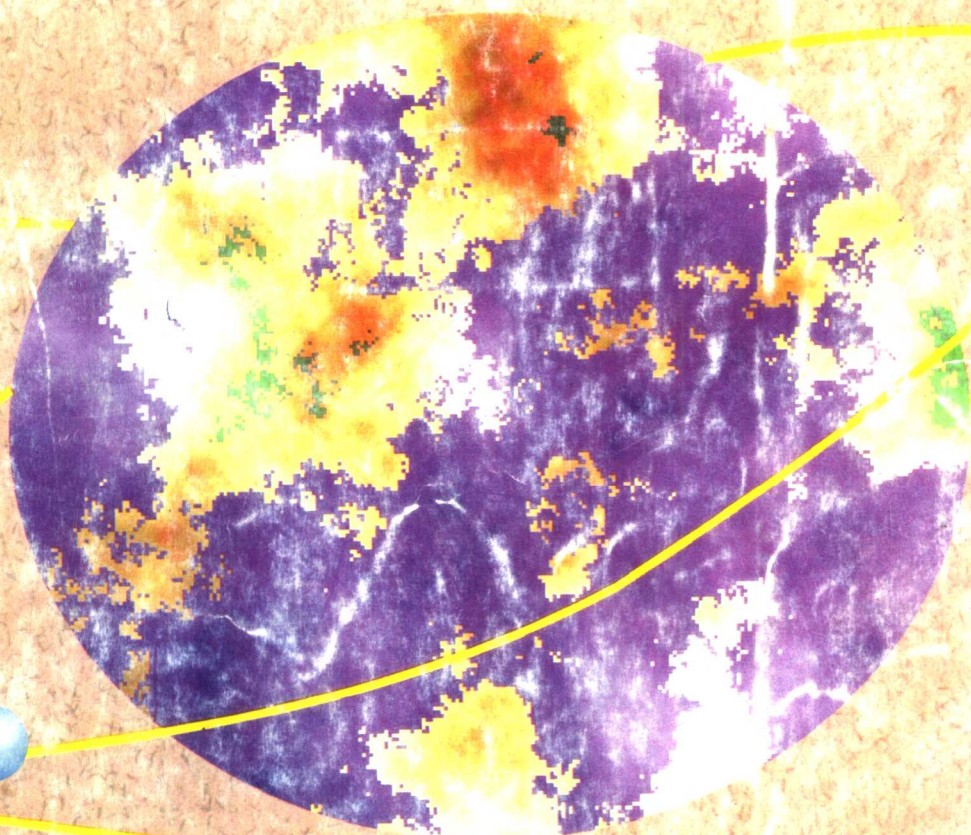


测绘科技丛书

大地测量学

主编 徐绍铨 吴祖仰



武汉测绘科技大学出版社

测绘科技丛书

大地测量学

主编 徐绍铨 吴祖仰

武汉测绘科技大学出版社

(鄂)新登字 14 号

图书在版编目(CIP)数据

大地测量学/徐绍铨,吴祖仰主编. —武汉:
武汉测绘科技大学出版社,1996.9(2000.1 重印)
ISBN 7-81030-407-0

I. 大…

II. ①徐… ②吴…

III. 大地测量-原理-教材

IV. P22

责任编辑 何正国 封面设计 曾 兵

武汉测绘科技大学出版社出版发行

丹江口市印刷厂印刷

*

开本 787×1092 1/16 印张 21.625 字数 540 千字

1996 年 9 月第 1 版 2000 年 1 月第 2 次印刷

印数:1501—2500 册 定价 24.80 元

前 言

本书根据我国大地测量理论和实践的发展,对 1989 年出版的《大地测量学》(徐绍铨,吴祖仰主编)作了较多修改和补充。

在本次修改中,删除了所有陈旧的内容;删减了各章节有关公式繁锁的数学推演和使用仪器的具体操作;突出了基本原理、基本理论的阐述。

为了反映本学科的最新发展,增加了大地测量新技术、电子经纬仪、电子记簿、电磁波测距三角高程、测边网导线网概算、1980 年国家大地坐标系、新 1954 年北京坐标系及坐标系转换等内容。

本教材适用于大地测量(卫星定位导航工程)本科,大地测量专科,摄影测量和遥感本科、专科,以及相应的专业的函授教学,在教学中,各专业可根据不同的需要和学时数,对各章节内容作必要的选择。本书另配有《大地测量实验与习题》一书,便于在教学中指导学生实践和巩固理论知识。

本书由徐绍铨、吴祖仰主编。第一章和第二章由陈恒录执笔,第三章、第四章和第七章由杨振涛执笔,第五章和第六章由刘宗泉执笔,第八章至第十一章由吴祖仰执笔,第十二章至第十四章由徐绍铨执笔。全书由徐绍铨执笔修改定稿。

薄志鹏教授、梅是义教授和张学廉教授对本书作了审阅,提出了许多宝贵意见,谨此表示感谢。

书中不足之处,恳请读者批评指正。

编 者

目 录

第一章 绪论

- § 1.1 大地测量的任务和内容 (1)
- § 1.2 地球体形和大地测量内外业的基准面 (2)
- § 1.3 大地测量发展简史 (4)
- § 1.4 大地测量新技术简介 (6)

第二章 国家水平大地控制网

- § 2.1 水平控制网的测量方法 (12)
- § 2.2 国家水平控制网的布设原则 (13)
- § 2.3 我国天文大地网布设概况 (15)
- § 2.4 三角测量推算元素的精度估算 (18)
- § 2.5 简介大地控制网的优化设计 (33)
- § 2.6 三角测量实施 (35)

第三章 精密测角仪器

- § 3.1 精密测角仪器构造的特点 (43)
- § 3.2 J_1 和 J_2 型光学经纬仪的结构及光路 (44)
- § 3.3 光学测微器 (48)
- § 3.4 三轴误差及其检验 (56)
- § 3.5 电子经纬仪简介 (63)

