

海潮模型的比较及海潮 对地球自转变化的影响

顾震年 金文敬 王保卫

(中国科学院上海天文台 上海 200030)

摘 要

近年来, 由于卫星测高工作的开展, 提供了丰富准确的观测资料, 产生出许多新的海潮模型。这些海潮模型的相互比较为研究海洋的精细结构、海潮的动力学、地球动力学提供了依据。另一方面, 由现代空间技术和新方法来监测地球自转中的高频变化研究领域也有长足的进展。用这些技术可检测出地球自转中的周日和半日变化, 其中高频变化的一种重要激发源就是海潮。这是由于引潮位引起海洋的流速和高度的变化, 从而激发地球自转的变化。一般来说, 海潮影响地球自转的高频变化有两种不同的激发机制。地球的惯性张量的变化即质量项, 它对应于潮高, 而运动项对应于潮流。许多研究表明, 从测地技术测定的地球自转中的高频变化和从海潮模型预报的周日和半日潮波变化符合得很好。综合性地评述了近几年国际上海潮对地球自转中周日以下的高频变化影响的最新进展, 同时也简要介绍地球自转变化中周日以下的高频变化与海潮模式中的周日和半日变化比较的结果。另外也提出了需解决的一些问题。

关键词 海潮模型 — 地球自转

分类号: P183.31

1 引 言

目前, 精确的海潮资料得到了广泛的应用。它不仅为许多地球物理研究(如地球自转的变化和月球轨道的演化等)所需要, 而且也应用于现代空间技术以及新的海洋观测技术(如探测海洋地形、研究海洋下层边界的结构及其对全球海洋的动力学影响等), 国民经济许多尖端科学也需要精确的海潮图。在卫星测高技术出现以前, 只能从验潮资料得到浅海和区域性的海潮图, 建立的大多是经验的海潮模型。在 90 年代, 一些海洋卫星陆续升空, 通过卫星对海平面测高资料的研究, 产生了许多新的海潮模型, 因此, 新老海潮模型的比较为研究海洋的精细结构、海潮的动力学研究、地球动力学研究提供了有力的依据。

近十几年中, 在测定地球指向参数 (EOP) 的高频变化及海洋对地球自转变化的激发贡献

研究方面已取得了突破性的进展。在由甚长基线干涉仪 (VLBI)、全球定位系统 (GPS) 测定的 EOP 序列中, 世界时 (UT1)、极移 $PM(x, y)$ 瞬时解的精度分别达到了 0.02ms 和 0.3mas 的水平^[1], 以小时为间隔的 UT1, x, y 序列的形式误差为 $8\mu\text{s}$ 和 $120\mu\text{as}$ ^[3]。这些序列表现出明显的周日和半日变化, 而这种变化正是由海潮引起的。通过这些高精度 EOP 资料分析, 探讨海潮对地球自转中周日和半日变化的激发贡献, 可以进一步了解海洋和固体地球之间的耦合机制。因此, 海潮模型比较和地球自转变化中海潮效应的检测就成为当前研究的热点。Sovers^[2]、Gipson^[3]、Herring 和 Dong^[4]、Herring^[5]、Gross^[6] 等人的研究结果都是令人鼓舞的。他们通过对海潮模型比较, 选择合适的模型来与观测资料中的海潮信息相匹配, 找出较好的海潮模型来预报地球自转中的周日以下的高频变化。近年来国际地球自转服务 (IERS) 增加了监测全球流体圈的重要内容, 突出了海洋在地球自转中的作用。

2 潮汐理论及各种海潮模型比较

由于地球不是绝对刚体, 日、月引力的作用会使固体地球、海洋和大气都发生潮汐形变, 从而引起地球惯性张量的变化, 对地球自转产生影响。对长周期而言, 固体潮最重要。大气潮的影响比较弱。海潮在高频变化中更为重要。潮汐形变使经典的天文观测受到影响, 例如使观测的子午线方向发生变化、使潮汐变化的和观测纲要中的周期效应难以分离、使观测者的位置发生偏移, 观测记录产生扰动等。在现代空间技术观测结果中, 海潮对航天器有一定的摄动影响, 人造卫星的轨道受到潮汐力位的摄动, 地面台站受海潮的影响相对于地球质心, 都有周期性的位移。

