

人卫运动理论及其应用

朱文耀 黄 城 刘 林

(中国科学院上海天文台) (南京大学天文系)

提 要

作为文[1]的续篇,本文简要阐述了卫星动力测地的基本原理和总的数学模式;较详细地介绍了人造卫星在大地测量、地球物理和地球动力学等学科研究中的应用概况和进展。

一、人卫动力测地的基本原理

人造卫星绕着地球运动,受到地球引力和周围环境各种物理因素的摄动。这些摄动因素影响卫星的运动,反之通过对卫星轨道的精细分析又为测定这些摄动因素的有关参数提供了依据。人造卫星的观测资料建立了卫星轨道与地面点位的联系,通过卫星的观测资料既可确定卫星的轨道,测站的地面点位,又可测定天球参考系和地面参考系之间的联系参数—地球自转参数ERP。

设卫星在地心惯性系的运动方程为:

$$\dot{\mathbf{X}} = \mathbf{F}(\mathbf{X}, \mathbf{P}_d, t) \quad \mathbf{X}(t_0) = \mathbf{X}_0 \quad (1)$$

其中 \mathbf{X} 为卫星在 t 时刻的状态向量 $\mathbf{X} = (\mathbf{r}, \dot{\mathbf{r}})^T$ 或 $\mathbf{X} = \sigma$, σ 为六个轨道根。

\mathbf{X}_0 为卫星初始时刻 t_0 的状态向量, \mathbf{P}_d 为待估的物理参数向量。

方程(1)的形式解可表为:

$$\mathbf{X} = \mathbf{Q}(\mathbf{X}_0, \mathbf{P}_d, t) \quad (2)$$

设卫星的观测量为 θ_o ,其相应的计算量 θ_c 可由下式计算:

$$\theta_c = \theta(\mathbf{X}, \mathbf{R}), \quad \mathbf{R} = \mathbf{PNSR}_0$$

其中 \mathbf{R}, \mathbf{R}_0 分别表示测站在惯性系和地固系的位置矢量。 $\mathbf{P}, \mathbf{N}, \mathbf{S}$ 分别为岁差,章动和地球自转矩阵, $\mathbf{S} = \mathbf{S}(x_p, y_p, D_R)$ 它与极移量 (x_p, y_p) 和日长的变化有关。令 $\mathbf{P}_a = (x_p, y_p, D_R)^T$,则有:

$$\theta_c = \theta(\mathbf{X}, \mathbf{R}_0, \mathbf{P}_a) \quad (3)$$

由此我们可通过微分改进的办法建立卫星动力测地的观测方程:

$$y = \theta_o - \theta_c = \frac{\partial \theta}{\partial \mathbf{X}} \frac{\partial \mathbf{X}}{\partial \mathbf{X}_0} \Delta \mathbf{X}_0 + \frac{\partial \theta}{\partial \mathbf{X}} \frac{\partial \mathbf{X}}{\partial \mathbf{P}_d} \Delta \mathbf{P}_d + \frac{\partial \theta}{\partial \mathbf{R}_0} \Delta \mathbf{R}_0 + \frac{\partial \theta}{\partial \mathbf{P}_a} \Delta \mathbf{P}_a + \frac{\partial \theta}{\partial \tilde{\epsilon}} \Delta \tilde{\epsilon} + v \quad (4)$$

其中 $\tilde{\epsilon}$ 为观测的偏差常数。

$\partial \mathbf{X} / \partial \mathbf{X}_0, \partial \mathbf{X} / \partial \mathbf{P}_d$ 由下列一阶微分方程解得:

令 $\mathbf{P} = (\mathbf{X}_0, \mathbf{P}_d)^T$, $\mathbf{A} = \partial \mathbf{X} / \partial \mathbf{P}$ (张量形式)

则有:

$$\dot{\mathbf{A}} = \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial \mathbf{X}} \mathbf{A} + \left(\frac{\partial \mathbf{F}}{\partial \mathbf{P}} \right)$$

