

高度计卫星定轨精度对其测高数据 在海洋应用中的影响

潘家祯

吴培中

(国家海洋局第一海洋研究所, 青岛)

(国家海洋局科学技术司, 北京)

袁业立

(国家海洋局第一海洋研究所, 青岛)

摘要 卫星测高技术是70年代发展起来的一项新技术, 到目前为止国外已陆续发射了七颗载有高度计的卫星. 高度计卫星定轨的精度对测高数据的应用有很大影响. 本文概述了卫星高度计测高数据在海洋应用上的一些结果、影响轨道的因素、测轨方法和轨道精校正方法. 最后根据现有卫星轨道校正数据得到卫星轨道误差与校正精度的关系式, 据此分析了轨道计算误差对卫星高度计测高数据在海洋应用中的影响.

关键词 卫星高度计 定轨精度 海洋应用

前言

卫星高度计可以全天时、全天候测量出海面高度数据, 根据海面高度可以进一步对海洋大尺度环流及变异、中尺度现象、海洋潮汐、大地水准面及重力场等进行研究或反演计算, 卫星高度计数据的应用研究已成为海洋遥感领域的重点之一. 到目前为止国外已陆续发射了 Skylab、Geos-3、Seasat、Geosat、ERS-1、Topex/Poseidon 及 ERS-2 七颗载有高度计的卫星, 美国和欧洲空间局 (ESA) 已将高度计卫星作为系列卫星不断发射.

高度计实际上是天底指向脉冲雷达, 它测量海面至卫星高度计天线之间的距离, 目前这一测量精度已达 2.0cm 量级. 如果精确定出卫星轨道的位置, 即推算出卫星相对于地球参考椭球面的高度, 则可得到海面高度数据. 因此, 高度计卫星的定轨精度关系到高度计数据质量的好坏, 影响高度计对海洋观测结果的可靠性. 高度计卫星的测轨和定轨技术已成为高度计卫星系统的关键技术之一. 一般由地面测轨站测出卫星的位置及速度, 并以此作为边界或初始条件, 求解卫星轨道动力学方程得到卫星星历表. 由于地面测轨站数量及覆盖范围有限, 全

球大部分海域的卫星轨道数据是动力学方程的数值解, 因而动力学方程中扰动力项数据的准确与否将直接影响卫星星历表的准确性, 另外地面测轨站测轨精度也影响轨道计算结果. 所幸的是轨道计算误差是长波量, 因而可以用各种方法将海洋信号与轨道误差分离而得到海洋信号数据.

本文前3节概述了高度计数据一些应用结果、测轨方法、轨道误差校正方法, 最后1节导出卫星轨道误差与校正精度经验关系式, 分析了测轨误差对高度计海洋观测的影响.

1 国外高度计卫星的定轨精度及其数据的应用结果

卫星测高技术是70年代出现的一项新技术, 最早的卫星高度计是美国研制的装载在天空实验室 (Skylab) 飞船上, 以后美国又陆续发射了 Geos-3、Seasat、Geosat 三颗载有高度计的卫星. ESA 于1991年发射了 ERS-1卫星, 高度计是其主要载荷. 1992年美国 and 法国联合发射的 Topex/Poseidon 卫星上有两台高度计, 用于观测大洋环流, 研究它对全球气候变化的影响. 表1列出了一些高度计基本参数.

表1 已发射的高度计卫星及参数

| 卫 星 | Skylab | Geos-3 | Seasat | Geosat | ERS-1 | Topex/Poseidon | ERS-2 |
|-----------|---------------------|----------------------|---------------------|----------------------|---------------|----------------|---------------|
| 运行时间 | 1973年5月至 1974年2月 | 1975年4月至 1978年12月 | 1978年7月至 1978年9月 | 1985年3月至 1989年12月 | 1991年7月 至今 | 1992年8月 至今 | 1995年4月 至今 |
| 测高精度 (cm) | 60 | 25 | 5 | 3.5 | 3.5 | 2 | 3.5 |
| 发射部门 | NASA | NASA | NASA | US Navy | ESA | NASA/CNES | ESA |
| 定轨精度 (cm) | | 8 | 1.5 | 0.6 | | 0.12 | |