外力位 $U(r)$ 作用在地球上, 使地球体发生形变, 并改变外部引力位, 这就是固体潮。确定形变的方法是用洛夫数法。外力位可按球谐函数展开, 用勒让德多项式来表示。海潮是指海水有规律的涨落现象, 涨落高度之差一般为几 m, 多数海区周期为 0.5d, 少数海区周期接近 1d。大气潮振幅大约为 100pa, 固体潮只有几十 cm, 它们不如海潮显著。1687 年牛顿首先用万有引力定律来解释潮汐现象, 提出平衡潮理论。1775 年拉普拉斯提出潮汐动力学理论, 把海潮看作为外力 (引潮力) 作用下所引起的强迫振动并对全球海洋进行求解, 用长周期、全日周期、半日周期三种潮汐叠加起来, 推算潮汐, 但未成功。到了 20 世纪 20 年代, Doodson 对引潮势作调和展开, 得出近 400 个分量, 为潮汐理论推算建立了基础。近年来, 用拉普拉斯动力学方法对多种大洋规范化模型进行数值计算, 得到大洋的周日和半日的潮汐共振现象。海潮位可展开为球谐函数。即由潮汐引起海洋流体的运动可以用以下的拉普拉斯潮汐方程表示^[8]:

$$\dot{u}_\theta - fu_\lambda = -\frac{g}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left[\xi - \frac{V}{g} \right] - Pu_\theta \quad (1)$$

$$\dot{u}_\lambda + fu_\theta = -\frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[\xi - \frac{V}{g} \right] - Pu_\lambda \quad (2)$$

$$\dot{\xi} = -\frac{1}{a \sin \theta} \left\{ \frac{\partial}{\partial \theta} [Hu_\theta \sin \theta] + \frac{\partial}{\partial \lambda} [Hu_\lambda] \right\} \quad (3)$$

上式 (1) 和 (2) 为运动方程, 式中 Coriolis 参数 $f = 2\Omega \cos \theta$, Ω 是地球的平均角速度, a, g 分别是地球表面的矢径和重力加速度, P 是海底的摩擦系数, 式中 $H = H(\theta, \lambda)$ 是海洋深

度, θ, λ 是余纬和经度。 V 为分潮波的潮位, 可用振幅为 M_0 频率为 σ 的复数表示^[8]:

$$V = M_0 Y_2^s \exp(i\sigma t) \quad (4)$$

此处 $Y_2^s (s = 0, 1, 2)$ 是完全归一化的球谐函数。引起的潮高 ξ 、潮流 u_θ (南北向) 和 u_λ (东西向) 也可写为下列球谐函数的形式:

$$\begin{aligned} \xi &= \sum \xi_l^n Y_l^n \exp(i\sigma t) \\ u_\theta &= \sum u_l^n Y_l^n \exp(i\sigma t) \\ u_\lambda &= \sum \nu_l^n Y_l^n \exp(i\sigma t) \end{aligned} \quad (5)$$

式中 Y_l^n 为 n 阶 l 次的球谐函数, 它的展开可归结为包括未知的球谐系数的线性矩阵方程。潮汐的动力学描述用连续性质量守恒方程, 即是公式 (3), σ 是潮汐频率, n 是分潮数。这个综合矩阵方程用最小二乘求逆解得潮高和潮流调和系数, 即球谐函数中的正弦项和余弦项, 然后代入上述公式, 得到在某地点的实际潮高和潮流。对地球自转的影响主要是海潮在低阶项的贡献, 而高阶调和项的贡献相对较小。

在卫星测高技术出现以前, 潮汐的资料来自 250 个验潮站的局部观测, 这对于预报局部潮汐是有价值的; 但要建立全球潮汐模型, 必须依靠全球潮汐理论, 也就是远海的预测主要取决于拉普拉斯潮汐方程求解的理论。1965 年开始^[9], 相对于深海层的深压力记录, 从而提供来自远海的海潮图。该资料比沿海附近的测量更精确, 即使用其短期记录推出的海潮图也很有价值。目前约有 35 个远洋台站在工作, 但大部分集中在欧洲和美洲的几个百公里远海区域, 而在印度洋和南太平洋附近没有记录。这些远洋台站在海底关键位置广泛地安装验潮仪并改进了数值计算方法, 以有助于进一步改进海潮模型。

进入 90 年代, 海洋卫星陆续升上太空, Topex-Poseidon^[9] (简称为 T/P) 就是用于研究海洋动力学的测高卫星。T/P 是在 1992 年 8 月 10 日由美国和法国联合发射的, 卫星携带 Topex 和 Poseidon 两个测高仪, 资料中心设在法国空间研究中心。

