

南海 TOPEX/ POSEIDON 高度计资料的 正交响应法潮汐分析*

李培良 左军成 李磊 黄娟

(青岛海洋大学海洋系 青岛 266003)

(国家海洋局北海预报中心 青岛 266033)

提要 根据 Munk 等提出的响应法 (Response Method) 和 Groves 等 (1975) 的正交响应方法 (Orthogonalized Convolution Method) 的思想, 利用正交响应法对 248 个周期超过 6 年的南中国海的 TOPEX/ POSEIDON 卫星高度计资料进行潮汐分析。在分析中引入全日潮族和半日潮族, 并利用正交潮函数 (Orthotide Function) 分析出了 3 个主要的全日分潮 (K_1 、 O_1 、 P_1) 和 3 个主要半日分潮 (M_2 、 S_2 、 N_2), 并给出了 K_1 、 O_1 、 M_2 、 S_2 的等振幅线和同潮时图, 结果与其他学者的主要结果符合得很好。通过与整个海区 53 个验潮站的主要全日分潮 K_1 分潮和主要半日分潮 M_2 分潮的比较, K_1 分潮的振幅和迟角的平均绝对误差分别为 4.73 cm 和 11.6°, 而 M_2 分潮的分别为 11.91 cm 和 28.4°, 优于 Mazzega (1994) 的结果。

关键词 潮汐, 正交响应法, 南中国海, TOPEX/ POSEIDON

中图分类号 P731.23

卫星高度计直接测量的是卫星到海面的距离, 经过各种物理和海洋订正后可得到海面高度, 从而广泛应用于潮汐、波浪、环流等海洋现象的研究 (Andersen *et al.*, 1995; 王东晓等, 2001)。潮汐是卫星高度计观测资料中的主要组成部分 (约占总变化的 80%), 潮汐的准确反演是研究大洋环流的前提, 它在有关卫星高度计的应用研究中占有重要的地位。

自从 1992 年 9 月 TOPEX/ POSEIDON (以下简称 T/P) 卫星发射以来, T/P 提供了超过设想精度的高度计资料, 伴随着潮汐数值模式和数据同化的发展, 最近的 7、8 年中, 有近 20 多种基于卫星高度计的大洋潮汐模式出现了, Andersen 等 (1995) 对其中主要的 10 种大洋潮汐模式进行了初步的比较。Shum 等 (1997) 又对这十个大洋潮汐模式进行了综合的比较, 指出: 这些模式在大洋中只有 2—3 cm 的差别, 它们比传统的 Schwiderski 模式的精度大约要提高 5 cm, 但是 Shum 同时指出在浅海区域这些模型的精度比较差。李立等 (1999) 认为, NASA 提供的全球大洋潮汐模型计算的潮汐订正值在浅海区有很大的误差。目前在浅海区域应用卫星高度计资料来反演潮汐的工作已经开展了一些 (Mazzega *et al.*, 1994; Forman *et al.*, 1997), 这些工作对提高浅海区域潮汐分析的精度有很大的帮助。

南海潮波的研究工作 (Fang Guohong *et al.*, 1999; 方国洪等, 1994; 刘爱菊等, 1997; 曹德

* 国家自然科学基金资助项目, 49906001 号; 国家海洋 863 资助项目, 818-06-01 号; 国家教育部高等学校骨干教师奖励基金资助项目, 教技司 [2000] 65 号; 国家重点基础研究发展规划资助项目, G1999043810。李培良, 男, 出生于 1975 年 10 月, 博士生, E-mail: LPLiang@mail.ouql.edu.cn

收稿日期: 2000-06-28, 收修改稿日期: 2001-05-08

明等, 1997; Sergeev, 1964; Sager, 1975) 与渤、黄、东海相比要少得多(方国洪, 1986)。除了南海特殊的地理条件外, 南海的观测资料缺乏也是一个重要原因, 而 TOPEX/ POSEIDON 提供的高度计资料可以弥补这一缺陷。因此利用卫星高度计资料研究南海潮波将是一个很好的途径, 本文利用正交潮响应法对 248 个周期(总长超过 6 年)的 T/P 卫星高度计资料进行潮波反演, 得出了一些有意义的结果。

