

气象译文选

(1)

冷害与旱涝

广东省气象台 编译
南京大学气象系

一九八〇年十月

前 言

低纬地区的低温冷害问题，过去较少为人们所注意。随着生产的发展，特别是在加速农业现代化的过程中，这一课题的重要性已显得更为突出。我们在接受研究冷害的任务后，根据工作的需要，选择了国外有关这方面的论文，以及少数旱涝和评价性文章，作为思路和方法的借鉴。现选译其中八篇，汇编出版，供大家参考。

全部译文由施永年和王静渊作了校阅和修改。

尽管我们作了努力，由于水平和时间的限制，错误在所难免，欢迎批评指正。

编 者

1980年10月

目 录

冰期和Milankovitch理论:

几种相互作用的气候反馈机制的研究.....	(1)
短期气候变化的温度统计.....	(10)
经向温度梯度与涡动输送 第一部分: 冬季的感热输送.....	(21)
1963—1975年300毫巴极涡面积和位置的演变	(34)
用经验正交函数分析远东冬季风寒流的结构.....	(43)
再论冬季温度预告的客观方法.....	(57)
印度各邦的热浪日和冷浪日.....	(79)
格陵兰与北欧之间冬季温度的振动	
第二部分: 中高纬度海洋与大气的某些作用	(84)

冰期和Milankovitch理论: 几种相互作用的气候反馈机制的研究

R. D. Cess和J. C. Wronka

提 要

本文研究了几种在通常的气候模式中没有考虑的气候反馈机制,以说明它们在提高地球气候对轨道参数变化灵敏度的潜在作用,这就是要把它们应用到天文的或者Milankovitch的冰期理论中。为便于具体说明,仅考虑倾角的变化。考虑的几种反馈机制是:

(1) 天顶角反馈 随着倾角变化,太阳天顶角改变,射入辐射随纬度的分布改变,因此天顶角反馈构成地球纬圈反射率南北方向改变。

(2) 生物反射率反馈 包括降水型改变,地面植被改变引起的与气候有关的地面反射率改变。

(3) 潜热反馈 包括气候引起的潜热极向输送的变化。

这三种反馈机制在一个简单的气候模式中进行粗参数化,得出:这些反馈机制能够成倍地扩大与轨道参数相联系的气候变化。

1. 引言

1941年Milankovitch提出冰期与间冰期是地球轨道要素周期变化的结果。最近,这一理论重新引起人们的兴趣。地球轨道要素变化包括近日点经度变化(22,000年周期),地球倾角变化(40,000年周期)以及轨道偏心率变化(100,000年周期)。对于冰期天文理论重新发生兴趣是由Hayes等人1976年分析古气候时间序列开始的,他们发现古气候记录和轨道要素变化有显著的相关关系。

除由于偏心率的变化引起年平均射入辐射的小变化外,Milankovitch效应主要是射入辐射的经向再分布。倾角减小导致高纬度年平均射入辐射的减少,而这又由低纬日辐射增加所补偿。但是,这有很强的季节效应。在冬季倾角减小,射入辐射反而会增加而不是减少。近日点经度变化通过和偏心率变化的相互作用影响射入辐射。但是如Suarez和Held (1978)指出的,近日点的经度变化与季节反射率变化的耦合能够改变吸收

的太阳辐射。

本文的目的是要研究轨道要素变化相联系的几种气候反馈机制相互作用的大小。这几种反馈机制通常不包括在体现Milankovitch机制的气候模式中。具体地说是下面三种反馈机制：

(1) 天顶角反馈

(2) 生物反射率反馈

(3) 潜热反馈

天顶角反馈涉及反射率变化，反射率变化与日射随纬度的再分布相联系，因此改变了太阳天顶角就改变了反射率。例如就年平均而言，倾角减小，在高纬度天顶角将增加，低纬度天顶角减小。生物反馈与地球表面反射率的改变相联系（这里反射率的改变是由于气候引起的地面植被改变的结果）。正如Cess (1978)论述的，这构成一种潜在的长期气候反馈机制。最近Coakley在一个年平均能量平衡核式中考虑了这两种反馈机制，但他没有考虑天顶角反馈的明显作用。

至于潜热反馈，我们指的是极向平流潜热输送。这种输送不能以具有常系数的简单扩散方程表示。这种反馈作用的研究是由Wetherald和Manabe (1975) 环流模式的(GCM)的结果所启发的。他们发现太阳常数减少，尽管极地——赤道温度差增加了，极向热输送没有净增加，其理由是显热输送的增加将由潜热输送的减少所补偿，而潜热输送的减少是由于地球温度较低时蒸发会减少的缘故。

为了具体说明这三种反馈机制的可能影响，我们只限于考虑倾角 δ 的变化（它构成过去50,000年中最显著的轨道要素变化），而且我们并不企图实际预告冰期/间冰期的气候变化，其唯一的意图是探讨上述三种反馈机制的可能作用。现在考虑对于倾角 δ 变化它们对气候灵敏度的影响。对北半球而言，可引入倾角灵敏度参数

$$\beta_{\delta} = \delta_0 \frac{dT_s}{d\delta} \quad (1)$$

其中 T_s 是半球平均温度， $\delta_0 = 23.45^\circ$ 相当于当前的倾角角度。方程(1)类似于1975年Schneider和Mass对于太阳常数变化引入的灵敏度参数

$$\beta_s = S_0 \frac{dT_s}{dS} \quad (2)$$

这里 S 是太阳常数， S_0 是它的当前值。因此方程(1)构成一个Milankovitch模拟量。

2. 倾角变化的灵敏度

2.1 气候模式

1978年Suarez和Held指出应用季节气候模式估价Milankovitch扰动的要求。本文通过探讨气候对倾角变化的灵敏度来研究反馈机制的相互作用，我们采用不太通用的但可能是更准确的年平均模式，这个模式综合了某些季节信息。根据纬向年平均能量平衡

$$Q_{\lambda, \tau} = F + D \quad (3)$$

这里 Q_{abs} 是吸收太阳辐射, F 是射出红外辐射通量, D 是极向平流通量散度。如果不考虑云量的可能变化, 假定 T_s 是纬向地面温度, $Q_{abs} = Q_{abs}(T_s, \delta)$, $F = F(T_s)$, 那么关于当前气候的扰动有

$$\left[\frac{dF}{dT_s} - \frac{\partial Q_{abs}}{\partial T_s} \right] \frac{dT_s}{d\delta} = \frac{\partial Q_{abs}}{\partial \delta} - \frac{dD}{d\delta} \quad (4)$$

