frac{\partial T_a}{\partial \varphi} \right), \quad (15)$$

$$F_q = C_q \left(v_q q - \frac{K_q}{a} \frac{\partial q}{\partial \varphi} \right). \quad (16)$$

$$F_s = -C_s \frac{K_s}{a} \frac{\partial T_r}{\partial \varphi}, \quad (17)$$

经圈环流表现为三圈环流,其中以低纬的 Hadley 环流最强,据此 Jentsch^[12]将水平风速进行了参数化,但他仅考虑了 Hadley 环流,纬度超过 30°N 水平风速视为零。本文在此基础上,另外加进了费雷环流和反环流,按照三圈环流各自的强度大小,将水平风速参数化为

$$v_a(\varphi) = v_q(\varphi) = \begin{cases} -v_{a1} \left(1 - \frac{\sin^2 \varphi}{\sin^2 30^\circ} \right) \frac{\partial T_a}{\partial \varphi}, & \varphi < 30^\circ \\ v_{a2} \left(1 - \frac{\sin^2 \varphi}{\sin^2 60^\circ} \right) \frac{\partial T_a}{\partial \varphi}, & 30^\circ \leq \varphi \leq 60^\circ \\ -v_{a3} \left(1 - \frac{\sin^2 \varphi}{\sin^2 90^\circ} \right) \frac{\partial T_a}{\partial \varphi}, & 60^\circ < \varphi \leq 90^\circ \end{cases} \quad (18)$$

式中 v_{a1} 、 v_{a2} 、 v_{a3} 为可调参数。

海洋的水平扩散系数为常数,而大气和水汽的水平扩散系数与温度的水平梯度有关

$$K_a(\varphi) = K_{a0} + K_{a1} \left| \frac{\partial T_a}{\partial \varphi} \right|, \quad (19)$$

$$K_q(\varphi) = K_{q0} + K_{q1} \left| \frac{\partial T_a}{\partial \varphi} \right|, \quad (20)$$

式中 K_{a0} 、 K_{a1} 、 K_{q0} 、 K_{q1} 为系数。我们将 K_{a0} 、 K_{q0} 取为零, K_{a1} 、 K_{q1} 为可调参数,其量级为 10^5 。

2.3 计算不同下垫面的感热、潜热和反照率

我们将地表分为四种类型:海洋、海冰、雪面、地面,详细计算不同下垫面的感热、潜热和反照率。潜热 L_x 的计算采用了 Li Peng 等^[11]的方案, L_x 可表示为

$$L_x = \frac{W[aSH/(S+r)+b]}{[1-WaS/(S+r)]}, \quad (21)$$

式中下标 x 代表不同下垫面(如海洋、海冰、雪面、地面) $a=0.85$, $b=32.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,

$r = c_p / L$, $c_p \approx 1.0061 \text{ J/g} \cdot \text{K}$, $L = 2501.1943 \text{ J/g}$ 。 $S = \left. \frac{\partial q^*}{\partial T} \right|_{T=T_{sa}}$, q^* 为对应

地表气温 T_{sa} 的饱和比湿。 H 为感热。当下垫面为海冰或雪盖时, $W=0.2$; 当下垫面为海洋时, $W=1.0$; 当下垫面为地面时, $W=0.7$ 。

感热的计算采用的是 Li Peng 等^[11]的方案,可表示为

$$H_x = c_p \rho K_x (r_x - \Gamma_d + \Gamma_c), \quad (22)$$

式中下标 x 代表不同下垫面。 Γ_d 为干绝热直减率, r_x 为近地表直减率, Γ_c 为反梯度因子,取为 $0.005^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$, ρ 为空气密度。

$$T_x(900\text{hPa}) = T(900\text{hPa}) + [T_x(p_s) - T(p_s)] \exp[-(p_s - 900)/(p_s - 700)]. \quad (23)$$

$$r_x = \frac{T_x(p_s) - T_x(900\text{hPa})}{950} = \frac{0.28347T_x(p_s) + 0.71653T(p_s) - T(900\text{hPa})}{950}, \quad (24)$$