1 计算方法

1.1 方法介绍

对任一点 $P(\theta, \lambda)$, 潮位可表示为

$$\zeta(\theta, \lambda, t) = \sum_n [H1_n(\theta, \lambda) \cos \omega_n t + H2_n(\theta, \lambda) \sin \omega_n t] \quad (1)$$

这里 $H1_n(\theta, \lambda)$ 和 $H2_n(\theta, \lambda)$ 为空间函数, ω_n 为主要的潮汐调和项的特定频率, t 为 Greenwich 或 Universal 时间。常规的振幅 H_n 和 Greenwich 迟角 G_n 可以非常简单地由 $H1_n$ 和 $H2_n$ 导出。

对于特定地点 P, 如果分潮的选择和资料长度符合 Rayleigh 准则, 那么(1)式中的系数可以通过时间上的常规调和得出。Munk 等(1966)把引潮势定义为:

$$U(\theta, \lambda, t) = g \sum_{n=2}^3 \sum_{m=0}^n [a_n^m(t) F_n^m(\theta, \lambda) + b_n^m(t) G_n^m(\theta, \lambda)] \quad (2)$$

这里 F_n^m 和 G_n^m 分别为 n 阶球谐函数的实部和虚部, m 为潮族数。利用导纳函数的平滑性, P 点的潮汐可表示为:

$$\zeta(t) = \sum_n \sum_m \zeta_n^m(t) = \sum_n \sum_m \sum_{k=-K}^k [u_n^m(k) a_n^m(t - k \Delta t) + v_n^m(k) b_n^m(t - k \Delta t)] \quad (3)$$

这里 k 是一个小的整数, Δt 取 48h, $a_n^m(t - k \Delta t)$ 和 $b_n^m(t - k \Delta t)$ 为输入函数, u 和 v 是随 P 点变化的权函数, $\zeta(t)$ 是输出函数。输入函数 $a_n^m(t - k \Delta t)$ 和 $b_n^m(t - k \Delta t)$ 的具体表达式为:

$$\begin{aligned} C_n^m(t) &= a_n^m(t) + i b_n^m(t) \\ &= \frac{\mu_0 M}{g D} \left(\frac{a}{D}\right)^n \left(\frac{\bar{D}}{D}\right)^{n+1} \left[\frac{4\pi}{2n+1}\right]^{1/2} A (-1)^m \left[\frac{(n-m)!}{(n+m)!}\right]^{1/2} P_n^m(\cos Z) e^{imL} \end{aligned} \quad (4)$$

(当 $m = 0$ 时 $A = 1$; $m \neq 0$ 时, $A = 2$)

这里 μ_0 为万有引力常数, M 为月球或太阳质量, Z 为月球或太阳的赤纬, L 为从格林威治子午线起算的东经, $\frac{\bar{D}}{D}$ 为月地或日地平均距离与实际距离的比值, 这些天文变量的计算见 Munk(1966)。 $P_n^m(\cos Z)$ 为 n 阶 m 次 Legendre 多项式:

$$P_n(\cos Z) = \sum_{k=0}^n \frac{(-1)^k (2n-2k)!}{2^n k! (n-k)! (n-2k)!} \cos^{n-2k} Z \quad (5)$$

实际计算中输入函数应取太阳和月球的和。

Groves 等(1975)指出: 由于 $a(t)$ 和 $a(t - \Delta t)$ 是不正交的, 所以用最小二乘法求公式(4)的解的正规矩阵是病态的(Alock *et al*, 1978), 他们建议用由公式(5)中的时间项组合出的正交函数来代替原先的时间部分。这些函数的前几项为:

$$P_0(t) = p_0 a(t);$$

$$\begin{aligned}
 P_1(t) &= p_{10}a(t) - p_{11}a^+(t) \\
 P_2(t) &= p_{20}a(t) - p_{21}a^+(t) + q_{21}b^+(t) \\
 Q_0(t) &= p_{00}b(t) \\
 Q_1(t) &= p_{10}b(t) - p_{11}b^+(t) \\
 Q_2(t) &= p_{20}b(t) - p_{21}b^+(t) - q_{21}a^-(t)
 \end{aligned}$$

其中,

$$\begin{aligned}
 a^\pm(t) &= a(t + \Delta t) \pm a(t - \Delta t) \\
 b^\pm(t) &= b(t + \Delta t) \pm b(t - \Delta t)
 \end{aligned} \quad (6)$$