Q_{abs} 依赖于 δ 仅表示射入日辐射的经向分布随倾角变化, 而其依赖于 T_s 则综合考虑了温度—反射率的耦合, 如冰反射率反馈。由于

$$Q_{abs} = (S/4) \cdot P(x) \cdot (1 - \alpha) \quad (5)$$

$X = \sin(\text{纬度})$, α 为纬度反射率, $P(x)$ 是与射入辐射的经向变化相联系的分函数, 因此方程(4)变为

$$\left[\frac{dF}{dT_s} + \left(\frac{S}{4} \right) P \frac{\partial \alpha}{\partial T_s} \right] \frac{dT_s}{d\delta} = \frac{\partial Q_{abs}}{\partial \delta} - \frac{dD}{d\delta} \quad (6)$$

一旦 $dT_s/d\delta$ 根据这个式子估算出来, 那么倾角灵敏度参数可由

$$\beta_\delta = \delta_0 \frac{dT_s}{d\delta} = \delta_0 \int_0^1 \frac{dT_s}{d\delta} dx \quad (7)$$

求得。但是要确定 $dT_s/d\delta$, 必须先获得有关 $\partial Q_{abs}/\partial \delta$, $dD/d\delta$ 和 $\partial \alpha/\partial T_s$ 的信息。

2.2 $\partial Q_{abs}/\partial \delta$

由方程(5)

$$\frac{\partial Q_{abs}}{\partial \delta} = (S/4) (1 - \alpha) \frac{dP}{d\delta} - (S/4) P \frac{\partial \alpha}{\partial \mu} \frac{d\mu}{d\delta} \quad (8)$$

$\mu = \cos(\text{天顶角})$ 。方程(8)右边第一项表示属于倾角变化的基本气候作用力, 第二项包含天顶角反馈。虽然方程(6)是由年气候模式导出来的, 但由于 α , $dP/d\delta$ 应用逐月值, 然后进行平均, 确定方程(8)右边第一项, 因此至少部分地考虑了季节的影响。逐月 α 值取自Ellis Vonder Haar (1976)。逐月 $dP/d\delta$ 是根据地球轨道计算的, δ 从 23.45° 取到 22.45° 。 $\partial \alpha/\partial \mu$ 已由Lian和Cess在1976年讨论, 有关的资料摘录在表1中, 其中 $C_z = \partial \alpha/\partial \mu$ 。

表1 模式输入参数

纬度 (°N)	$(S/4)(1-\alpha)(dp/d\delta)$ 瓦·米 ⁻² ·度 ⁻¹	C_z	$d\mu/d\delta$ 度 ⁻¹	$\partial Q_{abs}/\partial \delta$ 瓦·米 ⁻² ·度 ⁻¹	C_T (°C) ⁻¹
85	2.81	0.389	0.0102	4.16	0.0218
75	2.66	0.418	0.0086	3.88	0.0120
65	1.73	0.446	0.0042	2.37	0.0081
55	0.80	0.450	0.0016	1.04	0.0047
45	0.23	0.437	0.0002	0.27	0.0009
35	-0.27	0.382	-0.0008	-0.37	0
25	-0.70	0.373	-0.0015	-0.89	0
15	-0.97	0.356	-0.0018	-1.18	0
5	-1.07	0.358	-0.0021	-1.33	0

值得注意的是当缺少其它作用过程也就是 $\partial \alpha / \partial T_s = dD/d\delta = 0$ 时, 根据方程 (6) 和 (7) 取 $dF/dT_s = 1.6 \text{ W m}^{-2} (\text{°C})^{-1}$ (Cess, 1976) 有

$$\beta_\delta = \frac{\delta_0}{dF/dT_s} \int_0^1 (\partial Q_{\text{abs}} / \partial \delta) dx = -1.1 \text{ °C}$$

而 Milankovitch 理论要求 β_δ 是正的, 这说明当倾角减少时, 日射再分布的自身作用将使全球有净增暖, 这是由于高纬度减少的辐射吸收量比由反射率较小的低纬增加辐射获得的补偿量多, 低纬增温高的缘故。它与是否包括天顶角反馈无关 (没有天顶角反馈时 $\beta_\delta = -1.5 \text{ °C}$), 这一基本点往往被忽视。

2.3 潜热反馈

为了考虑潜热反馈, 将 Budyko (1969) 的平流参数化进行简单的修改, 令

$$D = v(\bar{T}_s)(\bar{T}_s - T_s) \quad (9)$$

$\bar{T}_s$ 是半球平均温度。这个修改是容许比例常数 v 是半球平均温度的函数, 这至少部分地考虑了在气候变化期间潜热输送的改变, 虽然使 v 依赖于纬向温度即 $v = v(T_s)$ 比用半球平均温度更有吸引人之处, 但为了满足

$$\int_0^1 D(x) dx = 0$$

将要求知道温度随纬度的变化。我们的着眼点是指出总的相对效果, 而方程 (9) 就是为此目的。

现在考虑 v 依赖于 $\bar{T}_s$ 的估计方法。若令 v_0 为当前气候的 v 值, 那么对于扰动的气候有

$$\frac{dD}{d\bar{T}_s} = v_0 \left(\frac{dT_s}{d\bar{T}_s} - 1 \right) + \frac{dv}{d\bar{T}_s} (T_s - \bar{T}_s) \quad (10)$$