T/P 卫星发射以来至 1994 年已用其测高资料相继产生了 12 个新的海潮模型。该卫星的轨道倾角为 66° , 高度为 1336km, 可以覆盖除南北极地区外的全部海域, 能提供全球海平面高度变化的观测资料, 且观测误差小于其他卫星^[9]。若能收集到 1 yr 观测资料, 引用不同分析方法就可得到潮汐的瞬时解。例如根据直接 Fourier 分析或用一些约束条件 (如海底摩擦近似为线性化等), 就可以得到在很小的网格点上的解, 并对已存在的潮汐模型进行改正。因此用 T/P 观测可以使信噪比得到改进, 即可以有效地消除和潮汐相混淆的分量。

Andersen 等人^[11] 对近年来各种海潮模型进行了比较。表 1 中列出的 14 个海潮模型中, 除了前三种模型外, 其余都是 1994 年后用 T/P 的观测资料给出新的海潮模型。可以看出, 各个作者所用的理论假设, 采用的资料, 资料的覆盖范围和分析方法都不尽相同。随着 T/P 的继续工作, 一直有新的海潮模型产生。理论模型的结果与已有的 104 标准验潮序列是由 Cartwright 和 Ray 从原始的 80 个验潮资料中选择出来的, 由大西洋 42 个、印度洋 18 个和太平洋 44 个验潮站资料组成^[11]。比较得到其中有六种模型的均方差 (RMS) 符合好于 3mm。根据两年的 T/P 资料推出的模型对 M2、S2、K1、O1 潮波 RMS 符合分别为 2.0、1.4、1.0 和 0.7cm。所有 T/P 推出的模型和验潮资料拟合要比 Schwiderski^[12] 和 Cartwright^[13] 的老模型好, 近海比远海符合得好。所有模型拟合验潮资料, 符合精度似乎大西洋好于太平洋和印度洋, 而对 M2 分潮大西洋符合程度不如太平洋和印度洋好。

表 1 近年来全球海潮模型

序号	模 型	建立年份	流体动力 学假设	资料来源	覆盖的纬度范围 /(°)	采用方法
1	Schwiderski	1980	线性	验潮站	全球	验潮反解
2	Cartwright	1990		Geosat	±69	正交潮汐
3	Grenoble	1994	非线性	验潮站	全球	有限元
4	Mazzega	1994		T/P, 验潮站	±66	反解
5	Egbert(Tpx0.2)	1994	线性	T/P	-80.7	全球反解
6	Ray	1994		T/P	±65	Proudman 函数
7	Sanchez Pavlis	1994		T/P	-77.69	Proudman 函数
8	Schrama 和 Ray	1994		T/P	±65	调和分析
9	Eanes.CSR	1994		T/P	±66	正交
10	Andersen(ERSI)	1994		T/P, ERS 1	±82	正交
11	Andersen	1994	非线性	T/P, 验潮站	全球	正交
12	Knudsen	1994		T/P	±65	球谐函数
13	Desai 和 Wahr	1994		T/P	±66	正交
14	Rapp, Ohio	1994		T/P	±65	球谐函数

Chao 等人^[9]按不同方法和不同资料对上表中 T/P 测高卫星资料确定出的海潮模型挑选出三种, 定名为 A、B 和 C 模型。A 模型(表 1 中第 8 个, 是 Schrama 和 Ray 用测高卫星的潮高资料而得到)是在深于 250m 以上海洋中的远海潮汐模型, 主要通过资料作简单的调和拟合, 在小尺度覆盖海平面的范围内来估计潮高, 求出 M2、S2、K1 和 O1 四个潮波相对于 Schwiderski 图的改正。B 模型是 Ray 的 941230 版本, 表 1 中的第 6 个。它用响应函数方法及用无耗散和无黏滞的约束条件和用 T/P 的深海资料, 进行大尺度的全球逆计算。C 模型是 Egbert 等给出的, 称为 TPXO.2, 表 1 中的第 5 个, 根据由 T/P 观测海平面涨落而得到全球潮高和潮流的资料, 用拉普拉斯经典流体动力学方程, 包括连续性方程和近似的边界条件, 并在求解中假定为线性化浅海动力学模型, 海底阻力的线性化, 考虑了海洋的自引力和海洋负荷的改正, 求得 2/3 度网格的精细解。该模型的范围几乎为全球海域(80° S 到 70° N), 包括沿海和远海区域。C 模型还为计算协方差和地球自转的参数提供了形式机制。比较而言, A 模型的高度解要比模型 B 和模型 C 精确, 但差别不大, A 模型的潮流要比模型 B 和 C 的精度差一些。这三种模型都比其它的 T/P 推出的模型更精确。由比较可知, 周日分潮要比半日分潮精度低一些。总体上来说, 用潮高和潮流的资料, 再加约束条件, 所得到的潮汐模型比独立用潮高资料解得的模型更有实用性。对深海而言, T/P 的符合更加好。估计将来用更长年份的资料推出的模型会得到进一步的改进, 精度也会有更大的提高。