Skylab 高度计的测量误差较大, 因而对海洋信号的探测未获得十分有意义的结果^[1]. Geos-3高度计测高精度有了提高, 为25cm, 轨道的计算精度为8m. 经过 crossover 校正后, 轨道误差为0.6m (全球). 如果仅考虑某一海区, 轨道误差的校正结果要低于0.6m. 在强流延伸区, 中尺度信号较强, 达到1m以上, Douglas 等^[2]利用 Geos-3数据导出了3.5a 时间序列的湾流海域的中尺度变化特征. 大地水准面在全球的波动范围为上百米, 利用 Geos-3来测量大地水准面粗结构特征是可行的. Yionoulis 等^[3]利用 Geos-3数据计算出西北大西洋的大地水准面, 与重力大地水准面的平均和标准偏差分别为0.45及1.5m. Kahn 等^[4]利用 Geos-3数据对西北大西洋及印度洋的重力异常进行反演所得结果表明, 高度计测量值与实测重力异常的偏差为 $\pm 8 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$.

Seasat 高度计测高精度较 Geos-3有了明显的提高, 为5.0cm, Seasat 卫星的定轨精度为1.5m, 经过校正后, 轨道误差为10cm. Cheney 等^[5]利用 Seasat 高度计数据得到全球中尺度变化的分布. Marsh 等^[6]计算出 Seasat 全球平均海平面 (即大地水准面), 在全球范围内与 GEM-10B $1^\circ \times 1^\circ$ 的大地水准面均方根偏差为2.8m. Bernstein^[7]报道了在日本以东黑潮延伸体进行的 Seasat 高度计测高数据检验实验, 结果表明 Seasat 高度计测高值与 AXBT 的观测值误差在 $\pm 10 \text{cm}$ 之内.

Geosat 高度计测高精度为3.5m,全球定轨精度为0.6m,经过校正后轨道误差为6.0cm^[8]. Nerem 等^[9]用 Geosat 高度计数据及重力大地水准面模型推导出全球海面动力起伏值,在4000km尺度上,误差为13cm. Sandwell 利用 Geosat 高度计数据反演出的重力场具有 $2.0 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 的精度. White 等^[10]利用 Geosat 高度计数据得到的海面水位数据与加利福尼亚流的数值模型的同化结果表明,同化后得到的海面水位场在分辨率、时空连续性方面都优于统计插值结果,并可对海流涡旋场进行预报.

Topex/Poseidon 高度计轨道定轨精度为12cm,其水位测量值与验潮站的水位偏差仅为2cm,如此高的测量精度已完全满足卫星业务应用的要求.

2 高度计卫星轨道扰动因素及测轨方法

高度计卫星轨道计算误差是高度计海面高度测量误差的主要成分.轨道计算误差来自于测轨范围有限以及卫星轨道方程中各种作用力的不确定性.本节主要讨论引起卫星轨道扰动的因素及测轨方法.

2.1 引起卫星轨道扰动的作用力

在理想情况下即考虑地球和卫星都是质点时,卫星绕地球运动的轨道是理想椭圆,但地球并非理想质点,其体积较大,质量分布是不均匀的,一般用球谐函数表示地球重力势

$$\Phi = -\frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{l=2}^{\infty} \left(\frac{a_e}{r} \right)^l \sum_{m=0}^l (\overline{C}_l^m \cos m\lambda + \overline{S}_l^m \sin m\lambda) P_l^m(\sin\varphi) \right], \quad (1)$$

式中, r 、 φ 和 λ 分别为距离、纬度及经度; GM 代表重力常数,其测量值的不准确也是引起轨道计算误差的因素.考虑地球质量分布不均匀性,重力势表达式中 l 必须大于36^[11],但目前重力势展开的高阶项误差较大,引起轨道误差,这种误差是由重力变化引起的.

大气对卫星的阻力也是很重要的轨道扰动力,当速度为 v 时,空气阻力 F_a 为^[11]

$$F_a = \rho A C_0 v^2, \quad (2)$$

式中, ρ 为空气密度; A 为卫星的有效面积; v 为卫星速度; C_0 为阻力系数.引起 F_a 的误差因素有空气密度计算的不确定性和 C_0 的不确定性,当卫星为低轨时,空气阻力影响更大.