为了估计 $dv/d\bar{T}_s$, 前面已指出 Wetherald 和 Manabe (1975) 的 GCM 研究, 对于太阳的扰动有 $dD/d\bar{T}_s \approx 0$, 因此

$$\frac{1}{v_0} \cdot \frac{dv}{d\bar{T}_s} = - \frac{(dT_s/d\bar{T}_s - 1)}{T_s - \bar{T}_s} \quad (11)$$

根据 GCM 的结果, 已经确定 $dT/d\bar{T}_s$, 因此, $(1/v_0) (dv/d\bar{T}_s)$ 作为纬度的函数是已知的。由于在中纬度 $dT/d\bar{T} \approx 1$, $T_s \approx \bar{T}_s$, 这个方法仅对低纬度和高纬度适用, 由此求得

$$\frac{1}{v_0} \cdot \frac{dv}{d\bar{T}_s} \approx 0.024 (\text{°C})^{-1} \quad \text{在低纬}$$

$$\frac{1}{v_0} \cdot \frac{dv}{d\bar{T}_s} \approx 0.032 (\text{°C})^{-1} \quad \text{在高纬}$$

选择半球平均为

$$\frac{1}{v_0} \cdot \frac{dv}{d\bar{T}_s} \approx 0.028 (\text{°C})^{-1} \quad (12)$$

关于半球平均, 一个可与之比较的值可以求得。假定潜热输送占平流输送的 40%, 潜热输送与地球表面饱和水汽压成比例 (Gal-Chen 和 Schneider, 1976), 则求得 $(1/v_0) \cdot (dv/d\bar{T}_s) = 0.026 (\text{°C})^{-1}$ 与方程 (12) 非常一致。

虽然对于太阳常数的变化应用了 $dD/dT_s = 0$ ，才根据GCM结果得到式(12)，但这并不意味着对于别的气候作用力也有 $dD/dT_s = 0$ 。实际上对于不同的纬度，倾角变化是一个相当不同的气候变化机制，高纬度射入辐射的减少伴随着低纬度射入辐射的增加，正如前面指出的，有没有地面反射率反馈的情况下，这会导致全球性增暖，而在Milankovitch理论的范畴内，这样的射入辐射变化相当于倾角减小，应该导致全球性冷却。如果把最近的一次大冰期（距今18,000年）与这之前的最小倾角联系起来，那么除有净的全球冷却外，在所有的纬度都应该冷却（CLIMAP, 1976; Gates, 1976）。这时低纬射入辐射增加，导致低纬冷却的机制，包含冰反射率反馈和平流的耦合作用使得由冰反射率反馈所加强的高纬度冷却通过加强的极向平流传到低纬，如果没有与倾角减少相联系的极向平流作用的加强（ $dD/d\delta = 0$ ），那么每一个纬度带的气候变化将是彼此独立的，结果低纬会出现增温。另一方面过份强的平流作用也会抑制高纬度所要求的冰反射率反馈。

以上讨论说明，平流输送在倾角变化引起气候变化的过程中比在太阳常数改变引起气候变化的过程中有更显著的作用。正是这个理由，我们才利用方程(10)和(12)。

为了说明采用潜热反馈如何影响当前气候对太阳常数改变的灵敏度（以方程(2)所定义的灵敏度参数 β_s 测定），在Lian和Cess (1977) 能量平衡气候模式中加进方程(10)和(12)，得到

$$\beta_s = 184^\circ\text{C}; \quad \frac{1}{v_0} \cdot \frac{dv}{dT_s} = 0 \quad (12a)$$

$$\beta_s = 207^\circ\text{C}; \quad \frac{1}{v_0} \cdot \frac{dv}{dT_s} = 0.028 \quad (13d)$$

这时潜热反馈构成一个正反馈机制，因为当太阳常数减小时，它抑制极向平流的加强，高纬度产生较大的降温，从而加强了冰反射率反馈，然而就现在的情况而言，这种正的反馈机制是不怎么显著的。

2.4. 生物反射率反馈

现在考虑生物—反射率反馈机制。根据Cess (1978) 的讨论，它与降水改变引起地表植被总的改变有联系。例如除个别地区外，平均而言较冷的气候会导致降水减少，其结果在上次大冰河期中（距今18,000年）“森林减少，荒漠、干燥草原、草原和冰碛平原扩展，无冰复盖的陆地反射率稍有增加”（CLMAP, 1976）。这显然是地面反射率随着全球温度降低而增加的一个正反馈机制。

遵照Cess (1978) 的阐述，这一点可以根据现在的地面反射率和气候与18,000年前的比较得到。加进生物反射率反馈，令

$$\begin{aligned} \frac{\partial \alpha}{\partial T_s} &= \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T} \right)_{ice}, & \theta > 50^\circ\text{N} \\ &= \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T} \right)_{ice} + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T} \right)_{bio}, & \theta = 40^\circ \text{到} 50^\circ\text{N} \\ &= \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T} \right)_{bio}, & \theta < 40^\circ\text{N} \end{aligned}$$

