

# 气候模式对海冰反照率参数化的敏感性

M.P. Morassutti

(科罗拉多大学环境科学合作研究所)

**提要** 在 NCAR 的通用气候模式(CCM)中,用三种海冰反照率参数化方案,各作一年的模拟试验,与控制试验结果作比较,以检验这些参数化对极地表面温度、行星反照率和云的影响。试验 I 中所用的 1977 年春、夏季北极海盆的海冰反照率是从国防气象卫星图像(DMSP)推演得到的。试验 II 将冰沟和融水池部分预先指定并采用反照率加权方案。试验 III 含有相互作用的海冰/雪反照率参数化的耦合,它为表面状态的函数。

结果表明,与控制试验中所用的标准 CCM 海冰反照率方案相比,预先指定的或假定的“真实”卫星海冰反照率会产生更高的行星反照率。结果在北极地区温度更低(低 0.5K),云量增多。标准 CCM 海冰反照率方案用来调节,以维持极地海洋“正常”温度。冰沟和融水池增暖海冰地区的辐射作用只是短时间的。与控制值相比,第三种方案明显地得出更低的行星反照率(减少 0.07 到 0.17),及较高的表面温度(高 2.0K)。

CCM 模拟出春、夏北极云量逐渐减少,而观测表明,春季云量陡增。因此有必要检验 CCM 的程序,特别是云的参数化。

## 1. 引言

极地海冰的表面特征和相关的大气条件在全球气候系统中起着重要的作用。这主要是由于冰雪圈反照率的反馈(即,冰雪盖范围增加,使反照率增大,减少表面的太阳辐射吸收,温度降低,这又增加冰雪盖范围——反之亦然)。

海冰反照率是冰厚、盐水浓度、融水池面积、表面排水和气泡出现及程度的函数(Barry 等 1984 a, b)。而雪反照率是雪粒大小、下垫面反照率、雪深及杂质的函数(Wiscombe 和 Warren, 1980; Warren 和 Wiscombe, 1980; Warren, 1984)。两者均受云量和太阳高度角的影响。海冰和雪反照率很少从上述变量计算,因此它们在气候模式中的处理是高度简化的(Henderson-Sellers 和 Wilson, 1983; Morassutti, 1989)。

通常,气候模式中将海冰和雪反照率取为常数,或取作温度或纬度的函数。有关气候模式中海冰反照率方案的问题是:a) 模拟冰雪融化时,通常所用的基于温度的方案,对真实情况的代表性较差(Morassutti, 1989), b) 忽略了可见和近红外海冰反照率的重要差别,c) 没有考虑云对有效太阳高度角、谱辐射过滤、及冰雪圈-云之间多重反射的作用,d) 在笔者看来,目前气候对海冰反照率参数化改变的敏感性未用 GCM 模式作试验。

气候模式中冰雪圈-反照率反馈的大多数敏感性试验都是探讨外部因子(例如太阳输出量的改变,大气中 CO<sub>2</sub> 的增加)对假定气候的扰动,及通过设计全球反馈参数(Hansen 等, 1984)来检验这些因子对温度和辐射的作用(如 Ingram 等, 1989)。本工作通过改变海冰反照率量值来检验它们对“控制”

(假定的“正常”)气候的效应。目的主要有三个:a) 检验极地表面温度、行星反照率和总云量(NCAR CCM 中)对极地区域海冰反照率变化的敏感性,b) 估价冰沟和融水池辐射作用的重要性,c) 评价气候模式中海冰反照率的处理。

极地海洋表面的瞬时特性,使表面温度、行星反照率和云量在极地纬度上有较宽的取值范围,这就有必要在气候模式中有精确的参数化和冰、雪反照率的预定值。

## 2. 冰/雪反照率参数化

Henderson-Sellers 与 Wilson(1983)评述了1983年以前的大气环流气候模式中的冰/雪反照率方案。因缺少卫星和地面的观测资料,气候模式中所用的冰雪圈反照率的参数化可以完全不同。往往根据特定地点个别研究的有限资料得到反照率,或是主观选定常定的或预定的反照率。Morassutti (1989)发现,许多海冰反照率参数化均类似利用温度计算反照率,但不同类型的模式所用的反照率的最大值、最小值,及临界值是不同的。反照率与温度之间的关系,通常都假定为线性的,尽管实际上并非如此。

自1983年,开始试用另一种雪面反照率参数化,如 Dickinson 等(1986),Marshall 和 Warren(1987)。尽管 Grenfell(1983)的理论海冰反照率模式有可能按 Marshall 和 Warren(1987)的方法作参数化,但仍需要研制一个改进的海冰反照率参数化方案。