上式中 p_{ij} 和 q_{ij} 是从 $a_n^m(t)$ 的调和展开中得出的正交潮系数。 p 和 q 对于半日潮可以展开到 24 项, 对于全日潮可以展开到 26 项 (Groves *et al*, 1975)。它的前几项的数值列在表 1。

表 1 正交潮系数(取自 Groves *et al*, 1975 中的表 2)

Tab. 1 Orthotide Coefficients(From tab. 2 of Groves *et al*, 1975)

	全日潮($m, n = 1, 2$)	半日潮($m, n = 2, 2$)
p_{00}	0.0298	0.0200
p_{10}	0.1408	0.0905
p_{11}	0.0805	0.0638
p_{20}	0.6002	0.3476
p_{21}	0.3025	0.1645
q_{21}	0.1517	0.0923

实际计算中可忽略公式(3)中 $n = 3$ 以上的小项(对于太阳潮, 忽略的项约为 $n = 2$ 对应项的 $1/20000$, 对于太阳潮它约为 $n = 2$ 的 $1/50$), 这样 $\zeta(t)$ 正交潮展开形式变为:

$$\zeta(t) = \sum_{m=1}^2 \sum_{i=0}^2 [U_i^{(m)}P_i^{(m)}(t) + V_i^{(m)}Q_i^{(m)}(t)] \quad (7)$$

由此可以得到对应的每一潮族的导纳为:

$$\begin{aligned}
 X(\omega) &= p_{00}U_0 + [p_{10} - p_{11}c(\omega)]U_1 + [p_{20} - p_{21}c(\omega) - q_{21}s(\omega)]U_2 \\
 Y(\omega) &= p_{00}V_0 + [p_{10} - p_{11}c(\omega)]V_1 + [p_{20} - p_{21}c(\omega) - q_{21}s(\omega)]V_2
 \end{aligned} \quad (8)$$

上式中 $c(\omega) = 2\cos \omega\Delta t$, $s(\omega) = 2\sin \omega\Delta t$, ω 对应于调和分潮的角频率。利用已求得的导纳函数及其性质, 可以得到分潮的空间函数和导纳的关系为:

$$H1 = (-1)^m \overline{HX}(\omega) \quad (9)$$

$$H2 = -(-1)^m \overline{HY}(\omega) \quad (10)$$

其中 \overline{H} 为对应于角频率为 ω 的天文平衡分潮的振幅。从而可以求得各个分潮的振幅 H 和迟角 g 。

$$H = \sqrt{H1^2 + H2^2} \quad (11)$$

$$g = \arctan(H2/H1) \quad (12)$$

理论上可以很容易把公式(7)和(8)中 i 的值扩展到大于 2 的情况, 但对应于 $i = 0, 1$,

2 的 12 个权函数已经包含了绝大部分的主要潮汐变化(Alock *et al.*, 1978), 其精度已足够满足实际需要, 本文的实例也只取到 2。

应该指出的是本文没有考虑辐射潮, 这将不可避免的对 S_2 有一定影响, 但是对其他分潮的影响则不会太大(Cartwright *et al.*, 1990)。

1.2 计算过程

(1) 计算离散变量 $\zeta(\theta, \lambda, t)$ 对应时刻的输入函数 $a(t), b(t)$ 。进而得到 $P(t)$ 和 $Q(t)$ 。

(2) 利用公式(7) 和 T/P 高度计资料得出含有 12 个变量的超定方程组。

(3) 利用最小二乘法计算出 12 个权函数。

(4) 利用方程(8) —(12) 计算出 $P(\theta, \lambda)$ 点的 H 和 g 。

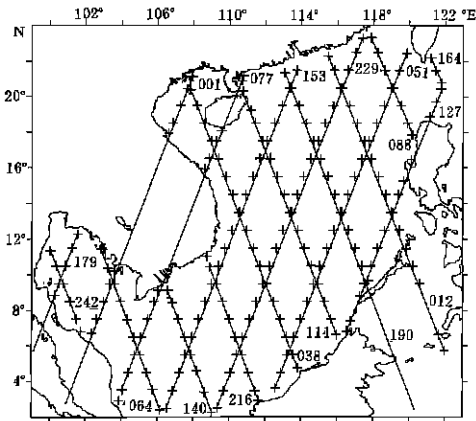


图 1 卫星轨道在南海的分布图和计算点的分布图

Fig. 1 Distribution of the orbit and the points for calculations in the South China Sea

