

利用 T / P 卫星测高资料构造中国近海及邻域平均海平面和海面地形*

王海瑛 陆 洋 许厚泽 王广运

(中国科学院测量与地球物理研究所动力大地测量开放实验室 武汉 430077)

提要 在对 T / P 卫星 4 年 1992 年 10 月—1996 年 10 月测高数据的编辑及预处理基础上, 采用 stacking 处理技术构造出中国近海及邻域 (0° — 40° N, 105° — 135° E) 相对于 GRS80 参考椭球的 $30' \times 30'$ 年平均海平面, 其总体精度达到 $\pm 8.3\text{cm}$ (均方根) 水平。验证了中国近海及邻域的平均海平面在总体上呈东南高、西北低的趋势。利用 JGM-3 和 OSU91A 混合模型的重力大地水准面, 直接从平均海平面中扣除大地水准面起伏的影响, 并采用“剪切”法得到中国近海及邻域完整到 20 阶次的海面地形模型的球谐函数表达式, 验证了中国近海及邻域海面地形在总体上为正的格局, 并对其构造特征作了初步探讨。

关键词 T / P 测高资料 平均海平面 海面地形 中国近海及邻域

学科分类号 P738

多年以来, 大地测量学家和海洋学家一直依靠传统的船测和验潮数据来研究占全球总面积 70% 以上的海洋, 但由于测量数据稀疏、重复周期长等缺陷, 限制了更进一步研究与应用。自从 1973 年美国 NASA (美国国家航空航天局) 发射了 Skylab 卫星开创了卫星测高这一新型空间遥感技术以来, 使得在全球范围内全天候、多次重复地准确测量海洋表面及其变化成为可能。之后, Geos-3 (美国 NASA, 1975)、Seasat (美国 NASA, 1978) 和 Geosat (美国海军, 1985) 等测高卫星的先后发射更进一步证实了卫星测高在全球海平面变化、大洋环流和海面地形的确定、El Niño 现象的研究、大地水准面起伏的确定、海洋重力异常的恢复以及重力场模型的改进等方面所不可取代的作用。进入 90 年代以来, 由于定轨技术和大气介质模型的改进, ERS-1 / 2 卫星 (欧空局, 1991 / 1995) 和 T / P 卫星 (Topex / Poseidon 卫星, 美国 / 法国, 1992) 达到前所未有的测量精度。

目前, 卫星测高是唯一一种对全球海洋表面及其变化进行直接测量的手段, 从而使卫星测高成为国际前沿研究课题。而我国卫星测高的研究尚处于起步阶段 (王广运等, 1993)。本文利用最新的 T / P 卫星测高数据来研究中国近海及邻域的平均海平面和海面地形特征, 验证了中国海域的海平面呈“东南高、西北低”以及海面地形在总体上为正的格局, 并对其细部结构特征进行了分析与讨论。

* 国家自然科学基金重点项目, 49634140 号。王海瑛, 女, 出生于 1966 年 9 月, 博士, 副研究员, E-mail: haiying@asch.whigg.ac.cn

收稿日期: 1997-01-22, 收修改稿日期: 1998-09-21

1 T / P 卫星测高数据处理

1.1 资料来源

T / P 测高卫星是美国与法国于 1992 年 8 月 10 日在法国的 Guiana 空间中心发射升空的,是迄今为止定轨精度最高、测量精度最高的卫星之一。其主要目的是研究全球海洋及其变化,同时还包括海洋潮汐、海洋环流以及大地测量学和地球重力学等相关学科的研究。其卫星轨道是重复期为 10 天的冻结轨道。在一个 10 天重复周期内卫星要绕地球运转 127 圈,平均每天绕地球 12.7 圈。