## 3. 敏感性试验

用大气环流模式作海冰反照率敏感性试验,已有许多工作,如 Hansen 等(1984),Washington 与 Meehl (1986), Dickinson 等(1987),及 Ingram 等(1989)。这些研究均采用一反馈参数  $\lambda$ ,来表征由辐射变化产生的温度变化率,即:

$$\lambda = dQ/dT \quad (1)$$

其中, $dQ$  和  $dT$  分别是年平均总净辐射和表

面温度的变化。

Ingram 等(1989)评述和比较了在前述工作中所估算的海冰反照率反馈,发现由于不同气候模式采用了不同的方法计算  $dQ/dT$ ,反馈的估算差别很大。

尽管辐射和温度的变化率,在 GCM 模式研究气候反馈时已作了全面的检验,但是对表面温度、行星反照率和云量的变化,与海冰反照率变化的关系还没有研究。

## 4. 气候模式

### 4.1 模式说明

CCM 是谱模式,采用  $\sigma$  坐标系,共分九层,近地表和对流层顶垂直分辨率最高。

模式用真实的地理特征。地表的每一网格全被陆地、冰被、海洋,或海冰之一所覆盖。水文循环(包括积雪)是相互作用的。积雪深度和土壤水分与热量和水分收支相关。潜热和感热通量,用总体空气动力学公式计算,海面温度(SST)是给定的。

云是相互作用的,用积云对流和大尺度凝结的诊断方法计算。除在最低层( $\sigma=0.991$ )和最高两层( $\sigma=0.074,0.009$ )外,云可在大气各层上形成。CCM 中包含水汽和二氧化碳的辐射吸收,及 Rayleigh 散射。辐射方案假定云是随机重迭的。有关辐射和云的更多的细节在 Kiehl 等(1987)中给出。NCAR CCM 的具体说明、数学公式和特点可参考 Bath 等(1987)、Williamson 等(1987)、和 Williamson 与 Williamson(1987)。

### 4.2 海冰特征和表面温度

CCM 没有相互作用的海冰方案,但它规定了南北半球的海冰范围,所依据的是 Alexander 与 Mobely(1976)(图1)的资料。他们从水文部门的图集(1957,1958)上,算出月平均的海冰范围。该资料表示海冰覆盖大于50%的地区。

每当有海冰时,即取冰层厚度定为2m,覆盖满整个高斯网格,否则取冰厚度为0m。

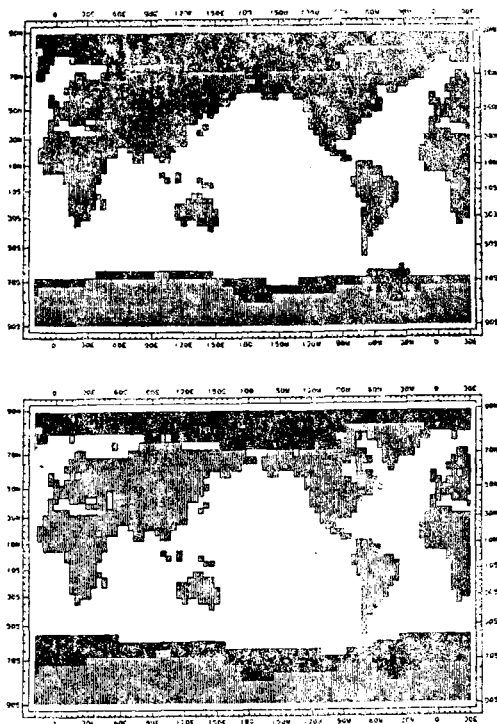


图 1 CCM中使用的1月(上)和8月(下)的海冰分布(据 Alexander 与 Mobley(1976)资料修改)

裸冰热传导由下式计算:

$$Q_i = kI(T_s + T_{sw}/I) \quad (2)$$

式中,  $Q_i$  是热传导 ( $\text{Wm}^{-2}$ ),  $k$  是导热率, 等于  $2.092 \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ ,  $I$  是厚度(有海冰时, 总取为 2m),  $T_s$  是表面温度(K),  $T_{sw}$  是海冰以下的海水温度, 取为  $271.2\text{K}$ (Williamson 等, 1987)。

由取自 Holloway 和 Manabe(1971)的 同时的表面能量平衡方程, 计算海冰表面温度:

$$\sigma T_s^4 - F_s - F_L + H + LR + Q_i = 0 \quad (3)$$

其中,  $\sigma$  为 Stefan-Boltzman 常数,  $F_s$  是向下的总净太阳辐射通量,  $F_L$  是向下的长波通量,  $H$  是垂直感热通量,  $R$  是蒸发,  $L$  是水的凝结潜热。