第四章 水平角观测

- § 4.1 精密测角的误差来源 (69)
- § 4.2 精密测角的一般原则 (73)
- § 4.3 方向观测法和全圆方向观测法 (74)
- § 4.4 完全方向观测的测站平差 (76)
- § 4.5 方向观测法的分组观测、联测和测站平差 (79)
- § 4.6 全组合测角法 (81)
- § 4.7 归心改正数的计算和归心元素的测定 (86)
- § 4.8 三角测量工作的实施 (93)
- § 4.9 三角测量外业成果的验算和验收 (94)

第五章 精密光波测距

- § 5.1 精密光波测距原理 (96)
- § 5.2 精密激光测距仪中的三个主要器件 (102)
- § 5.3 DI20 测距仪 (104)
- § 5.4 距离观测值的改正 (109)
- § 5.5 测距误差 (114)
- § 5.6 测距仪的检验 (117)

第六章 精密导线测量

§ 6.1	精密导线测量的误差分析	(125)
§ 6.2	精密导线测量设计原理和布设方法	(127)
§ 6.3	精密导线测量作业及成果处理	(131)
§ 6.4	高精度导线测量概念	(135)
第七章 国家高程控制网		
§ 7.1	国家水准网的布设	(138)
§ 7.2	精密水准仪和精密水准尺	(141)
§ 7.3	精密水准仪和水准标尺的检验	(146)
§ 7.4	精密水准测量	(152)
§ 7.5	水准测量的外业计算	(158)
§ 7.6	三角高程测量	(164)
§ 7.7	电磁波测距三角高程	(177)
§ 7.8	高程系统	(182)
第八章 地球椭球		
§ 8.1	地球椭球的基本元素	(189)
§ 8.2	各种坐标系及其相互关系	(191)
§ 8.3	椭球面上各种曲率半径	(195)
§ 8.4	椭球面上弧长计算	(200)
§ 8.5	相对法截弧和大地线	(204)
第九章 地面观测值归算至椭球面		
§ 9.1	概述	(209)
§ 9.2	地面观测值归化至椭球面上的各项改正	(210)
§ 9.3	椭球面上三角形的解算	(214)
第十章 大地测量主题		
§ 10.1	概述	(216)
§ 10.2	勒让德尔级数	(217)
§ 10.3	高斯平均引数公式	(220)
§ 10.4	贝塞尔公式	(228)
§ 10.5	弦线法解算主题公式	(235)
第十一章 高斯投影		
§ 11.1	地图投影的概念	(239)
§ 11.2	高斯投影概念	(240)
§ 11.3	高斯投影正算公式	(242)
§ 11.4	高斯投影反算公式	(245)
§ 11.5	平面子午线收敛角公式	(253)
§ 11.6	方向改化公式	(255)
§ 11.7	距离改化公式	(259)
§ 11.8	高斯投影的分带及换带计算	(263)
第十二章 大地网概算		

§ 12.1	概述	(267)
§ 12.2	概算的准备工作	(267)
§ 12.3	观测成果化至标石中心的计算	(269)
§ 12.4	观测成果归化至椭球面上的计算	(270)
§ 12.5	椭球面上观测成果改化至高斯平面上的计算	(276)
§ 12.6	观测质量检查和资用坐标的计算	(278)
§ 12.7	三角网概算示例	(282)
§ 12.8	测边网概算示例	(289)
第十三章 坐标系转换		
§ 13.1	天文坐标系与大地坐标系转换	(294)
§ 13.2	不同空间直角坐标系的转换	(296)
§ 13.3	空间直角坐标系与大地坐标系转换	(300)
§ 13.4	不同大地坐标系的转换	(304)
§ 13.5	不同高斯平面直角坐标系的转换	(307)
第十四章 关于椭球定位		
§ 14.1	概述	(316)
§ 14.2	椭球定位的基本原理	(318)
§ 14.3	椭球参数	(321)
§ 14.4	椭球定位的数学模型	(325)
§ 14.5	1954 年北京坐标系, 1980 年国家大地坐标系和新 1954 年北京坐标系	(327)
附录		
(一) 球面三角形基本定理与公式		(332)
(二) 常用级数		(334)
参考文献		(335)

第一章 绪 论

§ 1.1 大地测量学的任务和内容

1.1.1 大地测量学的任务

按照大地测量学的经典定义,大地测量是“测定和描绘地球表面的科学”。它包括精确测定地球表面点的位置,研究地球形状和大小,以及研究地球表面和外部重力场。因此大地测量学既是一门应用地球科学,也是一门基础地球科学。

经典大地测量学是把地球的形状、大小和外界条件以及地球内部的构造、质量的分布都看作一成不变的,但实际情况并非如此。地球与其它天体以及一切物质一样,是不断地运动和变化着。例如地球自转轴在地球体内的位置和自转角速度都是随时间变化的;由地震现象,我们可以知道地壳有着升降的运动;从长期的观测我们又发现大陆有漂移的现象。因而现代大地测量学不但要确定点的地理位置,研究地球的形状、大小和地球表面及其外部重力场,而且还要研究它们随时间的变化。

根据以上定义,大地测量学的基本任务可以概括为:

1. 在地球表面的陆地上建立高精度的大地测量控制网,并监测其数据随时间的变化;
2. 确定地球重力场及其随时间的变化,测定和描述地球动力学现象;
3. 根据地球表面和外部空间的观测资料确定地球形状和大小。

建立作为各种测量工作的基础的大地测量控制网是大地测量学的技术任务;研究地球重力场和地球形状与大小是大地测量的科学任务。两项任务密切相关,大地测量控制网的观测结果为研究地球形状和大小提供了主要资料;研究地球形状和大小又为大地测量控制网的计算提供了最适宜的根据面。