太阳的辐射压力同样影响卫星轨道,太阳辐射对卫星产生一个小而持久的力:

$$F_a = \frac{kSA \cos\alpha}{c}, \quad (3)$$

式中, S 为辐照度; c 为光速; α 为入射辐射与表面垂线之间的夹角; k 为一个依赖方向、形状和卫星表面反射率的系数^[12].事实上式(3)的误差会直接导致对卫星轨道扰动量的计算误差.引起卫星轨道扰动的因素还包括太阳和月球引力效应、海洋潮汐扰动引力势以及相对论效应.

2.2 精密测轨方法

目前所用的测轨方法主要有如下几种:激光测轨、Tranet 信标测轨、星载 Doris 接收机测轨、利用 PRARE 系统测轨以及 GPS 测轨.

高度计卫星上安装有激光反射器,利用全球激光测轨网,可独立测量出高度计过顶高度,

激光测距精度可达2~5cm. Geos-3、Seasat、Geosat、ERS-1或 Topex/Poseidon 卫星均装有激光后向反射器.

Tranet 信标即双频多普勒信标, 由 STDN 网和 Tranet 网接收, 在全球布有30~50个跟踪站, 测速精度为1mm/s. Tranet 信标装载在 Geos-3、Seasat、Geosat 和 Topex/Poseidon 卫星上.

Doris 系统是法国 CNES (Centre National d'Etude Spatiales) 和 GRGS (Groupe de Recherches de Geodesie Spatiale) 研制的, 设计跟踪精度为0.3mm/s. 它接收全球40个站发送的双频多普勒信号, 40个地面站可覆盖全球范围的60%~65%, Doris 接收机仅在 Topex/Poseidon 卫星上使用.

PRARE 系统是由 ESA 研制的一种精密测距、测速设备, 它是三频双向微波跟踪测量系统, 测距精度为10cm, 测速精度达0.1mm/s. PRARE 系统只装载在 ERS-1卫星上.

GPS 系统由24颗卫星组成, 它们平均分布在6个轨道面上. 星载 GPS 接收机接收 GPS 卫星中的3~4颗卫星信号, 用以准确确定测高卫星的位置和轨道参数. 大气传输效应对星载 GPS 接收机影响较小, 因此 GPS 巡航接收机可极

大地提高定轨精度. 目前 Topex/Poseidon 卫星装载有 GPS 接收机, 用于轨道定位.

以上几种测轨方法各有其长处及短处, 最好的方法是综合使用, 可望大大提高测轨及定轨精度. 表2给出了 Seasat 卫星定轨误差参数.

表2 Seasat 卫星定轨误差及尺度

| 影响因素 | 变化幅度 (cm) | 定轨误差 (cm) | 波长 (km) |
|------|-----------|-----------|---------|
| 重力 | 10 | 140 | 40 000 |
| 大气阻力 | 300 | 30.0 | 10 000 |
| 太阳辐射 | 300 | 30.0 | 10 000 |
| 测站位置 | 100 | 10.0 | 10 000 |

3 轨道误差的精校正方法

除 Topex/Poseidon 卫星定轨精度达到10cm 左右外, 其他高度计卫星轨道计算精度均为米级, 而海洋动力现象垂直尺度为数厘米至数十厘米量级, 因此必须对高度计卫星测量出的海面高度, 进行轨道误差精校正, 使之含有的残留误差在10cm 量级上或更小, 否则无法区分开高度数据中的海洋信号和轨道误差噪声.

Tai^[12]对卫星高度计轨道误差的谱能量分布进行了计算分析, 其结果表明轨道误差能量集中于绕地球一圈的频率处, 波长为地球的最大周长, 而海洋信号的尺度要小于此, 因而可以利用数据处理方法将海洋信号与轨道误差进行分离, 得到海洋动力现象的变化特征. 目前所用的方法有两种: 交迭调整法(crossover adjustment)和共线调整法(collinear adjustment).

