大气、地表水和海洋对地球自转极移 季节变化的综合贡献*

钟 敏^{①②} 朱耀仲^① 高布锡^① 内藤动夫^③

(①中国科学院测量与地球物理研究所, 武汉 430077; ②LASG, 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029; ③国立天文台
地球自转研究中心, 水泽, 日本)

摘要 极移季节变化的地球物理定量激发迄今未得到圆满的解释. 基于大气海洋耦合数值环流模式, 计算了大气和地表水及海洋角动量变化. 与日本气象局(JMA)客观分析资料计算的大气角动量比较, 模式模拟的大气角动量东经 90° 分量要优于 0° 分量. 地表水和海洋激发有效地减少了极移与 JMA 大气角动量之间季节尺度上的差异, 并且结合 JMA 和美国环境预测中心(NCEP)的大气角动量对极移周年变化的综合激发都优于 NCAR-CSM1 气候模式的结果.

关键词 极移 角动量 地球自转

地球自转瞬时轴相对于固体地球参考极的运动称为地极运动, 简称极移. 极移主要包括 Chandler 摆动和季节变化. Chandler 摆动是自由阻尼摆动. 极移季节变化主要是由于全球大气、海洋和地表水质量季节性再分布引起的受迫摆动. 迄今为止, 极移季节变化的定量激发未得到满意的解释, 也就是说, 与大气、海洋、地表水运动相关联的地球物理定量激发尚不能闭合高精度空间大地测量技术所观测到的极移季节变化^[1,2].

日本气象局(JMA), 美国环境预测中心(NCEP)和欧洲中尺度气候预报中心(ECMRWF)自 60 年代先后开展了全球大气角动量的计算工作, 结果表明全球大气赤道角动量变化只能解释极移季节变化的 60%左右^[3]. 估算地表水变化涉及到复杂的全球水分循环过程. 由于自然因素的原因, 某些地区观测资料稀疏, 不确定性大, 因此地表水激发极移季节运动的研究结果差异较大^[4-6]. 同样由于缺乏实测的全球洋流速度场和海水质量再分布, 而且全球尺度海洋数值模式的精度不理想, 因此定量研究全球各圈层角动量交换鲜见考虑海洋的贡献. 近年来, 涉及全球降水、蒸发、径流的陆面模式过程和海洋数值模式的不断完善促使全球角动量研究上了一个新台阶. 文献[1]利用 PSM 海洋数值模式显示海洋对极移季节变化的贡献十分显著, 不过该文并未考虑地表水激发. 文献[2]利用 NCAR-CSM1 气候耦合模式计算了大气、海洋和地表水对极移季节变化的综合贡献, 激发幅值比较以前的结果改善了 17%. 相对其他大气、海洋等独立的数值模式, 大气海洋耦合模式最突出的特点是保证了水循环过程中全球水质量的守恒, 考虑了大气与海洋以及大气与陆地过程的动力耦合, 而且涉及的各种物理参数空间分布均匀.

本文利用 COAGCM 大气海洋耦合数值模式计算全球大气、地表水和海洋角动量变化, 讨

2001-12-26 收稿, 2002-04-07 收修改稿

* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 49904002, 40074004)

论它们对极移季节变化的综合贡献, 并与 JMA 大气角动量进行比较.

1 角动量计算

地固参考系中, 描述地球自转瞬时轴极移的动力学方程为

$$\mathbf{m} + \frac{i}{\sigma_0} \dot{\mathbf{m}} = \boldsymbol{\chi} - \frac{i}{\Omega} \dot{\boldsymbol{\chi}}, \quad (1)$$

其中 $\mathbf{m} = m_1 + im_2$ 表示极移两个无量纲赤道分量, σ_0 为 Chandler 自由摆动复频率. $\boldsymbol{\chi} = \chi_1 + i\chi_2$ 为赤道有效角动量, 可表示为

$$\boldsymbol{\chi} = \frac{-1.098\bar{R}^4}{g(C-A)} \iiint P_s \sin \phi \cos^2 \phi e^{i\lambda} d\lambda d\phi + \frac{-1.5913\bar{R}^3}{g\Omega(C-A)} \iiint (u \sin \phi + iv) \cos \phi e^{i\lambda} dp d\lambda d\phi, \quad (2)$$

其中右边第 1 项为大气、海洋、地表水质量再分布引起的压力角动量变化, 第 2 项为流体相对运动引起的相对角动量变化, 参数说明详见文献[7].

时间长度为 70 年的 COAGCM 模式包括大气数值模式、海洋数值模式和陆面模式过程^[8]. 其中大气模式包括海平面气压、1000 ~ 1 hPa 共 17 个标准气压层的大气风速以及地势高资料、全球表面降水和水蒸发分布以及陆地径流参数, 经纬度分辨率为 5° 与 4° . 海洋数值模式包括动力海面高变化(TOPEX / Poseidon 卫星测高资料)、2.6 ~ 4650 m 不同海洋深度共 21 层洋流速度场以及温度、盐度场资料, 经纬度分辨率 2.5° 与 2° .

