

不同地转速度下的冬季大气环流 及气候异常的数值模拟*

游性恬**

谷湘潜

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学

(兰州大学大气科学系, 兰州 730000)

数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

摘 要 利用 IAP 二层全球大气环流模式, 进行改变地球自转速度下冬季大气环流及气候异常的数值模拟。其中试验 1: 设 25 h/d (350 d/a); 试验 2: 设 23 h/d (381 d/a); 控制运行: 24 h/d (365 d/a)。联系从古至今地球自转逐渐减慢的情况, 主要讨论地转减慢对冬季大气环流和气候的影响。结果表明, 地球自转速度减慢以后, 能使西风急流加强, 南极附近增温。

关键词 地球自转速度 大气环流 数值模拟

1 前言

在地球生命史漫长的几十亿年里, 地球的自转速度是逐渐减慢的。根据古生物化石分析得到^[1], 大约在 4 亿年前由于地球自转速度较快, 1 年约 400 多天, 而现代的 1 年只有 365 天。近几十年来, 随着科学、尤其是精密测量技术的发展, 人们已经了解到, 地转速度除长期减慢外, 还有着各种周期的微小变化, 这种短时间的振动表现为月-年际的时间尺度。目前普遍认为地球自转这类尺度的振动是大气和地面(陆地和海洋)相互作用的结果, 又反过来影响大气和海洋的运动。要研究这类问题需要建立固体地球、海洋、大气三者耦合的模式。

不同的地转速度 Ω 通过其相应的地转参数 $f=2\Omega\sin\phi$ 可以直接影响大气环流的形态及与之相对应的气候。为了突出不同的地球自转速度对大气的影 响, 有人将 Ω 的变化人为地放大许多倍来进行数值试验研究。Hunt^[2]就将 Ω 扩大 5 倍或缩小到 $1/5$ (相当于 1 年 1825 天或 73 天), 模拟出慢地转速度下会出现中纬度西风急流增强, 对流层纬向温度梯度减小, 极区增暖和副热带干旱区扩大等现象; 而快地转速度则对应于一个显著的对流层纬向温度梯度, 并伴随一个干而冷的高纬带区域。但他用的是一个半球模式, 不含地形特征, 不考虑日变化, 云、臭氧、地面反射率等都是用的年平均 值。由于地形和海陆分布的不同, f 参数改变后导致的大气环流异常和气候异常对于南北两半球不是对称的。因而他未能模拟出环流和气候在南半球的变化以及两半球之间的差异, 也不能考虑各种影响的月、季之间的区别。基于类似的想法, 并考虑地球自转在从古至今

1995-02-07 收到, 1995-11-27 收到再改稿

* 本文得到国家自然科学基金和的资助

** 现工作单位: 北京气象学院, 北京 100081

的亿万年里是逐渐减慢的这一事实,而且这种减慢还会继续下去,我们将地转速度 Ω 改变约 $\pm 4\%$, 相应日长增减 1 小时 (1 年为 350 和 381 天), 即 $\Omega_1 = 6.9813 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $\Omega_2 = 7.5884 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 分别代表地质史上的地转速度和若干万年以后的地转速度值, 采用一个较为复杂的模式, 模拟比较积分前 3 个月的冬季大气环流与现今环流的差异。

2 数值模拟

采用中国科学院大气物理研究所的二层大气环流模式^[3], 该模式中包含了地形、月平均海面温度、下垫面状况、高层臭氧和二氧化碳的平均分布以及辐射、潜热、感热等各项非绝热因子, 还考虑了积云对流、大尺度凝结等项水汽输送和相变过程。

改变模式中的地球自转速度, 设计以下 3 种方案, 即

控制运行 (C, 代表平均情况): 24 h/d (365 d/a);

试验 1 (慢的地球自转速度): 25 h/d (350 d/a);

试验 2 (快的地球自转速度): 23 h/d (381 d/a)。

将以上 3 种方案分别代入模式中积分 3 个月, 即模式年的 25 年 1~3 月, 输出 400 hPa、500 hPa、850 hPa 及地面等各层月平均的风、压、温等要素值。由于改变参数以后, 模式需要一个适应的时间, 故以下主要分析慢的地转速度下积分的第 2 个月和第 3 个月的大气环流异常和相应的气候特点。

