

用初始方程二层模式模拟一月和 七月全球海平面气压场*

陈雄山 邢如楠

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

用低分辨率的初始方程二层模式在给定下垫面温度下模拟了一月及七月全球海平面气压场,其中加热项主要是感热垂直输送。计算采用守恒的 Lilly 空间差分格式及 Matsuno 的时间差分格式。海平面气压的初值给成常数,高空的风速及气温的初值给成纬向平均的气候值。在数值模拟中,下垫面温度用一月及七月的气候实际值。计算的冬半球海平面气压与观测值相当一致,而夏半球的结果稍差些。本模式所求得的全球海平面气压场能与实况相比,结果并不差于高分辨率的复杂模式。

一、引 言

目前世界各国已有不少数值模式模拟全球的气候。所考虑的物理因子一般较多,有地形作用、短波辐射、长波辐射、水气的蒸发凝结、感热及潜热的输送,甚至还考虑土壤湿度,雪盖以及云的作用等。此外,随着电子计算机的不断发展,全球数值模式的分辨率也不断提高,目前水平网格距已缩小到 250 公里,垂直分层取到 9 层,即使用球函数展开的谱模式也能取到 30 个波。用这类高分辨率全球模式所模拟出来的气候分布与实况比较一般效果尚好。考虑到国内计算机较小,所以我们现在想用低分辨率的全球模式,在考虑简单的但我们认为是主要的物理因子后是否也能很好地模拟出某些气候分布?本文就是作为这种尝试的第一步,首先在下垫面温度给定的情况下,并把感热垂直输送作为主要的加热项来模拟一月及七月全球海平面气压场的分布。

二、数 值 模 式

采用 σ 坐标的初始方程组,其中水平运动方程,热力学方程,连续方程及静力方程取如下的形式

$$\frac{\partial}{\partial t}(\pi u) = -\frac{\partial}{\partial x}(\pi uu) - \frac{\partial}{\partial y}(\pi vu) - \frac{\partial}{\partial \sigma}(\pi \dot{\sigma} u) + f\pi v - \left(\pi \frac{\partial \phi}{\partial x} + RT \frac{\partial \pi}{\partial x} \right) + \pi Fu \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\pi v) = -\frac{\partial}{\partial x}(\pi uv) - \frac{\partial}{\partial y}(\pi vv) - \frac{\partial}{\partial \sigma}(\pi \dot{\sigma} v) - f\pi u - \left(\pi \frac{\partial \phi}{\partial y} + RT \frac{\partial \pi}{\partial y} \right) + \pi Fv \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\pi T) = -\frac{\partial}{\partial x}(\pi uT) - \frac{\partial}{\partial y}(\pi vT) - \frac{\partial}{\partial \sigma}(\pi \dot{\sigma} T) +$$

* 本文于 1980 年 4 月 10 日收到, 1981 年 1 月 17 日收到修改稿。

$$+ \frac{RT}{C_p \sigma} \left[\pi \dot{\sigma} + \sigma \frac{\partial \pi}{\partial t} + \sigma \left(u \frac{\partial \pi}{\partial x} + v \frac{\partial \pi}{\partial y} \right) \right] + \frac{\pi}{C_p} Q \quad (3)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} (\pi u) - \frac{\partial}{\partial y} (\pi v) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma}) \quad (4)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = - \frac{RT}{\sigma} \quad (5)$$

其中 $\sigma = \frac{p}{\pi}$, π 是地面气压, p 是气压, u 是 x 方向的风速分量, v 是 y 方向的风速分量, $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$, f 是地转参数, ϕ 是位势高度, R 是气体常数, T 是温度, C_p 是定压比热, Fu 及 Fv 是 x 方向及 y 方向的单位质量摩擦力分量, Q 是加热项。

我们取二层模式, 把大气层四等分, 由大气顶到下边界分别用下标 0, 1, 2, 3 及 4 表示, 见图 1。把运动方程(1)及(2)分别写在 1 及 3 层上。热力学方程及连续方程也分别写在 1 层及 3 层上, 但静力方程写在 2 层及 3 $\frac{1}{2}$ 层上, 即

$$\frac{1}{\Delta \sigma} (\phi_1 - \phi_3) = \frac{R}{2} \left(\frac{T_1}{\sigma_1} + \frac{T_3}{\sigma_3} \right), \quad (6)$$