$(\partial F/\partial P)$ 为 F 对 P 的显导数。

方程(1), (3), (4)完整地表达了卫星动力测地的基本原理。当然在实际工作中根据不同的情况, 不同的目的和要求, 总是适当地选取某些参数作为平差量, 而其他参数采用理论值保持固定, 但无论哪一种动力测地一般都需把卫星轨道作为平差量, 也就是说都有一个定轨和测轨过程。

对这些几何参数 P_a 和地球物理参数的动力测定一般可分为两种情况:

第一种是待测参数与卫星轨道状态量一起由观测方程(4)联合平差直接测定。它包括测站坐标 R_0 , 地球自转参数 P_a 等几何参数和地球物理参数中那些对卫星的轨道仅产生短周期摄动的参数, 如地球引力场的田谐系数等。

第二种是待测参数不是由观测方程(4)直接测定, 而是利用测得的卫星轨道根数的变化来间接测定。根据观测资料由方程(4)采用短弧法和长弧法测定卫星的轨道, 然后对测得的轨道根数“短弧解”和“长弧解—短弧解”的序列用谱分析和滤波器滤去卫星轨道根数的短周期摄动, 并且把对应不同周期的长周期摄动一一分开。这时我们就可根据轨道根数的长期和各种周期中的长周期变化, 求出其对应的与各摄动因素有关的地球物理参数。采用这种方法测定的物理参数包括, 地球引力场的带谐系数 C_{n0} 、田谐系数中的共振项系数、大气密度 ρ 、地球固体潮的洛夫数 k_2 、滞后角 φ 以及海潮各分潮波的球谐系数和相位角等。

二、卫星定位

大地测量学的一个基本任务是精确测定地面点的三维坐标。卫星测地在这方面的应用主要是: (1)建立一个高精度的人卫大地网(零级网), 为天文大地网提供检核和控制的依据; (2)建立全球统一的地心坐标系。全球地心坐标系即是综合世界各局部大地坐标系的统一坐标系。

应用卫星观测来建立大地网, 也就是说求定各测站的坐标一般可分为几何法和动力法。几何法的基本概念是相距较远的两个或两个以上的测站必须同步观测卫星, 把卫星仅作为一个合适的觇标而已, 处理的方法与经典的维塞勒恒星三角测量相同。动力法的基本原理如前所述, 这时观测方程(4)的平差元素主要包括卫星的状态量和测站的坐标。

卫星定位在六十年代以照相观测为主, 当时台站的定位精度达 ± 5 米。由于星表误差和大气折射影响的限制, 观测精度很难进一步提高, 由此也影响了大地点位的测定精度^[2]。

七十年代发展起来的卫星多普勒测量^[3], 由于该系统具有全天候、全球覆盖、接收系统简单、轻便等优点, 很快在全世界得到广泛应用, 成绩卓著。利用多普勒技术测定测站地心坐标的方法主要有单点定位和联测定位两种。联测定位又分简单联测定位和短弧联测定位。短弧联测定位把卫星轨道作为平差量, 由此降低卫星的星历误差, 提高测站点位的解算精度。用该法所建立的区域性网站坐标的解算精度已高于 50cm ^[4]。利用卫星多普勒技术建立的全球性地心坐标系, 主要是由美国国防制图局(DMA)建立的WGS84坐标系, 基本站的坐标精度已高于 20cm ^[5]。另一个卫星多普勒全球地心坐标系是由法国空间研究中心大地测量研究所(GRGS/CNES)建立的MEDOC坐标系。由于该坐标系的建立没有一个合适的地球引力场模型, 该系统的站坐标据估计约有 $2-3$ 米的误差^[6]。

子午仪导航卫星系统为大地测量提供地面点位作出了很大的贡献, 但由于它的运行轨道离地球较近, 地球引力场和大气阻力等摄动影响较为显著, 加上高阶电离层对观测的影响, 定