3 结果分析

3.1 慢的地转速度导致西风急流增强

图 1 为第 3 个月月平均 500 hPa 西风 (U_{500}) 的纬圈距平廓线 (距平 = 试验运行 - 控制运行 C, 下同)。由图 1 我们看到:

(1) $55^\circ\text{S} \sim 70^\circ\text{N}$ 的广大区域, 试验 1 的距平值 (实线) 均大于零, 即纬圈西风 (为整个纬圈上西风的平均值, 下同) 大于平均状态; 且在其中的绝大部分纬带, 试验 1 的平均西风比试验 2 的值 (虚线) 大。这表明慢的地转速度使纬向西风增大。

(2) 在 $60 \sim 70^\circ\text{N}$ 试验 1 的纬圈西风距平达到极大, 而在两极为负距平, 尤其是在 83°S 附近有极小值。这表明慢的地球自转速度使北半球西风急流北移; 在南极附近, 模拟出了暖性高压并使西风减小 (参见以下 3.2 和 3.3)。

(3) 在两半球的中纬带, 试验 2 有负的峰值。说明快的地转速度将使中纬西风急流明显减弱。

图 2 为 1~3 月 U_{500} 试验 1 的纬圈距平值。由图看到, 两半球的中纬带以及北半球的中高纬带西风平均逐月增加, 且北半球比南半球增加得更快。

表 1 为 1~3 月月平均纬向风速的均方根 σ 值。由表 1 看出, 对于月平均纬向风速 U_{500} 的全球平均, 各月试验 1 的值均大于试验 2 和控制运行 C 之值; 北半球平均, 只有 1 月是试验 1 之值大于试验 2 但小于 C 的相应值, 其他都是试验 1 之值大于试验 2 和控制运行 C 的值, 且北半球平均值总比全球平均值大。表明无论是全球平均, 还是北半球平均, 慢地转速度下的平均西风都比试验 2 和控制运行的值大, 且北半球的平均西风比

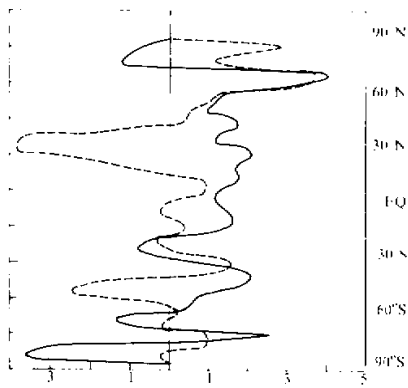


图1 第3月 U_{500} 纬圈距平廓线
单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
——试验1-C，·····试验2-C

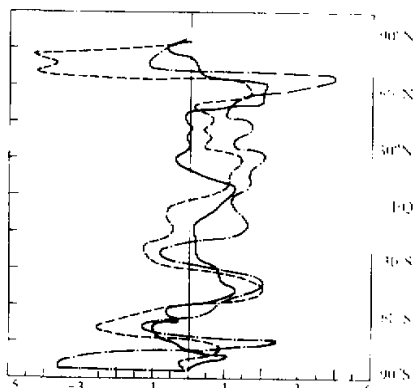


图2 1~3月 U_{500} 试验1的纬圈距平值
单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
——1月；·····2月；- - - - 3月

表1 1~3月月平均纬向风速的均方根 σ 值

$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

要素	方案	1月		2月		3月	
		全球	北半球	全球	北半球	全球	北半球
U_{500}	试验1	16.1	17.7	16.4	18.0	16.8	18.0
	C	16.0	17.8	16.3	18.0	16.0	16.9
	试验2	15.6	17.1	15.8	17.2	15.3	15.6

全球平均强。

借助于地转风公式可以近似估计不同的地转自转速度对风速的影响。已知地转风 $\vec{V}_g = (1/f)\vec{k} \times \nabla\Phi$ ，其中 $f = 2\Omega \sin\phi$ 。当地球自转速度 Ω 改变为每天 $\pm 1\text{h}$ ，则导致相应的 $\vec{V}_g$ 变化约为 $\pm 4\%$ 。地转减慢，即 Ω 变小，则 $\vec{V}_g$ 偏大。与上述数值模拟的结果一致。另外，由于不同的 Ω 导致的 $\vec{V}_g$ 不同，相应与地形间的相互作用也有所不同，北半球的大地形比南半球既多且高，故引起大气运动的变化也更明显。