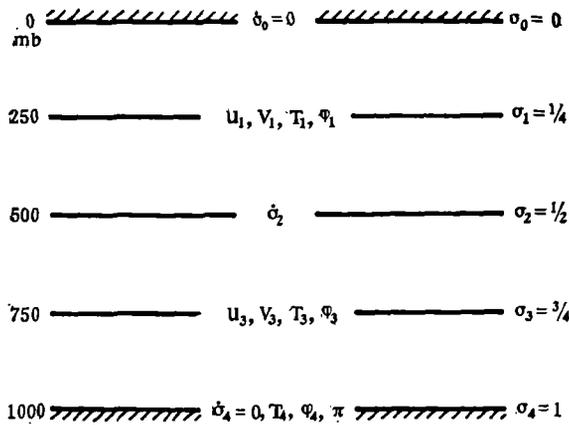


图 1 变量在 σ 面上的配置

$$\frac{1}{\Delta \sigma} (\phi_3 - \phi_4) = \frac{R}{2} \cdot \frac{T_3}{\sigma_3} \quad (7)$$

对于 2 层上的 u , v , T 及 1, 3 层上的 $\dot{\sigma}$ 我们分别取邻近层的算术平均值

$$\left. \begin{aligned} u_2 &= \frac{1}{2} (u_1 + u_3) \\ v_2 &= \frac{1}{2} (v_1 + v_3) \\ T_2 &= \frac{1}{2} (T_1 + T_3) \\ \dot{\sigma}_1 &= \frac{1}{2} (\dot{\sigma}_0 + \dot{\sigma}_2) \\ \dot{\sigma}_3 &= \frac{1}{2} (\dot{\sigma}_2 + \dot{\sigma}_4) \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

容易求得地面气压倾向及垂直运动的表示式

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -\frac{1}{2} \left[\frac{\partial}{\partial x} (\pi u_1 + \pi u_3) + \frac{\partial}{\partial y} (\pi v_1 + \pi v_3) \right] \quad (9)$$

$$\pi \dot{\sigma}_2 = -\frac{1}{2} \Delta \sigma \left[\frac{\partial}{\partial x} (\pi u_1 - \pi u_3) + \frac{\partial}{\partial y} (\pi v_1 - \pi v_3) \right] \quad (10)$$

在 1 层上摩擦力项 $\pi F u$ 及 $\pi F v$ 仅考虑水平动量扩散

$$(\pi F u)_1 = A \nabla^2 (\pi u_1) \quad (11)$$

$$(\pi F v)_1 = A \nabla^2 (\pi v_1) \quad (12)$$

其中 A 是侧向混合系数。在 3 层上摩擦力项 $\pi F u$ 及 $\pi F v$ 考虑水平动量扩散及地面摩擦

$$(\pi F u)_3 = A \nabla^2 (\pi u_3) - k \left(\frac{3}{2} \pi u_3 - \frac{1}{2} \pi u_1 \right) \quad (13)$$

$$(\pi F v)_3 = A \nabla^2 (\pi v_3) - k \left(\frac{3}{2} \pi v_3 - \frac{1}{2} \pi v_1 \right) \quad (14)$$

其中 k 是摩擦系数。

加热项 Q 在 1 层上仅考虑温度的水平扩散

$$\frac{\pi}{C_p} Q_1 = A \nabla^2 (\pi T_1) \quad (15)$$

在 3 层上考虑温度的水平扩散及垂直扩散

$$\frac{\pi}{C_p} Q_3 = A \nabla^2 (\pi T_3) + \mu \pi \frac{\partial^2 T}{\partial \sigma^2} \quad (16)$$

其中 μ 是温度垂直扩散系数。取近似表示式

$$\mu \frac{\partial^2 T}{\partial \sigma^2} \doteq \frac{\mu}{(\Delta \sigma / 2)^2} (T_2 - 2 T_3 + T_4) \quad (17)$$

其中 $\Delta \sigma = \frac{1}{2}$, $T_2 = \frac{1}{2} (T_1 + T_3)$, T_4 是给定的洋面或陆面温度。

采用类似于 Mercator 投影, 但不计地图放大系数, 纬向是周期的, 北极及南极是边界。 $\Delta x = \Delta y = 10^\circ \approx 1111$ 公里, 每一层有 684 个格点。