3.1 crossover 方法

在高度计卫星上行和下行轨道交叉点处有两个以上的海面高度测量值, 如果不考虑海面高度动态变化, 这些高度测量值应是完全一样的, 但由于轨道误差, 这些测量值不一致, 高度差值 d_{ij} 不为零 (d_{ij} 为 crossover difference). d_{ij} 的主要成分是轨道误差, crossover 方法基本点在于利用轨道误差模型及最小二乘法使 d_{ij} 达到最小, 从而实现消除轨道误差的目的.

crossover 方法用于计算海面大地水准面和反演重力场的研究, 及非重复轨道高度计卫星数据的轨道误差校正. 考虑正余弦函数的轨道误差模型:

$$er = a \cos \frac{2\pi t}{T} + b \sin \frac{2\pi t}{T}. \quad (4)$$

海面的动力起伏时间变化量级较小, 如不予考虑则

$$d_{ij} = [a_i \cos(2\pi t_i/T) + b_i \sin(2\pi t_i/T)] - [a_j \cos(2\pi t_j/T) + b_j \sin(2\pi t_j/T)], \quad (5)$$

式中, $d_{ij} = H_i - H_j$, H 是高度计观测的海面高度值; T 为卫星绕地球一周的时间. 将式(5)写成矩阵形式:

$$Z = SX, \quad (6)$$

式中, Z 为 $[d_{ij}]$; S 为 $\cos(2\pi t_i/T)$ 和 $\sin(2\pi t_i/T)$ 组成的矩阵; X 为含有 a_j 和 a_i 的矩阵. 式(6)的最小二乘解为

$$\hat{X} = (S^T S)^{-1} S^T Z. \quad (7)$$

由 $S^T S$ 的奇异性, 导致 \hat{X} 无解, 为此考虑约束方程

$$\sigma I X = 0, \quad (8)$$

可得如下目标函数:

$$J = (SX - Z)^T (SX - Z) + \sigma^2 X^T X, \quad (9)$$

使之取最小, 得 X 最小二乘解为

$$\hat{X} = (S^T S + \sigma^2 I)^{-1} S^T Z, \quad (10)$$

式中, σ 为信噪比; I 为单位矩阵. 根据 d_{ij} 及系数 $\cos(2\pi t_i/T)$ 和 $\sin(2\pi t_i/T)$, 可以得出 \hat{X} 的计算值, 即 a_i 和 a_j 之值, 从而得出轨道误差 er .

除了正余弦的轨道误差模型外, 还有如下几种轨道模型:

$$\begin{aligned} er &= a && \text{(常数型);} \\ er &= a + bt && \text{(一次型);} \\ er &= a + bt + ct^2 && \text{(二次型);} \\ er &= a \cos \frac{2\pi t}{T} + b \sin \frac{2\pi t}{T} + c + dt + ft^2 && \text{(混合型).} \end{aligned}$$

当 er 的项较多时, 校正后 $RMS(d_{ij} - er)$ 的值越小, 有可能将海洋信号也作为轨道误差除掉了, 故选择 er 取什么样的模型还要根据所研究海洋信号的特征及研究区域大小来考虑.

3.2 collinear 方法

collinear 方法用于以精确重复轨道运行的高度计数据的轨道误差校正, 得到海面高度异常值, 进行海洋动力变化特征的分析. 每条精确重复轨道上有很多共线的海面高度采样数据 H_{ij} ($j=1, 2, \dots, M$; $i=1, 2, \dots, N$), j 表示地面采样点, i 表示第 i 个采样周期, 经过距平处理消除了大地水准面高度得 h_{ij} 为

$$h_{ij} = H_{ij} - \frac{\sum_{i=1}^N H_{ij}}{N}. \quad (11)$$

轨道误差为 er_{ij} , 消除轨道误差的海面高度异常值为 h_{ij} :

$$h'_{ij} = h_{ij} - er_{ij}. \quad (12)$$

设目标函数 J 为

$$J = \sum_{j=1}^M (h'_{ij})^2 = \sum_{j=1}^M (h_{ij} - er_{ij})^2, \quad (13)$$

使 J 为最小, 可得 er_{ij} 的参量值. 对 h_{ij} 消除轨道误差的过程也称为去斜处理法.