3.2 慢的地转速度导致南半球高纬带气温持续上升

图3为1~3月月平均500 hPa温度 T_{500} 的纬圈距平值。图4为地表温度 T_g 的相应分布廓线。由图3、4看到：

(1) T_{500} (图3)，在南半球中纬和高纬，试验1之值一般为正且大于试验2之值，正距平值在 1°C 以内。试验2则为负距平，且最大绝对值可达 2°C 。 T_g (图4)在南半球高纬表现与 T_{500} 类似，正负距平值可达 $2\sim 3^\circ\text{C}$ 。

(2) T_{500} 和 T_g 在北半球高纬，试验1的值一般高于试验2，但多为负值。即低于平均情况， T_g 在2、3月份在北半球中高纬还出现试验1之值小于试验2的情况。

图5为1~3月 T_{500} 和 T_g 试验1的纬圈距平值，图5更为清楚地显示出，在试验1中，南半球极区附近高纬 T_{500} 和 T_g 均为正，而在北半球中高纬 T_{500} 和 T_g 则逐月下降。总之，由图4和图5看出，慢的地球自转速度(试验1)将导致南极附近整层升温 and 北

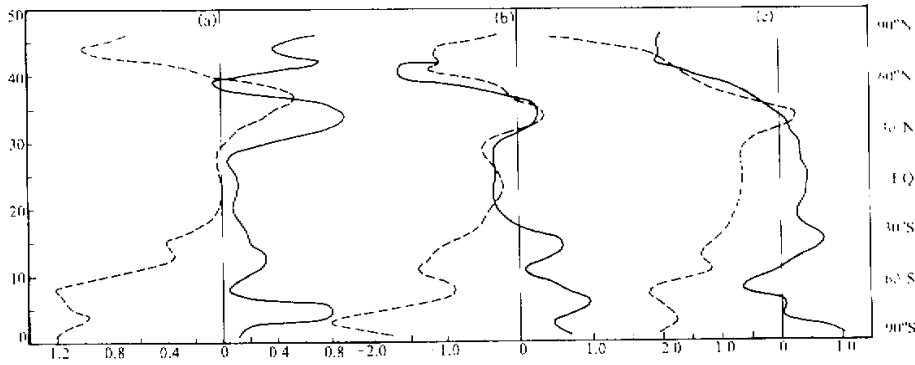


图 3 1~3 月 T_{500} 的纬距距平值。单位: $^{\circ}\text{C}$, 其他说明同图 1
(a)1 月; (b)2 月; (c)3 月

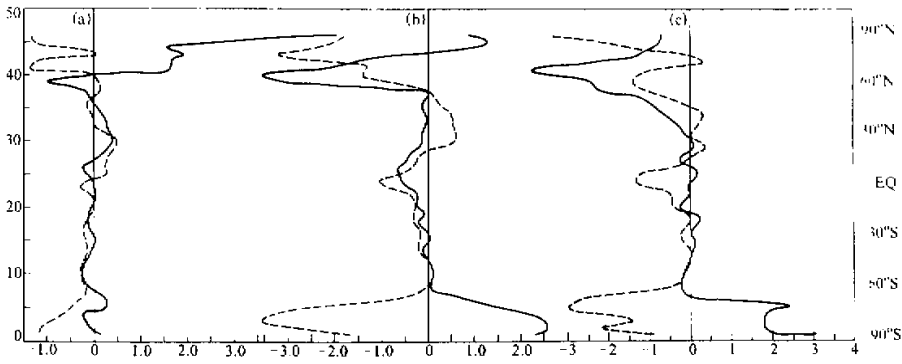


图 4 同图 3, 但为 T_g

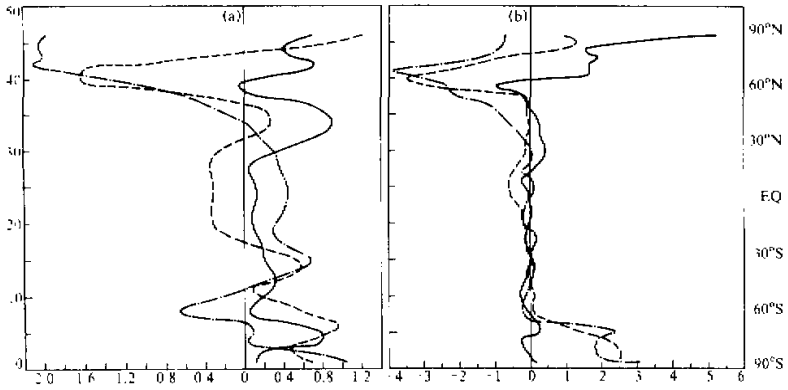


图 5 同图 2, 但(a) T_{500} ; (b) T_g 。单位: $^{\circ}\text{C}$

半球中高纬带垂直整层降温。由于较慢的地转速度将导致一个较小的对流层经向温度梯度^[2], 即南北温度分布趋于均匀, 且 f 值减小一般也导致一个较大的南北风分量 (见 3.1)。故南半球的夏季 (1~3 月) 广阔而温暖的洋面, 特别有利于南极附近的升温。同时北半球冬季中高纬带 (如西伯利亚附近) 的冷涡扩散则能导致北半球高纬带的负温度距平。当然, 这种改变地转参数所引起的全球的和不同地区的温度差异也不全是 f 参数直接作用所致, 另一种可能是 f 参数首先改变大气环流, 再由大气环流与海陆分布、不同地形和太阳辐射收支等相互共同作用的结果。

表 2 为 1~3 月各月的平均温度和 500 hPa 位势高度相对于 500 GPM 的距平 H_{500} 。由表 2 看到:

表 2 1~3 月月平均温度 (°C) 和 H_{500} (+500 GPM)

要素	方案	1 月			2 月			3 月		
		全球	90~60°N	60~90°S	全球	90~60°N	60~90°S	全球	90~60°N	60~90°S
T_{500}	试验 1	-23.6	-37.3	-34.8	-23.7	-38.7	-35.6	-23.4	-37.9	-37.1
	C	-23.9	-37.7	-35.2	-23.7	-38.2	-36.3	-23.2	-36.1	-37.3
	试验 2	-24.3	-38.2	-36.3	-24.4	-39.1	-38.0	-24.5	-38.4	-39.3
T_g	试验 1	8.0	-14.6	-3.2	7.2	-18.9	-5.4	6.9	-15.9	-12.1
	C	7.7	-16.3	-3.2	7.2	-17.1	-6.9	7.1	-14.0	-13.6
	试验 2	7.5	-17.0	-3.8	6.5	-19.0	-8.8	6.4	-15.2	-15.4
H_{500}	试验 1	49.9	15.7	26.1	49.6	16.3	22.2	49.2	17.2	13.2
	C	49.3	15.6	24.4	49.1	14.9	18.7	49.7	22.5	11.1
	试验 2	49.1	15.2	24.9	47.8	12.6	16.2	47.4	16.5	7.4

(1) T_{500} 和 T_g 在 60~90°S 范围内, 1~3 月试验 1 之值比控制运行 C 和试验 2 的相应值都高, 即慢地球自转速度能导致南半球高纬升温的趋势明显, 与图 3、4 的表现一致。

(2) T_{500} 和 T_g 在 90~60°N 范围内, 1~3 月一般都有 T (试验 1) > T (试验 2) (仅 3 月份 T_g 除外), 即慢的地球自转速度下, 全球整层温度比快自转速度下要高, 但偏高的程度随积分时间的加长而有所减弱, 这主要是由于 90~60°N 范围内逐渐降温的

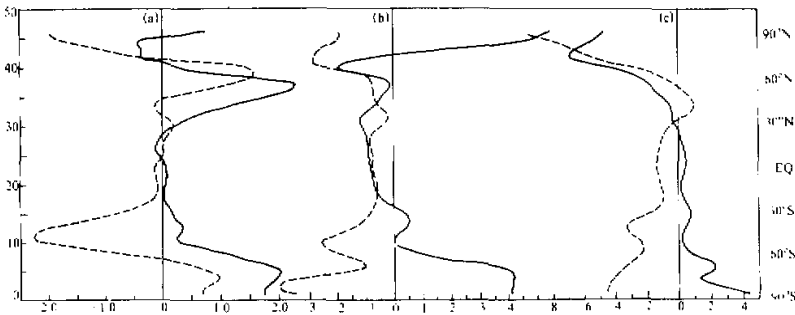


图 6 同图 3, 但为 H_{500} 。单位: GPM

缘故 (见图 5)。

(3) 2~3 月在全球及 $90^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 均有 $T(C) \geq T$ (试验 1), 即对于慢地转速度随着积分时间增加, 首先在北半球高纬, 然后扩展到全球平均会出现整层温度低于气候平均的情况, 但仍高于自转速度快时的温度。