θ 是纬度, $(\partial\alpha/\partial T_s)_{\text{bio}} = 0.002 (\text{°C})^{-1}$ 表示生物反射率反馈的贡献, $(\partial\alpha/\partial T_s)_{\text{ice}}$ 是冰反射率反馈的贡献。重要的是要注意, 为模拟18000YBP冰河期, 这种粗参数化必须使冷却在所有纬度发生, 正象CLIMAP(1976)所建议的和Gates(1976)所研究的。如果一个模型对于倾角减小产生低纬加热, 那么低纬反射率会减小, 在这些纬度上述参数化会产生负冰期反馈。

2.5 冰反射率反馈

如上面讨论的冰反射率反馈构成了一种关于倾角减小产生全球性冷却的显著的耦合机制。为估所需要的冰反射率反馈强度, 假定18,000年前的冰期主要是由这之前的极小倾角引起, 并且为前面讨论一致, 假定冷却在所有的纬度都发生, 因此各个纬度都要求 $dT_s/d\delta > 0$ 。注意到条件

$$\int_0^1 (dD/d\delta) dx = 0$$

于是由方程 (b) 得到

$$\int_0^1 \left(\frac{dF}{dT_s} + (S/4)p \frac{\partial\alpha}{\partial T_s} \right) \frac{dT_s}{d\delta} dx = \int_0^1 \frac{\partial Q_{\text{abs}}}{\partial \delta} dx < 0 \quad (14)$$

在这个式子中要求 $dT_s/d\delta > 0$, 那么能够满足这个式子的唯一可能就是至少有些纬度

$$\left(\frac{dF}{dT_s} + (S/4)p \frac{\partial\alpha}{\partial T_s} \right) < 0 \quad (15)$$

选择 $dF/dT_s = 1.6 \text{ Wm}^{-2} (\text{°C})^{-1}$, 这样我们现在对于生物反射率反馈的参数化在已假定生物反射率反馈要起作用的那些纬度上不满足方程 (15), 则唯一的选择是方程 (15) 在高纬度成立, 那里有冰反射率反馈贡献的 $\partial\alpha/\partial T_s$ 。

冰反射率反馈机制贡献的 $\partial\alpha/\partial T_s$ 最新的纬圈估计值已由Liab和Cess (1977) 年提供。根据他们的资料, 发现方程 (15) 仅对80至90°N的纬度带满足, 因此不足以在所有纬度上产生 $dT_s/d\delta > 0$ 。这说明或者象现在模拟的只考虑倾角度化的Milankovitch理论不能解释距今18,000年的大冰期, 或者需要有比Lian和Cess所建议的更强的冰反射率反馈。对于后者, 有一种可能的情形可以做到, 我们现在做的是产生一个关于当前气候的倾角扰动, 但是为了至少再现上次大冰期的一些定性特征, 也许我们应该使用合乎某些平均冰期/间冰期的冰反射率反馈, 这相当于有比目前更低的全球平均温度。实际上所有的气候模式都指出随着全球温度降低, 冰反射率反馈增加。

考虑到上面这些情形, 以及目前估计冰反射率反馈的不肯定性, 把Lian和Cess得到纬圈冰反射率 $(\partial\alpha/\partial T_s)$ 任意地增大到1.5倍。令 $(\partial\alpha/\partial T_s)_{\text{ice}} = -C_T$, 相应的 C_T 值摘录在表1中。必须指出这是一种非常特定的选择, 没有这样增加的冰反射率反馈, 那末倾角减小, 低纬就不会发生冷却, 以至想说明生物反射率反馈相互作用的任何企图毫无意义。必须再次强调我们的目的不是证明也不是否定Milankovitch理论, 而是想说明某些通常不考虑的反馈机制的可能作用, 以弄清这些过程的来龙去脉, 也许在更详细的讨论中它们能够说明Milankovitch理论的生命力。

现在说明我们选择的冰反射率反馈对于太阳常数的变化如何影响气候灵敏度的。仍

然使用Lian和Cess(1977)的能量平衡模式,用1.5乘以Lian-Cess纬向的 $(\partial\alpha/\partial T_s)_{cic}$,得到

$$\beta_s = 238^\circ\text{C}, \quad \frac{1}{v_0} \cdot \frac{dv}{dT_s} = 0 \quad (16a)$$

$$\beta_s = 357^\circ\text{C}; \quad \frac{1}{v_0} \cdot \frac{dv}{dT_s} = 0.028 \quad (16b)$$

参考方程(13a)和(13b),潜热反馈现在起着更加显著的作用,先前 β_s 增加13%,现在增加达50%。由于具有冰反射率反馈相互作用的机制,对于较强的冰反射率反馈,平流作用的重要性增加,这是所预期的(Gal-Chen和Schneider, 1976; Lian和Cess, 1977)。

2.6 灵敏度参数

联立方程(6)和(10),解出 $dT_s/d\delta$,则倾角灵敏度参数 β_δ 表示为

$$\beta_\delta = \frac{\int_0^1 (\partial Q / \partial \delta) M dx}{1 - v_0 \int_0^1 \{1 - [(1/v_0)(dv/dT_s)(T_s - T_s)M]\} dx} \quad (17)$$

$$M = (v_0 + \frac{dF}{dT_s} + (s/4)p \frac{\partial \alpha}{\partial T_s})^{-1} \quad (18)$$

输入参数 $S = 1360 \text{ W m}^{-2}$, $v_0 = 3.5 \text{ W m}^{-2} (^\circ\text{C})^{-1}$ 和 $dF/dT_s = 1.6 \text{ W m}^{-2} (^\circ\text{C})$ (Cess, 1976), 而 $T_s = 15^\circ\text{C}$ 和各纬度的 T_s 值取自Crutcher和Meserve(1970)。

现在阐述关于 dF/dT_s 的选择,如Budyko(1969)所指出的在倾角为最小的时期,输出的红外辐射通量可表示为地面温度和云量的分数 A_c 两参数的函数。因此

$$\frac{dF}{dT_s} = \frac{\partial F}{\partial T_s} + \frac{\partial F}{\partial A} \cdot \frac{dA}{dT_s} \quad (19)$$