垂直边界条件

$$\dot{\sigma} = 0, \quad \text{在 } \sigma = 0 \text{ 处} \quad (18)$$

$$\dot{\sigma} = 0, T_4 \text{ 给定}, \quad \text{在 } \sigma = 1 \text{ 处} \quad (19)$$

侧向边界条件

$$\left. \begin{aligned} v &= 0, \\ \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial y} = \frac{\partial T}{\partial y} &= 0, \end{aligned} \right\} \text{在 } y = \pm 90^\circ \text{ 处}, \quad (20)$$

水平空间差分采用 Lilly 格式, 时间差分采用 Matsuno 格式

$$u^* = u^t + \Delta t \cdot F^t \quad (21)$$

$$u^{t+\Delta t} = u^t + \Delta t \cdot F^* \quad (22)$$

时间步长取 $\Delta t = 20$ 分钟。

在数值计算中暂时不计地形作用, 即取 $\phi_4 \equiv 0$, 所取的其他数据如下: $R = 287 \text{ 米}^2 \cdot \text{秒}^{-2} \cdot \text{度}^{-1}$, $C_p = 1003 \text{ 米}^2 \cdot \text{秒}^{-2} \cdot \text{度}^{-1}$, $A = 10^5 \text{ 米}^2 \cdot \text{秒}^{-1}$, $k = 4 \times 10^{-6} \text{ 秒}^{-1}$, $\mu = 4 \times 10^{-6}$

秒⁻¹。

在初始时刻, 取纬向平均气候值作为 u_1, u_3, T_1, T_3 的初值, 以便减少达到平衡值的计算量, 但地面气压及经向风速的初值分别取

$$\pi(x, y) = 1013 \text{ 毫巴}, \tag{23}$$

$$v_1 = v_3 = 0 \tag{24}$$

三、海平面气压场的数值模拟

在上述方程组、边界条件及初始条件下, 分别用实际的全球一月和七月平均下垫面温度作为 T_1 (图 2 和图 3), 进行长时间的数值积分。由于海陆的热力特性的差异, 在

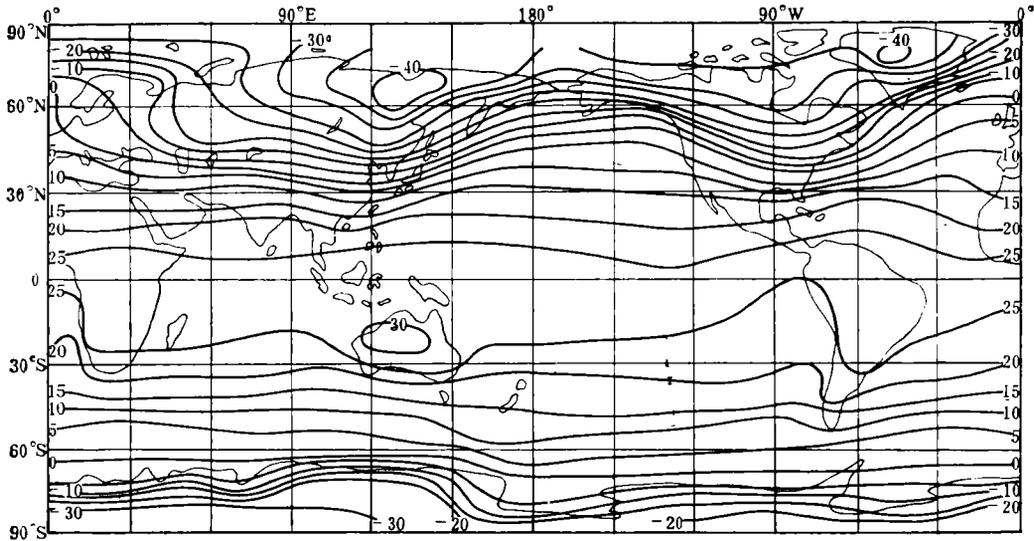


图 2 全球一月平均下垫面温度(单位: 度)