上述各种海潮模型之间存在一定的差别, 主要是用不同的资料、不同的解算方法的缘故。总的说来, 用卫星潮高资料所得到的模型适用于远海的潮汐图, 而验潮资料归算的模型适用于浅海和一些岛屿的潮汐图。这些潮汐解模型用于测地、地球物理、海洋学和空间技术的许多科学领域。它们也能提供深洋和浅海的斜压潮流信息, 有助于沿海的环境和工程技术研究。建立高质量的 T/P 资料, 为研究大尺度海洋动力学提供依据, 潮汐就是特殊的例子。用 T/P 推出的海潮模型和老的模型精细比较, 可以研究远洋海潮长波特性, 进而提供潮汐误差用于

其它大尺度变化的测高研究中。在本文所涉及的课题中,通过海潮模型的相互比较,能选择出更好的模型来预报地球自转中的高频变化,以便和空间技术测定的地球自转中周日以下的短周期变化相比较,而更深入地研究海潮在地球自转动力学中的作用,也可进一步检验海潮模型的有效性。

3 海潮对地球自转的影响

海潮的潮高变化引起地球的质量重新分布,从而改变了地球的惯性张量,称为质量项。而伴随的潮流产生了相对于固体地球参考系的附加角动量,称为运动项。这两个过程使总的角动量不守恒,并在重新分配的过程中引起地球自转的三个矢量的变化。轴向扰动将影响地球自转的速率或日长的变化,而赤道分量将使自转轴和本体轴不相重合,也就影响极移和章动。对地球自转影响的所有长周期潮汐项是重要的,因为这些可以推论出地幔的非弹性。在假设地球为轴对称情况下,由于地球和海洋的反对称性,及核幔之间的横向不均匀,因此只有带谐长期潮汐激发 UT1 变化,而周日田谐潮汐激发极移变化。事实上,在日长资料中,已对长周期海潮的轴向影响作了改正^[14]。海洋潮汐角动量主要引起地球自转速率的周日和半日的变化。因为长周期海潮接近于平衡潮,从数值潮汐模式上又很难测定真实的潮流,因此海潮对地球自转影响的理论预报只限于长周期潮汐,所以这种预报精度较低。而周日和半日的海潮对地球自转的扰动影响在自转的高频率变化预报中起着关键性的作用。

海潮对极移和地球自转速率变化的激发可以用刘维 (Liouville) 方程来表示^[15]:

$$\chi(t) = \frac{1.61}{\Omega(C-A)} \left[h(t) + \frac{\Omega c(t)}{1.44} \right] \quad (6)$$

$$\Delta A = \frac{A_0}{C\Omega} [h_3(t) + 0.756\Omega c_{33}(t)] \quad (7)$$

数值因子 1.61 和 0.756 分别考虑核幔解耦和负荷响应。这里 $c(t) = c_{13}(t) + ic_{23}(t)$ 、 $c_{33}(t)$ 分别为惯量矩的两个赤道分量和轴向分量, $h(t) = h_1(t) + ih_2(t)$ 、 h_3 分别为角动量的赤道和轴向分量, C 和 A 为地球的主惯性矩, Ω 是地球平均角速度, $\chi(t)$ 、 ΔA 为海潮对极移和地球自转变化的激发, A_0 是日长的平均值 86400 s。对极移激发贡献的非轴向海洋潮汐角动量 (M_{OTAM}) 中的质量项 $c(t)$ 和角动量项 $h(t)$ 可用潮高和潮流表达为:

$$c(t) = -a^4 \rho \iint_{ocean} \xi(\Omega, t) \sin \theta \cos \theta e^{i\lambda} d\Omega \quad (8)$$

$$h(t) = -a^4 \rho \iint_{ocean} [u_\theta(\Omega, t)/\cos \theta + iu_\lambda(\Omega, t)] H(\Omega) e^{i\lambda} d\Omega \quad (9)$$

ξ 是潮高, ρ 是海水的平均密度,约等于 $1035 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, a 为地球的平均半径。 u_θ, u_λ 是海潮的东向和北向潮流速度,假定为斜压,因而海水深度为 H 的水柱是均匀的。 $d\Omega = \sin \theta d\theta d\lambda$ 是海水的面积元。利用 T/P 测定的潮流 u 和潮高 ξ 来计算潮汐角动量函数。例如对日长而言:

$$\begin{aligned} \chi_3(t) &= \chi_3^{th}(t) + \chi_3^{tc}(t) \\ \chi_3^{th}(t) &= \Omega c_{33}(t) = 0.753 \frac{a^4 \rho}{C} \iint_{ocean} \xi(\Omega, t) \sin 2\theta d\Omega \\ \chi_3^{tc}(t) &= 0.998 \frac{a^3 \rho}{C} \iint u(\Omega, t) H(\Omega) \sin \theta d\Omega \end{aligned}$$