#### 4.3 海冰反照率参数化

NCAR CCM 采用一依据温度的参数化, 计算可见和近红外的反照率。参数化如下:

$$a(vis) = \begin{cases} 0.70 \\ 0.70 - 0.04(T_s - 272.15) \\ 0.50 \end{cases} \quad (4)$$

$$T_s < 272.15$$

$$272.15 < T_s < 277.15$$

$$T_s > 277.15$$

$$a(nir) = \begin{cases} 0.50 \\ 0.50 - 0.60(T_s - 272.15) \\ 0.20 \end{cases} \quad (5)$$

$$T_s < 272.15$$

$$272.15 < T_s < 277.15$$

$$T_s > 277.15$$

直接反照率和扩散反照率都以相同方式计算。表面温度用以说明融雪、融冰与温度的关系。由此方案计算的值, 不作雪盖修正, 因计算反照率时, 海冰上面的雪盖取为 0(Kiehl 等, 1987)。

### 5. 模拟说明

我们将模式运行了三次, 各积分一年。谱分辨率为 R15(菱形截断, 波数 0—15), 相当于  $4.5^\circ \times 7.5^\circ$  的纬度-经度分辨率。因此相应的高斯网格为 40 条纬线, 48 条经线。模拟从模式年的 1 月 1 日开始。试验运行的结果将与分析的控制运行的结果作比较。

三次模拟中, 海冰反照率的程序作如下改动: a) 输入卫星观测海冰反照率资料, b) 融水池和冰沟反照率参数化, c) 海冰与雪的反照率参数化的耦合。

#### 5.1 试验 I

北极海盆 1977 年 5、6、7、8 月的宽带海冰反照率(400—1100nm)资料是由 Scharfen 等(1987)的国防气象卫星图像(DMSP)得来的。北极早春、秋, 及南极的海冰反照率用 CCM 的标准参数化计算。卫星资料作如下的修改和规定。

在只有一个卫星带的情形下(如本试验中), 有必要将卫星获得的反照率在该带内分成较小的波段, 因为 DMSP 通道包含了大部分太阳光谱段。NCAR CCM 是计算和使用

可见和近红外反照率(两者的界限在 900nm) 分别作辐射计算的,而这里所用的 DMSP 通道包含 400 至 1100nm,因而反映了可见和近红外两者的辐射率。如只涉及可见与近红外的一方,则是不合适的。

基于以上理由,我们设计了一种方法,从 DMSP 图像海冰资料 (Scharfen 等, 1987) 推算可见和近红外分量的反照率。此方案实际上是将单一的宽通道反照率“分割”(“splits”)成两个较小的卫星通道范围内谱域的“分量”。本工作中,可见(400~900 nm)和近红外(900~1000 nm)反照率是分成两类的。该方案根据的是以前表征海冰类型 (Scharfen 等, 1987)的可见与否和亮度等级,及理想谱反照曲线的权重方案。对各种海冰类型,可先从这些曲线推求平均的可见段和近红外段的“分离”系数及比例,再由此计算作为“分量”的可见和近红外反照率。根据 Scharfen 等(1987)的资料,我们将海冰分成 5 种基本

类型:1)冻冰,2)融冰,3)冻雪,4)融雪,5)融水池。

经过下列二式,将宽带反照率  $A_s$  作非谱修正:

$$A_s(\text{VIS}) = A_s / C_1 + (C_2 Q) \quad (6)$$

及

$$A_s(\text{NIR}) = A_s / (C_1 Q) + C_2 \quad (7)$$

其中,  $A_s(\text{VIS})$  和  $A_s(\text{NIR})$  是经过谱修正的可见和近红外反照率,  $C_1$  和  $C_2$  是权重系数,  $Q$  是预先确定的可见与近红外反照率的比例。每个图像网格的要素均按各图像表面类型的面积覆盖率给以一定的权重。完整的分量反照率方案可参考 Morassutti(1991)。

我们按每 5° 的纬度带, 计算了 1977 年 5、6、7、8 月, 北极海盆 50°N 至 90°N, 由 DMSP 推算、并经过谱修正的可见和近红外海冰反照率的月平均值。边缘冰带(MIZ)的反照率值包含无冰水域的效应。试验 I 中预定的反照率列于表 1。

表 1 试验 I 中, 从 DMSP 表面反照率推算的纬向平均可见(VIS)和近红外(NIR) 海冰反照率

纬度 (°N)	50—55	55—60	60—65	65—70	70—75	75—80	80—85	85—90	
1977年 5月	0.32	0.69	0.84	0.79	0.71	0.78	0.82	0.83	VIS
	0.28	0.60	0.74	0.76	0.60	0.64	0.63	0.67	NIR
6月	0.32	0.65	0.83	0.78	0.60	0.65	0.70	0.72	VIS
	0.29	0.64	0.83	0.73	0.46	0.47	0.49	0.52	NIR
7月	0.32	0.65	0.83	0.74	0.51	0.53	0.57	0.56	VIS
	0.29	0.64	0.82	0.71	0.39	0.35	0.30	0.27	NIR
8月	0.32	0.65	0.83	0.72	0.44	0.48	0.57	0.58	VIS
	0.29	0.64	0.82	0.70	0.38	0.34	0.32	0.31	NIR