如果不考虑气候变化导致的云量变化,那么 $dA/dT_s = 0$,在模式假设范围内,有 $dF/dT_s = \partial F/\partial T_s$,于是根据纬向年气候资料(Cess, 1976)推得 $\partial F/\partial T_s = 1.6 \text{ W m}^{-2} (^\circ\text{C})^{-1}$ 。现在这项研究中所用的就是这个值。

最近Orlemans和Van den Dool(1978)建议用与Cess(1976)略微不同的平均地面温度,求得 $\partial F/\partial T_s = 2.2 \text{ W m}^{-2} (^\circ\text{C})^{-1}$,但他们两人在计算这个值时省略了云量随纬度的变化,实际上得到的是 $\Delta A \neq 0$ 时的 $dF/dT_s = 2.2 \text{ W m}^{-2} (^\circ\text{C})^{-1}$,而不是 $\partial F/\partial T_s$ 。为了说明这种差别,我们用同样的Cess(1976)年气候资料,对北半球求得 $dF/dT_s = 2.0 \text{ W m}^{-2} (^\circ\text{C})^{-1}$, $\partial F/\partial T_s = 1.6 \text{ W m}^{-2} (^\circ\text{C})^{-1}$ 。

3. 结果与讨论

我们用各种不同的输入参数,根据(1)式计算了倾角灵敏度参数 β_s ,其结果摘录在表2中。表的最后一列表示倾角减小是否产生低纬冷却。模式1没有反射率-温度反馈,因此极向平流不起作用。正如前面讨论的,负的 β_δ 值表示 δ 减少,相应净的全球性增暖,这是因为高纬冷却比由低纬增暖获得的补偿多,低纬没有冷却发生的缘故。

模式 2 中引入冰反射率反馈, 得到净的全球冷却($\beta > 0$), 但是低纬增暖仍然存在。模式 3 中又加进天顶角反馈, 结果与模式 2 相同, 但是这种反馈对于倾角变化几乎是双倍的灵敏度。模式 4 包括潜热反馈, 灵敏度参数是模式 3 的 1.5 倍, 与太阳常数变化产生的效果基本相同〔比较(16a)和(16b)式〕。模式 5 包括生物反射率反馈, 但不包括潜热反馈, 正如对这个反馈机制的考虑所要求的, 低纬冷却产生, 但是灵敏度增加不大, 与模式 3 比较是 1.3 倍, 这与 Coakley(1978)的结果一致。模式 6 包括所有三种反馈机制, 与包括生物反射率反馈的模式 5 比较, 潜热反馈引起灵敏度提高, 从模式 4 的 1.5 增加到 1.9 倍, 与包括潜热反馈的模式 4 比较, 生物反射率反馈产生灵敏度提高, 从模式 5 的 1.3 增加到 1.6 倍, 与模式 2 比较, 灵敏度是 4.2 倍。显然各种反馈机制有互相放大, 对灵敏度参数有联合增长的作用。

在这种反馈机制互相放大的过程中, 天顶角反馈是一个重要部分。如果排除了这种反馈, 而保留生物反馈和潜热反馈(模式 7), 灵敏度则减少 1 倍多。天顶角反馈本身是不怎么重要的, 倾角减小, 天顶角引起的高纬度反射率增加几乎被低纬度相应的反射率减少所补偿。但是加进冰反射率反馈后, 天顶角引起高纬度反射率增加, 地面温度降低冰反射率反馈加强。因此, 像平流作用一样, 天顶角反馈是与冰反射率反馈相互作用的机制。当然, 这只是部分解释, 它与其它反馈机制还有更进一步的相互作用。

在模式 8 中把 v_0 任意地从 3.5 减少到 $3.0 \text{ W m}^{-2} (\text{°C})^{-1}$, 发现 Budyko 动力参数这种比较小的变化, 其灵敏度是倾角灵敏度的两倍多, 这进一步说明平流输送对于轨道要素改变引起的气候变化起着非常微妙的作用。

模式 9 仅是为了与 Suarez 和 Held(1978)的季节气候模式比较, 他们的模式不包括我们现在考虑的三种反馈机制。如果利用他们的模式改变太阳常数, 得到 $\beta_s \approx 400 \text{ °C}$, 那么我们把列在表 1 中 C_T 值乘以 1.2, 就获得同样的结果, 关于倾角变化, Suarez 和 Held 求得 $\beta_\delta = 14.5 \text{ °C}$, 而我们模式 9 得到 $\beta_\delta = 18.6 \text{ °C}$, 这是非常接近的。

表 2 模式结果摘录, C_s 、 C 参照表 1 中的值

模式	$(\frac{\partial \alpha}{\partial T_s})_{ice}$	$\frac{\partial \alpha}{\partial \mu}$	$(\frac{\partial \alpha}{\partial T_s})_{bio}$	$\frac{1}{v_0} \frac{dv}{dT_0}$	v_0	$\beta_\delta (\text{°C})$	低纬冷却
1	0	0	0	—	—	-1.5	无
2	$-C_T$	0	0	0	3.5	4.6	无
3	$-C_T$	$-C_z$	0	0	3.5	8.2	无
4	$-C_T$	$-C_z$	0	0.028	3.5	12.4	无
5	$-C_T$	$-C_z$	-0.002	0	3.5	10.3	有
6	$-C_T$	$-C_z$	-0.002	0.028	3.5	19.5	有
7	$-C_T$	0	-0.002	0.028	3.5	9.3	无
8	$-C_T$	$-C_z$	-0.002	0.028	3.0	47.5	有
9	$-1.2C_T$	0	0	0	3.5	18.6	有