式中 $\chi_3^{\text{th}}(t), \chi_3^{\text{tc}}(t)$ 为潮高和潮流的轴向角动量激发函数。因为 $\chi_3(t) = -\frac{\Delta\omega}{\omega}$, 或用 $\Delta\text{UT1} = -86400 \int \chi_3(t) dt$ 公式计算, 相应的潮汐变化由模型给出, 就可得到海潮对日长的影响^[9]。

4 地球自转变化中海潮影响的检测及与理论值的比较

地球自转具有各种时间尺度的变化, 其中高频变化的一种重要激发源就是海潮。这是由于引潮位引起海洋的流速和高度的变化, 从而激发地球自转的变化。

潮汐激发 EOP 的变化为

$$\begin{aligned} \Delta\text{UT1} &= \sum_{i=1}^N u_i^c \cos \varphi_i + u_i^s \sin \varphi_i \\ \Delta x &= \sum_{i=1}^N -p_i^c \cos \varphi_i + p_i^s \sin \varphi_i \\ \Delta y &= \sum_{i=1}^N p_i^c \sin \varphi_i + p_i^s \cos \varphi_i \end{aligned} \quad (11)$$

这里 φ_i 可用 6 个积分常数和 6 个 Doodson 基本常数的乘积之和表达: $\varphi_i = a_i l + b_i l' + c_i F + d_i D + e_i \Omega + f_i(\theta_i + \pi)$, $a_i, b_i, c_i, d_i, e_i, f_i$ 为积分常数, $l, l', F, D, \Omega, (\theta_i + \pi)$ 是 Doodson 基本变数。 u_i^c, u_i^s 为海潮对地球自转速率的贡献, p_i^c, p_i^s 可为海潮对极移的贡献, 即上标 c、s 分别表示其为顺向和逆向振幅分量, 这些系数可用回归分析而得到。(11) 式为对所有潮波求和 (这里 $i = 1 \sim 100$)。 $\Delta\text{UT1}, \Delta x, \Delta y$ 分别是 UT1 和极移的潮汐变化。这些参数可用现代空间技术如 VLBI, GPS 测定的地球自转参数来估计。美国哥达德飞行中心对 VLBI 资料进行全球解得到 100 多个潮波。这是用解系数法而得到的地球自转变化中的海潮影响。Munk 和 Cartwright^[15] 则采用响应函数方法来代替解系数法。例如, 对 UT1 有:

$$\Delta\text{UT1} = \int V(t)R(t - \tau)d\tau = \sum_{j=1}^n V(\omega_j)R(\omega_j)\exp(i\omega t) \quad (12)$$

n 为所有潮位数, $V(t)$ 是潮位, $R(t)$ 是响应函数, τ 是时间延迟, $V(\omega)$ 、 $R(\omega)$ 是在频率域上的潮位和响应函数, 因为潮位包含离散的峰, 所以频率域上积分用求和来代替。由于响应函数在时间域上局部化, 所以它的 Fourier 变换是频率的平滑可变函数。

Doodson 基本变数及解出的影响 UT1、极移的各个潮波系数, 潮位 V 和响应函数 R 的值列于文献 [3] 的表 2 中。

在检测地球自转中海潮效应时, Yoder 等人^[14] 研究了海潮对世界时和极移 (UTPM) 的影响。和固体潮一样, 海潮在地球自转中有所响应, 但周期大于 5d。Brosche 等人^[16] 定量研究了海潮对世界时 (UT1) 的周日和半日的影响, 得到了 4 个长周期和 6 个短周期的数值潮汐模式。近几年国际上先后有 Seiler^[17], Wunsch 和 Seiler^[18], Gross^[6] 研究了海潮对极移的影响。Herring 和 Dong^[4] 从全球定位系统 (GPS)、Watkins 和 Eanes^[19]、Dickman^[20] 从激光测卫 (SLR)、Chao 等人^[21] 从 VLBI(Cont94) 资料得到的世界时 UT1 和极移中的高频变化研究了海潮的影响。