4 定轨精度对卫星高度计数据海洋应用的影响分析

定轨精度对高度计卫星数据的应用有很大影响, 有必要对这种影响进行定量分析, 即得到定轨误差量变化对高度计海洋观测影响的定量关系和轨道误差允许的极限值.

4.1 海洋现象的空间及时间尺度

各种海洋现象本身存在很大差异, 这可以反映在它们不同的空间及时间尺度上 (表3).

表3 海洋现象及其尺度

| 海洋现象 | | 垂直尺度 (cm) | 水平尺度 (cm) | 时间尺度 (d) |
|------------|-------|-----------|-------------|----------|
| 大地水准面 | | 200m | 全球 | 不考虑时间变化 |
| 大洋环流 | 平 均 | 100 | >1 000 | >300 |
| | 变 异 | 10 | >1 000 | >30 |
| 中尺度涡 | | 20~60 | 50 | >30 |
| 西边界流 | 平 均 | 100 | 100 | >10 |
| (黑潮、湾流等) | 弯曲及变异 | 100 | 100 | >10 |
| 东边界流 | 平 均 | 20 | 500 | >10 |
| (加利福尼亚等) | 弯曲及变异 | 10 | >500 | >10 |
| 北赤道逆流、 | 平 均 | 20 | >500 | >10 |
| 赤道逆流 | 弯曲及变异 | 10 | >500 | >50 |
| El-Niño 现象 | | 20 | >500 | 1 000 |
| 海洋潮汐 | | 1~7m | 100~1 000km | 0.5 |

4.2 定轨误差对海洋现象探测的影响

由表3可知, 如果要探测到表中所列的各种海洋信号, 卫星高度计数据经过精校正后的轨道误差必须在10cm 以下, 这就对高度计卫星的轨道计算精度有一定的要求. 为了寻找轨道计算精度及与校正后精度之间的关系, 图1给出了几种高度计卫星轨道计算精度和轨道校正精度的关系.

用二次曲线对此进行回归可得到经验关系式:

$$CP = 0.0025P^2 + 0.0526P + 0.0189, \quad (14)$$

式中, P 是轨道计算误差; CP 为校正后的轨道误差. 式 (14) 如图1实线所示. 在得出经验式 (14) 时没有考虑重力场模型的不同对这几种卫星轨道误差数据的影响, 实际上如果 Geos-3 和 Seasat 的轨道计算使用改进的重力模型 GEM-T2 及 GEM-T3, P 的量值会降低. 这里我们讨论下限情况. 表4给出了图1的结果.

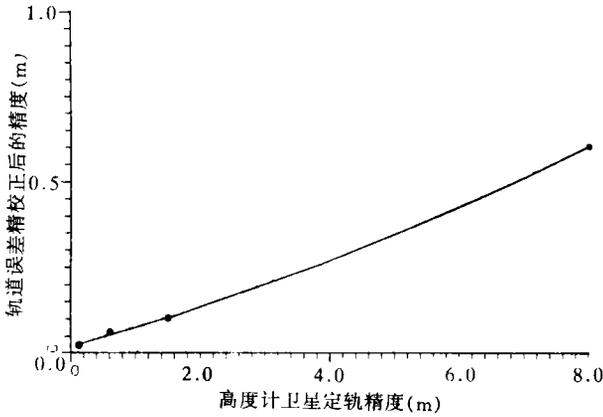


图1 几种高度计卫星轨道计算精度
与校正精度数据及回归曲线

横轴表示定轨精度，纵轴表示轨道误差校正后精度

粗结构、大洋环流粗特征、中尺度涡、西边界流及变异、海洋潮汐特征。如果定轨精度为5.0m，则校正后轨道误差为0.33m，此时可以观测到西边界流弯曲及变异、中尺度涡、海洋潮汐及大地水准面粗结构。当轨道精校正误差为1m或1m以上时，海洋动力信号全部被轨道噪声所淹没，此时利用高度计数据难以观测得到海洋动力信息。根据经验关系式(14)得到的轨道计算误差不能大于11.9m。

表4 轨道误差及精校正后的值

| | | | | | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 轨道误差 (m) | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 |
| 校正误差 (cm) | 0.05 | 0.07 | 0.11 | 0.13 | 0.17 | 0.20 | 0.23 | 0.27 | 0.30 | 0.33 |

