

第1章 绪论

本章要点：主要目标是了解测量工作的基本内容。了解地球形状和大小、测量工作应遵循的原则、地球曲率对测量工作的影响。掌握地面点位置的表示方法。本章难点为高斯投影的相关知识。

1.1 测量学概述

1. 概述

测绘学是研究地球形状和大小、地球重力场以及地球表面（包括空中、地表、地下和海洋）物体的空间位置，以及对这些空间位置信息进行处理、储存、管理的科学。它包括测量和制图两项主要内容。

测绘学的应用范围很广。在城乡建设规划、国土资源的合理利用、农林牧渔业的发展、环境保护以及地籍管理等工作中，必须进行土地测量和绘制各种类型、各种比例尺的地图，以供规划和管理使用。在地质勘探、矿产开发、水利、交通等国民经济建设中，则必须进行控制测量、矿山测量和线路测量，并绘制大比例尺地图，以供地质普查和各种建筑物设计施工用。在国防建设中，除了为军事行动提供军用地图外，还要为保证火炮射击的迅速定位和导弹等武器发射的准确性，提供精确的地心坐标和精确的地球重力场数据。在研究地球运动状态方面，测绘学提供大地构造运动和地球动力学的几何信息，结合地球物理的研究成果，解决地球内部运动机制问题。

测绘学的研究对象是地球及其表面的各种形态。为此，首先要研究和测定地球的形状、大小及其重力场，并在此基础上建立一个统一的坐标系统，用以表示地表任一点在地球上的准确几何位置。

2. 学科分类

测绘学按照研究对象及采用技术的不同，又可分为下列学科：

(1) 大地测量学。

研究和测定地球形状、大小和地球重力场，以及测定地面点几何位置的学科。

在大地测量学中，测定地球的大小，是指测定地球椭球的大小；研究地球形状，是指研究大地水准面的形状；测定地面点的几何位置，是指测定以地球椭球面为参考面的地面点位置。将地面点沿法线方向投影于地球椭球面上，用投影点在椭球面上的大地纬度和大地经度

表示该点的水平位置，用地面点至投影点的法线距离表示该点的大地高程。点的几何位置也可以用一个以地球质心为原点的空间直角坐标系中的三维坐标来表达。大地测量工作为大规模测制地形图提供地面的水平位置控制网和高程控制网，为用重力勘探地下矿藏提供重力控制点，同时也为发射人造地球卫星、导弹和各种航天器提供地面站的精确坐标和地球重力场资料。

(2) 摄影测量学。

研究利用摄影或遥感的手段获取被测物体的信息（影像的或数字的），进行分析和处理，以确定被测物体的形状、大小和位置，并判断其性质的一门学科。摄影测量学包括航空摄影测量、航天摄影测量、水下摄影测量和地面立体摄影测量等。航空摄影测量是摄影测量学的主要内容。摄影测量的特点是通过图像对被摄目标进行间接测量，无须接触被摄物体本身。摄影测量主要用于测制地形图，但它的原理和基本技术也适用于非地形测量。自从出现了影像的数字化技术以后，被测对象可以是固体、液体，也可以是气体；可以是微小的，也可以是巨大的；可以是瞬时的，也可以是变化缓慢的。这些特性使摄影测量方法得到广泛的应用。

(3) 工程测量学。

研究工程建设在设计、施工和管理各阶段汇总进行测量工作的理论、技术和方法的学科，又称实用测量学或应用测量学。它是测绘学在国民经济和国防建设中的直接应用。工程测量学所研究的内容，按工程测量所服务的工程种类，分为建筑工程测量、线路测量（如铁路测量、公路测量、输电线路测量和输油管道测量等）、桥梁测量、隧道测量、矿山测量、城市测量和水利工程测量等。按工程建设进行的程序，又可分为规划设计阶段的测量、施工兴建阶段的测量和竣工后运营管理阶段的测量，每个阶段测量工作重点和要求各不相同。