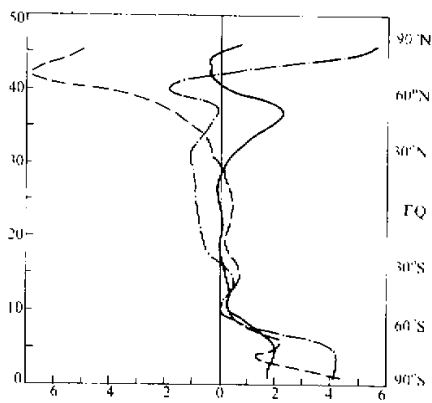


图 7 同图 2, 但为 H_{500} 。单位: GPM

高纬则连续下降, 与图 5a 一致。

4 小结

地球自转速度存在着长期减慢的事实。相应的, 在我们的大气环流模式中意味着地转参数 f 的值逐渐减小。而 f 值的不同将直接影响大气环流和气候的分布形态。我们通过比较不同的地球自转速度下的模拟结果发现:

(1) 慢的地球自转速度下, 总体来看全球西风是增强的, 但存在着纬度差异, 即中纬度西风增加, 而在两极附近西风减弱, 北半球西风急流北移; 反之, 快的地球自转速度下, 中纬度西风急流明显减弱。

(2) 慢的地球自转速度下, 南半球高纬带大气持续升温, 而北半球高纬带相对于控制运行是降温, 但一般仍高于快地转速度的情况; 相反, 在快的地球自转速度下, 全球整层大气降温显著, 尤其是两半球高纬降温尤甚。由此看来, 古代地质史上冰河期的出现是有其气候背景的。

(3) 慢的地球自转速度下, 南极附近高压发展明显, 而北半球中高纬大气的位势高度常为负距平; 在快的地球自转速度下, 第 2、3 月两半球高纬位势高度均显著偏低。

(4) 由 Rossby 波速公式可得驻波波长 $L_s = 2\pi\sqrt{U/\beta}$, 当 β 减小, U 增加时可导致 L_s 增大, 即东西向驻波波长增长。由此可见, 慢地转速度下, 系统的东西向尺度可能较大。

3.3 慢地转速度导致南极附近暖高发展

图 6 为 1~3 月月平均 500 hPa 位势高度 H_{500} 的纬圈距平值。由图 6 看出, 在南半球中纬和高纬一般是试验 1 为正距平, 试验 2 为负距平。尤其是在高纬带, 二者反相分布更加明显。联系图 3 可知, 在试验 1 中南极附近有暖高发展。同时, 在北半球高纬一般有 H_{500} (试验 1) $> H_{500}$ (试验 2), 但 H_{500} (试验 1) 时有负值, 即低于平均情况。图 7 为 H_{500} 1~3 月试验 1 的纬圈平均距平值。图上清楚地显示出 H_{500} 在南半球高纬为持续正距平, 在北半球

参 考 文 献

- 1 Lambeck, K., 1980, *Earth's Variable Rotation*, Cambridge Univ. Press.
- 2 Hunt, B. G., 1979, The influence of the earth's rotation rate on the general circulation of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1392~1407.
- 3 Zeng Qingcun, Zhang Xuehong, Liang Xinzhong, Yuan Chonguang and Chen Shengfang, 1989, Documentation of IAP two-level AGCM., TRO44, DOE/ER/60314-H1.

A Numerical Simulation of the Atmospheric Circulation and Climate Anomaly with Different Earth Rotation Rates in Winter

You Xingtian

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Gu Xiangqian

(Department of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000)

Abstract A numerical experiment is conducted by an IAP-AGCM, to simulate the atmospheric circulation and climate anomaly with the different earth rotation rates (ERR) in winter. This experiment induces a control run and two tests. In the control run, a day is considered to be 24 hours (or a year has 365 days). In the first test, a day is supposed to be 25 hours (or one year has 350 days). And in the second test, a day is assumed to be 23 hours (or a year has 381 days). Considering that the ERR slows gradually from ancient to present, the slower ERR is also discussed in details. The results show that the slower ERR induces can intensify the westerly jet in the Northern Hemisphere and leads to a warming in high-latitudes of the Southern Hemisphere.

Key words earth rotation rate atmospheric circulation numerical simulation