1.1.2 大地测量学的内容

由于在确定地面点的位置和研究地球形状、大小,研究地球表面及其外部重力场时所使用的理论、方法不同,大地测量学又有许多分支。例如大地天文测量学、大地重力测量学(又称物理大地测量学)、应用大地测量学、椭球大地测量学。随着科学技术的发展又有了卫星大地测量学、惯性大地测量学、海洋大地测量学、动力大地测量学、整体大地测量学等等。本书主要介绍应用大地测量学和椭球大地测量学的有关内容。

1.1.3 大地测量的作用

大地测量工作是国家的一项基础性工作,它在社会主义经济建设和国防建设以及地球科学的研究中具有重要的作用。在经济建设方面,如城镇建设、开发矿山资源、水利工程建

设、发展交通运输等都需要地形图,而测制地形图所需的高精度的地面控制点,是由大地测量提供,所以大地测量是地形测量、地籍测量、摄影测量等测量工作的基础。在国防建设中,例如为发射卫星和导弹提供精确的点位、距离、方位和重力场资料。在地球科学的研究中,如地震预报和其它地质灾害的防治;大面积的地壳水平和垂直运动,板块运动,极移,海平面的变化等都需要大地测量的观测结果来进行研究。随着科学技术的发展,常规大地测量学已向着与新技术为代表的现代大地测量相结合的方向发展,进入高精度、自动化获取地面点三维定位数据,由静态向动态大地测量发展的时代,并在地球物理、地质、石油、海洋、交通运输、生态学等学科中发挥越来越大的作用。

§ 1.2 地球体形和大地测量内外业的基准面

1.2.1 地球自然表面、地球体

由于地质变迁和地壳运动以及各种外力的作用,地球表面有高山、丘陵、平原、江、河、湖泊、海、洋。它高低不平,很不规则,最高的珠穆朗玛峰超出平均海水面 8 848m,最低的马里亚纳海沟在平均海水面以下 11 022m,所以它很难用简单的数学模型来定义和表达。这种自然形成的地表形状称为地球自然表面。或者说“地球自然表面是地球的固体和液体部分相对于大气的分界面”。由地球自然表面所包围的体形称为地球体。

1.2.2 大地水准面、大地体

地球质量对它周围的物体具有一种吸引的力量,称为地球引力,引力方向指向地球的质心。如图 1-1 所示, A 点作为地球上的任意质点,则地球质量对 A 点的引力为 $\vec{F}$ 。由于地球绕其自转轴不断地自西向东旋转,因而地球上任何一点也存在着惯性离心力,其方向垂直于地球的自转轴而向外, A 点所受的惯性离心力为 $\vec{P}$ (惯性离心力与引力的比值约为 1/300)。我们把 A 点所受的引力和惯性离心力的合力称为重力,用 $\vec{g}$ 表示,即 $\vec{g} = \vec{F} + \vec{P}$ 。重力方向即铅垂线方向。测量中,

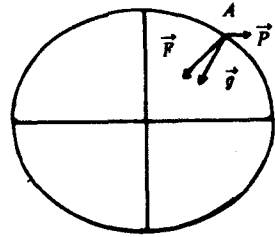


图 1-1

在观测水平方向时,要求仪器的垂直轴与铅垂线一致,所以铅垂线是外业测量工作的基准线。

与重力方向垂直的静止的液体表面称作水准面。在水准面上各点的重力位能相等,所以水准面是重力等位面。这样的等位面有无穷多个,它们是一簇既不相交又不平行的封闭的曲面。当我们对中、整平仪器观测水平方向时,水平度盘可看作与水准面相切的一个平面,所以水准面是外业测量工作的基准面。观测成果是在高低不同的点位上进行的,它们都可以看作是通过测站点的水准面而获得的成果。

地球自然表面虽然高低不平,但这个起伏量与地球半径相比是微不足道的。假定地球半径为 6 378km,地面起伏量为 10km,则其比值为 1/638。因此,用占地球表面 71% 的海水面代替地球的体形,并作为测量外业工作统一的基准面是可行的。这个统一基准面就是大地水准面。假定海洋的水体,只受重力作用,无潮汐、风浪影响,处在完全静止和平衡的状态,将该

海洋的表面延伸到大陆的下面并处处保持着与垂线方向正交这一特征的整个封闭曲面,它也是一个水准面,我们称这一特定的水准面为大地水准面。大地水准面包围的形体称作大地体。在大地测量中要研究的地球形状和大小就是指研究大地体的形状和大小。由于地球内部质量分布不均匀,地壳有高低起伏,所以重力方向有局部变化,致使处处与重力方向垂直的大地水准面也就不规则,它不能作为大地测量计算的基准面。

1.2.3 总椭球面、总椭球体

为了大地测量计算工作的需要,应选择一个能用数学方法简单表示的,在几何形状上和物理性质上都与大地体相接近的形体来代替不规则的大地体。经过长期的测量实践和理论研究,使人们认识到采用两极稍扁的旋转椭球面代替大地水准面,作为测量计算的基准面是比较理想的。用来代替大地体的椭球体称为地球椭球体。一个与大地体外形符合最好的地球椭球叫总地球椭球或平均地球椭球。总地球椭球应满足下列三个条件:

1. 它的总质量等于地球的总质量,其中心与地球的重心相合,其赤道平面与地球赤道面相合;
2. 它的旋转角速度与地球的旋转角速度相等;
3. 它的体积与大地体的体积相等,它的表面与大地水准面之间的差距的平方和为最小。

总地球椭球面是一个理想的测量计算的基准面。在过去限于当时测量手段和测量区域的局限性,用常规测量的方法,难以求出总地球椭球。直到 20 世纪 60 年代,卫星大地测量的发展,这个难题才得到解决,并且随着卫星测量技术的不断发展,推求的总地球椭球的形状和大小已愈来愈精确。

1.2.4 参考椭球面、参考椭球体

历史上,在总椭球未知的情况下,世界各国或地区为了各自的大地测量工作的需要,采用了参考椭球体,用参考椭球面作为测量计算的基准面。参考椭球体是只与某一个国家或某一地区的大地水准面符合较好的地球椭球体。在本书中一般指的地球椭球就是参考椭球。