(4) 海洋测量学。

以海洋水体和海底为对象所进行的测量和海图编制工作。主要包括海道测量、海洋大地测量、海底地形测量、海洋专题测量，以及航海图、海底地形图、各种海洋专题图和海洋图集等的编制。海洋测绘是海洋事业的一项基础性工作，其成果广泛应用于经济建设、国防建设和科学研究的各个领域。例如海上交通，海洋地质勘探，海洋资源开发，海洋工程建设，海底电缆和管道的敷设，海洋疆界的勘定，海洋环境保护和地壳变迁、板块构造等理论的研究，都离不开海洋测量。海洋测量的基本理论、技术方法和测量仪器设备等，同陆地测量相比，有它自己的许多特点。主要是测量内容综合性强，需多种仪器配合施测，同时完成多种观测项目；测区条件比较复杂，海面受潮汐、气象等影响起伏不定；大多为动态作业，精确测量难度较大。

(5) 地图制图学。

研究地图及其编制和应用的一门学科。它是研究用地图图形反映自然界和人类社会各种现象的空间分布、相互联系及其动态变化，具有区域性学科和技术性学科的两重性，亦称地图学。传统的地图制图学由地图学总论、地图投影、地图编制、地图设计、地图制印和地图应用等部分组成。地图制图学同许多学科都有联系，尤其同测量学、地理学和数学的联系更为密切。

3. 发展简史

测绘学有着悠久的历史。古代的测绘技术起源于水利和农业。古埃及尼罗河每年洪水泛

滥，淹没了土地界线，水退去以后需要重新划界，从而开始了测量工作。公元前 2 世纪，中国的司马迁在《史记·夏本纪》中叙述了禹授命治理洪水的情况，“左准绳，右规矩，载四时，以开九州、通九道、陂九泽、度九山”。说明在很久以前，中国人为了治水，已经会使用简单的测量工具了。

人类对地球形状的科学认识，是从公元前 6 世纪古希腊的毕达哥拉斯 (Pythagoras) 最早提出大地是球形的概念开始的。两个世纪后，亚里士多德 (Aristotle) 做了进一步论证，支持这一学说，称为地圆说。又一个世纪后，亚历山大的埃拉托斯特尼 (Eratosthenes) 采用在两地观测日影的办法，首次推算出地球子午圈的周长，以此证实了地圆说。世界上有记载的实测弧度测量，最早是中国唐代开元十二年 (724 年) 南宫说在张遂 (一行) 的指导下在今河南省境内进行的，根据测量结果推算出了纬度的 1° 子午弧长。17 世纪末，英国的牛顿 (I. Newton) 和荷兰的惠更斯 (C. Huygens) 首次从力学的观点探讨地球形状，提出地球是两级略扁的椭球体，称为地扁说。1743 年法国 A. C. 克莱洛证明了地球椭球的几何扁率同重力扁率之间存在着简单的关系。19 世纪初，随着测量精度的提高，通过对各处弧度测量结果的研究，人们发现测量所依据的垂线方向同地球椭球面的法线方向之间的差异不能忽略。1849 年 Sir G. G. 斯托克斯提出利用地面重力观测资料确定地球形状的理论。1873 年，利斯廷 (J. B. Listing) 创用“大地水准面”一词，以该面代表地球形状。自那时起，弧度测量的任务，不仅是确定地球椭球的大小，而且还包括求出各处垂线方向相对于地球椭球面法线的偏差，用以研究大地水准面的形状。