2 资料特征及处理

分析使用的资料为 NASA 提供的 T/P 高度计资料。T/P 卫星在南海区域共有 17 个轨道(图 1)。其中上行轨道有 7 个, 下行轨道有 10 个。所采用的数据为第 11—258 个周期, 总的时间跨度超过 6 年。数据的处理分为以下 3 步完成。

2.1 对高度计资料的物理订正

主要包括湿对流层订正, 干对流层订正, 电离层订正, 电磁偏差。这些订正值连同高度计资料都是由 NASA 提供的。

2.2 沿轨道进行数据平均

取一个纬度为间隔, 对高度计资料和观测时间进行平均得到该纬度内的一个平均高度和平均时间, 同时得到平均经度和平均纬度作

为这个资料的网格点。在南海区域一共得到 207 个这样的网格点。

2.3 每一个点上平均后的高度计资料构成时间序列

平均后的每个空间点上便生成一个新的时间序列。再对数据进行检验, 剔除奇异值。

3 结果分析与讨论

利用正交潮响应法分析了 $K_1, O_1, P_1, M_2, S_2, N_2$ 等 6 个主要分潮, 详细讨论 K_1, O_1, M_2, S_2 , 并给出了它们的等振幅图 and 同潮图。

3.1 K_1 分潮

图 2a 给出了 K_1 分潮的等振幅图 and 同潮图。从图 2a 中可以看出, 南海大部分区域 K_1 分潮的振幅都大于 30cm。 K_1 分潮的振幅从巴士海峡向西、南方向增大。北部湾里面 K_1 分潮的振幅要显著地大于其他海区, 最大振幅超过 70cm, 湄公河的入海口处和泰国湾的顶部都有一片 K_1 分潮显著的海域。在泰国湾的中部偏南方向有一个无潮点, 其旋转方向为反时针。这些结果与其他学者的结果(丁文兰, 1986; Ye Anle *et al.*, 1983; Fang Guo-

hong *et al.*, 1999) 符合得很好。

俞慕耕(1984)、沈育疆等(1985)和丁文兰(1986)等都在北部湾的入口处分析出了一个反时针旋转接近岸边的无潮点。Fang Guohong 等(1999)与 Ye Anle 等(1983)在此处分析出了一个反时针旋转的退化了的无潮点。对于此处无潮点的存在问题,方国洪(1986)做过详细的讨论。我们所得的同潮时图上虽然看不到无潮点,但我们可以看到在此处有一个封闭的低值区,由于轨道的取样在北部湾口很少,影响了此海域分析结果的精确性。考虑到 K_1 分潮在北部湾是由外向内部传播的,作者收集了沿岸 3 个站的资料,显示出 K_1 分潮在岸边是由北向南传播的,由此可以推断此处存在这一反时针的无潮点。

图 2a 还表明, K_1 分潮在深海区的传播速度非常快,它的位相变化比较慢,粗略估计它在深海区的传播速度约为 800km/h,这与水深为 4000m 左右的重力波的传播速度非常接近。相比而言,它在北部湾和泰国湾里面的传播速度要慢的多。

3.2 O_1 分潮

南海 O_1 分潮的振幅(图 2b)大部分超过 10cm,由北向南传播。北部湾里可以超过 40cm,湾口处有一个靠近岸边的低值区振幅小于 10cm。在泰国湾的湾口处值也比较大,超过 30cm。泰国湾的中部偏南有一个反时针旋转的无潮点。南海中关于 O_1 分潮俞慕耕(1984)、沈育疆等(1985)和 Fang Guohong 等(1999)曾分析过,其中沈育疆等(1985)的结果与俞慕耕(1984)和 Fang Guohong 等(1999)的结果相差比较大。而本方法的结果与俞慕耕(1984)和 Fang Guohong 等(1999)的结果比较相似,我们所得出的无潮点位置与 Fang Guohong 等(1999)的基本一致,而俞慕耕(1984)所得无潮点的位置比较接近湾口。需要指出的是本文得到的 O_1 分潮的振幅要比现实情况要小一些,这其中的原因值得进一步探讨。