地球椭球体的形状和大小,通常是用椭球的长半径 a 和椭球的扁率 α 来表示。表 14-3 列出了世界上比较有名的参考椭球的名称及其参数,可供查用。为了处理测绘成果,应将参考椭球面与大地水准面的关系确定下来,这就是参考椭球体的定位。在参考椭球初步定位时,两面之间有一个公切点,称作大地原点。当参考椭球面的位置确定后,就可以作为大地计算的基准面,以基准面为基础便可建立国家坐标系,大地原点的坐标值就是国家坐标的起算值。

我国在 1950 年,开始进行全国大地测量工作时采用的是克拉索夫斯基椭球,与其相应的坐标系称作“1954 年北京坐标系”。30 多年来,根据北京坐标系建立了全国天文大地网,为国民经济建设和国防建设提供了精确的测绘保证,起了应有的历史作用。随着测绘技术不断更新,空间技术对测量精度的要求不断提高,1980 年在西安建立了国家大地原点,采用的元素是 1975 年国际大地测量协会第十六届大会推荐的椭球元素,与其相应的坐标系统称为“1980 年国家大地坐标系”(详见第四章)。

§ 1.3 大地测量学发展简史

人类通过生产实践和对天体运行规律的观察,在公元前六世纪就知道地球是个圆球。公元前三世纪,科学大地测量学的创始人是亚历山大人爱拉托色尼(公元前276~195年),他在球形地球模型的假设之下,由观测导出了地球半径的参数。他的方法是测定一段子午弧长度 ΔG 和该弧长所对应的圆心角 $\Delta\varphi$,即可求出圆球的半径 $R(R=\Delta G/\Delta\varphi)$,人们习惯上把这种研究地球形状和大小的方法,称作弧度测量(见图1-2)。爱拉托色尼发现在色尼(纬度近于

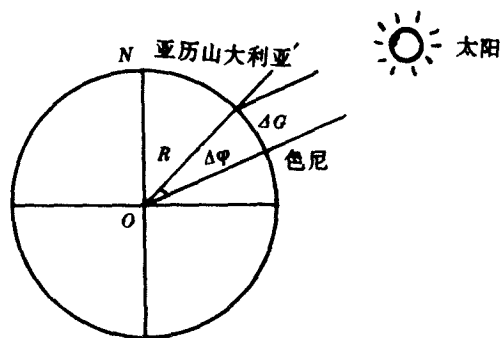


图 1-2

23°27',现埃及的阿斯旺)夏至正午时阳光垂直地射入井内,而在相近的位于同一子午线上的亚历山大利亚,夏至正午时阳光与垂线构成一个角度,其值 $\Delta\varphi=7^{\circ}12'$ 。两点的距离根据骆驼行走的时间,估计为5000古希腊长度单位(一古希腊长度单位等于185m),求得地球半径为7360km。此值与平均地球半径6371km的偏差约为+16%。

最早一次对地球形体的实测是在我国。公元713~714年间,唐朝太史监南宫说在天文学家张遂(僧一行)的指导下,于河南平原直接丈量了大约300km左右的一段子午弧长,北起滑州,南到豫州,并在滑州、开封、扶沟、上蔡四个地方用圭表测定太阳的影子,确定了地面上南北方向上“影差”与距离的关系。影差就代表纬差,所以这是一次实测的每度子午弧长。他们不仅在河南平原进行了子午线测量,而且还在极其辽阔的区域,在春分、秋分、夏至、冬至不同的时期,测量了日影长和北极星高度。这里所说的极其辽阔的区域包括朗州武陵(今湖南常德)、襄州(今湖北襄阳)、阳城(今河南登封告成镇)、林邑(今越南顺化)、安南都护府(在今越南)、铁勒(今蒙古乌兰巴托西南的喀拉和林)、蔚州横野军(今河北蔚县)、太原府(今山西太原)、洛阳、滑州白马、汴州浚仪、许州扶沟、豫州上蔡,还派人到达北纬5°的海岛上。这样有组织,有目的地进行的规模宏大的测量和考察,在世界测量史上也是空前的。

大地测量学的科学体系是从17世纪开始逐渐形成的。1615年荷兰人斯奈洛首创三角测量法进行弧度测量。此后,测量仪器的构造不断完善,望远镜、水准器、游标、测微器相继发明,促进了大地测量学的发展。

牛顿在万有引力学说的基础上研究了地球的形体,断定地球是一个两极略扁的扁球体而不是一个圆球。1673年惠更斯发表单摆公式,奠定了重力测量的基础。

我国从1708年开始(清康熙四十七年),为了测绘“皇舆全图”,进行了大规模的天文大地测量,发现了纬度愈高,每度子午弧长愈长的事实。证明了牛顿理论的正确,比欧洲许多国家都早。在此之前,我国为统一尺度,于1702年(康熙四十一年)测量了由北京至霸州(今河北霸县)的子午圈弧长,利用其结果制定了长度单位。将长度单位与地球经线的每度弧长联系起来,这是一个创举,它比1792年法国用同样方法确立目前世界上所通用的“米”制约早90年(1米为子午圈Ⅰ象限弧长的千万分之一)。

自牛顿认为地球是一扁球以来,研究地球形状和大小,需求两个几何参数。实际的测量工作是利用三角测量并测定天文经纬度的子午弧长测量原理,按下式:

$$S_{ij} = a(1 - e^2) \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} (1 - e^2 \sin^2 \varphi)^{-3/2} d\varphi$$
$$\alpha = 1 - (1 - e^2)^{1/2}$$

