

海洋角动量对地球自转变化的激发

虞南华 郑大伟

(中国科学院上海天文台 上海 200030)

摘 要

介绍了海洋角动量模型的现状和发展, 以及地球自转变化和海洋之间的一些研究成果。有关的预研究结果表明, 海洋可能是地球自转变化的一个激发源, 海洋和地球自转变化之间相互影响、相互作用。但两者之间的关系以及作用机制都有待深入研究。

关键词 地球: 海洋角动量 — 地球: 自转变化

分类号: P127.15

1 引 言

八十年代以来, 在地球自转研究领域, 大气在从亚季节性到年际时间尺度上对地球自转的激发作用的研究已取得显著进展^[1,2]。但是, 已有研究表明, 大气还不能解释全部地球自转变化, 海洋可能是另一个重要的激发源, 并开始在全球自转研究领域引起重视^[1]。

目前, 用角动量理论研究全球大气环流是成功的, 大气环流角动量理论已相当成熟^[2], 但是, 对海洋环流的理解还建立在涡旋的概念上, Sverdrup 平衡, 即海洋表面风应力和地球自转偏向力之间的平衡, 是研究海洋动力学的基础^[3]。过去, 角动量方法在海洋动力学研究中得不到青睐, 主要原因有二, 一是由于海洋洋流的复杂性, 难以建立全球的平均洋流, 二是由于大陆的阻隔, 除了南极绕极流以外, 其它全球性的环流远较大气环流复杂。人们在研究地球自转和全球角动量平衡时, 才涉及到全球海洋平均角动量的研究。Lambeck 曾粗略地估计过南极绕极流的轴向角动量^[4], 由于缺乏实测或海洋环流模型计算得到的全球海洋的速度场和质量场的的数据, 不可能对海洋角动量作出较精确的估算。现今全球海洋数值模拟模型的建立和完善, 地球自转及其动力学理论研究和深入, 以及大型并行计算机的应用, 为海洋角动量模型的建立和完善提供了可能。这将会促进地球自转机理的深入研究。目前海洋角动量的计算依赖于所建立的海洋环流数值模型。

2 海洋环流数值模型

1967 年, Cox 和 Bryan 利用静力平衡假设下海洋的热力-动力学基本方程, 首先尝试对

世界海洋环流进行了模拟^[5]。经过近三十年的发展,海洋环流数值模型已经能够在各种边界条件下真实地实现模拟,对认识海洋过程的形成机制有极其重要的作用。目前还没有一个关于海洋的普遍性理论,也就是还不存在一个能够在实验室环境下令人满意地模拟海洋系统复杂行为的物理模式,但从原则上讲,对海洋系统可以建立耦合的偏微分方程组,在给入射太阳辐射和其它特定边界条件以及初始条件以后,该偏微分方程组就可求解。这样就构成了一个良态的数学问题。整个数学问题形成的前提就是建立数学模型^[6],并借助大型计算机强大的计算能力求解这个数学问题,从而使海洋科学成为一门“可实验学科”。

海洋中的流体运动除了引潮力引起的潮汐运动外,还有海流和波动(如海浪等)。海流是海水沿一定途径的大规模流动^[7]。引起海流的因素有两个,一是风作用于海面的风应力,一是海洋热盐效应造成海水密度分布不均匀,形成的水平压强梯度力。再加上地球自转偏向力的作用,海流既有水平流动,又有垂直流动。由于海岸和海底的阻挡和摩擦作用,海流在近岸和近底处,与在开阔海洋上有很大的差别。总之,海流的情况是相当复杂的^[8]。目前的海洋数值模型有风驱动下的环流模型,也有盐温合成力驱动下的环流模型。