3.3 M_2 分潮

图 2c 为 M_2 分潮的等振幅图 and 同潮图。 M_2 分潮在南中国海的分布和传播要比全日潮的分布和传播复杂一些。不同作者给出的南海北部海域 M_2 分潮的潮波系统基本上是一致的,但在南海的西南部陆架区域存在着比较大的差异。本文的分析中并没有分析出泰国湾西北岸边退化的无潮点,估计这是由于在泰国湾的西北部我们的计算点比较少所造成的。几乎所有其他学者的分析结果都给出了在泰国湾的西南部存在一顺时针旋转的无潮点(俞慕耕,1984;沈育疆等,1985;Ye Anle *et al.*,1983;方国洪等,1994;Fang Guohong *et al.*,1999)。本文给出的无潮点的位置与 Ye Anle 等(1983)的位置比较一致,比方国洪等(1994)和 Fang Guohong 等(1999)所给出的位置要偏向湾口的外部。

本方法在大纳土纳群岛的西北部给出了一个反时针方向旋转的无潮点,此处的无潮点只有方国洪等(1994)和沈育疆等(1985)给出过,方国洪等(1994)当时是给出了两个无潮点,其位置相比本方法所给出的要偏向东方,并且缺少实际资料的验证。沈育疆所给出的潮波的旋转方向与本文的一致,但无潮点的位置要偏南将近 200km。

3.4 S_2 分潮

图 2d 是 S_2 分潮的等振幅图 and 同潮图。 S_2 分潮在南海的影响比较小,它的振幅在大部分海区为 5—15cm,只在湄公河的入海口处比较大,超过 30cm。其他学者只有俞慕耕(1984)、沈育疆等(1985)和 Fang Guohong 等(1999)给出过 S_2 分潮的分布图,其结果之间的差异也比较大。响应法在泰国湾的湾口外边给出了一个 S_2 分潮的无潮点,潮波旋转方向