4. 结 论

简单地说, 本文的结论是天顶角反馈、生物反射率反馈和潜热反馈都可以提高地球气候对于轨道要素变化的灵敏度, 合起来可以提高灵敏度几倍, 为了模拟这些反馈机制, 我们使用的参数化没有要求一定要与实际的一致, 我们的目的是要用简单的模拟定性地说明这些反馈机制的潜在作用。若要证实或者否定Milankovitch理论, 需要更进一步研究, 这很可能要综合考虑与三种轨道参数相联系的其它连接机制。Pollard (1978) 的研究结果指出了这种需要。

(马开玉译 周一德校)

原载Tellus Vol. 31(1979), No 3, pp185—192

短期气候变化的温度统计

B. C. Weare

提 要

本文计算了1958年5月至1974年12月全球大气6个高度每15个纬度的纬度带的月平均温度。平均值是根据世界气象组织总计190个站的报告得到的。给出月的和年的平均, 年际之间的方差以及一个月滞后相关系数。本文并叙述了同一带不同高度之间的, 以及同一高度不同带之间的相关系数。给出了中纬度和付热带的平均气温的样本功率谱。

1. 前 言

在近来气候变迁理论的发展中, 从台站几十年资料计算纬度带平均地面温度, 起着一种重要的作用。(例如Mass和Schneider, 1977), Willett(1950)最先发表了纬度带和半球平均地面温度, 而Mitchell(1961)对20世纪地面气候变化的范围和特点作了估计。近来, 已有可能用全球近15~20年的探空资料计算自由大气和地面的纬度带平均温度, Angell和Korshover(1975, 1977)的两篇文章, 分别根据了45和63站位势高度差值资料, 阐述了1958—1975年间纬度带平均温度的变化。他们的资料运用, 同Mitchell一样, 从最早指出了有关温度变化的范围和一般特点。

本文的目的是探索近来的纬度带平均地面和自由大气温度资料所证实的气候变化的统计特性, 打算作为先前Angell和Korshover定性运用纬度带平均资料的一个补充, 重点放在大气中6个高度层用月平均温度的纬度带平均的统计。探讨消除了多年月平均值的年际变化。

2. 资 料

本文用的资料为1958年5月至1974年12月地面、850、500、300、200和100Mb的月平均温度。自由大气的温度(除地面以外的所有各层)来自世界气象组织(WMO)的台站报告简表。资料简表来源, (台站)分布的区域和时间, 见表1。地面温度取自根据国际大气究研中心的磁带整理的《世界气候每月地面资料》, 图1上是最后分析中所选择的站。

表 1 本文所用资料的主要来源简表

来 源	包 括 年 份	分布的区域	说 明
麻省理工学院 大气环流档案	1958年5月—1968年4月	北半球的大部分	磁带摘录〔见Starr等 (1970) 和Rosen等 (1976)〕
Newell等 (1972)	1958年5月—1963年4月	40°N—40°S	磁带摘录〔见Newell 等 (1972)〕
国家气候中心	1969年12月—1973年12月	全 球	《世界气候资料》中可用资料 的磁带摘录
《世界气候资料》	1958—1974年	全 球	出版的简报。主要采用1968年 5月至1969年11月,以及1974年
澳大利亚气象局	1958—1970年	澳大利亚	磁带摘录
新西兰气象局	1958—1970年	新西兰和若干 太平洋岛屿	磁带摘录

图 1 上的点, 实际代表两个站, 地面和相应的探空站, 对地面和高空观测尽可能选同一个站(如同WMO站所确定), 根据几条原则确定站点一览表, 最重要的是所研究的时段中大部分时间都有记录, 在总的200个月中地面要有90%的记录, 高空要有75%的记录。第二条重要的原则, 在所研究的时间里地面站无迁移(有探空记录的站如经迁移则用附近未经迁移的站代替), 但对探空站则不作这样的规定。最后, 为了尽量减少高空资料在磁带上复制和穿孔的不便, 20°N以北有些可用的站, 没有包括在内。图 1 是具体审查所有有用探空站和删去了靠近的相邻站的结果。