地图的出现可追溯到上古时代，那时大概由于人类活动范围扩大的需要，就产生了地图。据文字记载，中国春秋战国时期地图已用于地政、军事和墓葬等方面。公元前 3 世纪，埃拉托斯特尼最先在地图上绘制经纬线。1973 年，在中国湖南省马王堆汉墓中发现的绘制在帛上的地图，是公元前 168 年之前制作的。公元前 2 世纪，古希腊的 C. 托勒密所著《地理学指南》一书，提出了地图投影问题。100 多年后，中国西晋的裴秀总结出“制图六体”的制图原则，从此地图制图有了标准，提高了地图的可靠程度。16 世纪，地图制图进入了一个新的发展时期。中国明代的罗洪先和德国的 G. 墨卡托以编制地图集的形式，分别总结了 16 世纪之前中国和西方在地图制图方面的成就。从 16 世纪起，随着测量技术的发展，尤其是三角测量方法的创立，西方一些国家纷纷进行大地测量工作，并根据实地测量结果绘制国家规模的地形图，这样测绘的地形图，不仅有准确的方位和比例尺，具有较高的精度，而且能在地图上描绘出地表形态的细节，还可按不同的用途，将实测地形图缩制编绘成各种比例尺的地图。现代地图制图的方法有了巨大的变革，地图制图的理论也不断得到丰富，特别是 20 世纪 60 年代以来，又朝着计算机辅助地图制图的方向发展，使成图的精度和速度都有很大的提高。17 世纪之前，人们使用简单的工具进行测量。这些测量工具都是机械式的，而且以用于量测距离为主。17 世纪初发明了望远镜。1617 年，荷兰的斯涅耳 (W. Snell) 为了进行弧度测量而首创三角测量法，以代替在地面上直接测量弧长，从此测绘工作不仅量测距离，而且开始了测量角度。约于 1640 年，英国的加斯科因 (W. Gascoigne) 在两片透镜之间设置十字丝，使望远镜能用于精确瞄准，用以改进测量仪器，这可算是光学测绘仪器的开端。约于 1730 年，英国的西森 (Sisson) 制成测角网用的第一架经纬仪，大大促进了三角测量的发展，使它成为建立各种等级测量控制网的主要方法。

19 世纪初，随着测量方法和仪器的不断改进，测量数据的精度也在不断提高，精确的测量计算就成为研究的中心问题。1806 年和 1809 年法国的勒让德 (A. M. Legendre) 和德国的

高斯分别发表了最小二乘准则，这为测量平差计算奠定了科学基础。19世纪50年代初，法国洛斯塔（A. Laussedat）首创摄影测量方法。随后，相继出现立体坐标量测仪、地面立体测图仪等。到20世纪初，则形成比较完备的地面立体摄影测量法。可以说，从17世纪末到20世纪中叶，测绘仪器主要在光学领域内发展，测绘学的传统理论和方法也已发展成熟。从20世纪50年代起，测绘技术又朝电子化和自动化方向发展。首先是测距仪器的变革，与此同时，电子计算机出现了，并很快应用于测绘学中。这不仅加快了测量计算的速度，而且还改变了测绘仪器和测绘方法，使测绘工作更为简便和精确。

自1950年起，中国的测绘事业有了很大的发展。主要成就有：在全国范围内建立了国家大地网、国家水准网、国家基本重力网和卫星多普勒网，并对国家大地网进行了整体平差。为了发展卫星大地测量技术，相继研制了卫星摄影仪、卫星激光测距仪和卫星多普勒接收机，并已投入实际应用。在摄影测量技术上已普遍应用电子计算机进行解析空中三角测量，并正在研制解析测图仪、正射投影仪，研究自动测图系统和航天遥感技术在测绘上的应用。在海洋测绘方面，采用了新的海洋定位系统。这些新技术和新仪器的使用，进一步推动了中国测绘事业的发展。

4. 测量学的任务

测量学主要是面向土木工程、环境、道路、桥梁、水利等学科，其主要任务如下：

（1）研究测绘地形图的理论和方法。

地形图是土木工程勘察、规划、设计的依据。土木工程测量是研究确定地球表面局部区域建筑物、构筑物、天然地物和地貌、地面高低起伏形态的空间三维坐标的原理和方法。研究局部地区地图投影理论，以及将测量资料按比例绘制成地图或电子地图的原理和方法。