式中 p_s 为 1000 hPa, $T(p_s)$ 、 $T(900\text{hPa})$ 分别为 1000 hPa、900 hPa 纬向平均温度。
 $T_x(p_s)$ 、 $T_x(900\text{hPa})$ 分别为对应下垫面 x 的 1000 hPa 和 900 hPa 温度。

$$K_x = K_0(\varphi) + 800r_x, \quad (25)$$

$$K_0(\varphi) = K_{0x} v_s(\varphi) / v_s(0), \quad (26)$$

式中 v_s 为地表风速。当下垫面为海冰或雪面时, $K_{0x} = 1.4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; 当下垫面为海洋时, $K_{0x} = 2.0 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; 当下垫面为地面时, $K_{0x} = 4.2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。

反照率参数化采用的是 Harvey^[4]的方案。海冰和雪面反照率与地表温度有关, 它们分别表示为

$$\alpha_{\text{ice}} = \begin{cases} 0.6, & T_s < 1^\circ\text{C} \\ 0.6 - 0.1(T_s - 1^\circ\text{C}), & 1^\circ\text{C} \leq T_s \leq 4^\circ\text{C} \\ 0.3, & T_s > 4^\circ\text{C} \end{cases} \quad (27)$$

$$\alpha_{\text{snow}} = \begin{cases} 0.8, & T_s < -1^\circ\text{C} \\ 0.8 - 0.13(T_s + 1^\circ\text{C}), & -1^\circ\text{C} \leq T_s \leq 1^\circ\text{C} \\ 0.54, & T_s > 1^\circ\text{C} \end{cases} \quad (28)$$

式中 T_s 为纬向平均地表温度。地面反照率和海洋反照率是给定的, 取自文献[1]。

因此, 综合四种不同的下垫面, 地表总反照率 α_s 、感热 H_S 、潜热 L_E 分别表示为

$$\alpha_s = f_0[(1 - f_{\text{ice}})\alpha_w + f_{\text{ice}}\alpha_{\text{ice}}] + (1 - f_0)[(1 - f_{\text{sn}})\alpha_L + f_{\text{sn}}\alpha_{\text{sn}}], \quad (29)$$

$$H_S = f_0[(1 - f_{\text{ice}})H_w + f_{\text{ice}}H_{\text{ice}}] + (1 - f_0)[(1 - f_{\text{sn}})H_L + f_{\text{sn}}H_{\text{sn}}], \quad (30)$$

$$L_E = f_0[(1 - f_{\text{ice}})L_{E_w} + f_{\text{ice}}L_{E_{\text{ice}}}] + (1 - f_0)[(1 - f_{\text{sn}})L_{E_L} + f_{\text{sn}}L_{E_{\text{sn}}}], \quad (31)$$

式中 f_0 为海洋占全球的比例, f_{ice} 为海冰占海洋的比例, f_{sn} 为雪面占地面的比例。下标 w 、 ice 、 sn 、 L 分别代表海洋、海冰、雪面和地面。 f_0 和 f_{sn} 的资料取自文献[1]。

本文采用了 Li Peng^[3]的海冰热动力模式, 该模式主要通过海面 and 冰面的温度变化及热量收支, 计算冰盖范围和厚度的变化, 限于篇幅, 在这里就不详细介绍了。

3 气候平均场的模拟及二氧化碳敏感性问题

由于我们建立的模式方程为扩散方程组, 因此, 我们采用了扩散方程通用的跳点法进行计算。模式区域仅限于北半球, 水平格距为 5°N , 时间步长为 6 小时, 向前积分 20 年, 取最后两年的平均为最终结果。地表反照率 α_L 、海洋反照率 α_0 、海洋所占的比例 f_0 取自文献[1]。对流层平均比湿和温度、地表温度、海冰所占比例 f_{ice} 的初始场取自文献[12]。

