

南极普里兹湾海冰数值模拟试验*

张 林 程 展 任 北 期 李 同 娟

(国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

关键词 海冰 热力 数值模拟

中图法分类号: P728 P731.15

1 引言

海冰在全球气候的变化过程中, 具有举足轻重的作用. 在气候模拟中, 海冰预报的准确性直接影响到对气候的中、长期预测.

海冰的成长和消融受诸多物理过程控制, 其中海冰的热力过程是最重要因素之一. 探讨海冰热力增长或消融过程, 是解释海冰季节性变化的最基本手段, 同时也是探明海冰分布范围的基础, 而海冰量(年)的多寡又是解释全球气候变化的重要依据.

目前, 我国在南极海冰与全球气候相互作用方面取得很多研究成果, 解思梅等^[1~3]对全南极海冰分布范围和自身变化规律、与 ENSO 事件的关系等方面进行了研究; 彭公炳等^[4]对南极海冰与全球大气环流的关系等方面进行了研究, 但均未涉及南极海冰数值模拟方面的研究. 本文以我国 9 年南极考察气象观测资料为基础, 运用一维热力模式对南极普里兹湾(图 1)的海冰进行数值模拟, 并对模式参数进行了敏感性试验研究.

2 数值模式

为探讨海冰在垂直方向上的温度变化及其厚度变化, 假定海冰在水平方向上为单一的平板冰(见图 2), 冰面上季节性积雪. 冰向大气和海洋传输的热量季节性受冰内盐水槽和表层渗透

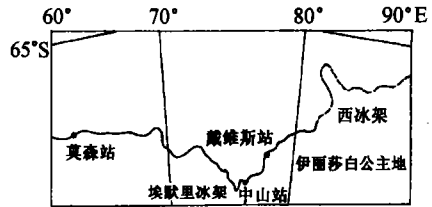


图 1 南极普里兹湾地形示意图

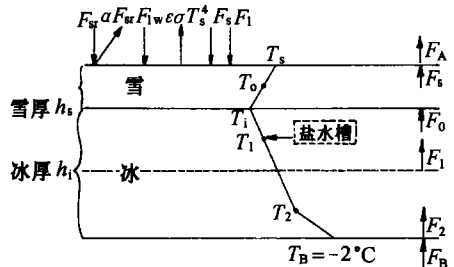


图 2 一维 3 层海冰热力数值模式示意图

本文于 1998-03-23 收到; 修改稿于 1999-01-30 收到.

* 国家海洋局青年海洋科学基金资助项目 (编号: 95702).

第一作者简介: 张 林, 男, 38 岁, 工程师, 主要从事南极海冰与全球气候变化的研究.

进冰内的太阳辐射的影响. 并假设在普里兹湾(65°~70°S, 60°~80°E)海冰下有一海水混合层.

设 T_0 为积雪层(中点)温度, T_1, T_2, \dots, T_n 分别表示冰厚为 h_i/n 各层的温度, 每个温度均代表每层中点盐水槽的温度, 并且假定冰内温度分布为线性的, 因此冰内的热量传输满足热传导方程:

$$F_k = k_i \frac{T_{k+1} - T_k}{h_i/n}, \quad k = 1, 2, \dots, n-1, \quad (1)$$

在海冰底部, 令冰底温度为 T_b , 其热传导方程为

$$F_n = k_i \frac{T_b - T_n}{h_i/(2n)}, \quad (2)$$

在雪和冰的界面处, 热传导方程为

$$F_0 = k_i \frac{T_1 - T_i}{h_i/(2n)}, \quad (3)$$

其中 T_i 满足通量平衡条件, 即

$$k_i \frac{T_1 - T_i}{h_i/(2n)} = k_s \frac{T_i - T_0}{h_s/2}.$$

在积雪层表面, 各主要热通量为: 入射长波辐射通量(F_{lw})、入射太阳辐射通量(F_{sr})、潜热通量(F_l)和感热通量(F_s). 令 T_p 为平衡时刻的表层温度, 则当前时刻的表层温度 $T_s = T_p + \Delta T$, ΔT 满足方程:

$$F_{lw} + (1 - \alpha_s)F_{sr} + F_l + F_s + \sigma T_p^4 + 4\sigma T_p^3 \Delta T + k_s \frac{T_0 - T_p - \Delta T}{h_s/2} = 0, \quad (4)$$

在冰上无积雪的情况下, 冰面温度可从 $T_i = T_p + \Delta T$ 中求出, ΔT 满足方程:

$$F_{lw} + (1 - \alpha_i)(1 - I_0)F_{sr} + F_l + F_s + \sigma T_p^4 + 4\sigma T_p^3 \Delta T + k_i \frac{T_1 - T_p - \Delta T}{h_i/(2n)} = 0, \quad (5)$$

在方程(4), (5)中, α_s 和 α_i 分别表示雪和冰的反照率, I_0 表示无雪覆盖时渗透进冰内的入射长波辐射通量的百分比(简称渗透辐射比).