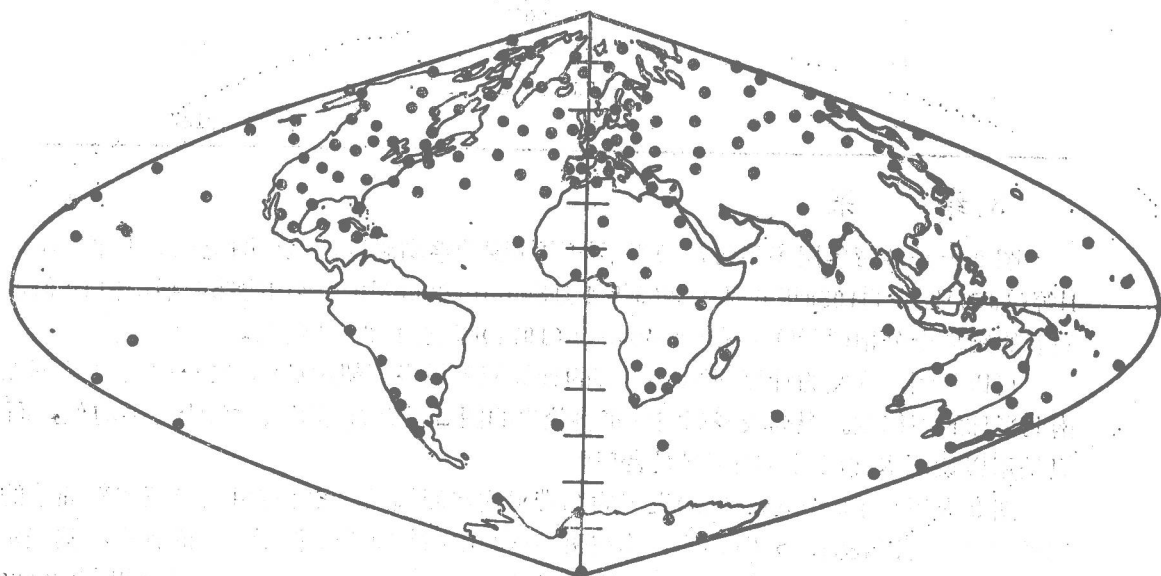


图 1 本文应用的190对地面与探空站的位置

所有资料已经极值检查。如果个别月份平均值偏离合理的多年月平均值,达 $4\frac{1}{2}$ 标准差以上,则从资料序列中删去。另外, Sal, 8594; Funchall, 8521; Lisbon, 8536三个站, 500、300、200和100Mb层上的所有资料都已被删掉,因为它们1958—1960年的偏差中是异常的大的正偏差,而1961—1974年有同等大的负偏差值。显然,这三个葡萄牙测站装备的改变,导致资料没有代表性。多年平均和对多年月平均的偏差是由各层逐月经过订正的资料序列重新计算的。从北极到南极每15个纬度计算出纬度带平均(标明纬度1、2……12)。15度纬度带使各带至少能有三个站,以便得到有“代表性”的纬度带平均。表2说明了500Mb上每个纬度带的最多有效站数。显然,在纬度带7($0-15^{\circ}\text{S}$), 10($45-60^{\circ}\text{S}$), 11($60-75^{\circ}\text{S}$)和12($75-90^{\circ}\text{S}$)站数很少,所以那些纬度带的统计也许只能定性地代表这些区里“真正”的纬度平均温度变化。

表2 500毫巴各纬度带平均值计算中,各纬度带观测站的最大有效数目

纬度带	纬度	站数
1	$90-75^{\circ}\text{N}$	6
2	$75-60^{\circ}\text{N}$	30
3	$60-45^{\circ}\text{N}$	44
4	$45-30^{\circ}\text{N}$	29
5	$30-15^{\circ}\text{N}$	21
6	$15-0^{\circ}$	15
7	$0-15^{\circ}\text{S}$	5
8	$15-30^{\circ}\text{S}$	15
9	$30-45^{\circ}\text{S}$	12
10	$45-60^{\circ}\text{S}$	4
11	$60-75^{\circ}\text{S}$	3
12	$75-90^{\circ}\text{S}$	3
		总计187

3. 结 果

图2上是各带各层多年(17年)年平均的纬度带平均温度。这个图上还画上了Newell等(1972)发表的1958年5月—1963年4月500Mb和200Mb年平均的纬度平均估计值。后者的结果十分相似于Oort和Rasmusson(1971)阐述的北半球情况。

可以看到,本文的计算同Newell等的计算相差最多不超过 1°C ,唯一重大的不同在南北半球的高纬度。根据较多探空站资料绘出的图2没有打算用来代替上述平均值,而只是用以说明本文应用这些资料是合理的。

图2上还画了Sellers(1965)发表的纬带平均地面气温,它常常用来“证实”简单的气候模式。可以看到, Sellers的计算在两半球的中高纬度普遍低于本文的计算,其差别在南极最为显著。本文的纬度带平均地面气温的计算,大体上和Crutcher和 Meserve (1966)以及 Taljaard等(1969)的是一致的。