为了检验模式的性能, 我们首先模拟了大气的一些平均场, 看看这些量与实际状况符合的程度如何。图 1 给出了年平均气候变量的纬向分布与实测资料的对比。其中大

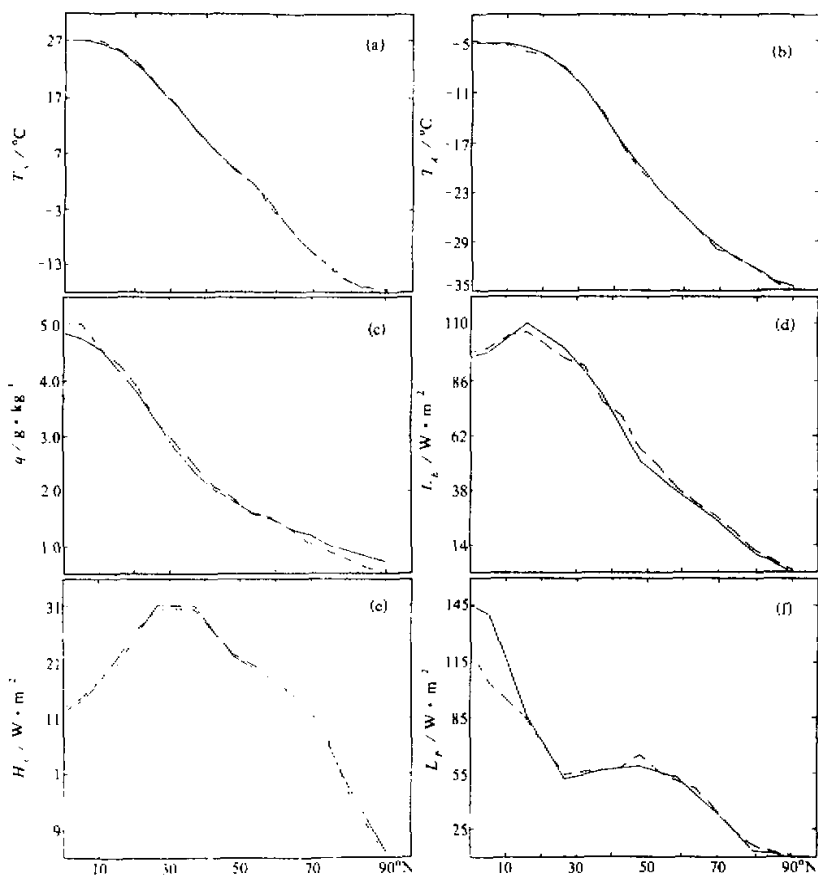


图 1 对比计算和实测的年平均各气候变量

虚线代表计算值, 实线代表实测值。(a) 地表温度, (b) 大气平均温度,

(c) 比湿, (d) 潜热, (e) 感热, (f) 降水释放的潜热

平均温度和比湿的观测值取自文献[1], 地表温度、感热、潜热、降水的观测值取自文献[2], 大气经向感热输送和水汽输送的观测值取自文献[13], 涡旋输送和平均经圈环流输送的观测值取自文献[14]。从图中可以看出大气平均温度、地表温度、大气平均比湿、感热、潜热与实况非常一致。降水释放的潜热 L_p 也基本上与实况一致, 只是在低纬(20°N以南)比实际值偏小。图 2 给出了大气经向感热输送 F_A 、水汽的经向输送 F_Q 、涡旋输送的能量通量 F_W 、平均经圈环流输送的能量通量 F_E 的纬向分布。从图 2 中可以看出, F_A 、 F_Q 、 F_W 与实况基本一致, 只有 F_E 与实况有些差别, 但趋势是一致的。

从以上结果看, 说明该模式能很好地模拟出气候平均场。那么该模式对气候外强迫的响应如何呢? 图 3 给出了二氧化碳加倍时, 各气候变量随纬度的变化。从图 3a 中可以看出, 地表温度和大气平均温度都增加了, 相比之下, 地表温度的增加要大一些。由于