## 5.2 试验 II

目前的 CCM 中, 与温度有关的海冰反照率参数化方案不能充分地说明冰沟与融水池引起的反照率的减少。在融化季节, 常会计算出“太高”的反照率。为缓和这一矛盾, 将融水池和冰沟反照率分开计算, 并以标准方案(方程 4 和 5)加权。用于计算海冰反照率的方程为:

$$Aw = ((1 - FL - FMP) ASI) + (FMP AMP) + (FL AL) \quad (8)$$

式中,  $Aw$  是加权的海冰反照率,  $FL$  和  $FMP$

分别是冰沟和融水池的面积成数,  $ASI$  是由气候模式(方程 4 和 5)计算出的海冰反照率,  $AMP$  和  $AL$  分别是融水池和冰沟的反照率。方程(8)既用于可见部分的计算, 也用于近红外部分的计算。据 Grenfell 与 Maykut (1977), 和 Grenfell 与 Perovich (1984),  $AMP(\text{VIS}) = 0.25$ ,  $AMP(\text{NIR}) = 0.05$ 。据 Cogley(1979), 冰沟或开阔水域可见和近红外反照率预定如下:  $AS(\text{VIS}) = 0.09$ ,  $AL(\text{NIR}) = 0.06$ 。

冰沟部分取自 Dickinson 等(1986), 即:  $FL = 0.02$ , 北极, 纬度  $< 80^\circ\text{N}$

$FL=0.01$ , 北极, 纬度  $80^{\circ}\sim 85^{\circ}\text{N}$

$FL=0.005$ , 北极, 距北极点  $5^{\circ}$  以内

$FL=0.04$ , 南极。

大气和冰沟之间的潜热和感热交换 (这里未考虑) 比冰沟对表面反照率的影响重要得多。

然而, 本试验只涉及后者。

根据 Barry(1983)和 Barry 等(1984 a, b)的工作, 融水池部分作下述规定:

$FP(6\text{月})=0.03$ , 北极, 纬度  $>85^{\circ}\text{N}$

$FP(6\text{月})=0.12$ , 北极, 纬度  $<85^{\circ}\text{N}$

$FP(7\text{月})=0.22$ , 北极, 纬度  $>85^{\circ}\text{N}$

$FP(7\text{月})=0.35$ , 北极, 纬度  $<85^{\circ}\text{N}$

$FP(8\text{月})=0.09$ , 北极

$FP=0.00$ , 南极

观测表明, 南极海冰几乎没有融水池 (Andreas 与 Ackley, 1982)。

### 5.3 试验 III

本试验中的相互作用反照率方案取自 Barry 等(1984 b)、Shine 与 Henderson-Sellers(1985), 它依据的是雪厚、冰厚, 及表面温度。将个例研究得到的一套经验函数用于下列几种海冰类型: 1) 干雪, 2) 融雪, 3) 裸冰上薄的融雪, 4) 裸露的冰上融水, 5) 薄的融冰, 6) 薄的成形冰, 7) 裸露的冻冰, 和 8) 冻冰上的雪。每当有云时, 该参数化使计算出的海冰反照率增加 0.07。这间接地说明了谱过滤、多重云-冰反射和太阳高度角变化的效应。

由于用相互作用反照率方案计算谱平均的雪和冰反照率, 试验 I 中讨论的分离方法可用来分别推求可见和近红外反照率。

融水池效应已隐含地包括在反照率方案中, 只有冰沟成数和反照率需要明确给出。冰沟和冰反照率由下式加权:

$$Aw = ((1 - FL)ASI) + (FLAL) \quad (9)$$

冰沟成数和反照率的规定同试验 II。

CCM 中不计算海冰厚度的变化, 只要有冰, 则厚度总取为 2 米。Shine 与 Henderson-Sellers 反照率方案是海冰厚度的函数。为

了弥补这一缺陷, 引入度-日海冰增长和消融函数, 以模拟更为真实的生长和融化。此方法尽管简单, 但已证明是在  $\pm 10\%$  内精确的, 对气候模式来说是相当满意的。