（2）研究地形图在规划、设计中的应用方法。

地形图的应用十分广泛，在土木工程建设过程中，常常遇到区域规划、道路选线、场地平整等问题。

（3）研究建筑物施工放样、质量检验的技术和方法。

施工放样是施工测量的主要工作，它的主要任务是将设计好的建筑物位置在实地上标定出来。另外，在施工过程中，为保证工程的施工质量，必须对施工结果分阶段进行检查验收。

（4）研究变形监测的基本理论和方法。

在土木工程施工过程中或竣工后，为确保工程的安全，应进行工程的变形监测。

1.2 测量的基准面和基准线

1. 地球的形状和大小

测量工作是在地球表面上进行的，要确定地面点之间的相互关系，将地球表面测绘成地形图，需了解地球的形状和大小。对地球形状的研究是大地测量学和固体地球物理学的一个共同课题，其目的是运用几何方法、重力方法和空间技术，确定地球的形状、大小、地面点的位置和重力场的精细结构。

地球表面是极其不规则的，有山地、丘陵、平原、盆地、海洋等起伏变化，陆地上最高处珠穆朗玛峰高出海平面 8 848.43 m，海洋最深处马利亚纳海沟深达 11 022 m，看起来起伏变化非常之大，但是这种起伏变化和庞大的地球（半径约 6 371 km）比较起来是微不足道的；同时，就地球表面而言，海洋的面积约占 71%，陆地仅占 29%，所以海水所包围的形体基本上代表了地球的形状和大小。

2. 大地水准面

由于地球的自转运动，地球上任一点都同时受到两个力的作用，即离心力和地球引力，它们的合力即为重力，重力的作用线称为铅垂线。铅垂线是测量工作的基准线。处于静止状态的水面称为水准面，例如，平静湖泊中的水面就是一个水准面。水准面处处与重力方向（即铅垂线）垂直，在地球表面上重力作用的范围内，任何高度的点上都有一个水准面，因此，水准面有无数多个。

根据上面所述，由于水准面有无数多个，而野外测量工作将在不同的水准面上进行，因此，产生了对同一个观测对象（角度、距离、高程），如果选用不同的水准面作为测量工作基准面，所得出的观测结果是否相同的问题。研究表明，对于两个方向之间的夹角，在不同高度的水准面上，其大小可以认为是不变的，但对于距离和点的高程而言，其结果将随着所选取的基准面的不同而发生变化。因此，为了使不同测量部门所得出的外业成果能互相比较、互相统一、互相利用，有必要选择一个最有代表性的水准面作为外业作业的共同基准面。这个基准面是如何确定的呢？

假想把这个静止的平均海平面延伸，穿过大陆和岛屿所形成的闭合曲面称为大地水准面。由于大地水准面的形状和大地体的大小均接近地球的自然表面的形状和大小，因此，可选取大地水准面作为测量工作的基准面，如图 1.1 (a) 所示。