位精度很难得到进一步提高。预计该系统1990年后将由全球定位系统代替。

导航星全球定位系统Navstar GPS(简称GPS)预计1989年以后将全面投入正式使用。目前世界上用于GPS高精度定位的方法有:伪距法、多普勒法、相差法和干涉测量法。试验表明:五天平均,单点定位的绝对精度可达50cm;基线(约100公里)的精度达5cm左右。其中相差法和干涉测量法的相对定位精度最高,基线的量测精度可达1cm。无疑GPS系统将成为未来最有成效的空间大地测量手段之一^[7]。

七十年代发展起来的人卫激光测距(SLR)技术,由于其在大地测量和地球动力学研究中的作用日益显著,越来越受到各国的重视。目前全世界投入工作的SLR站已有60多个,利用SLR技术建立全球地心坐标系的最新成果是美国宇航局哥达德飞行中心(GSFC)建立的SL5.1 AP全球坐标系和Texas大学空间研究中心(CSR)的LSC85坐标系^[8],他们是利用全球的激光站得到的自1976年以来Lagcos卫星的激光测距资料,联合求解卫星的轨道、ERP和台站的坐标而得到的。解得的站坐标的内符精度高于10cm,与VLBI结果相比,基线长度的外符精度达3.5cm。这是目前世界上最好的全球地心坐标网。

三、全球板块运动和区域性地壳形变的测定

地球外表约100公里厚的固体外壳被分裂成约20个固体块,即板块。板块在地球内力的驱动下以1—10厘米/年的速度缓慢运动。当今板块运动状况的测定是研究板块动力学、地震、火山活动等地球动力学课题必不可少的依据。1979年美国宇航局在全球组织地壳动力学计划(我国上海天文台也参加了该计划),建立了全球性的VLBI和SLR网来监测地壳运动,从而大大推动了板块运动和地壳形变的实测和理论工作^[9]。

美国Anderle, R. J.等人曾利用约10年的子午卫星的多普勒资料测定了北美板块10个测站和其他7个板块13个测站坐标的运动情况,从而研究了各板块间的相对运动^[10]。由于受到子午卫星观测精度和定轨精度的限制,所得的结果不太理想,与Minster, J.等人求得的板块运动模型RM-2^[11]相比,相差较大。目前国际上大部分学者对利用卫星多普勒技术测定板块运动和地壳形变的前景表示怀疑。

利用SLR技术测定板块运动和地壳形变的工作始于1972年。当时由美国宇航局组织了测定美国西部圣·安德烈斯断层的试验(简称SAFE)^[12]。近年来又在断层两侧的测站对Lageos卫星的重复观测,得到横跨该断层的900公里长的基线每年缩短2.6cm的结果。目前利用SLR技术测定全球板块运动的工作主要在美国GSFC和CSR进行。GSFC的Smith, D. E.等人利用全球9年的Lageos激光资料测定了分布在几个板块上各测站地心坐标的变化,从而获得了全球几个主要板块间的相对运动^[13]。所得的结果与RM-2模型符合得很好。其中澳大利亚测站以10 cm/yr的速度向夏威夷站(属太平洋板块)靠拢;南美板块的秘鲁站以5cm/yr的速率离开夏威夷站;而南北美板块间的相对运动是很小的。CSR的Tapley等也做了类似的工作,取得了满意的结果^[14]。在他们的工作中还讨论了板块运动的可视性,它们与卫星轨道、地球自转参数的可分离性。应该说,到目前为止利用SLR测定板块运动的结果还仅是初步的试验。

1989年后将投入正式使用的GPS系统,由于它是高轨卫星,轨道稳定,全球覆盖性好,卫星上可供观测的信息丰富,无疑它将成为未来测定板块运动和地壳形变最有效的手段之一。1985年3月至4月在美国国内组织了14台GPS接收机和3台水蒸辐射探测仪进行了8天的

GPS联测。结果表明, 基线测量的相对精度可达 2×10^{-7} ppm。

利用卫星技术测量板块运动和地壳形变的方法与卫星定位的方法基本相同。只是这里测量的不仅是站坐标本身, 而且要测出站坐标以每年几个厘米的变化(由此求得站间基线的变化), 故这不仅需要反复测量, 而且也对观测精度、卫星定轨精度和站坐标解算精度提出了更高的要求。