海冰厚度  $H_i(\text{cm})$  可由 Maykut(1986) 推求的二次函数诊断地确定。对于无雪的海冰盖, 有

$$H_i^2 + 16.8 H_i = 12.9 \theta \quad (10)$$

对于有积雪的海冰盖, 有

$$H_i^2 + (13.1 H_s + 16.8) H_i = 12.9 \theta \quad (11)$$

其中  $\theta$  是模式年中, 累积的高出  $271.15\text{K}$  的度-日数,  $H_s$  是雪深 (cm), 海冰的衰变由  $0.55 \theta$  算出 (Billelo, 1961)。海冰范围是预定的, 海冰厚度界限定为  $H_i(\text{min})=0.01\text{m}$ ,  $H_i(\text{max})=4.0\text{m}$ 。

计算海冰反照率时, CCM 的海冰盖取 0% 的积雪。为了考虑积雪对海冰反照率的作用, 我们作两点修正: 1) 海冰块上的雪块通过度-日融雪模式融化, 融化率取为  $5.0(T_s - 273.15)$  (毫米/天) (Pipes 与 Quick, 1987), 2) 将观测到的降雪量加到前一月底的雪深上, 以代替模式产生的降雪量。

最近, Ross 与 Walsh(1987) 根据加拿大和苏联天气档案资料, 建立了北极降雪资料库。这些资料可用来计算北极海冰上的积雪累积, 以替代模式产生的积雪。尽管降雪量的观测是不可靠的 (Goodison, 1978, 1981), 尤其对极地地区, 但这些资料对气候模式来说还是令人满意的。采用这些资料, 以及 Parkinson 与 Washington (1979) 所概括的对降雪量的规定, 可得到按南北极海冰的冰盖范围平均的月积雪深度的预定值。我们假定, 对每一预定值, 假想的降落到冰块上的积雪“覆盖层 (blanket)”处处相同。各月增加到雪深的降雪量增量 (米): 对北极海冰,

(1~4月)=0.00833

(5月)=0.045

(6月)=0.030

(7月)=0.024

(8月)=0.034

(9—10月)=0.12857

(11—12月)=0.00833

对南极海冰,

(1—12月)=0.03

雪深的边界条件为  $H_s(\min)=0.0\text{ m}$ ,  $H_s(\max)=0.35\text{ m}$ 。

## 6. 结 果

下面讨论的时间序列图, 取样间隔为 5 天, 随后作 31 点的低通滤波 (Blackmon, 1976) 修正, 除去高斯白噪声, 获得低频信号。滤波器取以下形式 (Wolski, 1987):

$$FF_i = \sum_{j=1}^n UF_{i-(n/2)+j-1} \quad (12)$$

其中,  $FF$  是在给定点  $i$  上过滤的参数,  $UF$  是未过滤的参数,  $n$  是权重数 (滤波器宽度),  $w$  是第  $j$  滤波器权重,  $n/2$  截断成整数。所有时间序列图均显示 3—10 月的时间范围。11 月至 2 月被认为是北半球的极夜。试验 I 与模式的 1977 年控制气候试验作比较, 因在模式中用了 1977 年的卫星反照率。试验 II 和 III 与模式 1975 年的控制气候试验作比较。

图 2 是控制试验和试验 I 中, 面积平均的北半球海冰表面温度的过滤时间序列图。在大部分时间范围, 表面温度的减少达 0.5 K, 这应归因于 DMSP 观测的较高的反照率。对卫星所确定资料的检验表明, 可见谱的反照率范围为 0.32—0.84, 近红外反照率范围

为 0.28—0.83。控制试验所用的标准海冰反照率参数化中, 可见谱和近红外谱反照率的范围分别为 0.50—0.70, 和 0.20—0.50。这些反照率范围很不相同, 卫星预定的反照率的最大值较高。

可以看到, 从三月中至五月初, 控制温度比试验温度低。这是因为从 DMSP 推算的反照率是从 5 月开始的 (5 至 8 月取预定值)。在模式年的其余时间里, 每当需要计算海冰反照率时, 就调用标准的 CCM 反照率方案。从而引起前述的不一致。

因 DMSP 通道 (900—1100 nm) 的近红外部分只包含近红外谱的一部分, 所以预定的近红外反照率很可能太高。对于辐射传输计算, CCM 定义近红外范围为 900—4000 nm。尽管如此, 卫星反照率被认为是“真实” (“true”) 的。增加的和“真实”的反照率的净效果为出现较低的表面温度。看起来似乎标准 CCM 海冰反照率方案已被“调整” (“tuned”), 以维持极区“正常”的温度。甚至, 即使用标准海冰反照率方案, 模式仍会产生对极区而言“太冷”的温度。这是因模式忽略了海洋向高纬的热输送, 模式的海冰范围过广而造成的 (Ingram 等, 1989)。