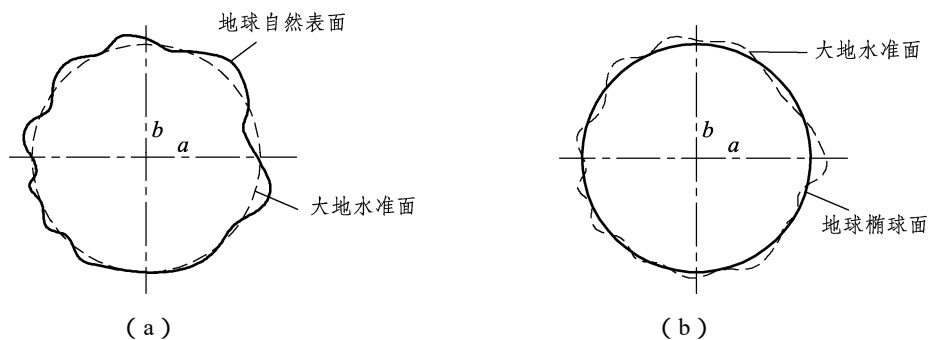


图 1.1 大地水准面的确定

3. 参考椭球面

虽然将大地水准面作为测量工作的基准面可使观测结果有了共同的标准，但是测量的最终目的是要精确测定地球表面的位置，而要计算点的位置必须知道所依据的基准面的形状是否能用数学模型准确表达出来。由于地球内部物质构造分布的不均匀，地球表面起伏不平，所以大地水准面是一个略有起伏的不规则的物理表面，无法用数学公式精确表达出来，因而也就无法进行测量数据的处理。

为了便于正确地计算测量成果，准确表示地面点的位置，测量上选用一个大小和形状都

非常接近于大地体的旋转椭球体作为地球的参考形状和大小，这个旋转椭球体称为参考椭球体，又称地球椭球。它是一个规则的曲面体，可以用较简单的数学公式来表达。它的大小和形状可以用长半径 a （或短半径 b ）和扁率 α 来表示，如图 1.1（b）所示。其中扁率 α 的计算式为：

$$\alpha = \frac{a-b}{b} \quad (1.1)$$

为了将观测成果准确地化算到椭球面上，各国都根据本国的实际情况，采用与大地体非常接近于自己国家的椭球体，并选择地面上一点或多点进行椭球定位。具体参数见表 1.1。

表 1.1 地球椭球参数

椭球名称	长半轴 a (m)	短半轴 b (m)	扁率 α	推算年代和国家
白塞尔	6 377 397	6 356 564	1 : 299.2	1841 年德国
克拉克	6 378 249	6 356 515	1 : 293.5	1880 年英国
德福特	6 378 388	6 356 912	1 : 297.0	1909 年美国
克拉索夫斯基	6 378 245	6 356 863	1 : 298.3	1940 年苏联
IUGG-75	6 378 140	6 356 755.3	1 : 298.257	1979 年国际大地测量与地球物理联合会
WGS-84	6 378 137	6 356 752	1 : 298.257 223 563	1984 年美国

我国在 1980 年以后，国家大地坐标系采用国际大地测量协会与地球物理协会在 1975 年推荐的 IUGG-1975 地球椭球为基准。其参数为：

$$a = 6\,378\,140 \text{ m} \quad \alpha = 1 : 298.257$$

由于旋转椭球体的扁率较小，所以在测量精度要求不高的情况下，可以把地球近似地当作圆球，其半径 R 采用地球半径的平均值 6 371 km。

按严格要求，在地球表面上进行测量工作时应选取参考椭球面作为基准面，但实际上大多采用与重力方向垂直的大地水准面作为基准面，因为重力方向便于获得。所以，以大地水准面和铅垂线作为测量工作的基准面和基准线，可以大大简化操作和计算。但大范围、高精度的测量工作，仍应以参考椭球面及其法线作为测量计算的基准。

所以，大地水准面和铅垂线是测量专业所依据的基准面和基准线，参考椭球面及其法线是测量计算所依据的基准面和基准线。

人类对地球形状的认识经历了很长的时间。初期认为天圆地方，以后逐渐认识到地球是个圆球。17 世纪法国人发现地球不是正圆而是扁的，牛顿等根据力学原理，提出地球是扁球的理论，这一理论直到 1739 年才为南美和北欧的弧度测量所证实。其实，在此之前中国为编绘《皇舆全图》，就曾进行了大规模的弧度测量，并发现纬度愈高，经线的弧长愈长的事实。这同地球两极略扁，赤道隆起的理论相符。1849 年英国的 Sir G. G. 斯托克斯提出利用地面重力观测确定地球形状的理论。经过 100 多年的努力，特别是人造卫星等先进技术的应用，使地球形状的测定越来越精确。