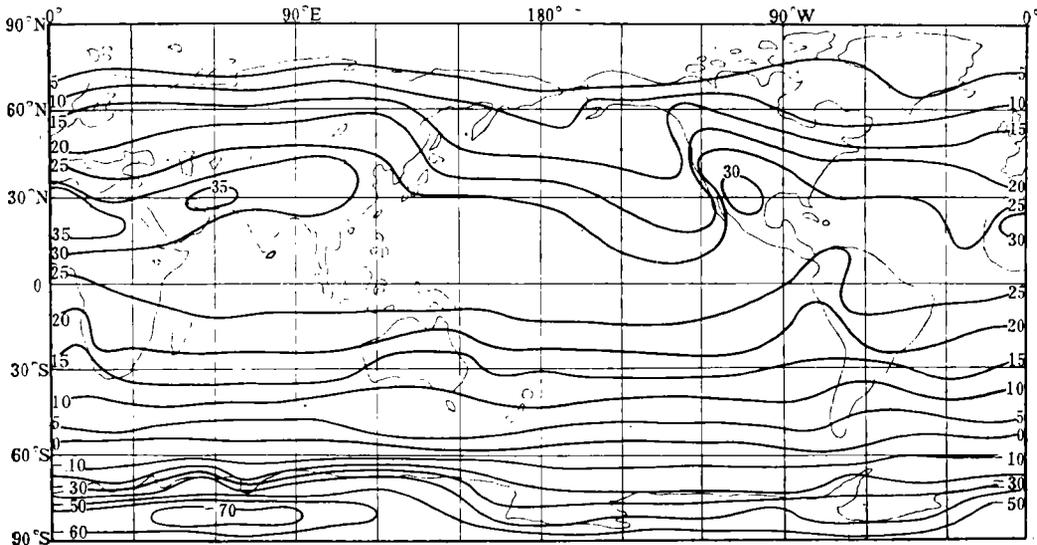


图 3 全球七月平均下垫面温度(单位: 度)

冬半球，洋面温度暖，陆面温度冷，下垫面温度在纬向分布是很不均匀的。但是，我们所给的西风风速 u 及气温 T 的初值在纬向是均匀的。由于感热垂直输送作用，纬向不均匀的下垫面温度的分布将很快影响到上空的气流及气温。下垫面温度 T_1 在数值积分期间是不随时间变化的，所以上空的气流及气温不断地向下垫面温度场适应。通过连续方程，由于质量的辐散辐合，海平面气压也不断地在变化。在数值模拟中看到，在冬半球寒冷的大陆上的地面高压只需 5—6 天就建立起来了，而较暖的洋面上的地面低压的建立却需要 10—12 天。数值积分到 15 天以后，已逐渐趋于平衡状态，高空的气流、气温及海平面气压的变动已很小。我们就把第 20 天的结果作为平衡状态。图 4 是计算的全球一月海平面气压场，图 5 是全球一月海平面气压场的观测值。对照图 4 与图 5，我们发现一月份冬半球的西伯利亚高压，北美高压，阿留申低压及冰岛低压均能很好地模拟出来。南半球海平面气压场的模拟比北半球要差一些。南太平洋高压及南大西洋高压虽然模拟出来了，但南半球中纬度等压线密集的地面纬向气流没有模拟出来，而且澳洲低压的模拟值也偏弱。