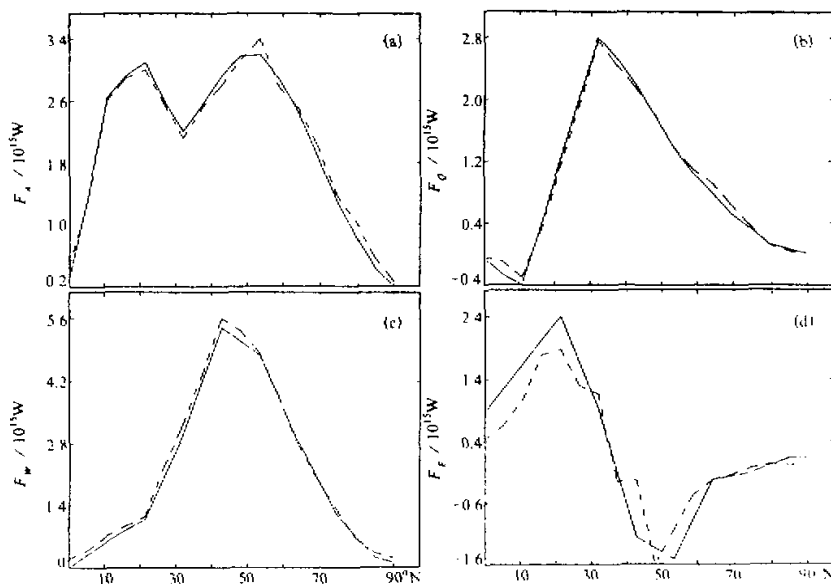


图2 对比计算和实测的各通量

虚线代表计算值, 实线代表实测值

冰-反照率的正反馈作用, 高纬地表温度的增加比中低纬明显。图 3b 表明, 当二氧化碳加倍时, 比湿增加, 即水分循环的强度增加, 并且比湿增加的幅度从低纬向高纬递减。图 3c 显示, 潜热在所有的纬度均增加, 与比湿的变化一样, 潜热的增加也是从低纬向高纬递减。然而, 感热的变化在不同的纬度表现得不一致, 如图 3e 所示, 感热在中低纬减小, 在高纬却增加。因此近地面直减率也在中低纬减小, 在高纬增加, 此结论与 Gallimore^[1]相一致。从图 3d 可以看出, 降水量在所有的纬度都增加, 低纬降水的增加比中高纬度明显, 除 20~30°N 区域, 降水的增加也从低纬向高纬递减。

综上所述, 该模式除了能很好地模拟气候平均场外, 还能较好地反映气候对外强迫的响应。在此基础上, 我们将重点研究气候系统内的反馈机制。

4 气候系统内反馈机制的研究

一般来说, 反馈的性质和强度可以通过敏感性因子加以区分。所谓敏感性因子, 即控制气候系统的外参数改变所引起的气候变数(如温度)的相应改变量。本文定义的敏感性因子, 对于大气温度而言, $S(T_a) = 0.02Q_0 \partial T_a / \partial Q_0$; 对于表面温度而言, $S(T_s) = 0.02Q_0 \partial T_s / \partial Q_0$, 即太阳常数增加 2%, 对于不同的反馈, 大气和地表温度各相应改变多少。我们判断一种反馈的性质(正还是负)及强度的方法为: 首先, 在包含所有反馈的情况下, 计算太阳常数增加 2%, 大气和地表温度的改变量 ΔT_a 、 ΔT_s ; 然后固定某一种反馈, 使之不起作用, 改变太阳常数, 大气和地表温度又分别改变 $\Delta T'_a$ 、

$\Delta T'_s$ 。如果 $\Delta T'_a > \Delta T_a$ 、 $\Delta T'_s > \Delta T_s$ ，则该反馈在大气和地表都表现为负反馈，反之则为正反馈。 $\Delta T'_a$ 与 ΔT_a (或 $\Delta T'_s$ 与 ΔT_s) 相差越大，说明该反馈越强。

4.1 水汽反馈和冰雪反照率反馈

水汽反馈和冰雪反照率反馈均为很强的正反馈，也是了解得比较清楚的两种反馈机制。从图 4a 中，我们可以看出，在地表，水汽反馈和冰雪反照率反馈都为正反馈，但水汽反馈比冰雪反照率反馈强。冰雪反照率反馈在极区比其它纬度表现得强一些，水汽反馈在热带地区要比中高纬度略弱一些。

从图 4b 中可以看出，在大气中水汽的正反馈同样比冰雪反照率反馈强。冰雪反照率反馈在大气中要比在地表弱一些，尤其在高纬度更明显。在大气中，水汽反馈在中纬度要比在高、低纬度显得略强一些。