利用地面观测来研究地球形状的经典方法是弧度测量，即根据地面上丈量的子午线弧长，推算出地球椭球的扁率。以后，人们广泛地使用建立天文大地网的方法确定同局部大地水准

面最相吻合的参考椭球。但是这些纯几何测量的方法都由于不能遍及整个地球而有很大的局限性。近代空间技术的发展为研究地球形状提供了新手段，如干涉测量、激光测距和多普勒测量等。

1.3 测量坐标系

测量工作的基本任务是确定地面点的位置，为此测量上要采用投影的方法加以处理，即一点在空间的位置需要三个量来确定，这三个量通常采用该点在基准面上的投影位置和该点沿投影方向到基准面的距离来表示，如图 1.2 所示。这种确定地面点位的方法又与一定的坐标系相对应。在测绘工作中，常用的坐标系有大地坐标系、高斯投影平面坐标系、独立平面直角坐标系等。

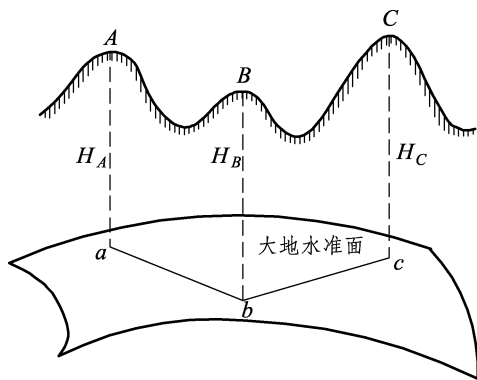


图 1.2 地面点位的确定图

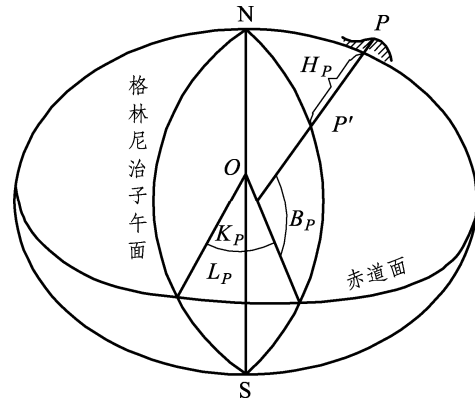


图 1.3 大地坐标系

1. 大地坐标系

大地坐标系是以参考椭球面为基准面。地面点在参考椭球面上的投影位置用经度 L 、纬度 B 和大地高 H 表示。如图 1.3 所示， NS 为椭球的旋转轴， N 表示北极， S 表示南极。通过椭球旋转轴的平面称为子午面，其中通过格林尼治天文台的子午面称为起始子午面。子午面与椭球面的交线称为子午线。某点的大地经度就是通过该点的子午面与起始子午面的夹角。通过椭球中心且与椭球旋转轴正交的平面称为赤道面，它与椭球面相截所得的曲线称为赤道。其他平面与椭球旋转轴正交，但不通过球心，这些平面与椭球面相截所得的曲线称为纬线。

国际规定，通过格林尼治天文台的子午面为零子午面，向东经度为正，向西为负，其域值为 $0^\circ \sim 180^\circ$ 。大地纬度就是在椭球面上的 P 点作一与椭球体相切的平面，然后过 P 点作一垂直于此平面的直线，这条直线称为 P 点的法线，它与赤道的交角就是 P 点的大地纬度。向北，称为北纬；向南，称为南纬，其域值为 $0^\circ \sim 90^\circ$ 。椭球体的大地高为零。沿法线在椭球体面外为正，在椭球体内为负。

20 世纪 50 年代之前，一个国家或一个地区都是在使所选择的参考椭球与其所在地区的大地水准面最佳拟合的条件下，按弧度测量方法来建立各自局部大地坐标的。由于当时除海洋

上只有稀疏的重力测量外，大地测量工作只能在各个大陆上进行，而各大陆的局部大地坐标系间几乎没有联系。不过在当时的科学发展水平上，局部大地坐标系已能基本满足各国大地测量和制图工作的要求。