本文研究所采用的 T / P 卫星测高数据是由法国空间局 AVISO(1996) 工作中心提供。由于 T / P 卫星测高数据量巨大并覆盖全球海域 ($\pm 66^\circ$ 纬度间),根据实际需要及计算能力,针对性地选择了中国近海及邻域 ($0^\circ-40^\circ\text{N}$, $105^\circ-135^\circ\text{E}$) 内 4 年 (1992 年 10 月 3 日—1996 年 10 月 9 日, cycle2—149) 的测高数据进行了实际计算。

1.2 数据预处理

在 T / P 测高卫星之前的测高数据其主要误差源为: (1) 径向轨道误差,其均方根误差量级可达 20—25cm; (2) 地球物理环境校正所带来的误差,如电离层校正误差、湿对流层校正误差等。但对 T / P 测高卫星而言,由于有更精确的 SLR 和 Doris 跟踪系统、更高的运行轨道、改进后的地球重力场模型、改进后的非保守力模型和 GPS 卫星定轨技术,使卫星轨道的径向精度达到 3—4cm (均方根)。此外,由于 T / P 卫星测高仪为双频系统并搭载有微波辐射计,使其大气介质的传播误差得到很大的校正。所有这些因素使得 T / P 卫星成为迄今为止最为准确的测高系统,并成为在其它卫星轨道改进中的参考控制系统 (Tapley *et al.*, 1994)。因此,在 T / P 卫星测高数据处理中不再需要像以前一样进行轨道误差处理,仅分为原始观测数据的预处理和 stacking 处理。

对原始测高数据进行预处理的目的是消除地球物理环境影响,剔除数据中的粗差影响 (AVISO, 1996)。其中,固体潮汐校正采用的是 Cartwright 和 Taylor 的模型;海洋潮汐和负荷潮校正采用的是 Texas 大学的 CSR3.0 模型;湿对流层校正采用的是星载 TMR 微波辐射计测量值;干对流层校正采用的是 ECMWF 模型值;电离层校正对 Topex 测高仪而言,采用其自身的双频系统测量值,对 Poseidon 测高仪则采用 Doris 系统测量值;电磁偏差校正采用的是 Gaspar 等 (1994) 模型。另外,还根据 Cheney 等 (1983) 建议进行了大气负荷校正。T / P 卫星测高的轨道采用

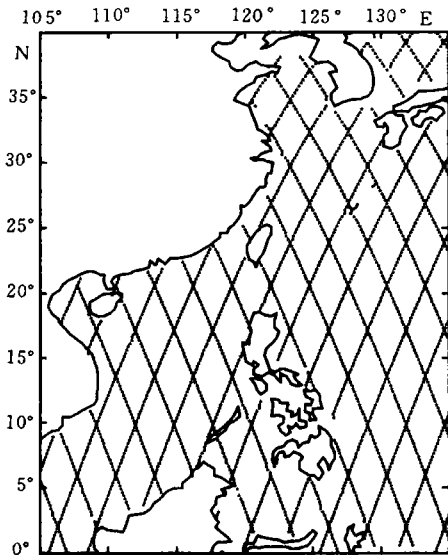


图1 T/P卫星测高数据分布图

Fig.1 The distribution of T/P satellite altimeter data

NASA的JGM-3模型。经上述数据预处理后测高数据的精度可达3.5cm(均方根)。此外,还将测高数据的参考面转换到GRS80参考椭球面以与OSU91A重力场模型的参考面相一致。T/P卫星在中国近海及邻域的数据分布情况见图1。

1.3 共线轨迹处理

经上述预处理后的数据量仍然巨大,因此还需对其共线轨迹进行stacking处理(Nerem *et al*, 1990)。其目的是压缩原始测高数据个数、抑制和减小各种海面的时变因素影响以及中短波长的海面地形影响、降低随机噪声,从而提高测高数据的精度。此外,经stacking后的测高数据中滤去了高频分量而具有与大地水准面模型大致相同的空间分辨率,为以后的计算提供方便。