较大的表面反照率使北半球高纬的行星反照率增加。对  $60^\circ\text{—}90^\circ\text{N}$ , 年平均行星反照率为 0.405, 而控制值为 0.401。对前述时间-面积平均, 试验 I 和控制试验的总云量成数分别为 0.436 和 0.431。这一增加同样产生较高的行星反照率, 然而所预期的是在较冷条件下云量会减少。  $60\text{—}90^\circ\text{N}$  面积平均包括开阔洋面, 而开阔水域上的水汽交换很可能会造成更高的云量。

CCM 算出, 在春、夏季, 北极海冰上空的云量有一致的减少趋势 (图 3), 而卫星观测表明, 云量有增加趋势 (Crane 和 Barry, 1984; Barry 等, 1987; McGuffie 等, 1988)。北极春、夏季云量的增加应归因于气旋活动向极地的转移, 以及冰沟大小和次数的增加。冰沟是水汽源, 温度较高。上述的不一致性很

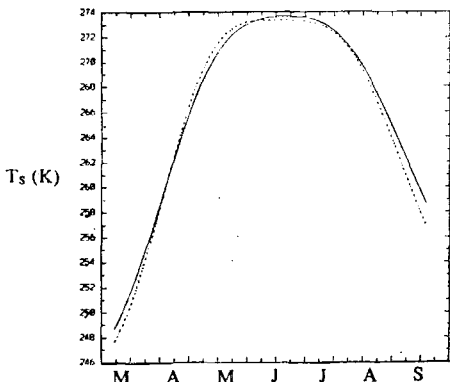


图 2 控制试验 (实线) 和试验 I (虚线) 中, 北半球海冰网格点上面积平均的表面温度时间序列图

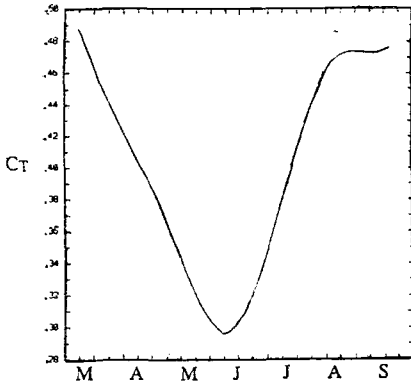


图 3 控制试验中, 80°—85°N 经向平均的总云量时间序列图

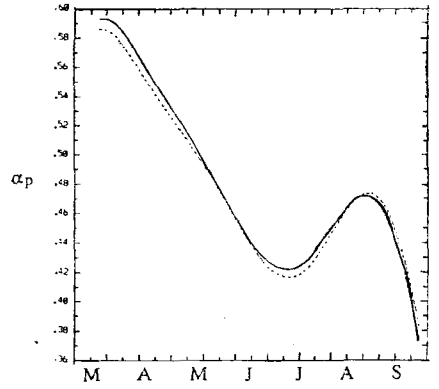


图 5 行星反照率, 其余说明同图 4

可能是模式中云参数化方案的程序错误, 及 CCM 不能计算冰沟与大气之间热量、水汽交换不稳定造成的。

试验 II 中较低的融水池和冰沟反照率, 使较短时间北半球海冰的表面温度增加。图 4 表明, 表面温度约增加 0.2 K, 但随后即趋向于控制温度。融水池面积比例大是其原因。融水池诱发的较低的表面反照率会产生较低行星反照率(降低约 0.01; 见图 5)和北极海冰较高的太阳辐射吸收。从图 6 可看出, 所试验的云量成数从 3 月至 7 月中期比控制值低 0.01 至 0.03, 之后直到 9 月则比控制值高 0.01 至 0.02。原以为随着温度的升高, 云量会增加, 但大部分的时间范围里, 试验的云量要比控制云量少。同样, 这应归因于 CCM 不能正确地计算极地云量和通过冰沟在海洋和大气之间的水汽交换。

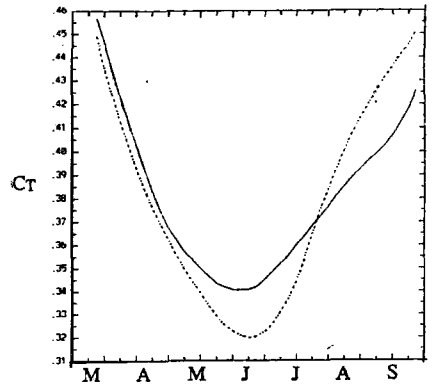


图 6 总云量, 其余同图 4

对南极海冰没有规定融水池, 因而温度不受影响。冰沟因面积覆盖很小, 对反照率的作用可忽略。

试验 III(Shine 与 Henderson-Sellers 方案)的结果与试验 I、II 差别很大。对北极海冰区, 表面温度可高出 3.0 K, 行星反照率比控制值低出 0.09 至 0.17(图 7 和 8)。“较高”的温度和行星反照率的减小是该参数化所产生的“较低”的海冰反照率的结果, 于是增加海冰表面的日射吸收 [Morassutti(1989) 总结了对各种海冰类型, 由 Shine 与 Henderson-Sellers 参数化计算出的海冰反照率的范围]。同试验 II 一样, 模式年的大部分时间里云量减少(图 9), 原因是极地云的预报较差, 和忽略了与冰沟的水汽交换。