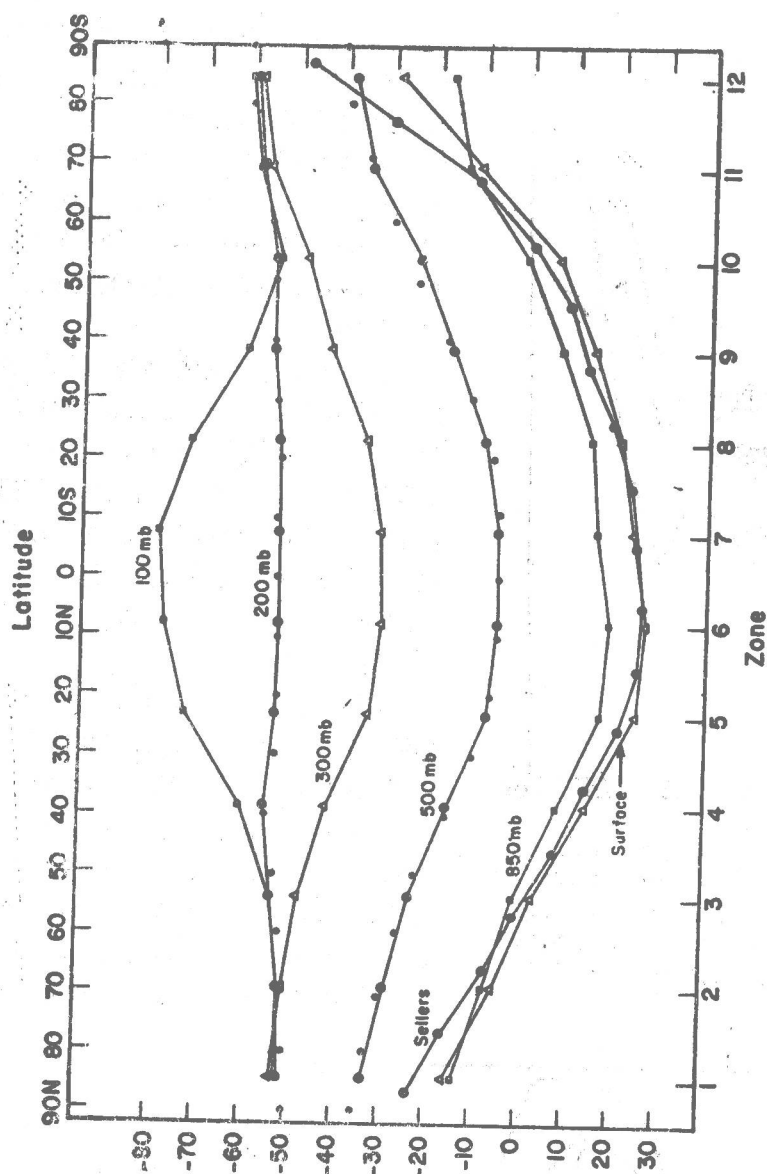


图 2 本文应用的多年 (17年) 年平均的纬度带平均温度
靠近500和200毫巴平均曲线的较小的点是Newell等 (1972) 计算的10°纬度带平
均值。标有“Sellers”的曲线是Sellers (1965) 计算的10°纬度带地面平均数据曲线。

图 3 上是由地面、500和200Mb上月纬度带对多年月纬度带平均值的距平方差,进一步的讨论将集中在这三层。打算以这些计算代表气候的年际变化,但是,解释这些结果和类似的结果需要小心,因为它们属于基本记录误差、各站时间序列的中断、以及测站复盖空间间隙的函数,同时又是气候系统里“真正”的年际变化的函数。

图上的共同特征,即在最高纬度的方差最大,而在赤道附近方差最小,和目前的理论是一致的。但值得注意的是,在高纬度500和200Mb高度上的方差,通常较地面低,而在热带和付热带则较地面为高。显然,因南半球由于收集到的资料较少,这3个高度的方差由赤道向南极的增加,反映了噪音比北半球计算结果来得大。

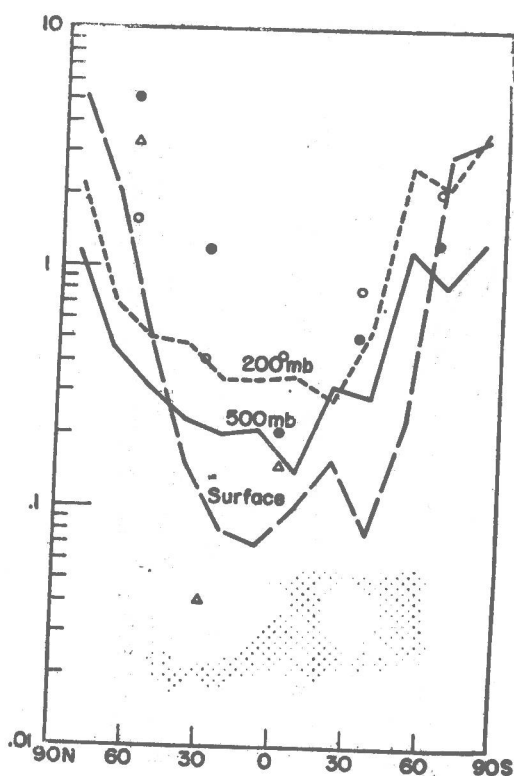


图3 所有月份的每月平均纬度带平均温度对多年平均值的距平方差。 Δ 是Oort(1977)根据5年资料计算的200mb纬度带平均温度的方差。 $\circ$ 是Chervin和Schneider(1976),根据NCAR大气环流模式计算的1.5和7.5公里的“气候”方差。

图3还表示了Oort(1977)发表的用五年资料计算的200mb年际方差。可以看出,他的计算在热带和付热带地区较低,但在较高纬度则略高。热带地区的误差可能在很大程度上是“实际”气候变化的结果。Angell和Korshover(1977)提到Oort所研究的1958-63年间热带的变化比随后的几年要小。

图3也画上了根据国家大气研究中心(NCAR)的大气环流模式统计的1.5和7.5公里“年际”方差计算值,它是由Chervin和Schneider(1976)发表的。计算是通过读取网格点上“控制”试验的温度值输入受到随机扰动的资料试验所得温度的差值得到的。模式计算的年际方差一般比本文的计算值要大。

图4是地面、500和200mb上一个月的滞后自相关系数,同方差的计算一样,这是根据各月纬度带平均值对各月多年纬度带平均值偏差计算的。图4和以后各图上的水平虚线都为95%的置信水平,这是假定每个温度序列有100个(而不是200个)独立资料点的前提下算出来的。每一个温度序列上独立的资料点,正如可以预料的

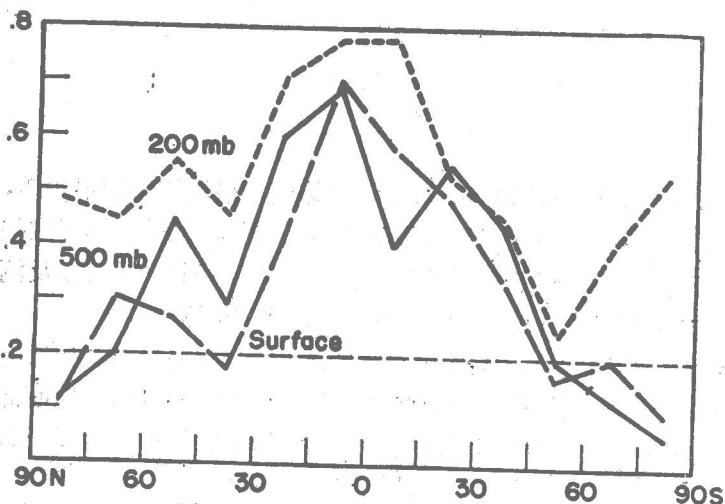


图4 地面、500和200mb上,月平均纬度带平均温度对多年月平均值的偏差的落后1个月自相关。水平虚线是95%的置信水平。