具体操作为:首先,将15'的插值窗口沿轨迹移动并以双线性内插方法在“正常点”处内插海面高度测量值。如果测量值与“正常点”处插值的残差大于三倍的误差,则该测量值将被剔除,并重新计算“正常点”处插值直至满足上述要求或测量值的个数少于7个。之后,所有在“共线”轨迹上的“正常点”值被平均,从而得到一个平均的“共线”轨迹。经stacking处理后,原有的T/P卫星的4471条轨迹共1399845个原始观测数据被压缩成31条“共线”轨迹(其中,13条上升轨迹和18条下降轨迹)和2461个“正常点”测量值。注意,此时的“共线”轨迹和“正常点”已不是一般意义上的“共线”和“正常点”,而是经过多年平均后“共线”和“正常点”,即是在多年平均海平面上的卫星“轨迹”和“测量点”。

为了检测上述stacking处理方法的有效性,进行了交叠分析,如表1所示,经stacking处理后T/P卫星测高数据交叠不符值(即交叠差)的均方根值从10.46cm降到6.36cm。这表明经stacking方法处理后,“共线”轨迹上的“正常点”具有更高的精度和稳定性。

表1 Stacking前后的交叠分析结果(cm)

Tab.1 Statistics of crossover analysis, before and after Stacking (cm)

T/P	Stacking前				Stacking后			
	均值	均方根	最小值	最大值	均值	均方根	最小值	最大值
交叠差	-1.071	±10.457	-45.292	40.081	0.269	±6.362	-21.299	22.109

2 中国近海及邻域平均海平面

如前所述,经过地球物理环境误差校正和stacking处理后,所得的“共线”轨迹上“正常点”测量值即是多年平均海平面上的测量值。本文采用同Marsh等(1982)相类似的网格化方法,即以网格点为中心、以3°为搜索半径,用双二次曲面的最小二乘拟合该区域,数据采用反距离平方权。3°的搜索半径可以保证在拟合区内至少有二条上升和下降轨道通过。网格化精度采用“正常点”值与其网格内插值之差的均方根为指标。其结果是网格化的内符合精度为±5.3cm(均方根)。由于T/P测高数据“正常点”的精度为6.4cm(均方根),因此,网格化后所得的平均海平面精度为±8.3cm(均方根)。图2示出所构造出中国近海及邻域相对于GRS80参考椭球的30'×30'的规格化平均海平面。