测出子午弧长 S_{ij} 及纬度 φ, φ_1 , 用两个以上方程即可解出未知的椭球长半径 a 和扁率 α 。

1743 年法国数学家克莱劳发表名著《地球形体学的理论》,为物理大地测量研究地球形状奠定了理论基础。之后,1785 年法国数学家勒让德尔提出了将地球形状和重力场结合研究的位理论,为研究地球形状作出了新的贡献。随着大地测量的普遍开展,为解决大地测量计算问题,德国学者高斯于 1810~1846 年先后发表许多著作,将最小二乘法用于测量平差;创立了高斯投影的理论和大地测量主题解算中的高斯平均引数公式;把平均海水面作为地球的形状等等。英国数学家司托克斯继承和发展了牛顿、克莱劳的理论,于 1849 年建立了斯托克斯定理,为研究大地水准面的形状作出了贡献。1884 年德国赫尔默特发表了《大地测量的数学和物理》的著作,阐明了用重力测量资料求定地球扁率的问题。1945 年前苏联大地测量学者莫洛金斯基创立了似大地水准面的理论,可以直接利用地球表面重力测量的观测数据求定地球的形状。

随着近代科学技术的发展,大地测量蓬勃开展。在欧洲、亚洲、美洲的有关国家先后完成了大量的三角测量。前苏联 1928 年开始建立了规模较大、精度较高的天文大地网。美国在 1927 年建立了北美大地基准。这些测量成果,一方面作为测图的控制,另一方面还推求了许多参考椭球体,例如德国的贝塞尔椭球、英国的克拉克椭球、美国的海福特椭球、前苏联的克拉索夫斯基椭球等都曾得到广泛的应用。

19 世纪 50 年代、60 年代先后在大地测量中应用了光电、微波测距、人造卫星测量、甚长基线干涉测量系统、惯性测量系统等新技术,标志着现代大地测量的兴起。美国在 80 年代,根据高精度横贯大陆的导线测量和人造卫星多普勒观测结果,对全国天文大地网重新平差建立了 1983 年北美大地基准。

我国解放前只作了一些零星的精度较低的大地测量工作,无完善的作业细则和统一的坐标系统。近代大地测量工作是从新中国成立以后才开始的。1956 年我国成立了国家测绘总局,随即颁布了国家大地测量法式和有关作业细则。就平面控制网而言,在全国范围内沿经纬方向布设了纵横交叉的一等三角锁,总长度近 8 万千米,它由 120 多个锁环、400 个锁段构成。在一等锁环内布设二等全面三角网。全国一、二等三角点共 5 万多个,已在 50 年代末期完成。60 年代初期,还在青藏高原实测了一等电磁波测距导线,使我国全部领土内都布设有一定数量的均匀的大地点,以满足社会主义建设各方面的急需。就重力控制测量而言,1955~1957 年在全国范围内均匀地布设了 22 个基本重力点,通过前苏联的阿拉图和伊尔茨克与波茨坦重力系统相联结。从基本重力点出发,按辐射方式布测 102 个一等重力点,建立了国家重力测量控制网。为了满足国民经济建设、国防建设和地球科学研究日益增长的需要,于 80 年代初期建成国家 85 重力基本网。全网共有 57 个重力点,其中基准重力点 6 个,基本重力点 46 个,引点 5 个。该网的点位分布较广,精度比较高,在相当一段时期内可以作为我国重力测量基准网而发挥其作用。我国高程控制网的基础是一等水准网,其总长度近 100 000km,现已完成。

为了使我国天文大地网的精度得到进一步提高,从 60 年代起逐步对已测大地网中精度较差的部分进行了改造与重测,到 70 年代中期基本完成。之后,对包括一等锁环和二等全面网及部分三等网的全国天文大地网进行了整体平差,80 年代初期已经提交成果。

随着现代空间技术的应用,我国已在 70 年代末布设全国人造卫星多普勒定位网。全网由 37 个测站组成,测站间的平均距离为 800km,最大间距 1 300km。各站均利用 MX-1502 接收机进行观测。对 37 个点的资料进行短弧平差,内附合精度为 $\pm 1\text{m}$,绝对坐标的精度约为 $\pm 2\text{m}$ 。

卫星定位技术,在世界上已进入第二代,过去的多普勒定位,已由现在的全球定位系统 GPS 所取代。GPS 是目前国际上最先进的卫星定位技术。应用该系统,在地球上任何一点只要同时接收四颗 GPS 卫星发射的无线电波,便可快速地、准确地测定该点的三维坐标。我国 1988 年引进了 GPS 定位技术,在短短的三年时间内,北起大兴安岭,南至南沙群岛,西自新疆的塔克拉玛干大沙漠,东到沿海地区的大陆架,已测定了 700 多个定位点,定位精度已达到国际先进水平。

自 1984 年以来,我国大地测量工作者在南极长城站(南纬 $62^{\circ}12'59''.8$,西经 $58^{\circ}57'52''.7$)、中山站(南纬 $69^{\circ}22'50''$,东经 $76^{\circ}22'40''$)分别建立了测绘基准系统(包括大地坐标 WGS-72 系统,正常高程系统,重力参考系统);测制了 1:2 000 长城站和中山站的地形图,命名了一批中国山河地名;编绘了南极矿产分布、冰情、海水温度、磷虾分布、各国考察站、地形等 20 多种要素的南极洲全图;作为科学研究,布设了菲尔德斯海峡断裂处的局部地区地壳形变监测网、布设了纳尔逊岛东北部的冰川运动监测点,开展了南极地区卫星定位精度的研究、近景摄影测量方法在南极的应用等等。使测绘为南极考察领域打下良好的基础,并在南极考察中发挥了重要的作用。

我国在完成珠峰高度测定和南极科学考察之后,中国北极科学考察队又于 95 年 5 月 6 日上午 10h55m 徒步抵达北极点。武汉测绘科技大学博士研究生刘少创利用 GPS 定位技术测定了北极点的位置。此外他还开展北极地形和海平面变化的研究,探索极地环境变化对全球的影响等课题。至此,中国测绘工作者在征服地球“三极”的科学考察和研究工作中都写下了光辉的一页。

§ 1.4 大地测量新技术简介

20 世纪 60 年代以来,由于空间技术、电子计算技术、激光技术等现代科学技术的发展,大大推动了大地测量学理论上的发展和技术上的不断更新,使大地测量发展到一个新的历史时期。卫星大地测量、甚长基线干涉测量、惯性大地测量等构成现代大地测量的主要内容。