Solers 等人^[2] 从 VLBI 资料估计 UT1 和极移中的 8 个大潮汐分量的振幅, 并和理论值进行比较。理论值取之于 Gross 的海潮模型。测定的 UT1 潮汐振幅误差对半日潮为 $1.3 \sim 2.2 \mu\text{s}$, 对周日潮为 $1.8 \sim 4.4 \mu\text{s}$, 对极移振幅为 $15 \sim 30 \mu\text{as}$ 。产生这误差的原因主要是海洋负荷及固体潮的影响、周日温度的变化。另外如天线的热效应、大气的热效应对周日潮波 K1 的影响

有几 μs 。射电源的结构变化会使 UT1 和极移中测定海潮的周日振幅产生较大的系统漂移。例如,使 UT1 中的 K1, S1 周日波的振幅产生的系统漂移达 $3\mu\text{s}$,对极移中逆向 Q1 分潮影响为 $70\mu\text{s}$ 。

Gipson^[3] 用 VLBI 资料估计海潮对 UT1 的影响和 T/P 推出的海潮 C 模型符合得最好。而对极移的影响符合得不太好。其不符合的原因在于极移中存在较大的非潮汐因素,观测和模型都存在一定的误差,特别是海潮模型中没有考虑较小海潮分量。Watkins 和 Eanes^[19] 采用从 1987 到 1992 年的 70 个激光测卫 (SLR) 资料,计 400000 标准点分析 UT1 和 PM。其特点是考虑了较小的海潮分量,因为这些分量各自的量级是小的,但其总和是显著的。

Gipson^[3] 及 Seiler^[17] 根据海洋的简单模型估计了所有小的潮汐项。一般潮汐项的截断选取所有项的振幅大于 5mm 。Herring 和 Dong^[4] 对 74 个 VLBI 台站从 1984 到 1992 年的 1085 个实验,共 610000 组延迟测量资料所测定的 EOP,检测了 M1 波的系数,其标准偏差为 1mas ,但忽略了 J1 波变化。也忽略了大的潮汐项的旁带。

为了研究不同观测技术所测定地球自转变化中海潮的影响,首先要对观测到的地球自转参数数据进行预处理。一般有下面几种方法:

(1) 卡尔曼 (Kalman) 滤波;用这种滤波器把 EOP 作为随机过程,得到小于 1d 的变化,结果较好。但它对噪音模型比较敏感,对大量的资料处理比较困难^[4]。

(2) 三角函数的拟合;它是正弦拟合,近似等效于对 24h 的 VLBI 试验带滤波波。

(3) 信号在潮汐频率上的直接估计;实际上它就是多项式拟合。例如 Chao^[9] 用各 VLBI

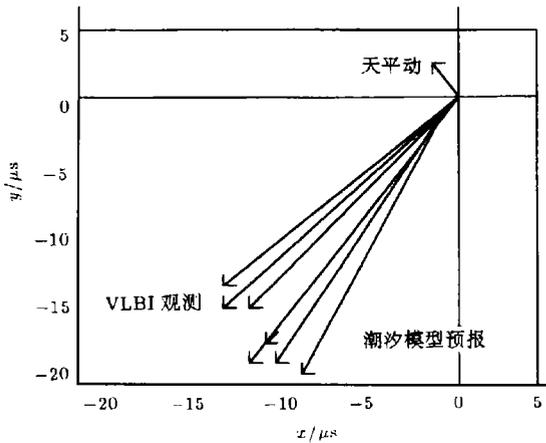


图 1 UT1 中 M_2 分潮的示意图^[7]

网多年的观测资料和在 1994 年 1 月 12~26 日期间连续加密观测所得每小时资料序列 (称为 Cont94 序列),用 5 阶多项式拟合消去长期项,得到周日和半日潮汐参数的谱估计。

Gipson^[3] 用戈达德飞行中心 (GSF C) 提供的以 1d 为间隔的 EOP 作为初始资料,然后用线性内插或三次样条函数内插而得到标准点的 EOP 序列。用谱分析得到周日和半日的变化。然后再和海潮模式进行比较。所用的海潮模型主要是根据验潮站资料或 T/P 的资料,用有限元法和流体动力学理论推导得到。

分析表明: T/P 的三种模型和 VLBI 加密观测所得到的 UT1 相比较,符合为 $2\sim 3\mu\text{s}$ 。而 Cont94 资料的误差为 $5\sim 10\mu\text{s}$ 。他们认为和海潮模型的差异主要是其他地球物理的贡献,如大气角动量 (AAM)、海洋角动量 (OAM) 和 M_2 地球旋转天平动。表 2^[7] 列出部分作者对 UT1 的分析结果及其和理论模型比较。对应的观测分析结果和理论模型比较示意图绘于图 1。图 1 为 UT1 中 M_2 分潮周期的变化, (包括 3 组 VLBI 观测测定的 UT1 序列, 4 个潮汐模型: 3 个 T/P 模型, 一个 Schwiderski 模型) 和 M_2 中的半日天平动。这个天平动能解释观测和理论之间明显的差别。