海洋环流数值模型 GCM(General Circulation Model) 对海洋洋流建立了一套流体力学方程组(包括运动方程、状态方程、热力学方程和连续方程)以及适当的边界条件,并作了一些合理的假设,以使问题得到简化。一般情况下作了三个假设^[9,10]: (1) Boussinesq 假设,除了在考虑密度对浮力的影响时将其视为变化的外,其它情况下均认为密度定常; (2) 垂直方向的流体静力学平衡,除了运动方程中的流体静力学平衡项外,忽略运动方程中垂直方向的分量; (3) 扰动近似,直接求解大尺度扰动,小尺度扰动用扰动粘滞系数表示。在上述假设的基础上,采用数值计算方法,输入量有作用于海洋表面的风应力(由观测所得的大气风资料采用经验公式换算得到)、温度、压力、盐度等。对洋底地形的假设,最简单的是假设洋底是平坦的,不过,现在已有洋底的实际探测结果可以利用。这样,就为海洋角动量的定量计算提供了必需的数据,得到全球海洋各网格点上的速度、质量、盐度、压力等值的时间序列。

由于基本方程组、边界条件、近似假设等方面有所不同,不同的研究者建立了不同的 GCM 模型,并得到不同的结果。如 Cox 和 Bryan^[9]、Semtner 和 Chervin^[10]、中国科学院大气物理研究所^[11]等。成功的海洋环流数值模型的结果中应具备真实海洋中主要的洋流类型,基本符合真实海洋的情况。

上述 GCM 模拟结果表明,全球尺度的海洋环流主要有两个,即盐温合成“传输带”和南极绕极流(ACC)。两者互相作用互相影响,又都受到盐温合成力和风力的影响。海洋的许多区域和洋流的运动过程之间是相互依赖的,因此,有必要采用海洋的全球模型来研究。

以前, GCM 模型的数值计算结果一般都是全球积分值,发展到现在,主要研究各物理量的时空变化,即用海洋学的观点研究海洋角动量的变化机制,以及其在海洋内部的传输过程。另外,在海洋和固体地球的相互作用过程中,摩擦力和压力的作用,以及两者在不同时间尺度上的关系,也是有待研究的问题。

3 海洋角动量的理论和模型

密度为 ρ , 单位体积的流体元绕轴旋转的角动量可表示为^[12]:

$$m = m_{\Omega} + m_r = \rho \Omega a^2 \cos^2 \varphi + \rho u a \cos \varphi \quad (1)$$

(1) 式中, m_{Ω} 表示单位体元流体由于地球自转产生的角动量, 方向在地球坐标系的 z 轴上, m_r 为该体元由于具有径向速度 u 而产生的角动量 (相对角动量), 方向也在地球坐标系的 z 轴上, a 为地球半径, Ω 为地球平均自转速率, φ 为纬度, u 为向东的速度分量。如无特别说明, 以上各量的含义在下文中均不变。

单位体元角动量 m 随时间的变化遵守方程 [6]:

$$\frac{\partial m}{\partial t} = -\nabla \cdot (m\mathbf{U}) - \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \rho F a \cos \varphi \quad (2)$$

方程中, λ 为经度, \mathbf{U} 为三维速度矢, p 是作用在流体上的压力, F 是作用在流体上的摩擦力。

上式对全球海洋积分, 运用散度理论和莱布尼兹法则, 得到:

$$\frac{dM}{dt} = T_p + T_w + T_b \quad (3)$$

其中,

$$M = M_{\Omega} + M_r = \int_V (m_{\Omega} + m_r) dV = \int_V m_{\Omega} dV + \int_V \rho U a \cos \varphi dV \quad (4a)$$