1.4.1 卫星大地测量

研究人造地球卫星观测方法和运动规律,完成大地测量的技术任务和科学任务,称作卫星大地测量。卫星大地测量分为几何法和动力法两类。卫星大地测量几何法的任务是建立卫星大地网,作为国家大地控制网的高一级控制,或直接建立全球卫星大地网,求定测站点的大地坐标。卫星大地测量动力法的任务是推求固定的和随时间变化的地球引力场参数,以确定地球形状和大小、大地水准面差距、重力异常、垂线偏差和地心坐标等。

(一) 卫星多普勒观测

卫星多普勒定位是 70 年代普遍采用的定位方法。如图 1-3 所示, $S_i (i=1, 2, 3, 4)$ 表示卫星在其轨道上运行的瞬时位置, A 为测站点, $\rho_i (i=1, 2, 3, 4)$ 为卫星至 A 的距离。

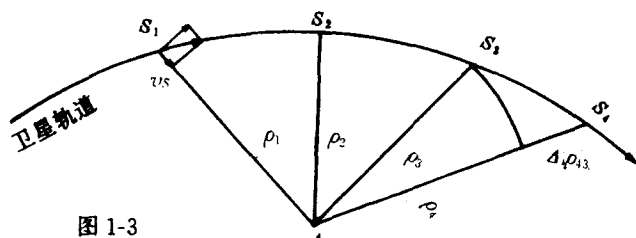


图 1-3

设测站为固定点, 当卫星相对于测站运动时, 卫星发射的固定频率 f_s 与测站接收到的频率 f_p 不相等, 其差值称为多普勒频移或多普勒效应。

设卫星在运行单位时间内的向径速度分量为 v_r (v_r 指向测站), 发射频率仍为 f_s , 原来分布在距离 c 内的完整波数, 现在分布在距离 $c - v_r$ 内, 此时波长变为 λ' , 即 $\lambda' = (c - v_r) / f_s$ 。因为卫星与测站之间的介质没有变化, 所以传播速度不变, 这样测站上接收到的频率 f_p 为:

$$f_p = c / \lambda' = c f_s / (c - v_r) = f_s (1 - v_r / c)^{-1}$$

$$\therefore f_p = f_s (1 + v_r / c) = f_s + f_s \cdot v_r / c$$

$$\text{即} \quad f_s - f_p = -f_s v_r / c$$

$$\text{又} \quad v_r = d\rho / dt$$

$$\therefore (f_s - f_p) dt = f_s d\rho / c \quad (1.4.1)$$

设卫星在 S_1 位置, 发射电磁波的时间为 t_1 , 经 Δt_1 到测站; 卫星在 S_2 位置, 发射电磁波的时间为 t_2 , 经 Δt_2 到测站, 因此多普勒频移为:

$$\int_{t_1 + \Delta t_1}^{t_2 + \Delta t_2} (f_s - f_p) dt$$

卫星从 $S_1(t_1)$ 到 $S_2(t_2)$ 时, 距离从 ρ_1 变到 ρ_2 , 参照 (1.4.1) 式,

$$\therefore \int_{t_1 + \Delta t_1}^{t_2 + \Delta t_2} (f_s - f_p) dt = \int_{\rho_1}^{\rho_2} f_s / c d\rho = f_s / c (\rho_2 - \rho_1) \quad (1.4.2)$$

上式中若等式左端为已知, 等式右端的 f_s, c 知道, 则 $\rho_2 - \rho_1$, 便可求出。

$$\text{由于} \quad \left. \begin{aligned} \rho_1^2 &= (x_{S_1} - x_A)^2 + (y_{S_1} - y_A)^2 + (z_{S_1} - z_A)^2 \\ \rho_2^2 &= (x_{S_2} - x_A)^2 + (y_{S_2} - y_A)^2 + (z_{S_2} - z_A)^2 \end{aligned} \right\} \quad (1.4.3)$$

上式中卫星坐标为已知, 若测得三个距离差, 便可解算 A 点的三个未知的坐标 x_A, y_A, z_A 。所以卫星多普勒测量实际上是距离差测量。

多普勒观测时, 接收的是子午卫星发射的信号。子午卫星是一种导航卫星, 卫星轨道倾角近于 90° 。美国海军于 1967~1973 年共发射了 6 颗, 在地球上任何一地点, 至少每两小时能接收一次卫星通过。子午卫星系统, 由于具有观测和数据处理自动化, 工作可靠, 接收机轻便, 价格便宜等优点, 所以 20 多年来, 在大地测量工作中得到广泛应用。1972 年以来, 在全球各大陆和许多海岛已测定成千上万个多普勒点。定位精度从开始的 100m 到后来的 1m 左右。在建立统一的地心坐标系、测定地球重力场和极移, 检核天文大地网精度方面发挥了很好的作用。该系统的局限性是, 由于子午卫星数目少, 不能连续导航, 难以满足高动态载体导航定位的需要; 定位精度还不能满足高精度短距离测量任务的要求, 因而在工程测量, 地震监测方面, 难以应用。随着科学技术的不断进步, 出现了新一代卫星导航系统, 这就是全球定位系统 GPS。

(二)全球定位系统 GPS

1. 简介

全球定位系统 GPS(Global Positioning System)是美国研制的新一代卫星导航系统。它可以向全球的用户连续地提供高精度的全天候三维坐标、三维速度以及时间信息。该系统的出现将对大地测量发展产生深远的影响。利用该系统可以在很短的时间内以极高的精度,进行精密大地定位,它将导致大地测量的布网方法、作业手段和内业程序发生根本性的变革,并在工程测量、地震监测和地球动力学领域得到广泛的应用,从而引起测量界的广泛兴趣和普遍关注。