四、地球自转参数ERP的测定

把卫星技术用于ERP的测定已有近20年的历史。早在六十年代末美国海军武器实验室就作了利用卫星多普勒测定地极运动的试验^[15]。1971年8月起, 美国国防制图局(DMAHTC)采用称为CELEST的子午卫星精密星历表的计算软件测定地极运动^[16]。以后DMA对影响卫星精密定轨的主要误差源、地球引力场模型和测站坐标系作了多次调整, 解算方法也作了改进, 测定精度不断提高。到MERIT主联测期间测定极位置的标准偏差已降到 0.15m ^{[17], [18]}。但因解的稳定性较差, 在MERIT的总结会上终于决议利用卫星技术测定ERP的手段将全部由SLR代替。

利用SLR资料测定ERP的工作始于1972年^[19]。1979年后由于Lageos卫星投入常规观测, 全球激光网的完善, 力学模型和解算方法的不断改进, ERP的测定精度有了很大的提高。Tapley等人曾利用1976年5月至1984年1月间全球57个台站对Lageos的SLR资料, 同时估算台站坐标、地球自转参数和若干力学模型参数。解算得到每三天一组的ERP解的内符精度对 (x_p, y_p) 为 $2\text{mas} \approx 6\text{cm}$, 对UT1为 $0.15\text{ms} \approx 7\text{cm}$; 与VLBI的结果相比, 得外符精度对 (x_p, y_p) 为 $2-4\text{mas}$, 对UT1为 0.2ms ^[20]。目前美国CSR作为全球SLR资料分析中心已将ERP的测定作为日常工作, 给出5天一组的ERP解, 在BIH公报中刊出。我国上海天文台也归算了MERIT主联测期间(1983.9—1984.10)的ERP序列^[21]。

目前SLR技术测定ERP的主要误差来自: ①观测网分布的不均匀性; ②力学模型, 特别是地球引力场模型的不完善。在加强全球分布的观测网以及力学模型精化后, 可望每天得到的ERP解精度达 5cm 左右。

五、地球引力场的测定

利用人卫轨道根数的变化, 建立地球模型, 测定地球引力场球谐系数, 是卫星大地测量的一个重要方面。自1966年史密松天体物理台利用卫星的照相资料建立了世界上第一个标准地球SAO-SEI以来, 这方面的工作所取得的进展远远超过了过去几百年的努力。短短二十年已有20多个地球引力场模式相继建立, 较著名的有史密松标准地球SAO-SEI、II、III、79等, 哥达德的标准地球GEM1-10, GEML₂等, 美国国防部的WGS和海军武器实验室的NWL地球模型, 以及由法、德合作建立的GRIM地球模型等^{[22], [23], [24]}。

目前用来分析地球引力场的最有效的数学方法是将地球引力位展成球谐系数的级数形式。

$$V = \frac{GH}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r} \right)^n P_{nm}(\sin \varphi) (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) \right] \quad (5)$$

利用卫星轨道变化来测定地球引力场位函数的系数就是指带谐系数 C_{no} 和田谐系数 C_{nm} , S_{nm} 的测定。

1. 带谐系数 C_{no} 的测定

地球引力场的带谐系数是利用卫星轨道的长期和长周期变化来测定的。根据摄动分析可知,带谐项对卫星的摄动运动不仅产生长期项,还产生振幅较大的长周期项。其主要特性表现为:(1)长期项只与偶阶系数有关,奇阶系数只引起周期振荡;(2)长周期项的振幅是 C_{no}/C_{20} 的线性函数,而且奇阶系数只引起奇次 ω 谐波(ω 为近地点幅角),偶阶系数只引起偶次 ω 谐波;(3)对于某一根数来说,如其奇阶系数是正(余)弦波,则偶阶系数一定是余(正)弦波。这些特点数学上可表示为:

$$\left. \begin{aligned} \dot{\sigma}_j &= \sum_{n=1}^p A_j^n(a, e, i) C_{2n,0} + A_j^0(a, e, i) C_{2,0}^2 \\ \Delta\sigma_j^l &= \sum_{n=1}^p \left[B_j^n(a, e, i) C_{2n,0} \left(\frac{\sin}{\cos} \right) 2\omega + C_j^n(a, e, i) C_{2n+1,0} \left(\frac{\cos}{\sin} \right) \omega \right] \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