$$T_p = - \int_{S_b} P_b \frac{\partial H}{\partial \lambda} dS_b \quad (4b)$$

$$T_w = \int_S \tau a \cos \varphi dS \quad (4c)$$

上述四个公式中, M 代表全球海洋角动量, M_{Ω} 为全球海洋由于地球自转产生的角动量, M_r 表示全球海洋由于具有径向速度产生的角动量, 三者的方向均在地球坐标系的 z 轴上, T_p 是作用在洋底的压力力矩, T_w 是作用在大气海洋界面上的风力矩, T_b 是作用在洋底的除压力力矩以外的其它力矩, 由于目前对它们的性质不了解, 再加上复杂性, 尚无法写出具体的表达式, 但较之 T_p 和 T_w 要小两个量级 [13]。以上三种力矩的方向均在地球坐标系的 z 轴上。(3) 式说明全球海洋角动量 M 的变化等于作用在海洋上的所有外力矩之和。(4b) 和 (4c) 式中, P_b 是作用在洋底的压力, H 是洋底地形, 它是洋底对于海平面的深度, 是 λ 和 φ 的函数, 由海平面向上为正。 τ 表示风应力, S 表示海面面积, S_b 表示海底面积。

全球相对角动量 M_r 用 (4a) 式中的第二项表示, 全球轴向角动量 M_{Ω} 为:

$$M_{\Omega} = M_{\Omega}^o + M_{\Omega}^{\eta} = \int_S dS \int_{-H}^0 \rho \Omega a^2 \cos^2 \varphi dz + \int_S \eta \rho_0 \Omega a^2 \cos^2 \varphi dS \quad (5)$$

(5) 式中, η 是相对 $z = 0$ 平面 (平静的理想海面) 的海平面高度, 也就是说 M_{Ω} 由两部分组成, 分别与海水密度以及海平面高度有关。 ρ_0 是表面海水的平均密度。

对不可压缩流体, ρ 为常数, $\nabla \cdot \mathbf{U} = 0$, (2) 式可简化为 [13]:

$$\frac{\partial m_r}{\partial t} = \rho \nu a \cos \varphi 2\Omega \sin \varphi - \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \rho a \cos \varphi F \quad (6a)$$

$$\frac{Dm_{\Omega}}{Dt} = \rho \nu a \cos \varphi 2\Omega \sin \varphi \quad (6b)$$

其中, ν 为速率。

另一种海洋角动量的计算公式是 Eubanks 提出的正交归一化有效海洋角动量公式^[1], 它以 Barnes 等人引入的有效大气角动量的形式写出^[14]:

$$\begin{aligned}\chi_3(t) &= [0.753a^4\rho/C] \int \int_{\text{ocean}} \zeta(\Omega, t) \sin^2 \theta d\Omega \\ &\quad + [0.998a^3\rho/C\omega] \int \int \int_{\text{ocean}} u(\Omega, z, t) \sin \theta d\Omega dz \\ \chi_1(t) + i\chi_2(t) &= - [1.00a^4\rho/(C-A)] \int \int_{\text{ocean}} \zeta(\Omega, t) \sin \theta \cos \theta e^{i\lambda} d\Omega \\ &\quad - [1.45a^3\rho/(C-A)\omega] \int \int \int_{\text{ocean}} [u(\Omega, z, t) \cos \theta \\ &\quad + iv(\Omega, z, t)] e^{i\lambda} d\Omega dz\end{aligned}\quad (7)$$

(7) 式是柱坐标形式, 其中, $\chi_3(t)$ 是轴向海洋角动量, $\chi_1(t)$ 和 $\chi_2(t)$ 是赤道面上的两个正交分量。C 和 A 分别是地幔的轴向和赤道面上的惯量矩, ω 是地球自转平均角速度, ρ 是海水平均密度。d $\Omega = \sin \theta d\theta d\lambda$ 是积分面元, 而 z 是垂直方向的坐标轴。从此公式中可知, 计算海洋角动量需要相对海底的海平面高度资料 $\zeta(\Omega, t)$ 和洋流流速资料 $u(\Omega, z, t)$ 以及 $v(\Omega, z, t)$ 。

(7) 式给出的是海洋角动量的一种近似计算公式, 和前面介绍的方法相比较而言, 对计算机的要求较低, 易于实现。由于假设海水平均密度 ρ 是常量, 因此密度变化引起的质量项和由于密度驱动的盐温环流的运动项被忽略了。它们对海洋角动量的贡献相对比较小, 时间尺度也比较长。