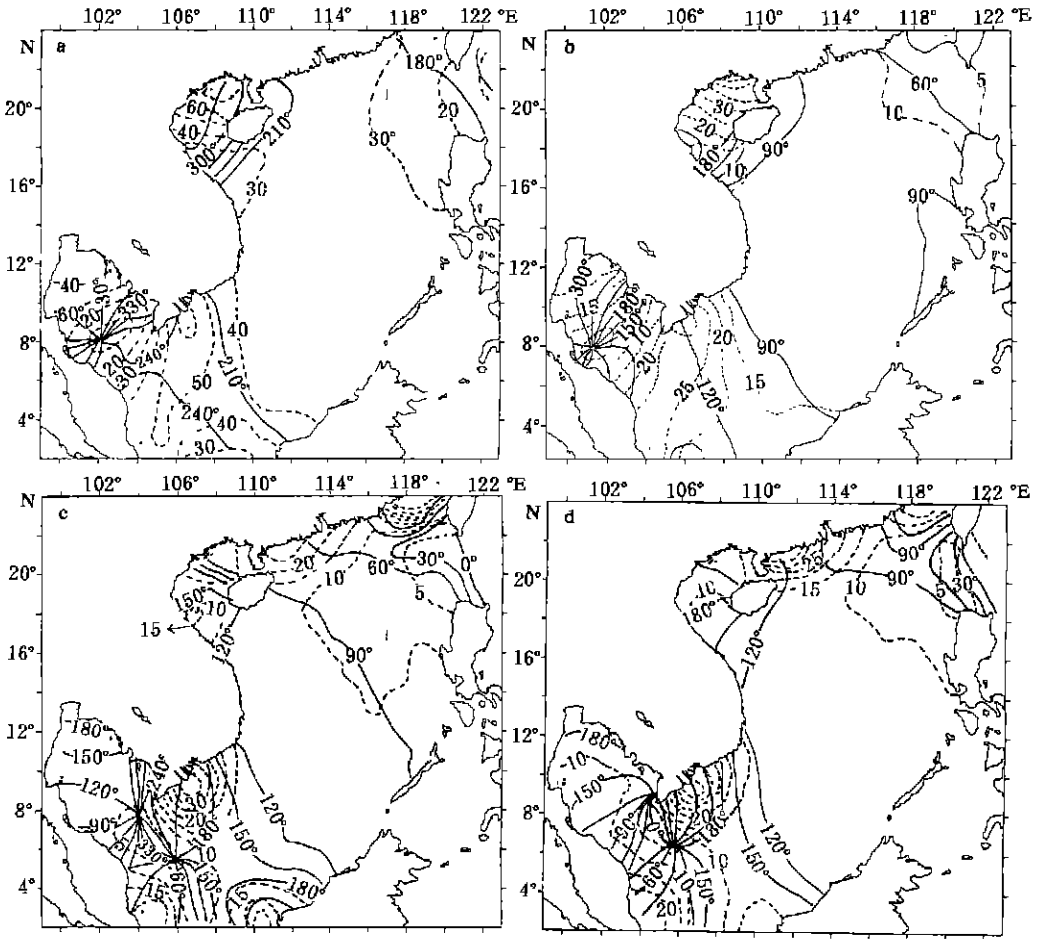


图 2 主要分潮的同潮时线(实线,单位:°)与等振幅线分布图(虚线,单位:cm)

Fig. 2 Co-tidal chart for four principal constituents. Solid line: phase lag(in°), dashed line: amplitude(in cm)

a. K_1 ; b. O_1 ; c. M_2 ; d. S_2

为反时针,在湾口处的北岸边给出了一个顺时针方向旋转的退化的无潮点,这一潮波分布与传播规律与 Fang Guohong 等(1999)的结果几乎一致。

3.5 与沿岸和岛屿验潮资料的比较

由于卫星的轨道间隔比较大,因此与实测资料比较时,利用插值把验潮站附近轨道采样点的分析结果插值到验潮站。为了减少插值过程中的人为性,利用等振幅图、同潮图进行插值,这样可以减少因为验潮站和采样点距离过大引起的误差。分析了 53 个验潮站的主要全日分潮 K_1 分潮和主要半日分潮 M_2 分潮,计算值和实测值的比较列在表 2。响应法所得 K_1 分潮的结果要比 M_2 分潮的结果明显得好: K_1 的振幅和迟角的平均绝对误差分别为 4.73cm 和 11.6°,而 M_2 分潮的分别为 11.91cm 和 28.4°。尽管如此, M_2 分潮的振幅的绝对误差也比 Mazzega 等(1994)给出的此分潮在近岸区域的平均绝对误差(15—

20cm) 要小许多。统计结果还表明, M_2 分潮所有绝对误差大于 15cm 的测站的分析结果都小于实测值, 这与本文中的插值过程有关。本文的插值是按照潮汐在海洋内部的变化向岸边插值, 但是潮汐受地形的影响非常大, 南海海域近岸地势变化普遍陡峭, 这一特殊的地形可以导致潮汐的振幅在很短的距离内发生很大的变化, 这也是我们的误差在岸边比较大的原因之一。

4 结论

正交潮响应法对 T/P 高度计卫星 248 个周期的南中国海的高度计资料进行潮波分析, 分析出 3 个主要的全日分潮(K_1 、 O_1 、 P_1) 和 3 个半日分潮(M_2 、 S_2 、 N_2)。通过 4 个分潮与其他学者所得结果比较和两个分潮与实测资料的比较表明: 正交潮响应法所得结果良好, 为潮汐的研究开辟了一条新的途径, 是一种很有前途的方法, 应该进一步开发和应用。

致谢 论文中使用的 T/P 资料是由 PO. DAAC(Jet Propulsion Laboratory Physical Oceanography Distributed Active Archive Center) 提供, 本工作还得到了青岛海洋大学陈宗镛教授的指导, 谨致谢忱。

表 2 两个主要分潮的调和常数的计算值和实测值的比较

Tab. 2 Comparison between computed and observed harmonic constants for two principal constituents

站名	经度	纬度	M_2 分潮				K_1 分潮			
			振幅		迟角		振幅		迟角	
			实测	计算	实测	计算	实测	计算	实测	计算
汕头	23°20'	116°45'	41	30	151	112	29	31	176	183
汕尾	22°45'	115°21'	28	18	23	35	33	34	177	187
大亚湾	22°44'	114°44'	37	24	20	37	34	35	174	190
香港	22°18'	114°10'	38	20	33	38	36	36	176	190
闸坡	21°35'	111°49'	68	29	62	67	42	41	193	203
海口	20°01'	110°17'	20	19	32	90	39	38	336	310
陵水角	18°23'	110°04'	18	12	78	95	30	30	196	202
八所	19°06'	108°37'	18	12	190	178	54	47	311	309
兵马俑	19°50'	109°20'	24	9	279	193	73	66	325	324
北海	21°29'	109°05'	44	9	306	240	88	72	336	320
东科岛	21°08'	107°37'	18	9	308	217	73	73	336	337
鸿基	20°57'	107°04'	6	6	273	194	85	69	343	330
红牛	18°48'	106°46'	30	18	160	162	49	43	343	340
箬河口	17°42'	106°28'	18	18	170	149	21	21	350	325
Thuan An	16°34'	107°38'	18	17	119	127	3	22	149	247
岷港	16°05'	108°11'	17	14	98	109	20	22	183	230
归仁	13°45'	109°13'	18	13	89	92	34	33	194	200
芽庄	12°12'	109°12'	18	13	89	90	34	36	186	190
金兰湾	11°53'	109°12'	18	14	97	108	34	37	186	194
昆仑岛	8°40'	106°38'	79	35	210	209	64	63	212	230
加茂河外	8°39'	104°45'	15	9	226	235	37	31	245	252