地表大气压 P_s 可根据海平面气压和地形高度求得. 不同的垂直积分区域可导致全球大气赤道相对角动量变化对极移季节变化产生不同强度的激发^[3,9]. NCEP 大气角动量的垂直积分区域从 1000 hPa 到大气上层 10 hPa(Bottom Pressure Method, 简称 BP 方法), 而 JMA 的垂直积分区域从地形表面到 10 hPa(Surface Pressure Method, 简称 SP 方法).

地表水压力角动量涉及到全球地表水储量变化的估算, 根据海陆分布可分为陆地水储量以及全球水循环导致的海平面高平均变化 H . 根据连续性原则, 陆地水储量变化的平衡方程为^[10]

$$W = P - E - R_0 - R_u, \quad (3)$$

其中 W , P , E , R_0 和 R_u 分别表示水的贮存率、降水率(液态和固态)、蒸发率(包括陆地蒸散和冰雪上的升华)、表面径流和地下径流. 对于较大的陆地区域, 地下径流通常很小, 因此本文没有考虑地下径流对陆地水储量变化的影响. 海平面高平均变化 H 由海面降水率 P_{ocean} 、蒸发率 E_{ocean} 和均匀覆盖于海面的陆地表面总径流 $\bar{R}_0$ 共同确定, $\bar{R}_0$ 为

$$\bar{R}_0 = \frac{1}{S_{\text{ocean Land}}} \iint R_0 dS, \quad (4)$$

因此平均海平面高 H 的变化为

$$H = \frac{1}{S_{\text{ocean ocean}}} \iint (P_{\text{ocean}} - E_{\text{ocean}} + \bar{R}_0) dS dt, \quad (5)$$

其中 S_{ocean} 、 dS 和 dt 分别是海洋总的表面积、面积积分元和时间积分元. 因此陆地水储量变化和平均海平面高 H 的变化产生的地表水压力分别为 $\rho_0 g W dt$ 和 $\rho_0 g H$, 其中 ρ_0 表示水的密度.

海洋压力角动量涉及到洋底压力变化的估算, 导致其变化的因素包括动力海面高变化 ζ' 和海水密度变化, 可如下表示:

$$P_s = g \rho_1 \zeta' + g \int_{-H}^0 \rho dh, \quad (6)$$

其中 $\rho_1 = 1025 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 为最上层海水平均密度, ρ 为海水密度, dh 为海洋深度积分元.

2 结果和分析

采用 Wilson 中的公式(4a)^[11]将极移 Space97 m_1, m_2 序列^[12]转换到相应的测地激发 χ_1^G 和 χ_2^G , 可以与大气、地表水和海洋激发进行等量纲比较. COAGCM 大气相对角动量与 JMA 大气角动量一样均采用 SP 方法, 垂直积分区域从地形表面到大气顶层. 将 1988 ~ 1997 年每月的测地激发、JMA 大气角动量以及 COAGCM 大气、地表水和海洋角动量进行为期 11 年的平均, 得到 12 个月的平均值, 称为气候平均图. 图 1 显示 COAGCM 地表水和海洋对测地激发与大气激发之差 χ^{G-A} 综合激发的气候平均图. 模式列采用 COAGCM 大气值, 分析和模式列采用 JMA 大气值. 从图 1 可以看出, COAGCM 和 JMA 大气角动量 χ_1^A 分量相差明显, χ_2^A 分量比较相似. COAGCM 地表水和海洋激发 χ_2^{H+O} 与 χ_2^{G-A} 周年尺度上符合得比较好, 不过 χ_2^{G-A} 的高频变化没有得到相应的解释.

图 1 地表水和海洋(虚线)对测地与大气激发之差(实线)贡献的气候平均图
模式的结果使用 COAGCM 大气激发, 分析和模式的结果使用 JMA 分析大气激发

利用余弦为基底的最小二乘方法对测地激发、大气和地表水及海洋角动量序列分别求解周年和半年变化的振幅和相位, 起始时间为 1 月 1 日, 结果如表 1 所示. 其中模式栏代表 COAGCM 的值, 分析和模式栏中大气激发是 JMA 的值. P(NIB)是大气角动量气压项, P(IB)为反变气压计效应的结果. W, OC, OP, H 分别表示大气相对角动量、海洋相对角动量、海洋压力角动量和地表水角动量.