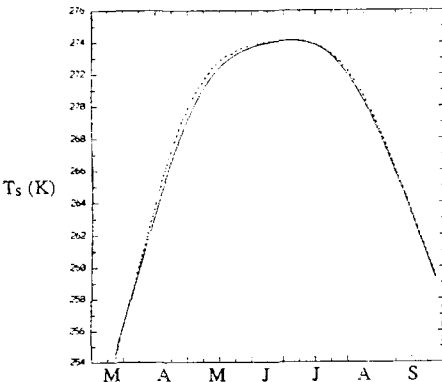


图 4 控制试验(实线)和试验 II(虚线)中, 北半球海冰网格点上面积平均的表面温度时间序列图

然而另一张图显示了模拟试验与控制试验的年纬向平均值的差别。图 10 和 11 表明,

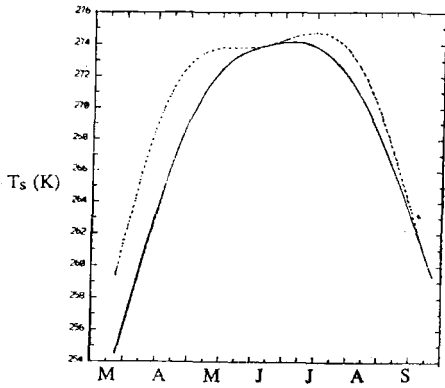


图 7 控制试验(实线)和试验 III(虚线)中,北半球海冰网格点上面积平均的表面温度时间序列图

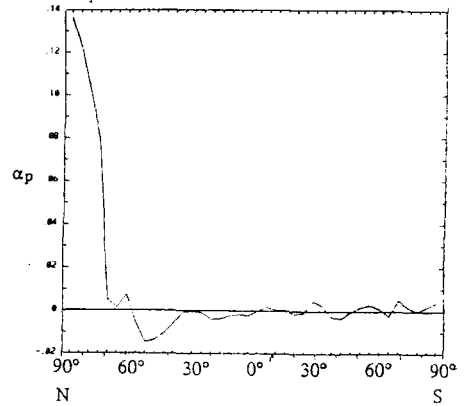


图 10 控制试验与试验 III 的行星反照率差值的年度平均的纬向平均值

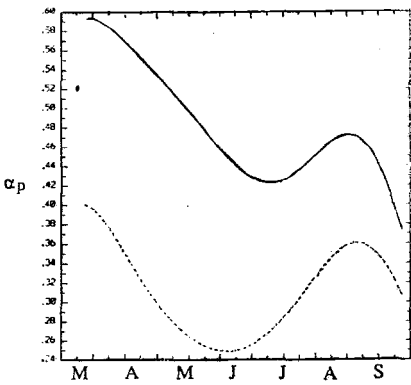


图 8 行星反照率,其余同图 7

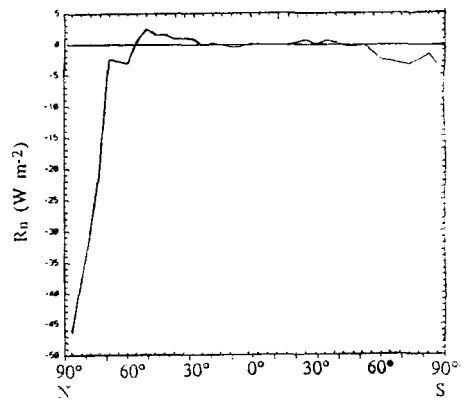


图 11 表面净辐射,其余同图 10

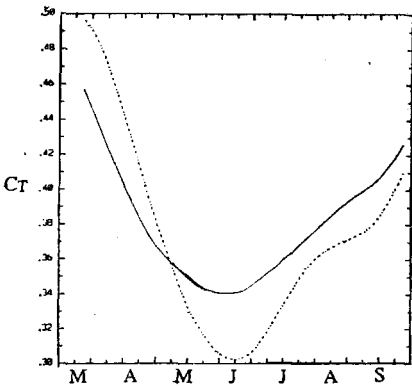


图 9 总云量,其余同图 7

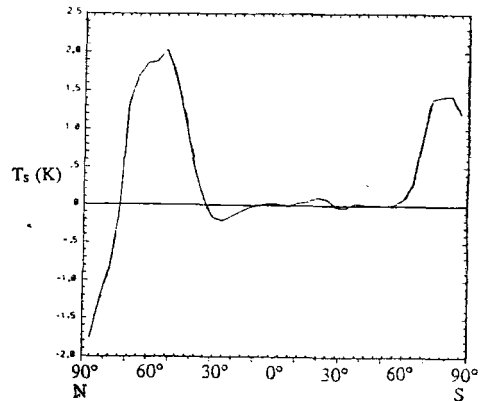


图 12 表面温度,其余同图 10

对北极高纬,行星反照率和表面净辐射分别比控制值低 0.14、高  $4.5 \text{ W m}^{-2}$ 。两张图上陡峭的梯度与预定的北极 MIZ 的近似平均极限是相符的。但是控制试验和模拟试验在表面温度上的差别,与它们在图 7 中所强调的不同,控制温度在紧靠北极 MIZ 的南侧

降低 2.0 K,在南极降低 1.5 K(图 12)。这些图表明,Shine 与 Henderson-Sellers (1985) 方案与 CCM 是不一致的,尽管它的海冰反照率方案对真实情况的代表性比标准 CCM 的好。一个“一致”的方案应该使表面温度、

行星反照率和净辐射从极地到赤道的纬向变化趋势“比较平滑”。图 10 至 12 中,发生在南极和北极 MIZ 的大的梯度揭示了极地过程的重要性和敏感性。

## 7. 讨 论

用 NCAR CCM 所作的模拟表明,表面温度、行星反照率和总云量对海冰反照率的变化敏感,但敏感的程度不如以前认为的那样高。然而,在我们所用的 CCM 版本中,SST 是预定的,海冰反照率的作用受到了削减。对这一问题作更详细的检验需要用计算的 SST。冰雪圈反照率和云参数化也需作改进,更好地表示极地的云和表面反照率。对北极春、夏季,CCM 错误地算出了云量的减少,这正好与观测事实相反。