4.2 蒸发反馈和降水反馈

蒸发过程和降水过程是水分循环的重要组成部分。水分循环对气候的调节作用表现

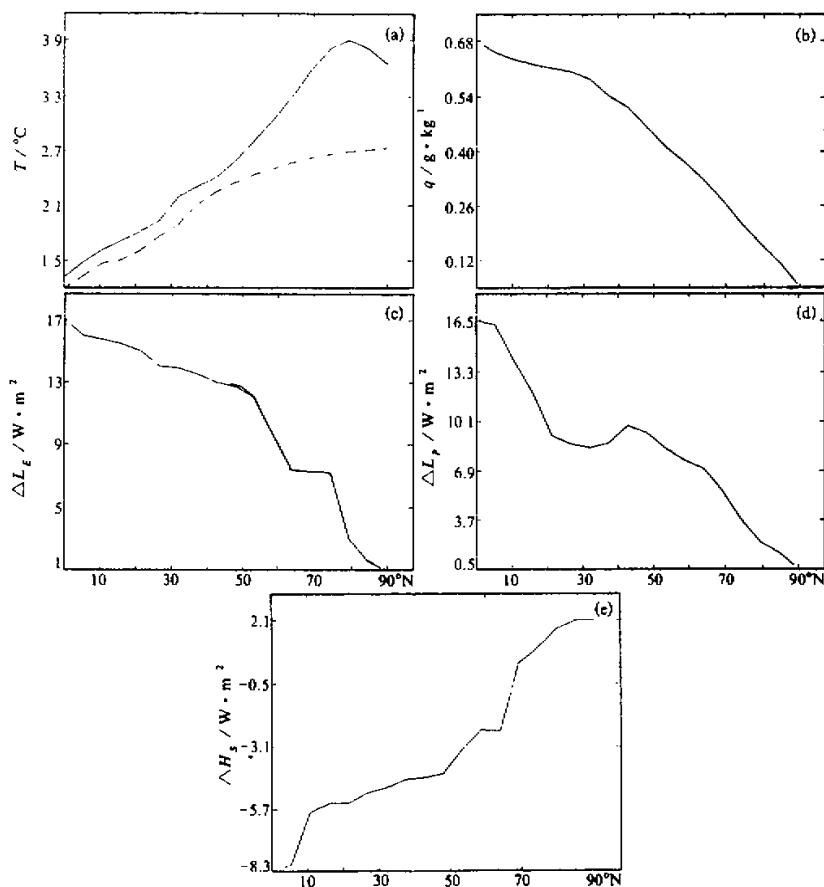


图3 二氧化碳加倍时，年平均各气候变量随纬度的变化

(a) 地表温度(实线)和大气平均温度(虚线)，(b) 比湿，(c) 潜热，(d) 降水释放的潜热，(e) 感热

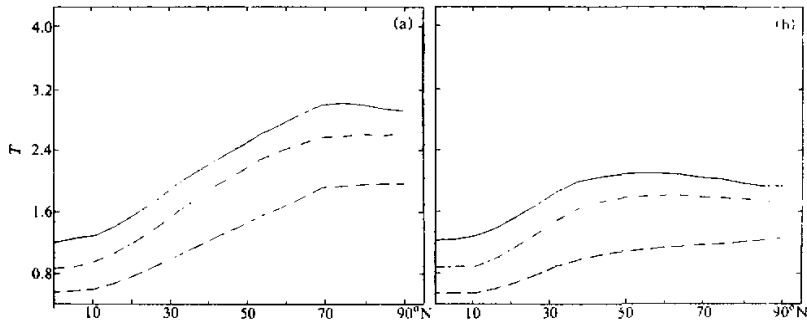


图4 冰雪反照率反馈和水汽反馈的性质及强度随纬度的变化
实线为包含所有反馈的情形, 虚线为除去水汽反馈的情形, 点划线为除去冰雪反照率反馈的情形
(a) 地表, (b) 大气