其中 $\dot{\sigma}_j$ 为轨道根数的长期变率,在测定偶阶系数中主要用 Ω, ω 二个根数, $\Delta\sigma_j^l$ 为轨道根数的长周期振幅,在测定中主要用 e, i, Ω, ω 四个根数。

反测带谐系数的步骤如下:首先根据大量卫星观测资料进行短弧定轨,对定出的一系列轨道根数短弧解滤去其短周期变化,并去除其他摄动因素的影响,然后用谱分析把有关根数的长期摄动和对应于不同周期的长周期摄动一一分开。最后我们就可根据有关轨道的长期项和长周期谐波(一般用低次谐波 $\omega, 2\omega$) 定出与之相应的偶阶和奇阶带谐系数。

方程(6)的系数 $A_j^0, A_j^n, B_j^n, C_j^n$ 是轨道根数 a, e, i 的函数,而且主要由倾角 i 决定。不同倾角的卫星对各球谐系数的测定有不同的贡献,因此在实测中均用不同倾角的许多卫星一起求解。

2. 田谐系数 (C_{nm}, S_{nm}) 的测定

地球引力场田谐项对卫星轨道的摄动除共振项外,都呈短周期摄动,振幅也较小。因此一般都是由观测方程(4)直接测定。这时平差元素包括卫星轨道,测站坐标以及田谐系数本身。由于各田谐系数对某一具体卫星的影响是不一样的,对于一具体卫星来说,我们只能用于测定那些对它影响较大的田谐系数。因此在观测方程中仅保留那些对该卫星摄动影响较大的田谐系数。另一方面,对一个具体卫星来说,田谐项对卫星的短周期摄动是相关的。为了提高解算中各系数间的相互独立性,在实测中必须采用不同的 a, e, i 的较多的卫星资料。

共振项系数的测定,常利用卫星的共振条件。测定的方法常与带谐系数相似。

卫星的方法的最大优点是获得一个整体的结果,缺点是分辨力低。据估计用纯卫星地面观测的方法最高可测定到 20×20 的球谐系数(除一些高阶的共振田谐系数外)。所以目前地球引力场完整球谐系数的测定都是采用卫星的方法和地面重力测量相结合的方法。其低阶的部分由卫星动力测地的方法测定,高阶的部分由卫星测高仪(Geos 3 和 Seasat 卫星)对海平面的测高资料和地面重力测量的方法测定^[25-27]。在解算中为了增强解算的稳定性,可加进一些必要的约束,通常采用最小二乘配置法处理。

近年来建立的地球引力场模型 GEM10A.B.C, GEML₂, GRIM3 等由于用了大量高精度的 SLR(特别是 Lageos 卫星)资料,使球谐系数长波部分(即低阶系数)的测定精度有了显著的提高。Lageos 卫星的另一个突出的贡献是用它精密测定了地球引力常数 GM,测定的方法也是由观测方程(4)直接测定,平差元素包括卫星轨道,站坐标和 GM。由于该卫星比较高,几何配

置和动力学效应都比较好,测得的结果较稳定可靠。GM的最新测定结果为 $398\ 600.441 \pm 0.005 \text{ km}^3/\text{s}^2$ [29]。

用卫星技术测定地球引力场系数一个潜在的方法是卫星跟踪卫星的方法。据估计用这种方法可分辨出在空间100—200km范围内引力位的变化,并足以检测一些地球物理因素引起的地球引力位系数的变化 [29]。