目前的 CCM 海冰和雪反照率方案不应作为一种“调节”。试验 I 和 III,用了被认为是“真实”的观测的反照率和经验性函数,分别算得北极表面温度的一致减小和一致增加,这使模式看起来似乎被“调节”了。Shine 与 Henderson-Sellers(1985)指出,调节模式参数这种做法会掩盖模式理论中的错误。

Shine 与 Henderson-Sellers 的反照率方案是在其他反照率方案的基础上改进而来的,但它仍不能与气候模式本身相容。如这里所作的,将详细的反照率方案与较粗的海洋模式联系起来,仍不能解决这一问题。看来必须设计一个充分耦合的大气-海洋-冰雪圈系统模式。

将相互作用海冰反照率方案与气候模式联系起来的另一种方法是利用预定的卫星资料作比较和验证。这里所用的卫星反照率是月和纬圈平均的。这种常定值仍不能充分地代表实际情况。使用的时间-面积平均的反照率预定值尺度太大,不能捕获每日的融化序列的变率,及相关的次网格尺度过程。

与 DMSP 预定值的相比,相互作用的、经验性的反照率方案会产生明显低的北极行星反照率。那么我们自然要问:“哪一个正确呢?”由于两种方法都有其局限,下面提出可取的建议是,尽可能改进大气环流气候模式中海冰和积雪反照率的参数化和观测资料库。

首先,在大气环流气候模式中,海冰反照率的参数化必须标准化。反照率方案应使可见的和近红外的海冰反照率成为冰厚、气泡、融水池面积、覆盖积雪特征、有无排水及其程度、太阳高度角和云量的函数。

尽管 NCAR CCM 已与海冰模式相互作用(Washington, 1980),但标准模式并没有耦合的海冰方案。应该有一个简单的热力学和动力学的海冰模式与 CCM 相联。

此外,气候模式的海冰方案应当考虑三个重要的参数。第一是冰沟,它对海洋和大气之间的潜热和感热交换尤为重要。Ledley (1987, 1988)曾为气候模式设计过精确的参数化,并能很容易地耦合进 NCAR CCM。第二,应该考虑海冰水文学。它与陆地水文学的唯一差别是,表面坡度角基本上为  $0^\circ$ ,和“无限”的冰下水储存(Cogley 与 Henderson-Sellers, 1985)。海冰水文学对表面排水的存在及程度,融水池的形成和反照率是很重要的。第三,对极区而言,需要一个更好的极地云预报方案,以便说明云辐射过滤,确定有效太阳高度角和表面与云底之间的多重反射。这些均与海冰反照率有关(Shine, 1984)。最后,这些云方案需要用最近的极区卫星云观测资料加以验证(Barry 等, 1987; McGuffie 等, 1988; Key 与 Barry, 1989)。

陆尔译自《Theoretical and Applied  
Climatology》, 44, 25—36 (1991)

魏原校