为: 水汽一方面以蒸发形式增加大气的水汽含量, 放大温室效应; 另一方面又以降水形式减小大气的水汽含量, 削弱温室效应。然而人们对蒸发和降水的反馈性质及强度还很缺乏认识。从图5中, 我们看出降水过程无论在地表还是在大气中均表现为负反馈, 并且在地表表现得略强一些。降水过程一方面通过释放潜热使大气增温; 另一方面它又抑制了海表水汽的蒸发, 对大气起冷却作用, 但后一种作用占优势, 故而降水过程在大气中表现为负反馈。降水过程表现为负反馈的最根本原因是: 降水过程减少了大气中的水汽含量, 从而减弱了水汽的温室效应。

从图5中我们还可以看到, 蒸发过程在地表和在大气中表现的反馈性质迥然不同。在大气中, 蒸发过程表现为很强的正反馈, 这是由于蒸发过程使得大气从地表获得热量, 利于气温上升。然而在地表, 蒸发过程表现得比较复杂, 一方面在中低纬度表现为很强的负反馈, 另一方面在高纬却表现为正反馈。

当温度上升时, 地表通过蒸发过程向大气输送潜热, 使地表失去热量, 因而地表温度下降。从这个意义上讲, 蒸发过程在地表应为负反馈。然而蒸发过程在高纬度却表现为正反馈, 这可能是由于在高纬度冰界附近存在的一种正反馈机制造成的: 当地表温度上升时, 地表的蒸发加强, 地面因失去热量而温度下降, 地表温度的下降势必引起冰雪覆盖面积的增大, 因而又抑制了地表向大气输送的潜热, 致使地表温度重新上升。在这个正反馈过程中, 蒸发作用不仅不使地表温度下降, 反而在某种程度上促进地表温度的上升。此外还有一个原因: 当蒸发作用加强时, 引起冰盖面积增大, 从而导致了南北温度梯度加大, 经向热量输送加强, 从低纬向高纬输送的热量增加, 利于极区地表温度的上升。从这两点我们就不难理解为什么蒸发过程在高纬度表现为正反馈。

4.3 感热输送和潜热输送反馈

一般来说, 热流量和温度梯度构成一个负反馈圈。热流量输送的反馈性质通过影响水汽反馈及冰雪反照率反馈而发挥作用^[2]。

从图6中我们可以看出大气的感热输送无论在地表还是在大气中均表现为较弱的负反馈。这是因为大气的感热输送对冰雪反照率反馈起到抑制的作用: 当极地温度下降

时, 冰雪覆盖面积增大, 南北温度梯度相应加大, 从而导致向极地的感热输送加强, 使得极地温度上升, 因而抑制了冰雪反照率反馈对温度变化的放大作用。

从图 6 中我们还可以看出, 大气的潜热输送无论在大气还是在地表均表现为正反馈。因为通过对水汽的水平输送, 放大了水汽的温室效应。该结论与 Jentsch^[2]一致。

图 7 中虚线代表同时除去冰雪反照率反馈和水汽反馈的情形。冰雪反照率反馈和水汽反馈均为强的正反馈。但合成反馈不是两者简单地相加, 而是以一种非线性方式相互作用。可见不同反馈之间的相互作用是非线性的。图 7 中点划线代表同时除去冰雪反照率反馈和蒸发反馈的情形, 再次证实了前面的观点。

5 小结

由于水分循环和海冰物理过程是气候变化研究中两个比较薄弱的环节, 而在以往的一些气候模式中往往简化甚至忽略了其中之一, 给气候变化的研究带来了一定的不确定

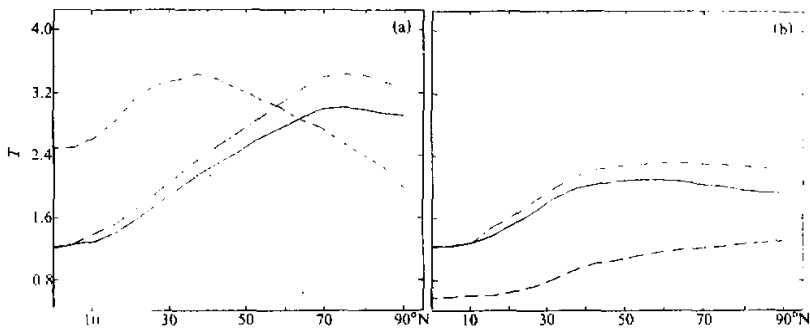


图 5 蒸发反馈和降水反馈的性质及强度随纬度的变化
实线代表包含所有反馈的情形, 虚线代表除去蒸发反馈的情形,
点划线代表除去降水反馈的情形。(a)地表, (b)大气