六、地球潮汐参数的测定

利用卫星观测研究地球潮汐,主要是分析由于在日月起潮力作用下地球产生弹性形变而引起的地球引力场的附加位对卫星轨道的摄动。分析表明,潮汐位中的长周期项对卫星的轨道产生较大的摄动,其振幅与洛夫数成比例。在卫星高度上,潮汐位随着阶数的递增而迅速减小,除二阶分量外,其他阶的分量是很小的。由此可根据对这种潮汐摄动的观测来测定固体潮的洛夫数 k_2 和滞后角 φ 。早期测定的 k_2 值在0.22—0.31间变化(平均 $k_2=0.25$) [30], [31], 明显地与卫星有关。而且与地面观测测定的 $k_2=0.30$ 的值相比明显偏小。因此, Kaula 为了改进卫星的轨道,把 k_2 和 φ 模型化为纬度的函数 [32]。以后 Balmino 还试图通过可能的共振,确定 k_2, φ 与经度的关系,从而引入了与经度有关的广义洛夫数和滞后角。1973年 Lambeck 等研究指出 [33]: 海潮效应应加在固体潮效应上,这是造成 k_2 的“卫星值”和其“地面值”不一致的原因,也是 k_2, φ 值与经纬度有关的主要原因。研究表明,对高倾角卫星,这些海潮摄动引入的系统误差使洛夫数减小3%,对低倾角卫星则减少17%,而相位仅受到几度的影响。他们在早期求出的几个结果中加进海潮改正后求得 $k_2=0.309, \varphi=0^\circ.5$, 这与它们的“地面值”是相近的。

由于海潮和固体潮都来自日月的引潮力,其周期完全相同。采用一般的数字滤波法很难把两者分开。Melchior认为 [34], 要精确分离这两者的摄动效应实际上是不可能的。目前一般认为 $k_2=0.30$ 是现在相当好的测定值,特别是 Wahr 的固体潮模型建立后,用卫星观测专门测定固体潮参数的工作已不多见。

自1973年 Lambeck 等建立了海潮对人卫的轨道摄动理论以后,一些学者分别用子午卫星(1967.92A)测地卫星(Geos 1,2,3, BE-C)和地球动力学卫星(Lagcos)等的定轨资料,滤除固体潮效应后,分析了海潮几个重要分潮波对卫星的摄动效应,从而测定了各分潮波的球谐系数和相位角。近年来, March, Eanes, Cazenave 等对 Starlette 卫星的海潮摄动进行了研究 [35—37]。由于该卫星离地较近,面质比小,呈球形,有利于海潮参数的测定。他们的研究取得了较大进展。

潮汐参数一般都是通过 Ω, i 二个轨道根数(特别是 i) 的长周期摄动的分析来测定的。采用的方法,在早先测定固体潮参数时,是对短弧定轨定出的轨道倾角序列,先滤去短周期摄动,并去除其他摄动源的长周期影响,然后进行固体潮的长周期摄动分析,求出相应的固体潮参数。近年来对海潮参数的测定是采用对轨道倾角的“长弧解—短弧解”的残差序列的分析来进行的。长弧解的弧段最好能包含几个潮汐长周期摄动中的最大周期,而短弧解的弧段必须远小于其中的最小周期(一般取2天)。在测定海潮参数时往往将固体潮参数作为已知量。