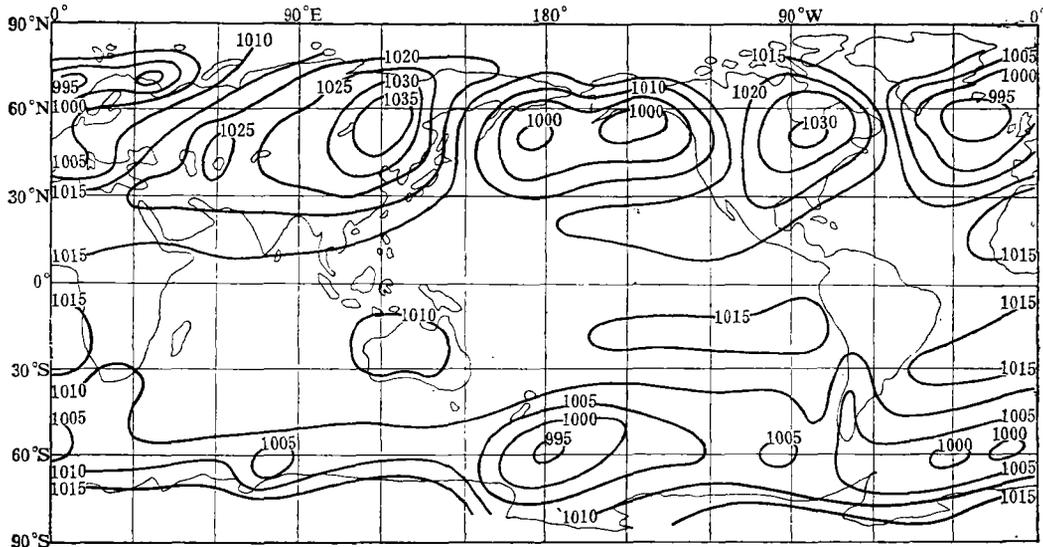


图 4 全球一月海平面气压场——计算值(单位: 毫巴)

图 6 和图 7 分别为全球七月海平面气压场的计算值及观测值。计算的七月份北半球系统，如北太平洋高压，亚速尔高压，北美低压及南亚低压与观测值比较，发现它们之间有较大的差异。但是，七月份南半球的海平面气压系统的模拟是相当成功的，如澳洲高压，南太平洋高压，南大西洋高压及南印度洋高压，计算值与观测值相当一致，甚至南半球中纬度等压线密集的地面纬向气流及南极洲边缘的几个低压系统也能很好地模拟出来。

现在，我们来讨论在本模式的数值模拟中不足的地方，并与其他气候模拟的结果进行比较。在图 4 中没有能模拟出一月份南半球中纬度等压线密集的地面纬向气流分布，这是否是因为物理因子考虑不够？我们察看了 Rand 二层模式^[3]，NCAR 第二代六层模式^[4]，GISS 九层模式^[5]和 GFDL 九层细网格模式^[6]所模拟的一月海平面气压系统，他

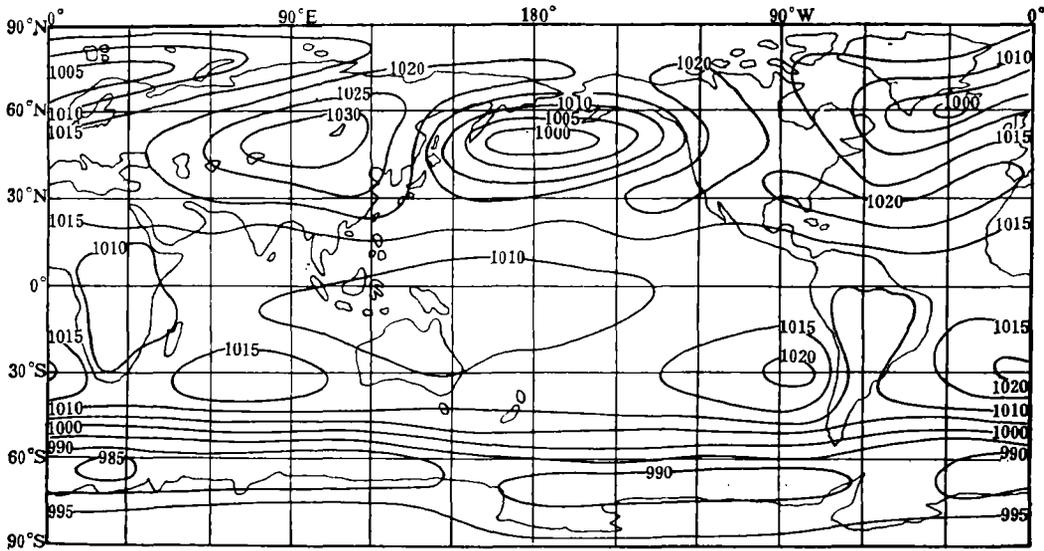


图 5 全球一月海平面气压场——观测值(单位: 毫巴)