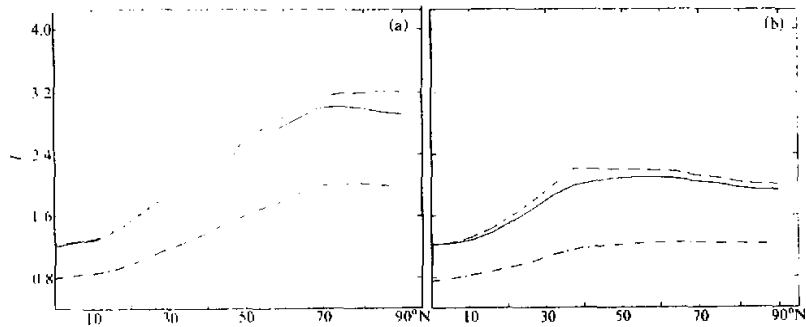


图 6 大气感热输送和潜热输送的反馈性质及强度随纬度的变化
实线为包含所有反馈的情形, 虚线为除去感热输送反馈的情形,
点划线为除去潜热输送反馈的情形。(a)地表, (b)大气

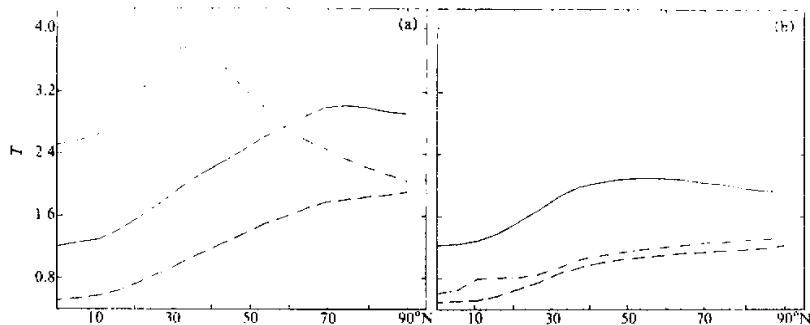


图 7 冰雪、水汽和蒸发反馈的性质及强度随纬度的变化

实线代表包含所有反馈的情形, 虚线代表同时除去冰雪反馈和水汽反馈的情形,

点划线代表同时除去冰雪反馈和蒸发反馈的情形。(a)地表, (b)大气

性。因此, 我们首次同时将水分循环和海冰物理过程引进能量平衡气候模式, 建立了一个新的气候模式。该气候模式除了能真实、全面地反映气候变化的特点外, 还可以用来研究水分循环和海冰物理过程对气候变化的影响, 这是优于同类其它气候模式的地方。

我们在很好地模拟出气候平均场的基础上, 进行了二氧化碳的敏感性试验。结果表明, 该模式除了能很好地模拟气候平均场外, 还能较好地反映气候对外强迫的响应, 具有良好的性能。利用该模式, 本文重点研究了气候系统中各种反馈的性质和强度随纬度的变化特征, 得出了以下几点结论:

(1) 水汽反馈和冰雪反照率反馈均为很强的正反馈, 但水汽反馈的强度甚于冰雪反照率反馈。

(2) 降水过程无论在地表还是在大气中均表现为负反馈, 并且在地表表现得略强一些。

(3) 在大气中, 蒸发过程表现为很强的正反馈; 在地表, 蒸发过程一方面在中低纬度表现为很强的负反馈, 另一方面在高纬度却表现为正反馈。

(4) 大气中的感热输送无论在地表还是在大气中均表现为较弱的负反馈。它的负反馈作用是通过抑制冰雪反照率反馈而显示出来的。

(5) 大气中的潜热输送无论在地表还是在大气中均表现为正反馈。它的正反馈作用是通过放大水汽的温室效应而体现出来的。

(6) 不同反馈的合成是以一种非线性的方式, 而不是简单的线性相加。

参 考 文 献

- 1 Gallimore, G. R., 1983, A water vapor-energy balance model designed for sensitivity testing of climatic feedback process, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 39-52.
- 2 Jentsch, V., 1991, An energy balance climate model with hydrological cycle, *J. Geophys. Res.*, **96**, 17168-17192.
- 3 Peng, L., M. D. Chou and A. Arking, 1987, Climatic warming due to increasing atmosphere CO_2 : Simulations with a multilayer coupled atmosphere-ocean seasonal energy balance model, *J. Geophys. Res.*, **92**, 5505-5521.
- 4 Harvey, L. D. D., 1988b, Development of a sea ice model for use in zonally averaged energy balance climate

- models, *J. Climate*, **1**, 1221~1238.
- 5 Harvey, L. D. D., 1988a, A semi-analytic energy balance climate model with explicit sea ice and snow physics, *J. Climate*, **1**, 1065~1085.
 - 6 Harvey, L. D. D., 1990, Testing alternative parameterizations of lateral melting and upward basal heat flux in a thermodynamic sea ice model, *J. Geophys. Res.*, **95**, 7359~7365.
 - 7 Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy and J. Lerner, 1984, Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms, *Climate Process and Climate Sensitivity*, J. E. Hansen and T. Takahashi, Eds., Maurice Ewing Series, Vol.5, American Geophysical Union, Washington, D.C., 130~163.
 - 8 Schlesinger, M. E. (ed.), 1988, Quantitative analysis of feedbacks in climate model simulations of CO₂ induced warming, Physically-based modelling and simulation of climate and climatic change, part II, Kluwer Academic Publishers, 653~735.
 - 9 Saltzman, B., 1978, A survey of statistical-dynamical models of the terrestrial climate, *Adv. Geophys.*, **20**, 183~304.
 - 10 Zhou Xiuji, Zou Chengzhi and Yang Peicai, 1986, A global annually-averaged climate model with cloud, water vapor and CO₂ feedbacks, *Annual Report*, 5~20.
 - 11 Peng, L., M. D. Chou and A. Arking, 1982, Climate studies with a multi-layer energy balance model. Part I: Model description and Sensitivity to the solar constant, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2639~2655.
 - 12 Robock, A., 1980, The seasonal cycle of snow cover, sea ice and surface albedo, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 267~285.
 - 13 Chou, M. D., L. Peng and A. Arking, 1982, Climate studies with a multi-layer energy balance model. Part II: The role of feedback mechanisms in the CO₂ problem, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2657~2666.
 - 14 Herman, G. F. and W. T. Johnson, 1978, The sensitivity of the general circulation to Arctic sea ice boundaries: A numerical experiment, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1649~1664.

A One-Dimensional Climate Model with Hydrological Cycle and Sea Ice Physics to Analyse Feedback Mechanisms of Climate System

Zhu Yongchun

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008)

Huang Shishong

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract Hydrological cycle and sea ice physics are the two weak but important links in climate research. In the past climate models, they are simplified even omitted, which give rise to uncertainties in climate research. Thus, we have devised a one-dimensional climate model which includes explicit hydrological cycle and sea ice physics. We used the model to mainly study the feedback mechanisms in climate system. Results show that: (1) Water vapor feedback and ice-albedo feedback are positive ones, the former is stronger than the latter. (2) precipitation proves to be a negative feedback both at surface and in the atmosphere. (3) Evaporation is a strong positive feedback in the atmosphere. At surface, evaporation is a strong negative feedback in middle-low latitudes and a positive feedback in high latitudes. (4) The atmospheric sensible heat flux represents a negative feedback as it damps the ice-albedo feedback. (5) The atmospheric latent heat flux proves to be a positive feedback by strengthening the green-house warming. (6) Different feedbacks interact in a nonlinear way, and the resultant feedback can be much stronger than the additive effect of the individual feedbacks.

Key words feedback mechanism hydrological cycle sea ice physics