续表

站名	经度	纬度	M_2 分潮				K_1 分潮			
			振幅		迟角		振幅		迟角	
			实测	计算	实测	计算	实测	计算	实测	计算
竹岛	9°50'	104°45'	11	11	264	240	28	22	280	325
河山	10°22'	104°28'	10	11	248	239	26	22	321	335
Ream	10°30'	103°36'	7	9	158	150	22	22	14	16
戈公岛	11°25'	103°00'	12	9	180	170	37	36	356	27
莱门星	12°28'	102°04'	15	9	254	185	58	47	53	47
梭桃邑	12°39'	100°55'	24	8	288	180	64	45	55	60
曼谷沙洲	13°28'	100°35'	55	8	299	180	67	46	61	80
巴蜀	11°48'	99°49'	6	7	297	160	52	45	63	56
万伦	9°13'	99°25'	18	9	126	122	46	31	76	65
宋卡	7°13'	100°36'	23	9	89	90	6	11	164	152
通帕	6°12'	102°10'	18	7	29	50	28	23	230	218
瓜拉丁加奴	5°21'	103°08'	27	7	11	25	52	40	243	243
关丹	3°50'	103°20'	55	19	38	28	52	48	258	248
潮满岛	2°48'	104°08'	58	23	42	44	49	46	265	252
锡安坦岛	3°14'	106°15'	18	14	35	57	40	40	253	254
拉乌特岛	4°45'	108°00'	9	9	214	170	36	41	227	228
大纳土纳岛	3°48'	108°02'	21	9	246	180	40	35	234	236
苏川岛	3°03'	108°51'	49	13	238	200	37	35	229	239
木卡	2°54'	112°05'	37	19	222	214	40	41	205	209
米里	4°23'	113°59'	15	13	109	128	37	38	203	199
纳闽岛	5°17'	115°15'	27	14	90	102	40	36	199	199
哥打基纳巴卢	5°52'	115°59'	23	14	82	98	35	35	193	197
巴拉巴克	8°00'	117°01'	24	15	82	90	30	33	202	195
尤鲁甘湾	10°04'	118°46'	21	14	72	86	34	33	196	196
归良岛	11°48'	119°57'	24	14	71	84	30	31	197	198
卢邦岛	13°49'	120°12'	20	13	58	82	29	32	189	199
鸟郎牙坡	14°49'	120°17'	17	12	55	81	27	31	195	197
圣克鲁斯	15°46'	119°54'	12	11	31	77	26	29	192	199
圣费尔南多	16°37'	120°18'	8	8	32	70	24	29	191	198
永暑礁	9°33'	112°53'	18	14	87	104	35	34	190	199
高雄	22°37'	120°16'	15	9	4	5	16	20	174	179
布袋	23°23'	120°09'	60	16	80	75	20	22	157	173
最大绝对误差			47		137		21		98	
最小绝对误差			0		1		0		0	
平均绝对误差			11.91		28.43		4.73		11.6	

注:此表中实测潮汐调和常数引自方国洪(1999)的表1。迟角为 Greenwich 迟角,在本方法的所有涉及到迟角的图中,迟角都为 Greenwich 迟角

参 考 文 献

- 丁文兰, 1986. 南海潮汐和潮流的分布特征. 海洋与湖沼, 17(6):468—480
 王东晓, 施平, 杨昆等, 2001. 南海 TOPEX 海面高度计资料的混合同化实验. 海洋与湖沼, 32(1): 101—108