若计算中表层温度 T_s 超过融化温度(0℃), 则将 T_s 重新赋值为零, 由此在表层中出现一个向上的净热通量 F_A :

$$F_A = F_{lw} + (1 - \alpha_s)F_{sr} + F_l + F_s + \sigma T_s^4, \quad (6)$$

雪内热传导通量为

$$F_s = k_s \frac{T_0 - T_p}{h_s/2}, \quad (7)$$

则 Δt 时间内的雪厚变化为

$$\Delta h_s = \Delta t(F_A - F_s)/q_s,$$

类似地可以得到无雪覆盖时冰厚的变化:

$$\Delta h_i = \Delta t(F_A - F_s)/q_i,$$

其中 q_s 和 q_i 分别为雪和冰的热量扩散系数.

在冰的底部, 由于结冰或融冰而导致 n 层网格点内冰厚的变化为

$$\Delta h_B = \Delta t(F_n - F_B)/q_B,$$

式中, q_B 为冰底层的热量扩散系数, F_B 为海洋热通量.

Δt 时间内, 积雪层内部温度变化为

$$\Delta T_0 = \Delta t(F_0 - F_A)/h_s(\rho c)_s, \quad \text{当 } T_s < 0 \text{ 时,}$$

或
$$\Delta T_0 = \Delta t(F_0 - F_s)/(h_s + \Delta h_s)(\rho c)_s \quad \text{当 } T_s = 0 \text{ 时,}$$

同样, Δt 时间内, 冰内各层温度变化为

$$\Delta T_k = \Delta t \frac{F_k - F_{k-1}}{(\rho c)_i h_i/n}, \quad \begin{aligned} k &= 1, \quad \text{当 } h_s \neq 0 \text{ 时,} \\ k &= 2, \dots, n-1 \\ k &= n, \quad \text{当 } \Delta h_B > 0 \text{ 时,} \end{aligned}$$

如果 $h_s = 0$, 当最底层 ($k = n$) 冰产生融化 ($\Delta h_B < 0$) 时, 最上层冰 ($k = 1$) 的处理方法类似于积支层的情况. 在海水成长 ($\Delta h_B > 0$) 过程中, 新生成的温度 T_B 和冰厚 h_i 将代替原来的值.

在冰上无积雪的情况下, 渗透辐射通量 F_{I_0} 将储存在冰内储热库里, 其中,

$$F_{I_0} = I_0(1 - \alpha_i)F_{sr}.$$

综上所述, 在 Δt 时刻后, 将形成冰厚为 $(h_i + \Delta h_i + \Delta h_B)/n$ 的新冰层, 而每个新形成的冰层均含有变化前相邻两层绝大部分冰厚不均衡的冰, 新冰层的温度可从相邻两层冰原有的温度中求出. 这种简单的模式在某种意义上可使冰内热量保持平衡.

3 标准力和参数的选取

表 1 列出中山站和船舶观测的风速、气温、水汽压、云量月平均值, 利用这些资料分别计算出入射长波辐射 F_{lw} 、太阳辐射 F_{sr} 、潜热通量 F_l 和感热通量 F_s , 将其视作整个普里兹湾海冰的标准力特征值. 其计算公式分别为^[5-7]:

表 1 普里兹湾 9 年气候要素月平均值

变量	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
$T_a/^\circ\text{C}$	-0.6	-2.9	-8.6	-12.5	-15.9	-15.0	-16.5	-15.6	-17.0	-11.8	-5.7	-0.5
E_a/hPa	3.5	2.4	1.9	1.4	1.1	1.2	2.3	1.1	1.0	1.1	2.5	3.5
$V_a/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	5.5	6.7	7.8	8.3	7.2	8.1	6.7	7.0	7.0	7.3	6.5	6.0
$C(1/10)$	7.6	5.8	7.0	6.4	7.6	7.2	8.1	6.5	6.6	6.1	6.9	7.3

$$F_{lw} = \sigma T_a^4(0.67 + 0.05e_a), \quad (8)$$

$$F_{sr} = F_{s0}(1 - aC), \quad (9)$$

$$F_l = L\rho_a k_1(e_s - e_a)V_a, \quad (10)$$

$$F_s = C_p k_2(T_s - T_a)V_a, \quad (11)$$

式中, σ 为 Stefan-Boltzmann 常数; T_a 为空气温度; T_s 为表层温度; e_a 为水汽压; e_s 为饱和水所压; k_1, k_2 和 a 为经验常数; C 为云量; V_a 为风速; L 为蒸发潜热; ρ_a 为空气密度; C_p 为常压下空气比热容. 表 2 给出了 F_{Lw}, F_{sr}, F_l 和 F_s 和雪表面反照率 α_s 月平均值.

冰表面反照率设定为常数(0.64); 渗透辐射比 I_0 分别为 0, 17%, 34%; 海洋热通量 F_B 由模拟试验确定, 参照吴兴仁等^[1]所作的研究, 给出季节性特征值; 表层积雪为线性分布, 规定 3 月 15 日至 4 月 15 日线性增长 10 cm, 4 月 16 日至 10 月 15 日再线性增长 50 cm, 其他月份为

雪融化期,积雪层厚度的观测值为 50 cm(最大). 另外,假定一年为 360 d,每月为 30 d,计算步长 $\Delta t = 8$ h,计算起始时间为 6 月 1 日,初始冰厚根据实际观测设定为 150 cm;海洋混合层厚度为 30 m;渗透辐射比分别取为 0、17%、34% 和 65%.

表 2 热通量月平均值($\times 4 186.8 \text{ J/m}^2$)

变量	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
F_{so}	23.8	21.6	13.5	7.3	3.3	1.8	0.3	0.04	0.01	2.7	10.8	8.1
F_{sr}	14.76	15.34	8.77	4.98	2.03	1.18	0.20	0.03	0.01	1.85	7.07	11.49
F_{lw}	18.19	14.96	15.43	13.70	13.66	13.33	14.11	13.40	12.68	14.09	15.77	18.10
F_s	-0.02	-0.76	-0.06	-0.01	0.40	0.89	1.13	1.48	1.24	0.70	0.23	-0.02
F_l	-0.43	-0.74	-0.18	-0.04	-0.01	0.0	0.0	0.01	0.02	0.02	-0.06	0.19
α_s	0.64	0.64	0.74	0.80	0.80	0.81	0.83	0.83	0.85	0.83	0.80	0.74

4 模拟结果

海洋热通量 F_B 的选取对海冰在垂直方向上的变化影响较大(图略),通过对比试验,认为 $F_B = 1.5 \text{ W/m}^2$ (3~5 月), 15 W/m^2 (6~9 月), 20 W/m^2 (10~12 月)和 30 W/m^2 (1~2 月)能更好地体现普里兹湾海冰在垂直方向上的变化,与其他模拟计算取值略有不同,有关海洋热通量对南极海冰数值模拟的影响将在另文中进行详细讨论.

图 3 给出了雪表面温度和冰表面温度的分布,在两者中,雪表面温度更重要一些,尤其是在考虑雪层与大气相互作用方面显得更重要.