表 2 中的海潮理论模型 A 由 Schrama 和 Ray^[22] 给出,模型 B 是根据 Ray 得到^[21],模型

C 是由 Egbert 等人给出^[23], 这些模型都由 T/P 推得, 模型 S 为 Schwiderski 和 Cartwright 的模型^[12]。表列值中前为振幅, 单位为 μs , 后为相位, 单位为 ($^{\circ}$)。观测值根据 VLBI 资料得到。

表 2 不同作者从 UT1 得到的海潮周日和半日潮波及和理论模型的比较

		周 日 潮 波				半 日 潮 波			
		Q1	O1	P1	K1	N2	M2	S2	K2
观 测 值	Sovers	6.6 37	21.4 39	7.2 27	15.5 13	3.0 221	18.2 235	5.2 266	2.8 251
	Herring et al	5.3 36	23.6 47	7.1 34	18.9 20	3.2 240	17.9 233	8.6 269	3.8 282
	Gipson	5.3 41	21.9 45	5.9 27	16.8 22	4.1 232	18.2 236	8.7 263	3.8 269
理 论 值	模型 A	- -	20.5 29	- -	22.3 25	- -	19.4 244	7.7 262	- -
	模型 B	4.8 32	23.2 39	8.3 39	24.2 38	3.8 250	17.6 251	7.7 261	2.1 260
	模型 C	5.6 26	20.1 37	5.9 29	19.7 26	4.1 248	17.7 246	7.6 267	2.0 259
	模型 S	4.3 18	20.4 36	5.9 19	21.2 27	3.6 240	18.7 244	7.7 256	1.9 260

从表 2 可以看出, 在 VLBI 加密观测 Cont94、Cont96 资料中, 对 8 个大的潮汐分量 (4 个周日和 4 个半日波) 计算, 在振幅和相位上和 T/P 模式符合得很好。例如对 Q1 分潮波观测振幅值与几个模型得出的值相近, 相位都在 40° 以内, 其它分潮波的观测和理论值之间也符合得较好。因此可认为 T/P 模式能解释 UT1 的周日波的 90%, 也能解释极移顺向周日波的 60%, 这为将来深入研究非潮汐激发源, 如 AAM、OAM、地球物理天平动、大气热潮和地震等开辟了新的研究途径。同时, 高精度的地球自转参数的分析也进一步检验了 T/P 海潮模式的有效性。

5 讨 论

近年来国际上已突出了海洋对地球自转变化的激发贡献的研究, 并将其作为国际大地测量与地球物理联合会 (IUGG) 和国际天文学会 (IAU) 中有关专业委员会研究的前沿学科之一。随着 T/P 卫星测高的最新资料的获得, 提供了精确的空间测地技术测定的地球自转参数, 有一批高质量的研究成果问世。其研究方法大致为: 由卫星潮高资料进行数值模拟, 并用流体动力学方程而得海潮模型, 由这模型进行预报地球自转周日和半日的高频变化, 同时, 由空间测地资料进行谱分析, 得到各个潮汐波的分量, 然后再和模型进行比较。所有的研究均表明, 这两者之间符合得很好。但由于作者所采用的资料和分析方法不同, 因而也有一些问题有待商榷, 主要有以下几个方面:

(1) 在检测地球自转中的潮汐变化时各个作者所采用的理论海潮模型不同, 而经验模式一般都是经过平滑的。经过平滑的模型在一定程度上带来不真实性。不同的模型有不同的平滑度。模型和模型之间就存在一定的差异。另外还存在频率的截断问题, 若频率范围取得过窄, 小的潮汐分量就不能包含进去。观测资料本身存在某些误差, 使有些主要的潮波在计算中丢失了, 这对检测地球自转中潮汐引起的高频变化带来一定困难。

(2) 对资料的处理方法问题。要检测地球自转中周日和半日变化, 需要以小时为间隔的观测序列, 但有一些资料是以天为间隔, 这就要对资料进行预处理, 从而带来系统差。

(3) 海洋负荷潮和固体潮误差的影响。固体潮误差主要是因为洛夫 (Love) 数和频率有关, 例如对 K1 分量而言, 固体潮对 UT1 会产生 $10\mu\text{s}$ 的振幅误差, 对极移产生 $160\mu\text{as}$ 的改正, 固体潮使和频率有关的水平洛夫数从 0.5203 变化到和频率无关的 0.609。海洋负荷潮的误差主要是由于局部潮高和洛夫数的关系, 没有用垂直分量的改正模型。海洋负荷潮对极移的影响为 $11\mu\text{as}$, 对 UT1 的影响为 $0.8\mu\text{s}$, 特别对极移中 (M2) 最大的影响为 $35\mu\text{as}$, 对 UT1(K2) 为 $2.7\mu\text{s}$ 。二者总的影响为 $20 \sim 30\mu\text{s}$ ^[18]。