目前，我国常用的大地坐标系有：

(1) 1954年北京坐标系。

20世纪50年代我国采用克拉索夫斯基椭球建立的坐标系。由于该坐标系的大地远点在苏联，便利用我国东北边境的三个大地点与苏联大地网联测后的坐标作为我国天文大地网的起算数据，通过天文大地网坐标计算，推算出北京一点的坐标，故命名为1954年北京坐标系。该坐标系在我国的经济建设和国防建设中发挥了重要作用，但也存在着点位精度不高等许多问题。

(2) 1980年国家大地坐标系。

为了克服1954年北京坐标系存在的问题，我国于20世纪70年代末，对原大地网重新进行了平差。该坐标系采用IUGG-75地球椭球，大地原点选在陕西省泾阳县永乐镇，椭球面与我国境内的大地水准面密合最佳，平差后的精度明显提高。

(3) WGS-84坐标系。

WGS英文全称是“World Geodetic System”(世界大地坐标系)，它是美国国防局为进行GPS导航定位于1984年建立的地心坐标系，1985年投入使用。WGS-84坐标系的几何意义是：坐标系的原点位于地球质心， z 轴指向BIH 1984.0定义的协议地球极(CTP)方向， x 轴指向BIH 1984.0的零度子午面和CTP赤道的交点， y 轴通过右手规则确定。WGS-84地心坐标系可以与1954年北京坐标系或1980年西安坐标系等地心坐标系相互转换。

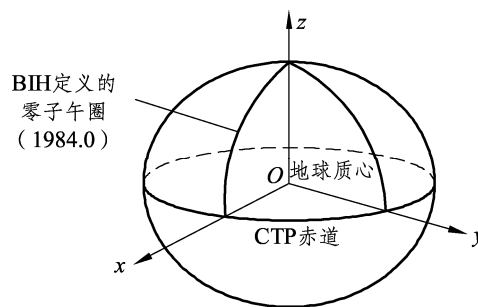


图 1.4 WGS-84坐标系

2. 高斯平面直角坐标系

以上介绍的是大地坐标系。它是以椭球面和法线为基准，将地面观测元素归算至椭球面进行计算的。在实际进行测量时，量距、测角或高程都是在水准面上以铅垂线为准，因此所测得的数据若以大地坐标表示，必须精确地换算成大地坐标系。实践证明，在它上面进行计算是相当复杂和烦琐的，若将其直接用于工程建设规划、设计、施工等，则很不方便。为了便于测量计算和生产实践，要将椭球面上大地坐标按一定数学法则归算到平面上，并在平面直角坐标系中采用人们熟知的简单计算公式计算平面坐标。由椭球面上的大地坐标向平面直角坐标转化时采用地图投影理论，我国采用高斯-克吕格投影，简称高斯投影。

根据高斯-克吕格投影所建立的平面坐标系称为高斯平面直角坐标系。它是大地测量、城

市测量、普通测量、各种工程测量和地图制图中广泛使用的一种平面坐标系。

高斯-克吕格投影理论是德国的 C. F. 高斯于 1822 年提出的，后经德国的克吕格于 1912 年加以扩充而完善。

高斯-克吕格投影属于横轴圆柱正形投影，它的投影函数是根据以下两个条件确定的：第一，投影是正形的，即椭球面上无穷小的图形与它在平面上的表象相似，故又称等角投影；投影面上任一点的长度比（该点在椭球面上的微分距离与其在平面上相应的微分距离之比）与方位无关。第二，椭球面上某一子午线在投影平面上的表象是一直线，而且长度保持不变，即长度比等于 1。该子午线称为中央子午线，或称轴子午线。这两个条件体现了高斯-克吕格投影的特性。