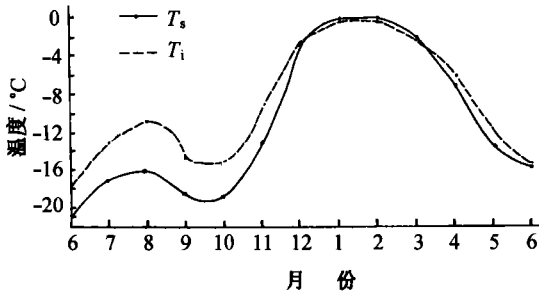


图 3 雪面温度(T_s)和冰表面温度(T_i)分布曲线

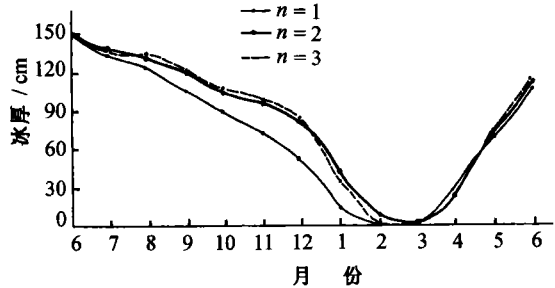


图 4 不同层冰厚的年变化曲线

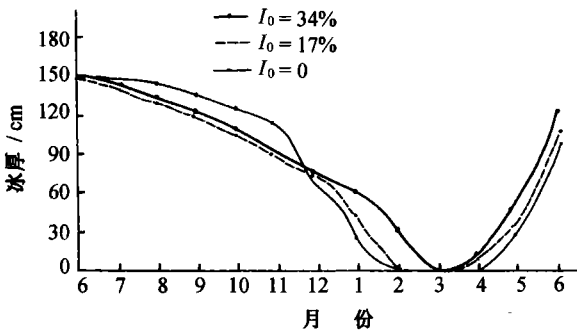


图 5 不同渗透辐射比(I_0)冰厚的年变化曲线

图 4 为不同层冰厚的年变化曲线. 计算结果基本与海冰的实际变化趋势吻合^[7];当 $n = 1$ 时,即假设海冰是单一结构(冰上有雪覆盖),冰的融化速度较 $n = 2$ 和 $n = 3$ 的快,说明在外部热通量不变的条件下,当海洋热通量 F_B 和渗透辐射比 I_0 确定后,海冰的融化速度与其内部温度结构有关;3 个模拟计算的海冰完全融化后再凝结的时间与实际观测结果相差约 45 d ^[8].

图 5 给出了冰上无积雪($h_s = 0$)的情

况下, 冰厚随渗透辐射比($I_0 = 0, 17\%, 34\%$)的变化. 在模拟计算时, I_0 的最大值取为 65%, 其结果不能很好地反映海冰在垂直方向上的变化规律, 本文不予以讨论. 由图 5 可看出, 渗透辐射比 $I_0 = 17\%$ 的取值能较准确地反映普里兹湾海冰的无冰期和凝结时间; 随着渗透辐射比的增加, 尽管海冰的凝结增长速度加快, 但是无冰期缩短, 并且海冰的完全融化时间增加; 当渗透辐射比减小时, 冰厚的维持时间增加, 无冰期也随着延长, 海冰凝结增长速度降低. 3 种情况均不能体现海冰凝结后冰厚的快速增长.

5 结论

一维海冰热力模式较好地反映了海冰在垂直方向上的变化趋势, 冰厚的变化对海洋热通量的选取非常敏感, 在海洋热通量和渗透辐射比给定的情况下, 海冰的融化速度与冰内温度结构有关, 在冰上无积雪的情况下, 渗透辐射比取值为 17% 能很好地反映海冰的无冰期和凝结时间. 由于没有考虑海冰的动力过程, 在模拟试验中, 不能充分体现海冰的凝结增长速度, 有待今后引进海冰动力学对模式进行改进.

参考文献

- 1 Wu Xingren, Ian Simmonds. Comparison of sea ice simulations with interactive and monthly averaged forcing models. *J Geophys Res*, 1996, 101: 9 359~9 374
- 2 Xie S M, Zhang L *et al.* Antarctic sea ice and ENSO. In: *Proc. of PACON' 93 Symposium*, Beijing. Publish by the Sir George Fisher Center for Tropical Marine Studies, James Cook University of North Queensland, Townsville, Australia, 1993. 286~295
- 3 Xie S M, Hao C J, Qian P *et al.* The variation feature of the Antarctic sea ice (II). *Acta Oceanologica Sinica*, 1994, 13 (1): 73~84
- 4 彭公炳, 钱步东. 气候与冰雪覆盖. 北京: 气象出版社, 1992
- 5 Peace C H. A model for the seasonal ablation and accretion of Antarctic sea ice. *Aidjex Bull.*, 1975, 29: 151~172
- 6 Parkinson C L, Washington W. M. A large-scale numerical model of sea ice. *J Geophys Res*, 84: 311~317
- 7 范隆 H 主编. 大洋气候. 许启望等译. 北京: 海洋出版社, 1990. 497~481
- 8 周秀骥, 陆龙骅. 南极与全球气候环境相互作用和影响的研究. 北京: 气象出版社, 1996. 240~246

Numerical simulation of sea ice in the Prytz Bay

Zhang Lin,¹ Cheng Zhan,¹ Ren Beiqi,¹ Li Tongjuan¹

1. *National Marine Environmental Forecasting Center, State Oceanic Administraton, Beijing 100081*

Key words Sea ice, thermodynamics, numerical simulation