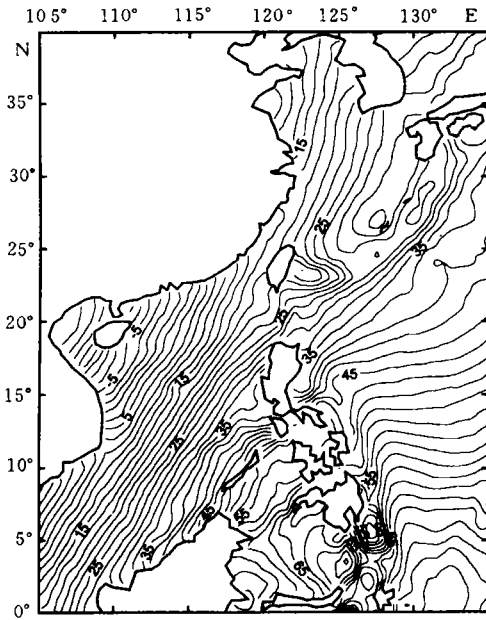


图2 中国近海及邻域平均海平面 (m)
Fig.2 The mean sea surface of the seas adjacent to China

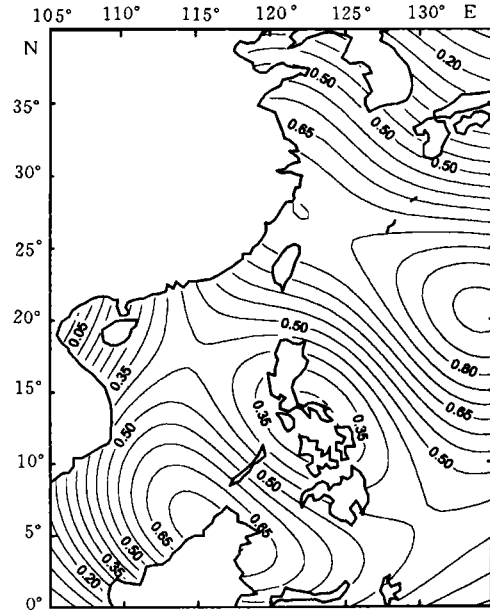


图3 中国近海及邻域海面地形 (m)
Fig.3 The sea surface topography of the seas adjacent to China

3 中国近海及邻域海面地形

T / P 测高卫星的一个主要目的是精确地确定海面动力地形,进而可以准确确定大规模的海洋环流 (Fu *et al*, 1994)。在此之前,许多科学家曾利用不同的卫星测高资料 (Seasat 和 Geosat 卫星) 采用不同的方法 (从直接差分求解法到联合求解法) 来计算海面动力地形 (Cheney *et al*, 1983, Engelis, 1986; Tai, 1983; Rapp *et al*, 1991; Nerem *et al*, 1994)。然而,他们的结果都或多或少地受到卫星轨道误差和大地水准面中短波部分 (<2 000km) 的误差影响。Shum 等 (1995) 研究发现当海面动力地形模型超过 25 阶次时,大地水准面的误差将淹没海面动力地形信号。因此他建议海面动力地形模型最好不要超过 20 阶次。

本文采用直接差分求解法,即从上述 T / P 卫星测高数据确定的平均海平面中扣除大地水准面分量,并采用“剪切”法得到完整到 20 阶次的中国近海及邻域海面地形模型的球谐表达式。为此,本文采用了目前国际上认为精度和分辨率均为最高的地球重力场模型 JGM-3 (Tapley *et al*, 1996) 和 OSU91A (Rapp *et al*, 1991) 的混合模型来计算中国近海及邻域的大地水准面。在该混合模型中,2—70 阶次选用 JGM-3 模型系数,71—360 阶次选用 OSU91A 模型系数。

在计算中国近海及邻域海面地形模型的球谐系数时,采用了“剪切”法 (Weber *et al*, 1988; Basic, 1989), 目的是滤除大地水准面中短波长的误差影响。具体计算步骤如下: 首先选取一个初始海面地形先验模型。这时海面地形 ζ 可以表示为如下的球谐函数形式:

$$\zeta = \sum_{n=1}^N \sum_{m=-n}^n \bar{C}_{nm} \bar{Y}_{nm}(\theta, \lambda) \tag{1}$$

$$\text{其中, } \bar{C}_{nm} = \bar{C}_{nm}^{\text{mod}} + \Delta\bar{C}_{nm}; \quad \bar{Y}_{nm}(\theta, \lambda) = \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin |m| \lambda \end{cases} \bar{P}_{n|m|}(\cos\theta) \quad \begin{matrix} m \geq 0 \\ m < 0 \end{matrix};$$

\bar{C}_{nm} 表示海面地形 ζ 的球谐系数(n 阶 m 次); $\bar{C}_{nm}^{\text{mod}}$ 表示海面地形初始先验模型的归一化球谐系数(n 阶 m 次); $\Delta\bar{C}_{nm}$ 表示对 $\bar{C}_{nm}^{\text{mod}}$ 的校正; λ 为地心经度; θ 为地心互纬度; \bar{P} 表示完全归一化的 Legendre 函数。根据球谐函数的正交性,可得:

$$\bar{C}_{nm} = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} \zeta \bar{Y}_{nm} d\sigma \quad (2)$$

$$\bar{C}_{nm}^{\text{mod}} = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} \zeta^{\text{mod}} \bar{Y}_{nm} d\sigma \quad (3)$$

$$\Delta\bar{C}_{nm} = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} \Delta\zeta \bar{Y}_{nm} d\sigma = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma_1} \Delta\zeta \bar{Y}_{nm} d\sigma + \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma_2} \Delta\zeta \bar{Y}_{nm} d\sigma \quad (4)$$