(4) 非海潮因素的影响 (如半日大气潮、半日的极移天平动、核幔边界的低阶调和分量) 很难和资料的系统差分离。

目前地球自转中天以下的高频变化的检测已由空间测地技术得到证实。可将其与卫星测高资料推出的海潮理论模型进行比较, 如能将海潮对地球自转影响的物理过程和地球自转中的非潮汐因素研究得更加清楚, 通过相互验证, 定会使地球动力学的研究推向更高的水平。

参 考 文 献

- 1 Eubanks T M, Josties J, Matsakis N et al. EOS Thans., 1991, 72: 120
- 2 Sovers O J, Jacobs C S, Gross R S. J. Geophys. Res., 1993, 98(B11): 19959
- 3 Gipson J M. J. Geophys. Res., 1996, 101(B12): 28064
- 4 Herring T A, Dong D. J. Geophys. Res., 1994, 99(B9): 18051
- 5 Herring T A. Adv. Space. Res., 1993, 13: 11281
- 6 Gross R S. Geophys. Res. Lett., 1993, 20: 293
- 7 Chao B F, Ray R D, Egbert G D. Geophys. Res. Lett., 1995, 22:, 1993
- 8 Dickman S R. Marine Geodesy, 1990, 14: 21
- 9 Chao B F, Ray R D, Gipson J M et al. J. Geophys. Res., 1996, 101(B9): 20151
- 10 Le Provost C, Benett A F, Cartwright D E. Science, 1995, 267: 639
- 11 Andersen O B. J. Geophys. Res., 1995, 100(C12): 25261
- 12 Schwiderski E W. Marine Geodesy., 1980, 3: 219
- 13 Cartwright D E, Edden A C. Geophys. J. R. Astron. Soc., 1973, 33:254
- 14 Yoder C F, Williams J G, Parke M F. J. Geophys. Res., 1981, 86: 881
- 15 Munk W H, Cartwright D E. Trans. R. Soc. London, A, 1966, 259: 533
- 16 Brosche P, Wunsch J, Hovel W. J. Geophys. 1989, 52: 140
- 17 Seiler U. J. Geophys. Res., 1991, 96:10287
- 18 Seiler U, Wunsch J. Astron. Nachr., 1995, 316: 419
- 19 Watkins M M, Eanes R J. J. Geophys. Res., 1994, 99 (B9): 18073
- 20 Dickman S R. Geophys. J. Int., 1993, 112: 448
- 21 Ray R D, Stenberg D J, Chao B F et al. Science, 1994a, 264: 830
- 22 Schrama E J O, Ray R D. J. Geophys. Res., 1994, 99, 24799
- 23 Egbert G D, Bennett A F, Foreman M G G. J. Geophys. Res., 1994, 99: 24821

The Comparison among Ocean Tide Models and the Ocean Tide Effect on the Earth Rotation

Gu Zhennian Jin Wenjing Wang Baowei

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

Abstract

In recent years, the more precise and rich observational data have been contributed and a number of new ocean tide models have been produced with development of the satellite altimetry technique. The comparison of the different ocean tide models should provide a base to the study of ocean structure, ocean tide dynamics and geodynamics. On the other hand, a remarkable progress of monitoring high-frequency variation in earth rotation from both modern space techniques and new methods has been made. The daily and subdaily variations of earth rotation are detected with these techniques. The dominant reason of high frequency variation in earth rotation comes from the ocean tide, which produces the variation of both tidal height and velocity of tidal current generated by the tidal potential to excite a changes in Earth rotation. In general, the oceanic tides induce the earth rotation variation with high-frequency in two different excitation mechanisms: one is the change of the inertia tensor of the Earth, which corresponds the tidal height, the other is the motion term, which corresponds the tidal current. It is shown that the high frequency variation of earth rotation detected from space geodetic techniques agrees well with daily and subdaily variation predicted from the ocean tide model. Recent progress in the study of the influence of ocean tide on earth rotation below daily time scales, which are obtained from the different space observations, is reviewed. Meantime the comparison between observational results and values from theoretical ocean tide models in daily and subdaily terms is introduced. In addition, some unresolved problems on the subject are also outlined.

Key words Ocean Tide Models—Earth Rotation