该系统包括空间部分、控制部分和用户部分。它的空间部分共有 18 颗卫星(另外还有三颗备用卫星,它可以按照控制系统的指令取代发生故障的卫星),卫星分布在六个轨道面内,各轨道面彼此相差 60° ,每个轨道上有三颗卫星,卫星均匀分布,之间相距 120° 。轨道面倾角为 55° ,卫星高度为 20 200km,轨道周期为 11 小时 58 分钟。这样安排的目地,是为了保证在任一地点,任一瞬间,至少有 4 颗卫星出现在用户的视场中。每个卫星装有两个原子钟,为 GPS 测量提供时间同步。卫星钟由地面站检验,其钟差、钟速和其它信息发给用户。

GPS 系统的控制部分由分布在全球的五个地面站组成,即科罗拉多斯普林斯(美国)、阿森松岛(英属,南大西洋)、迭戈加西亚(印度洋)、夸贾林(南太平洋)、夏威夷。其中科罗拉多斯普林斯为主控制站,阿森松、迭戈加西亚、夸贾林三站有更新卫星所发的导航电文中轨道信息的能力。目前,每隔 5~6 小时更新轨道信息及卫星上时钟的改正值。

GPS 系统的用户部分主要是接收机。从原理上,可分为码相关接收机、码相位接收机、平方接收机三大类。各类接收机又可分为单频和双频两种。GPS 接收机的型号较多,例如 TI4100,WM-101,WM-102,LSTAC-2002,Macrometer V-1000II,Trimble 4000ST 等等。

2. 定位原理

全球定位系统的定位原理是时间测距。这里使用的时间系统,是由卫星上的原子钟与地面控制部分的跟踪站的原子钟组成的原子时系统,即 GPS 时间系统。当卫星上的时钟有误差;接收机中的时钟有误差;卫星发射的电波受到电离层和对流层的影响,那么根据电波从卫星到测站点的传播时间和光速所求得距离中也有误差。我们把含有误差的距离称作伪距。所以在伪距中包含有真距离、卫星时钟误差、接收机时钟误差和传播延迟等。

假定卫星的位置和卫星与测站点的距离是已知的,则测站点就位于以卫星位置为中心,以该距离为半径的球面上的某一点。利用三颗卫星,可作出三个球面的交点,其交点即为测站点。下面进一步说明求定测站点位置的方法。

在质心的三维直角坐标系中(见 § 8.2),设各卫星的位置为 $x_i, y_i, z_i (i=1, 2, 3, 4, \text{下})$;测站点的坐标为 x_0, y_0, z_0 ;测站点至卫星间的真距离为 r_{α} ,相应的伪距为 r_i 。再假定,在伪距中已经消去了卫星钟差的影响和大气对电波传播延迟的影响,即:

$$r_i = r_{\alpha} + S \quad (1.4.4)$$

式中 S 表示接收机钟差对距离数据的影响,当接收机的时钟比 GPS 时间系统快 t 时间,则:

$$S = ct \quad (1.4.5)$$

式中 c 为光速。

根据测站点和卫星的坐标,求其距离时则有:

$$r_{\alpha} = \sqrt{(x_0 - x_i)^2 + (y_0 - y_i)^2 + (z_0 - z_i)^2} \quad (1.4.6)$$

将上式代入(1.4.4)式,则有

$$r_i = \sqrt{(x_o - x_i)^2 + (y_o - y_i)^2 + (z_o - z_i)^2} + S \quad (1.4.7)$$

上式中测站点的坐标 x_o, y_o, z_o 为三个未知数,接收机的钟差 t 为一个未知数。这样共有四个未知数,若观测四颗卫星, r_i 为已知,按(1.4.7)式便可求解出四个未知数。

1.4.2 甚长基线干涉测量系统(VLBI)

甚长基线干涉测量系统(Very Long Baseline Interferometry)是在甚长基线的两端(相距几千千米),用射电望远镜,接收银河系或银河系之外类星体发出的无线电辐射信号,通过信号对比,根据干涉原理,直接测定基线长度和方向的一种空间技术。就精度而言,长度的相对精度可优于 10^{-6} ,对测定射电源的空间位置,可达 $0.''001$ 。由于精度高,可在研究地球极移,地球自转速率的短周期变化、地球固体潮、大地板块运动的相对速率和方向中得到广泛的应用。

在图 1-4 中,设 A, B 为地面上相距几千千米的基线两端点,其上均设置射电望远镜、氢原子钟、记录磁带,还有公用的相关处理机和通用计算机等测量系统。由于射电源距地球遥远,所以到达 A, B 两点的射电信号可认为是平行的,射电方向 $\vec{s}$ 与基线方向 $\vec{b}$ 的交角为 θ 。同一个波前在 t_1 时刻先到达 B 点,经过时间 τ 后,在 t_2 时刻再到达 A 点, $\tau = t_2 - t_1$, τ 称作波程差的时间延迟。设电磁波的传播速度为 c ,则在时间 τ 内的距离 $Aa = c \cdot \tau$ 。

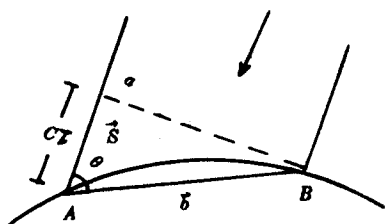


图 1-4

设在观测时,地球静止,时钟没有误差,也没有因接收机和大气折射等原因引起的时间延迟,则在天球直角坐标系中(参看图 1-5),基线向量 $\vec{b}$ 在 $o-xyz$ 中的坐标分量为:

$$\vec{b} = \begin{bmatrix} \Delta x_b \\ \Delta y_b \\ \Delta z_b \end{bmatrix} \quad (1.4.8)$$

射电方向单位向量 $\vec{s}$ 在坐标系 $o-xyz$ 中的坐标分量为:

$$\vec{s} = \begin{bmatrix} \cos \delta_s & \cos(\alpha_s - \alpha_G) \\ \cos \delta_s & \sin(\alpha_s - \alpha_G) \\ \sin \delta_s \end{bmatrix} \quad (1.4.9)$$