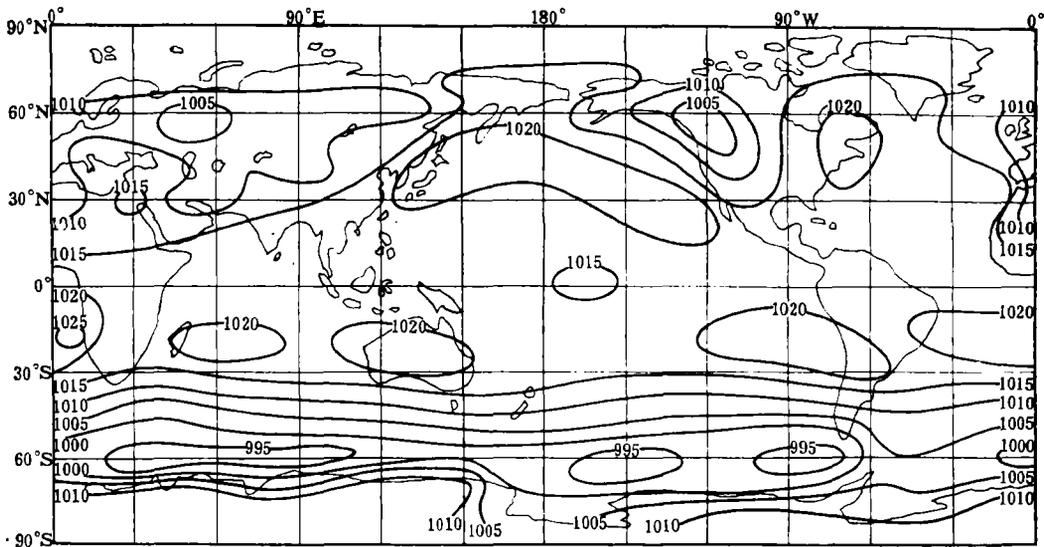


图 6 全球七月海平面气压场——计算值(单位: 毫巴)

们也都没有能模拟出南半球中纬度等压线密集的地面纬向气流。取 15 个波的澳大利亚九层谱模式^[7]对该系统的模拟与实况略接近一些, 但等压线还不够密集。取 30 个波的 GFDL 九层谱模式对该系统的模拟比较成功。但并不是只有谱模式才能模拟出该系统, 我们看到 Mintz 的二层差分模式^[8]也能很成功地模拟出该系统。因此, 现在还很难说清楚不易很好地模拟出该系统的决定性因素。

在我们七月份海平面气压场的数值模拟中, 南半球的系统是模拟得相当好的, 但北半球几个主要系统的强度及位置模拟得并不好。现在察看在 GISS 九层模式^[6]所模拟的七月份海平面气压场中, 北半球的亚速尔高压中心偏低, 中心数值只有 1016 毫巴, 南

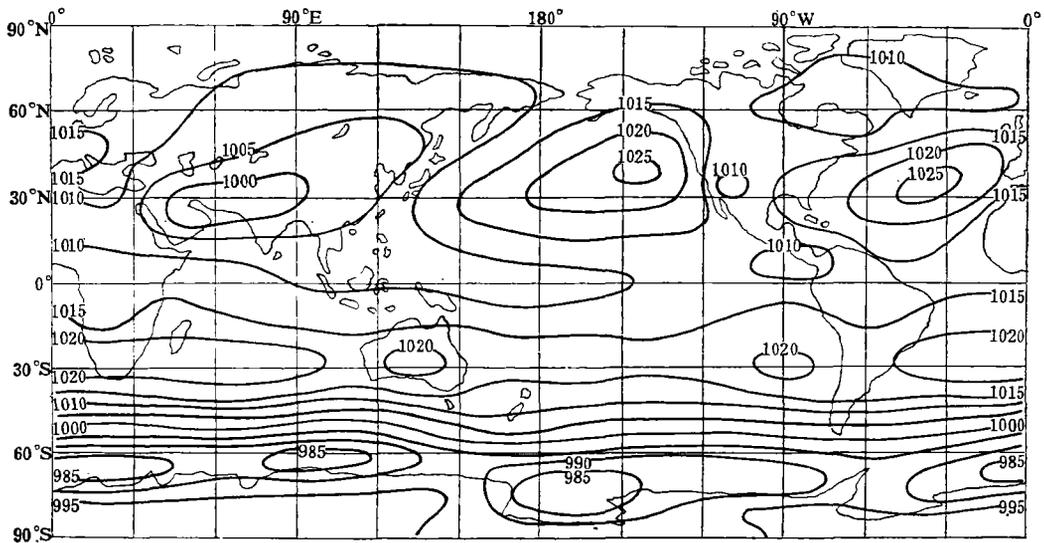


图 7 全球七月海平面气压场——观测值(单位:毫巴)^[1,2]