其中, ζ^{mod} 表示海面地形初始先验模型; $\Delta\zeta = \zeta - \zeta^{\text{mod}}$ 定义为海面地形 ζ 与其初始先验模型 ζ^{mod} 的残差; $\sigma = \sigma_1 + \sigma_2$ 表示全球海域,其中 σ_1 表示所研究的区域, σ_2 表示 σ_1 研究区域之外的海域。限定 $\Delta\zeta$ 在 σ_2 区域恒等于零以保证初始先验模型在研究区域之外保持不变。因此,式(4)可写为:

$$\Delta\bar{C}_{nm} = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma_1} \Delta\zeta \bar{Y}_{nm} d\sigma \quad (5)$$

至此,即可得到修正后的关于海面地形 ζ 的 n 阶 m 次球谐系数 \bar{C}_{nm} 。本文海面地形的初始先验模型 ζ^{mod} 采用 Nerem(1994)的15阶次模型,计算得到关于中国近海及邻域完整到20阶次的海面地形,如图3所示。

4 结论

4.1 本文所得的中国近海及邻域平均海平面总体精度达到8.3cm(均方根),分辨率达到 $30' \times 30'$,较以前传统方法所得的1m左右精度平均海平面而言有较大程度地提高,并可以满足大多数海洋学、大地测量学和地球物理学研究要求。

4.2 中国近海及邻域的平均海平面在总体上变化趋势较为平缓,特别是在中国浅海海域内,几乎没有较大的异常出现,并呈现出东南高、西北低的平缓台阶走势,这与由中国沿海验潮站所得的“南高、北低”的结果是一致的。

4.3 在中国浅海海域外,却发现了两个明显的异常区,即在冲绳海槽和菲律宾海沟地区沿海沟轴方向出现了较大的海平面下凹,其幅度高达8—10m。

4.4 如果对照海底地形图,可以看出平均海平面与海底地形具有极强的相关性,在一定程度上反映了海底构造的一一对应关系,即宽阔、平缓的大陆架对应着海平面的平缓阶梯变化,而深海海沟对应着海平面大的下凹。这是因为平均海平面在一定程度上就是大地水准面,而大地水准面主要反映了地球内部物质结构及其密度分布的不均匀特性,其中短波部分主要是由于岩石圈及上地幔地密度异常所引起的。

4.5 本文所得的中国近海及邻域完整到20阶次的海面地形模型在总体上是高的(正的),

这与用水文动力法得到的在太平洋海域海面地形在总体上为正是吻合的,它与大西洋在总体上为低形成鲜明的对比,其主要原因是由于海底地热差异造成的。

4.6 北纬 20°、东经 134°处是中国近海及邻域海面地形的最高值,它与已知的全球最高区也是吻合的。

4.7 在中国近海及邻域海面地形中,可以明显地看到黑潮的流向及其流域,即黑潮在台湾以东海域被分流,一部分折向日本海海域,一部分则进入南海海域,这与已知的黑潮研究结果相一致。