利用卫星观测可得到潮汐的全球性摄动但分辨力较低,因此要得到一个完整的潮汐模式需将卫星观测和地面(或地下)观测结合起来。地面观测可得到局部范围的精细潮汐扰动。

七、大气阻力参数的测定

人造卫星,特别是近地卫星,在大气阻力作用下能量不断耗散,运行周期和偏心率不断减小,轨道变圆,近地点不断下降,最后在稠密的大气层中陨落。因此我们分析近地卫星在大气阻力作用下轨道的演化,就为测定高层大气及其变化提供了依据。自第一颗人造卫星上天以来,国外就一直在开展这方面的工作。其中成绩最突出的可数国际空间研究委员会(COSPAR)的工作,它利用卫星阻力资料先后建立了高层大气模式CIRA 61,65,72^[39]。1972年后随着卫星质谱仪,加速仪和非相干散射等实测手段的建立,利用大量的高层大气密度、温度、成分的实测资料,使高层大气密度及其变化的分析有了新的发展,出现了许多新的大气模式。1977年Jacchia在他以前建立的 Jacchia 60,65,70大气模式的基础上,尽量联合了质谱仪资料,多普勒温度和卫星阻力资料测定的密度值建立了 Jacchia 77大气模式^[40]。应该指出建立一个完整的高层大气模式是地球物理、空间物理和卫星轨道理论等学科的综合性研究课题。利用卫星阻力资料研究高层大气仅仅是整个研究工作的一部分。

利用卫星阻力资料反测大气密度及其变化所用的方法,通常都是基于 King-Hele建立的大气阻力作用下卫星运动分析理论的基础上演变来的^[41]。

1. 高层大气密度的测定

高层大气密度的测定主要是通过卫星轨道周期变化率 \dot{P} 来测定的。根据轨道分析理论可推出大气密度与 \dot{P} 的分析表达式。由方程(4)通过轨道改进定出 \dot{P} 后,就可测得相应于卫星近地点处的密度值。在计算中一般都要事先建立一个大气密度的近似数学模型。

2. 大气旋转速度的测定

由于高层大气自西向东的旋转,导致卫星轨道倾角 i 和升交点经度 Ω 将产生长期变化,利用这种长期变化的规律就能反测大气的旋转因子 Δ 。测定的方法主要是用 King-Hele等推出的^[42],在大气旋转影响下轨道倾角的变化量与轨道周期变化量之比 $\Delta i/\Delta P$ 的关系式来测定的。

3. 大气密度标高 H 的测定

大气密度标高 H 是大气密度 ρ 随地面高度 z 的增加而减少的速率的量度,定义为 $1/H = -d\rho/\rho dz$ 。它可以通过大气密度对地面高度的导数来求。在实测中常用在大气阻力作用下卫星近地点高度的变化率来确定,具体测定的方法可参阅 King-Hele和 Hiller等人的工作^{[43], [44]}。

4. 大气扁率 ε 和阻力系数 C_D 的测定

卫星在大气扁率影响下近地点角距 ω 将产生长期变化。利用大气扁率影响下 ω 的理论变化曲线去拟合 ω 的实测值,就可估算出扁率因子 ε 。

大气阻力系数 C_D 的测定,可把 C_D 作为平差量由观测方程(4)与卫星轨道一起解出。也可通过在大气阻力作用下轨道的变化,用与测定大气密度同样的方法来求。此时把大气密度作为已知量以一定的大气模式给出。

八、结 束 语

自1957年第一颗人造地球卫星上天以来,短短三十年人造卫星在大地测量、地球物理和

地球动力学等有关学科的动力应用所取得的进展, 远远超过了过去几百年的努力。随着新的观测技术的涌现、观测精度和定轨精度的提高, 它在这些有关学科中的应用在其广度和深度方面将取得更好的进展。新的应用课题将不断涌现。例如最近美国CRS已开始进行利用 Lag-cos卫星的 SLR资料验测广义相对论效应和测定后牛顿力学 PPN度规参数的研究工作。