对于 χ_1 分量, COAGCM 气压项 P(IB)的周年振幅远大于 JMA 相应的值, 主要原因是反变气压计响应不显著, 而且 COAGCM 的大气相对角动量较小. 对于 χ_2 分量, COAGCM 气压项和相对角动量无论在振幅、相位上都与 JMA 的结果相近. 总体上 $\chi_2^{P(IB)+w}$ 分量的符合程度要好

于 $\chi_1^{P(IB)+w}$ 分量. 显然模式在模拟海洋区域大气海洋动力耦合过程中没有像陆地区域一样拥有足够的物理约束, $\chi_1^{P(IB)+w}$ 分量主要又来自海洋区域大气压变化的贡献, 因此以上研究结果说明 COAGCM 模式基本上模拟出陆地区域大气与陆地过程动力耦合的季节特征, 但没有较好地模拟出海洋区域大气与海洋耦合的主要季节特征, 需要进一步改善.

表 1 季节变化的振幅和相位

		χ_1		χ_2	
		振幅($\times 10^{-8}$)	相位/($^{\circ}$)	振幅($\times 10^{-8}$)	相位/($^{\circ}$)
周年变化					
测地结果		3.65	82	9.43	152
模式	P(IB)+W+OC+OP+H	6.80	154	10.29	155
	P(IB)+W	8.50	164	14.10	169
	P(NIB)	11.27	163	23.88	176
	P(IB)	8.03	170	16.64	173
	W	0.98	106	2.78	15
	OC	0.52	345	1.43	183
	OP	0.89	19	2.31	23
	H	0.87	34	3.92	11
分析和模式	P(IB)+W+OC+OP+H	3.20	70	7.52	150
	P(IB)+W	2.54	112	11.30	169
	P(NIB)	8.50	219	20.60	167
	P(IB)	3.11	179	14.41	177
	W	3.10	47	3.63	25
半年变化					
测地结果		2.79	194	5.79	21
模式	P(IB)+W+OC+OP+H	1.14	154	3.65	29
	P(IB)+W	1.03	101	3.34	65
	P(NIB)	0.60	306	1.44	11
	P(IB)	0.85	101	2.91	47
	W	0.18	100	1.05	122
	OC	0.23	104	0.52	156
	OP	0.40	189	0.99	356
	H	0.77	240	1.84	312
分析和模式	P(IB)+W+OC+OP+H	0.49	181	5.15	7
	P(IB)+W	0.60	56	3.82	28
	P(NIB)	2.65	187	2.80	2
	P(IB)	1.21	86	3.47	30
	W	0.82	288	0.29	11

图 2 直观地显示了大气、地表水和海洋对周年极移的综合贡献.

COAGCM 海洋激发 χ_1^O , χ_2^O 的周年振幅和相位分别是 1.35×10^{-8} , 7° 和 1.08×10^{-8} , 50° , 其中 χ_2^O 的幅值小于 COAGCM 地表水激发相应的分量(3.92×10^{-8} , 11°). 值得注意的是 COAGCM χ_2^O 压力角动量的幅值也远小于文献[1]相应的结果(4.47×10^{-8} , 20°), 并且作者和 Ponte 分别根据首套全球海洋同化资料计算的幅值同样证实文献[1]高估了 χ_2^O 压力角动量的周年变化, 我们将另文讨论该结果. 周年激发的另一种表示是正向激发 χ^+ 分量和逆向激发 χ^- 分量, 满足 $\chi_1 + i\chi_2 = \chi^+ \exp(i\omega t) + \chi^- \exp(-i\omega t)$, 其中 $\chi^+ = F_1 + iF_2$. 因此正向激发幅值为

$(F_1^2 + F_2^2)^{1/2}$, 以下讨论的幅值单位均为 10^{-8} rad, 相位 $\theta = \arctan F_2 / F_1$. COAGCM 海洋周年激发 F_1, F_2 分别为 1.09 和 0.27, 与文献[2]的气候模式结果(1.73 和 0.16)相近.

图 2 周年变化的向量图

单位是 10^{-8} rad. G, P, W, O 和 H 分别代表测地激发、IB 大气压力角动量、大气相对角动量、海洋角动量和地表水角动量. 向量长和方向分别代表振幅和相位, 起始相位为 1 月 1 日. 分析和模式的结果使用 JMA 分析大气激发

COAGCM 地表水正向激发为 $F_1 = 0.74, F_2 = 1.68$, 与之相似同处于第 1 象限的有文献[2]利用 NCAR-CSM1 气候耦合模式的结果(0.33, 2.83)和雷小平等^[4]利用全球 300 个气象台站的月降水、温度和蒸发模型解算的结果. 不过在众多的地表水激发研究中, 也有 Chao^[5]的结果(0.03, -0.63)和 Kuehne^[13]的结果(0.82, -0.31)处于第 4 象限.