- 方国洪,曹德明,黄企洲,1994.南海潮汐潮流的数值模拟.海洋学报,16(4):1—12
- 方国洪,1986.关于中国近海潮汐潮流分布的若干有待进一步研究的问题.第一届潮汐与海平面学术讨论会论文集,12—29
- 刘爱菊,张廷延,1997.北部湾潮汐数值预报及其分析.海洋与湖沼,28(6):640—645
- 李立,吴日升,李燕初等,1999.TOPEX/POSEIDON 高度计浅海潮汐混淆的初步分析.海洋学报,21(3):8—14
- 沈育疆,胡定明,梅丽明等,1985.南海潮汐数值计算.海洋湖沼通报,1:1—11
- 俞慕耕,1984.南海潮汐特征的初步探讨.海洋学报,6(3):293—300
- 曹德明,方国洪,黄企洲等,1997.南沙及其西南海域的潮波系统.海洋与湖沼,28(2):198—207
- Alock G A, Cartwright D E, 1978. Some experiments with orthotides. *Gephys J R Astron Soc*, 54: 681—696
- Andersen, Woodworth O P, Flather R, 1995. Intercomparison of recent ocean tide models. *J Gophys Res*, 100: 25261—25282
- Cartwright, D E, Ray R D, 1990. Oceanic tides from Geosat Altimetry. *J Geophys Res*, 95: 3069—3090
- Fang Guohong, 1986. Tide and tidal current charts for the marginal seas adjacent to China. *Chin J Oceanol and Limnol*, 4(1): 1—16
- Fang Guohong, Yue-kuen, Kejun Yu *et al*, 1999. Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. *Cont in Shelf Res*, 19: 845—869
- Foreman M G G, Thomson R E, 1997. Three-dimensional modal simulations of tides and buoyancy currents along the west coast of Vancouver Island. *J Physical Oceanography*, 27: 1300—1325
- Groves G W, Reynolds R W, 1975. An orthogonalized convolution method of tide prediction. *J Geophys Res*, 80: 4131—4138
- Mazzega, Berg M, 1994. Ocean tides in the Asian Semiocean derived from TOPEX/ POSEIDON. *J Geophys Res*, 99: 24867—24881
- Munk W H, Cartwright D E, 1966. Tidal Spectroscopy and prediction. *Philos. Trans R Soc, London, Ser A*, 259: 533—581
- Sager G, 1975. Diezeiten des Sudchinesischen Meeres. *Beitrage zur Meereskunde*, 36, 95—110
- Sergeev J. N., 1964. The application of the method of marginal values for the calculation of charts of tidal harmonic constants in the South China Sea. *Okeanologia* 4: 595—602 (in Russian, English abstract)
- Shum C K, Woodworth P L, Andersen O B *et al*, 1997. Accuracy assessment of recent ocean tide models. *J Geophys Res*, 102: 25173—25194
- Ye Anle, Robinson S, 1983. Tidal dynamics in the South China Sea. *Geophys. J R Astr Soc*, 72: 691—707

ORTHOGONALIZED CONVOLUTION METHOD FOR ANALYSIS OF SOUTH CHINA SEA TIDAL DATA FROM TOPEX/ POSEIDON

LI Pei-Liang, ZUO Jun-Cheng, LI Lei, HUANG Juan

(Oceanography Department, Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003)

(North Sea Forecast Center, State Oceanic Administration, Qingdao, 266033)

Abstract Based upon the response method presented by Munk *et al* (1966), and the orthogonalized convolution method given by Groves *et al* (1975), a procedure is used to analyze TOPEX/ POSEIDON satellite altimeter data in the South China Sea, which was produced by the Jet Propulsion Laboratory Distributed Active Archive Center. Six principal tidal constituents K_1 , O_1 , P_1 , M_2 , S_2 and N_2 are inverted by the orthogonalized tidal function, and the tidal regimes are presented. The results agree well with the results obtained elsewhere. Compared with the results from the data of 53 tide gauge stations, the average absolute error for the K_1 constituent between the computed and the observed harmonic constants are 4.73cm and 11.6° for amplitudes and phase-lags respectively, these are 11.91cm and 28.43° for M_2 constituent. Such results are more accurate than those derived Mazzega (1994) (15—20cm for M_2).

Key words Tides, Orthogonalized Convolution Method, South China Sea, TOPEX/ POSEIDON