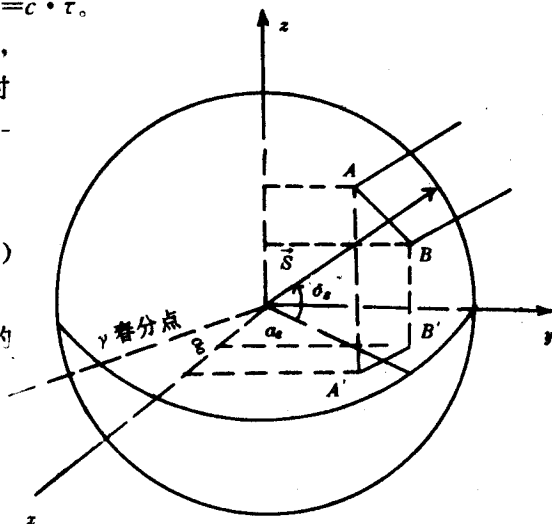


图 1-5

式中 δ_s, α_s 分别为射电源的赤纬和赤经。由此

$$c\tau = \vec{b} \cdot \vec{s} = \cos \delta_s \cdot \cos(\alpha_s - \alpha_G) \Delta x_b + \cos \delta_s \cdot \sin(\alpha_s - \alpha_G) \Delta y_b + \sin \delta_s \cdot \Delta z_b \quad (1.4.10)$$

实际上,在观测时间 τ 内,地球以 ω 自转角速度旋转(参看图 1-6),在 t_1 时刻的 A, B 位置,变成在 t_2 时刻的 A', B' 位置,旋转了一个角度 $\omega\tau$ 。这个角度相当于格林尼治恒星时的变

化,即 $\Delta\alpha_G = \omega\tau$ 。因此当 A 到 A' 位置时,有一个附加的时间延迟 $\Delta\tau_1$,把 α_G 视作变量,对上式取微分可得:

$$c \cdot \Delta\tau_1 = \cos\delta_s [\sin(\alpha_s - \alpha_G)\Delta x_b - \cos(\alpha_s - \alpha_G)\Delta y_b] \cdot \omega\tau$$

若用 $\Delta\tau_2$ 代表钟差、钟速、仪器迟滞、大气层(电离层、对流层)等原因的综合时间延迟,则观测值为:

$$\tau_L = \tau + \Delta\tau_1 + \Delta\tau_2$$

由此可得到干涉测量的观测方程为:

$$V = \cos\delta_s (\cos(\alpha_s - \alpha_G)\Delta x_b + \sin(\alpha_s - \alpha_G)\Delta y_b + \sin\delta_s \Delta z_b + \omega\tau \cos\delta_s (\sin(\alpha_s - \alpha_G)\Delta x_b - \cos(\alpha_s - \alpha_G)\Delta y_b) + c\Delta\tau_2 - c\tau_L$$

(1.4.11)

式中 τ 、 ω 、 c ($c=299\,792.458\text{km/s}$) 已知,类星体源的球面坐标已知(或为未知数一并求解),基线两端点的坐标差 Δx_b 、 Δy_b 、 Δz_b 即可求出。只要对多个星源观测值的个数多于未知数个数,便可求解。

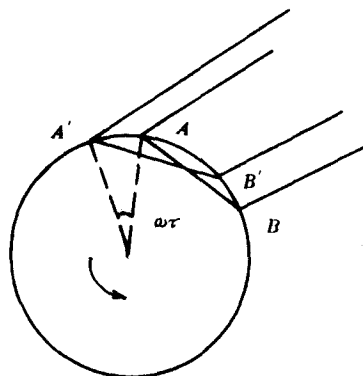


图 1-6

1.4.3 惯性大地测量 (IPS)

惯性大地测量是利用惯导技术,同时快速地获得大地测量数据(如经纬度、高程、方位角、重力异常和垂线偏差)的一种新技术。有关它的仪器,称为惯性定位系统(Inertial Positioning System)。

惯性测量是在相距较远的两个已知点之间,对装有惯性测量系统的运载体(汽车或直升飞机等)的加速度进行测量,从而求出该载体在空间的位置变化,进而求出待定点位置和其它大地测量数据。它属于相对测量系统。由于它具有快速定位的特点,目前主要应用于土地利用、地球物理勘探、石油钻井平台的定位、地下管道的埋设、矿山测量、冰川考察等方面。现在用最好的惯性测量系统,测定的平面位置中误差为 $\pm 25\text{cm}$,因为精度较低,还不能在国家首级控制网中应用。今后随着惯性原件的改进和有关数学模型的优化,惯性测量的精度会有较大的提高,将在大地测量中得到应用。

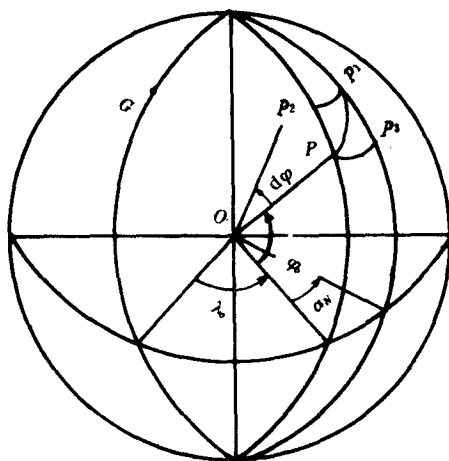


图 1-7

现以求定定点的经纬度为例,介绍惯性测量的基本原理。设在正北、正东方向的加速度和速度分别为 a_N 、 u_N 、 a_E 、 u_E , P 为已知点,其经纬度为 λ_0 、 φ_0 (参看图 1-7),经时间 t 后,载体从 P 点运行至 P_1 点。 PP_1 在子午圈上的分量为 PP_2 ,在平行圈上的分量为 PP_3 ,则:

$$V_N = \int a_N dt$$