在得到海洋环流数值模拟的结果, 即各个网格点上有关的物理量序列以后, 运用上述的角动量理论, 就可以来计算海洋角动量和作用在海洋上的力矩。

4 海洋角动量对地球自转变化的贡献

一些预研究表明, 海洋对闭合全球角动量有作用, 但确切的作用尚需进一步研究。海洋和大气之间通过风压互相交换角动量, 海洋和固体地球之间通过作用在洋底的压力和摩擦力等进行角动量的互换, 这样, 大气和海洋之间交换的角动量被迅速传给了固体地球, 并对地球自转变化产生影响。以下是一些分别采用了不同的海洋数值模拟模型, 在海洋角动量对地球自转变化激发方面的一些研究结果。

Ponte 和 Rosen 采用 Semtner 和 Chervin 的海洋环流模型输出结果, 选取了时间跨度为一年的序列, 计算后得到全球海洋角动量 M 的序列^[13]。用傅里叶分析得到周年变化和半年变化的幅度以及最大值的相位, 其结果列在表 1 中。它们发现, M 的周年变化和 ΔLOD 扣除了大气角动量 (AAM) 的剩余量的周年变化, 量级可相比拟^[13]。

Jonathan Steinberg 采用 Cox 和 Bryan 海洋环流模型的输出结果, 计算了 1980—1986 年期间海洋洋流和海洋对日长和极移的激发函数, 认为可以解释 ΔLOD 去除 AAM 后剩余量的 17%—19%, 还可以解释扣除大气效应后剩余的 Chandler 摆动和季节性极移的 50%^[15]。

郑大伟等人^[16]利用类似 (7) 式的海洋角动量模型, 计算和研究了赤道地区海洋角动量对年际日长变化的贡献, 海洋的激发量约为 30% 左右, 其结果绘在图 1 中。从图中可见热带海洋角动量的变化对年际日长变化的贡献是明显的, 其峰值与年际日长变化 (图中实线) 有对应性, 特别是在 ENSO 事件期间。在 1982—1983 年 ENSO 事件时期其最大峰值可达 0.2ms。

表 1 M_{Ω}^p , M_{Ω}^n , M_{Ω} , M_r , M 的周年和半年项的幅度和相位
(幅度的单位是 $10^{23} \text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, 相位指 1 月 1 日以后第一个极大值出现的时间)

	周 年 项		半 年 项	
	幅度	相位	幅度	相位
M_{Ω}^p	5.3	20 Oct	1.5	28 May
M_{Ω}^n	6.3	22 May	4.3	7 Mar
M_{Ω}	3.2	26 Jul	2.9	11 Mar
M_r	6.8	19 Jul	0.84	2 May
M	10.2	18 Jul	2.9	29 Mar

5 展 望

现今地球自转研究的发展和上述一些预研究的结果表明, 研究海洋对地球自转的激发作用在九十年代已成为地球自转研究领域的一个重要方面, 但精确的海洋角动量模型研究和计算还有待各相关学科的发展。

首先, 海洋角动量模型有待改善, 包括物理理论和数值方法的改进。前者包括在模型中考虑北冰洋的影响和使海洋传输参数更合理。后者需要采用热力学和冰动力学理论来研究海冰。其次, 需考虑二阶小量, 使模拟结果更精确。除此以外, 现在的研究主要还受到计算机能力的限制。随着巨型并行计算机运算能力的提高, 可以实现更小的时空步长的计算, 这样, 原来因受到步长的制约而采用的近似假设就不再需要了, 以前对区域尺度、分辨率、模拟时间长度和灵敏度测试的限制都将比以前大大减小。海洋动力学模型将更符合真实海洋的情况。在有些预研究中, 空间分辨率已达到 0.25° 。预计, 在不远的将来, 空间分辨率可以达到 0.125° , 海洋垂直分层可达 100 层, 积分可长达几百年^[10]。