图 2 显示, COAGCM 大气、地表水和海洋综合激发的 χ_2 分量与测地激发符合得最好. 由于模式大气激发 χ_1^A 的明显偏差, 两者综合激发的 χ_1 分量无法比较. JMA 大气加上 COAGCM 地表水和海洋所得综合激发 χ_1, χ_2 的周年振幅、相位分别是 $3.20 \times 10^{-8}, 70^\circ$ 和 $7.52 \times 10^{-8}, 150^\circ$, 与测地激发已比较相近. JMA 大气正向激发是 $F_1 = 0.60$ 和 $F_2 = -6.72$, 结合 COAGCM 地表水和海洋激发, 因此三者综合正向激发为 $F_1 = 2.43$ 和 $F_2 = -4.77$, 幅值和相位分别 $5.35, 297^\circ$.

NCEP 大气赤道压力角动量与 JMA 相应的结果基本一致^[9]. 如前所述, 由于 NCEP 大气赤道相对角动量采用了不同的垂直积分区域, 它的周年振幅和相位分别是 $2.06 \times 10^{-8}, 29^\circ$ (χ_1 分量)和 $0.74 \times 10^{-8}, 184^\circ$ (χ_2 分量), 与 JMA 相应的结果存在明显的差异. 因此, NCEP 大气赤道角动量的正向激发是 $F_1 = -0.39$ 和 $F_2 = -7.94$, 加上 COAGCM 地表水和海洋激发, 三者综合的正向激发为 $F_1 = 1.44$ 和 $F_2 = -5.99$, 幅值和相位分别 $6.16, 284^\circ$. 测地激发的周年正向激发为

$F_1 = 2.47$ 和 $F_2 = -5.97$, 幅值和相位分别 6.46° , 292° . 因此以上两种综合激发的幅值分别是测地激发的 82.8% 和 95.4%, 相位之差分别为 5° 和 8° , 优于文献[2]中的结果(64.7% 和 5°).

表 1 显示, 大气、地表水和海洋综合角动量变化和测地激发在半年尺度上相差甚远, 因此极移季节变化的定量激发研究仍需要进一步完善.

3 结论

基于大气海洋耦合数值环流模式 COAGCM 计算的大气赤道角动量与日本气象局大气客观分析资料解算的大气角动量比较, 模式 χ_2 分量周年变化要优于 χ_1 分量. 地表水和海洋激发有效地减少了测地激发与大气激发之间的差异, 而且证实了地表水对极移周年变化的激发作用, 同时也显示 JMA, NCEP 大气和 COAGCM 地表水、海洋对极移周年变化的综合激发是众多同类研究中较为理想的结果. 本文研究表明现代大地测量技术观测到的极移微小变化不仅可为全球流体赤道角动量变化提供精确的约束, 而且是大气海洋数值模式性能评估的客观标准之一.

参 考 文 献

- 1 Ponte R M, Stammer D, Marshall J. Oceanic signals in observed motions of the Earth's pole of rotation. *Nature*, 1998, 392: 476 ~ 479
- 2 Celaya M A, Wahr J M, Bryan F O. Climate-driven polar motion. *J Geophys Res*, 1999, 104: 12813 ~ 12829
- 3 Aoyama Y, Naito I. Wind contribution to the earth's angular momentum budgets in seasonal variation. *J Geophys Res*, 2000, 105: 12417 ~ 12432
- 4 雷小平, 高布锡. 水分布激发与周年极移. *天文学报*, 1992, 33(1): 61 ~ 66
- 5 Chao B F, O'Connor W P. Global surface-water-induced seasonal variation on the earth's rotation and gravitational field. *Geophys J*, 1988, 94: 263 ~ 270.
- 6 钟敏, 闫浩明, 朱耀仲, 等. 全球地表水储量再分布对周年极移的激发. *天文学报*, 2002, 43(2): 212 ~ 220
- 7 Eubank T M. Variation in the orientation of the earth. *Contribution of Space Geodesy to Geodynamics*, 1993, 24: 1 ~ 54
- 8 Yukimoto S, Endoh M, Kitamura Y, et al. Inter-annual and inter-decadal variabilities in the Pacific in an MRI coupled GCM. *Climate Dynamics*, 1996, 12: 667 ~ 683
- 9 钟敏, 闫浩明, 朱耀仲, 等. 大气角动量变化以及对地球自转季节变化的激发. *天文学报*, 2002, 43(1): 90 ~ 98
- 10 Peixoto J P, Oort A H. *Physics of Climate*. New York: AIP Press, 1992
- 11 Wilson C R. Discrete polar motion equations. *Geophys J R Astronomy Soc*, 1985, 80: 551 ~ 554
- 12 Gross R S. Combinations of earth orientation measurements: SPACE97, COMB97, and POLE97. *J Geodesy*, 2000, 73: 627 ~ 637
- 13 Kuehne J, Wilson C. Terrestrial water storage and polar motion. *J Geophys Res*, 1991, 96: 4337 ~ 4345