参 考 文 献

- [1] 刘林, 朱文耀, 黄斌, 天文学进展, 6(1988), 42.
- [2] Schmid, H. H., NOAA Professional Paper 7, 1974.
- [3] Wells, D. E., University of New Brunswick, Fredericton N. B. Canada, Technical Report, No. 29, (1974).
- [4] Schluter, W. et al., Proceeding of 3rd International Geodetic Symposium on Satellite Doppler Positioning, Feb. 1982.
- [5] Anderle, R. J., *ibid.*
- [6] 朱文耀, 天文学报, 26 (1986), No. 4, 360.
- [7] Wooden, W. H., Proceeding of First International Symposium on Precise Positioning with GPS, May 1985.
- [8] Tapley, B. D. et al., *J. G. R.*, 90(1985), No. B11, 9235.
- [9] NASA Technical Paper 1464, Aug. 1979.
- [10] Anderle, R. J. et al., NSWC TR 82-369, Sept., 1982.
- [11] Minster, J. B. et al., *J. G. R.*, 83 (1978), No. B11, 5331.
- [12] Smith, D. E. et al., International Symposium on Recent Crustal Movements, Stanford Uni., California, July 1977.
- [13] Smith, D. E., *E. O. S. Transation*, 66 (1985), No. 46, G21-05.
- [14] Tapley, B. D., *ibid.* G22A-01.
- [15] Bowman, B. R., Satellite Doppler Positioning, Vol. 1, (1976).
- [16] O'Toole, J. W., *ibid.*, Vol. 2, (1976).
- [17] Anderle, R. J. et al., IAU Colloq. No. 63, D. Reidel Publ. (1982).
- [18] Feissel, M., Report on the Meeting of the MERIT Working Group, Sopron, Hungary, July 1984.
- [19] Durm, P. J. et al., *J. G. R.*, 82 (1977), 895.
- [20] Tapley, B. D. et al., *J. G. R.*, 90 (1985), No. B11, 9235.
- [21] 黄斌等, 中国科学(A辑), No. 6, (1986).
- [22] Anderle, R. J., *Rev. Geophys. Space Phys.*, 17 (1979), 1421.
- [23] Lerch, F. J., *ibid.* 21 (1983), 560.
- [24] Reiber, C. et al., *J. G. R.*, 90 (1985), No. B11, 9285.
- [25] Chapman, M. E. et al., *J. G. R.*, 84 (1979), No. B8., 3803.
- [26] Lerch, F. J. et al., *Marine Geodesy*, 5 (1981), No. 2.
- [27] Rapp, R. H., Report No. 322, Dept. Geod. Sci. Rep., The Ohio State University, Columbus, Dec., 1981b.
- [28] Smith, D. E. et al., Report on the International Symposium Figure and Dynamics of the Earth, Moon and Planets, Prague, Czechoslovakia, Sept., 1986.
- [29] Kahn, W. D. et al., NASA TM-83970, GFSC, Greenbelt, MD, July, 1982.
- [30] Kozai, Y., *Publ. Astron. Soc. Japan*, 17 (1965), 207.
- [31] Douglas, B. C. et al., *Celest. Mech.*, 10 (1974), 165.
- [32] Kaula, W. M., A. J., 74 (1969), 1108.
- [33] Lambeck, K. et al., *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12 (1974), 421.
- [34] Melchior, P., *Geophys. Surveys*, 1 (1974), No. 3.
- [35] Marsh, J. G. et al., Paper Presented at 4th Annual Conference on the NASA Geodynamics Program, GSFC, Jan., 1982,
- [36] Eanes, R. J. et al., *ibid.*
- [37] Cazenave, A. et al., *J. G. R.*, 86 (1981), 1659.
- [38] 何妙福, 天文学报, 26 (1983), 332.

- [39] CIRA 1972, COSPAR, International Reference Atmosphere 1972.
 [40] Jacchia, L. G., SAO, Special Report 375.
 [41] King-Hele, D. G., Theory of Satellite Orbits in an Atmosphere, London, (1964).
 [42] King-Hele, D. G. et al., *Planet Space Sci.*, 14 (1966), 1339.
 [43] King-Hele, D. G. et al., *Planet Space Sci.*, 31 (1983), 509.
 [44] Hiller, H., *Planet Space Sci.*, 28 (1980), 549.

(责任编辑 刘金铭)

Satellite Orbit-motion Theories and Their Applications (II)

Zhu Wenyao Huang Cheng

(Shanghai Observatory, Academia Sinica)

Liu Lin

(Department of Astronomy, Nanjing University)

Abstract

As part II of paper I, this paper expounds the basic principle and the general mathematical model of satellite dynamical geodesy, and introduces the general applications and new progresses of satellite dynamics in geodesy, geophysics and geodynamics.