致谢 感谢法国空间局 AVISO 工作中心提供 T / P 卫星测高数据。

参 考 文 献

- 王广运, 王海瑛, 1993. 卫星测高研究应用新进展. 地球科学进展, 8(6): 36—43
- AVISO, 1996. AVISO User Handbook: Corrected Sea Surface Heights. AVI-NT-011-311-CN, Edition 2.0, Toulouse, France: AVISO, 22
- Basic T, 1989. Untersuchungen zur Regionalen Geoidbestimmung mit "dm" Genauigkeit, Dr.-Ing. Dissertation. Wissenschaftliche Arbeiten der Vermessungswesen der Universitaet Hannover, Hannover, Germany, 157:241
- Cheney R E, Marsh J G, Becley B D, 1983. Global mesoscale variability from collinear tracks of seasat altimeter data. J Geophys Res, 88(C7):4 343—4 354
- Engelis T, 1986. Global circulation from seasat altimeter data. Mar Geod, 9(1):45—69
- Fu L L, Christensen E J, 1994. Topex / Poseidon mission overview. J Geophys Res, 99(C12):24 369—24 382
- Gaspar P, Ogor F, Le Traon P Y *et al*, 1994. Joint estimation of the Topex and Poseidon sea-state biases, J Geophys Res, 99(C12):24 981—24 994
- Marsh J G, Martin T V, 1982. The seasat altimeter mean sea surface model. J Geophys Res, 87(C5):3 269—3 280
- Nerem R S, Tapley B D, Shum C K, 1990. Determination of the ocean circulation using geosat altimetry. J Geophys Res, 95(C3):3 163—3 179
- Nerem R S, Lerch F L, Klosko S M *et al*, 1994. Ocean dynamic topography from satellite altimetry based on the GEM-T3 gravity model. Manuscr Geod, 19:346—366
- Rapp R H, Wang Y M, Pavlis N K, 1991. The Ohio State 1991 Geopotential and Sea Surface Topography Harmonic Coefficient Models, Rep. 410, Dept. of Geod. Sci. and Surv., Columbus, USA. Ohio State Univ., 325
- Shum C K, Ries J C, Tapley B D, 1995. The accuracy and applications of satellite altimetry. Geophys J Int, 121:321—336
- Tai C K, 1983. On determining the large-scale ocean circulation from satellite altimetry. J Geophys Res, 88(C14):9 553—9 565
- Tapley B D, Shum C K, Ries J C *et al*, 1994. Precision orbit determination for Topex / Poseidon altimetry. J Geophys Res, 99(C12):24 383—24 404
- Tapley B D, Watkins M M, Ries J C *et al*, 1996. The joint gravity model 3. J Geophys Res, 101(B12): 29 029—28 049
- Weber G, Zomorrodian H, 1988. Regional geopotential model improvement for the Iranian geoid determination. Bull Geod, 62:125—141

DETERMINATION OF MEAN SEA SURFACE AND SEA SURFACE TOPOGRAPHY OF THE SEAS ADJACENT TO CHINA FROM T / P ALTIMETER DATA

WANG Hai-ying, LU Yang, XU Hou-ze, WANG Guang-yun

(*Laboratory of Dynamic Geodesy, Institute of Geodesy & Geophysics,
The Chinese Academy of Sciences, Wuhan, 430077*)

Abstract In this paper, four-year(1992-10—1996-10) altimeter data from Topex / Poseidon (T / P) satellite over the Seas adjacent to China (0° — 40° N, 105° — 135° E) are analyzed and preprocessed to eliminate the gross errors in the altimeter data and the affections of geophysical environment. Then they are used to determine a $30' \times 30'$ mean sea surface relative to GRS80 Reference Ellipsoid with the stacking method, i.e. the collinear tracks of T / P satellite are stacked at “normal points” to product the mean tracks. The stacking procedure provides a significant compression of the original raw data and allows us to neglect the influence of various instantaneous oceanographic phenomena. The result of a cross-over analysis shows that the precision of the mean sea surface is $\pm 8.3\text{cm(RMS)}$. In order to determine the sea surface topography, we employ a straight-forward method, i.e. the contributions of the hybrid geoid model combined by the JGM-3 and the OSU91A geopotential models are deducted from the mean sea surface. Then a “tailored” method is adopted to determine the spherical harmonics coefficients of the sea surface topography of the region whose degree and order is up to 20. The trend of “southeast high and northwest low” can be seen clearly from the mean sea surface in the region, and it also can be seen that the sea surface topography is positive.

Key words T / P altimeter data Mean sea surface Sea surface topography The seas adjacent to China

Subject classification number P738