亚低压中心太低,中心数值只有 988 毫巴。NCAR 第二代六层模式^[4]所模拟的七月份海平面气压场中,北极的地面气压太高,达到 1030 毫巴,而且没有能模拟出亚速尔高压中心,在该处只模拟出高压脊。GFDL 九层细网格模式^[6]所模拟的北极的气压太高,达到 1030 毫巴,北太平洋高压也没有模拟出来。可是,取 30 个波的 GFDL 九层谱模式^[6]对七月份北半球海平面气压场的模拟是相当成功的,所模拟的北太平洋高压,亚速尔高压,北美低压及南亚低压与实况很相近。但该模式所模拟的在冬半球(一月份的北半球,七月份的南半球)的海平面气压场中所出现的气压梯度远比实况强。

总之,在本模式中在下垫面温度给定下,只要考虑感热的垂直输送作用就能较好地模拟出海平面气压场的分布。一般来说,冬半球模拟结果与观测值相当一致,而夏半球的计算值是差一些。这表明在冬半球加热因子仅考虑感热的垂直输送作用能很好地模拟出海平面气压场,但在夏半球仅考虑感热的垂直输送作用是不够的。

参 考 文 献

- [1] Crutcher, H. L., and J. M. Meserve, Selected Level Heights, Temperatures, and Dew Points for the Northern Hemisphere, NAVAIR 50-IC-52 Revised, Naval Weather Service Command, Washington, D. C. 1970.
- [2] Taljaard, J. J., H. van Loon, H. L. Crutcher, and R. L. Jenne, Climate of the Upper Air: Part 1, Southern Hemisphere Temperatures, Dew Points, and Heights at Selected Pressures, Vol. 1, NAVAIR 50-IC-55, Superintendent of Documents, Washington, D. C. 1969.
- [3] Gates, W. L., The January global Climate simulated by a two-level general circulation model: A comparison with observation, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 449-477, 1975.
- [4] Washington, W. M., B. Otto-Bliesner, and G. Williamson, January and July simulation experiments with the 2.5° latitude-longitude version of the NCAR general circulation model. NCAR/TN-123+STR, July 1977, National Center for Atmospheric Research Boulder, Colorado.
- [5] Stone, P. H., S. Chow, and W. J. Quirk, The July climate and a comparison of the January and July climates simulated by the GISS general circulation model, *Mon. Wea. Rev.*, **105** (1977), 170-194.
- [6] Manabe, S., D. G. Hahn, and J. L. Holloway, Jr., Climate simulations with GFDL spectral

models of the atmosphere: Effect of spectral truncation, Submitted to the Proceedings of the JOC Study Conference on Climate Models, Washington, D. C., April 1978.

- [7] Bourke, M., B. McAvaney, K. Puri, and R. Thurling, Global modeling of atmospheric flow by spectral methods, *Methods in Computational Physics*, vol. 17, General circulation models of the atmosphere. Volume Editor Julius Chang, Academic Press, 267—324, 1977.
- [8] Mintz, Y., The general circulation and long-range prediction, *Advances in Numerical Weather Prediction* The Travelers Research Center, Inc, 6—23, 1966.

JANUARY AND JULY GLOBAL SEA-LEVEL PRESSURE SIMULATIONS WITH THE TWO- LAYER PRIMITIVE EQUATION MODEL

Chen Xiong-shan and Xing Ru-nan

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

We use the low resolution two-layer primitive equation model to simulate the January and July global sea-level pressure fields. The main heating term is the vertical transfer of sensible heat from the earth's surface Lilly's conservative space difference scheme and Matsuno's time difference scheme are used in the model. The initial value of the sea-level pressure is given by constant everywhere, and the initial values of wind velocity and temperature are given by their zonal mean climatic values. In the numerical simulations the actual January and July climatic earth surface temperature are used. The computed sea-level pressure fields of winter hemisphere display good agreement with the observed ones, but the computed sea-level pressure fields of summer hemisphere are not so good as those of winter hemisphere. The obtained sea-level pressure fields of our simple model are as good as those computed by using the high resolution general circulation models with the complex physical processes.