5 总结

卫星高度计能在全天时、全天候条件下实现对海洋的观测，其测高数据在海洋上有着广泛的应用。利用高度计数据可对大洋环流及变异、中尺度现象、El-Niño现象和海洋潮汐进行观测、研究或进行动态监测，可反演出海洋大地水准面及重力场。由于高度计轨道计算存在一定误差，限制了高度计数据应用结果的精度，但轨道计算误差是长波量，可用 crossover 或 collinear 方法实现轨道误差与海洋信号的分离，从而减少轨道误差。根据 Geos-3、Seasat、Geosat 和 Topex/Poseidon 高度计的测高数据轨道误差的校正结果，得到轨道定轨误差与精校正后轨道误差的经验关系式(14)。当 $P=1\text{m}$ ， $CP=0.07\text{m}$ 时，高度计数据可用于观测和研究大多数海洋动力现象；在 $P=5.0\text{m}$ 时，高度计可分辨的海洋现象仅为西边界流弯曲及中尺度涡、海洋潮汐粗特征和大地水准面粗结构。轨道计算误差必须大于11.9cm，否则校正后轨道误差大于1m，难以区分轨道误差和海洋动力信号。

由表4可知，如果卫星轨道计算误差为1.0m，经过校正后这个误差为0.07m，可满足各种海洋现象探测的要求。轨道计算误差为2.0m时，校正后的误差为0.13m，可以观测的海洋信号有大地水准面精细结构、大洋环流粗特征、中尺度涡、西边界流（黑潮、湾流等）、北赤道流、赤道逆流平均值、El-Niño现象、海洋潮汐。当定轨误差为3.0m时，校正后的轨道精度为0.20m，高度计可观测到的海洋特征为大地水准面、大洋环流粗特征、中尺度涡、海洋潮汐、西边界流及变异。定轨精度为4.0m时，校正后的轨道误差为0.27m，用高度计数据可以观测到大地水准面

参考文献

- 1 Leitao C D, L S Miller, N E Huang. Detecting the Gulf Stream using satellite altimetry. *Eos Trans. AGU*, 1974, **55**, 1107
- 2 Douglas B C, R E Cheney. Ocean mesoscale variability from collinear tracks of seasat altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 1981, **86**, 10 931~10 937
- 3 Yionoulis S M, A Eisner. Geos-3 ocean geoid investigation. *J. Geophys. Res.*, 1979, **84**, 3 883~3 888
- 4 Kahn W D, J W Siry. Ocean gravity and geoid determination. *J. Geophys. Res.*, 1979, **84**, 3 872~3 882
- 5 Cheney R E, J C Marsh. Global mesoscale variability from collinear tracks of seasat altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 1983, **88**, 4 343~4 354
- 6 Marsh J G, T V Martin. The seasat altimeter mean sea surface model. *J. Geophys. Res.*, 1982, **87**, 3 249~3 280
- 7 Bernstein R L. Seasat altimeter determination of ocean current variability. *J. Geophys. Res.*, 1982, **87**, 3 261~3 268
- 8 潘家祎, 袁业立, 郑全安. 用 Geosat 高度计数据提取东海大地水准面. *海洋学报*, 1995, **17**(6): 48~57
- 9 Nerem R S, B D Tapley. Determination of the ocean circulation using Geosat altimeter. *J. Geophys. Res.*, 1990, **95**, 3 163~3 197
- 10 White W B, C-K Tai. Continuous assimilation of Geosat altimeter sea level observations into a numerical synoptic ocean model of the California Current. 1990, **95**, 3 127~3 148
- 11 Stewart R H. *Method of Satellite Oceanography*. California: University of California Press, 1985
- 12 El' yasberg D E. *Introduction to the Theory of Flight of Artificial Earth Satellite*, translated by Z Lerman, Jerusalem, 1967, 345
- 13 Tai C-K. Geosat crossover analysis in the tropical Pacific, I. Constrained sinusoidal crossover adjustment. *J. Geophys. Res.*, 1988, **93**, 10 621~10 629