海洋数值模拟的结果更精确, 更接近实际情况后, 用其海平面高度资料和洋流流速资料来计算海洋角动量也将更可靠, 这将有助于解释海洋对地球自转变化的激发作用, 有力地推动地球自转研究向前发展。

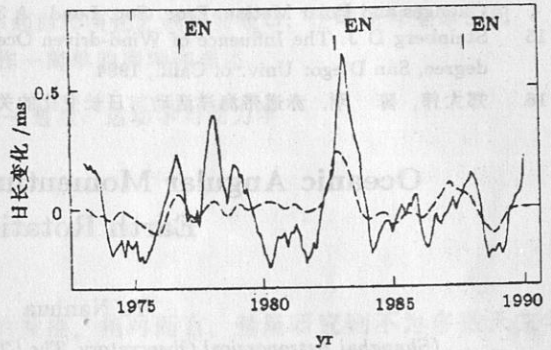


图 1 热带太平洋海水东、西流动所计算的海洋角动量变化(虚线)对日长年际变化(实线)的贡献^[16]
有“EN”箭头表示 ENSO 事件发生的时段

参 考 文 献

- 1 Eubanks T M. Variations in the Orientation of the Earth, Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Earth Dynamics Geodynamics 24, [s.l.]: American Geophysical Union, 1993. 1
- 2 Dickey J O. Atmospheric Excitation of the Earth's Rotation: Progress and Prospects via Space Geodesy, Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Earth Dynamics Geodynamics 24, [s.l.]: American Geophysical Union, 1993. 55
- 3 普劳德曼. 动力海洋学, 北京: 科学出版社, 1956
- 4 兰伯克. 地球自转的变化, 北京: 地震出版社, 1980

- 5 Bryan K, Cox M D. A Numerical Investigation of the Oceanic General Circulation, *Tellus* 19, [s.l.]: [s.n.] 1967.54
- 6 Peixoto J P, Oort A H. *Physics of Climate*, New York: American Institute of Physics, 1992
- 7 景振华. 海流原理, 北京: 科学出版社, 1966
- 8 叶安乐, 李凤歧. 物理海洋学, 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1995
- 9 Cox M D. A Primitive Equation Three Dimensional Model of the Ocean, Tech. Rep. 1, Ocean Group, Princeton: NOAA Geophys. Fluid Dyn. Lab., Univ. Princeton, N.J., 1984: 250
- 10 Semtner A J, Chervin R M. Ocean General Circulation from a Global Eddy-Resolving Model, *J. Geophys. Res.*, 97(C4), 1992: 5493
- 11 吴国雄. 中国科学院大气物理所, 私人通信, 1997
- 12 Gill A E. *Atmospheric-Ocean Dynamics*, New York: Academic Press, 1982: 662
- 13 Ponte R M, Rosen R D. Oceanic Angular Momentum and Torques in a General Circulation Model, *Journal of Physical Oceanography*, 1994: 1966
- 14 Barnes R T H, Hide R, White A A *et al.* Atmospheric Angular Momentum Fluctuations, Length-of-day Changes and Polar Motion, *Proc. Soc. Lond.*, A 387, 1983: 31
- 15 Steinberg D J. The Influence of Wind-driven Ocean Circulation on Earth Rotation, dissertation for Dr.'s degree, San Diego: Univ. of Calif., 1994
- 16 郑大伟, 陈 刚, 赤道带海洋活动与日长变化的关系, *中国科学 (A 辑)*, 1994, 24(3): 298

Oceanic Angular Momentum and Its Excitation to the Earth Rotation Variations

Yu Nanhua Zheng Dawei

(Shanghai Astronomical Observatory, The Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200030)

Abstract

The development of oceanic angular momentum model is introduced in this paper and the preliminary results of relation between the Earth rotation variation and ocean are also shown. The results show that ocean may be one of excitation sources of the Earth rotation variation, and their interaction and the mechanism have to be studied further.

Key words Earth: oceanic angular momentum—Earth: rotation Variation