高斯投影是设想一个横椭圆柱套在参考椭球的外面，如图 1.5 (a) 所示，横椭圆柱的轴线通过椭球心 O ，并与地轴 NS 垂直，这时椭球面上某一子午线正好与横椭圆柱面相切，这条子午线称为中央子午线。然后在椭球面上的图形与椭圆柱面上的图形保持等角的条件下，沿椭球柱的 N 、 S 点母线将椭球切开，并展成平面，即为高斯投影平面。至此便完成了椭球面向平面的转换工作。在此高斯投影平面上，中央子午线经投影面展开成一条直线，以此直线作为纵轴，即 x 轴；赤道是一条与中央子午线相垂直的直线，将它作为横轴，即 y 轴；两直线的交点作为原点 O ，就组成了高斯平面直角坐标系，如图 1.5 (b) 所示。

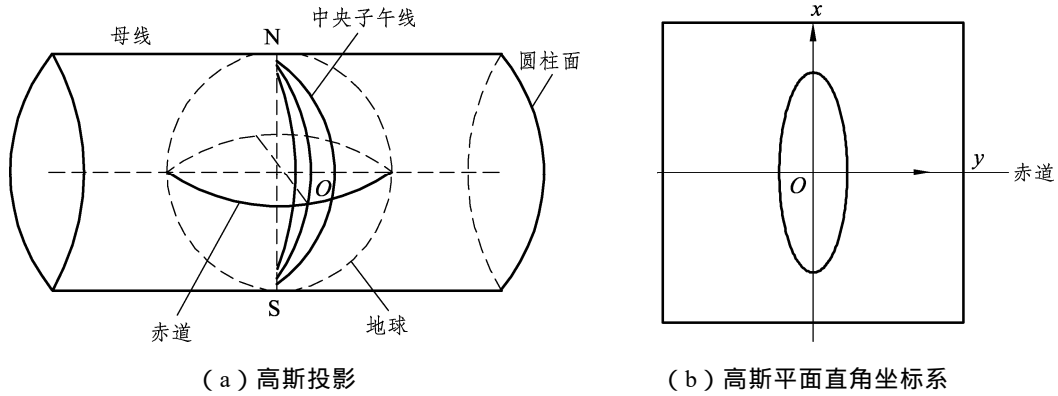


图 1.5

高斯投影虽然不存在角度变形，但存在长度变形，除中央子午线外都要发生变形。离开中央子午线愈远，投影后变形愈大，这种变形将会影响测图和施工精度。为了把投影后长度变形控制在允许的范围内，测量时要采用分带投影的办法来解决这一问题。这种方法是将地球划分成若干投影带，如图 1.6 所示，即把投影区域限制在中央子午线两旁的狭窄区域内，这个区域的范围常选用 6° 或 3° 。这样就能把长度变形限制在一定的范围内。国际上统一把椭球体分成许多 6° 或 3° 带形，并且依次编号。 6° 带投影从英国格林尼治子午线起算，自西向东，每隔经差 6° 投影一次，将地球划分成经差相等的 60 个带，并从西向东进行编号，带号用阿拉伯数字 1, 2, 3, ..., 60 表示。位于各带中央的子午线，称为该带的中央子午线。第一个 6° 带的中央子午线的经度为 3° ，任意带的中央子午线经度为：

$$L_0^6 = 6N - 3 \quad (1.2)$$

式中 N ——带号；

L_0^6 ——6°带中央子午线经度。

当要求变形更小时，还可以按经差 3° 或 1.5° 划分投影带。3° 带是在 6° 的基础上划分的，其中央子午线在奇数带时与 6° 带中央子午线重合，每隔 3° 为一带，共 120 带，各带中央子午线经度为：

$$L_0^3 = 3n \quad (1.3)$$

式中 n ——3° 带的带号；

L_0^3 ——3° 带中央子午线经度。

将投影后具有高斯平面直角坐标系的 6° 带一个个拼接起来，如图 1.6 所示。我国幅员辽阔，含有 11 个 6° 带，即在 13~23 带范围；21 个 3° 带，即在 25~45 带范围。北京位于 6° 带的第 20 带，中央子午线经度为 117°。

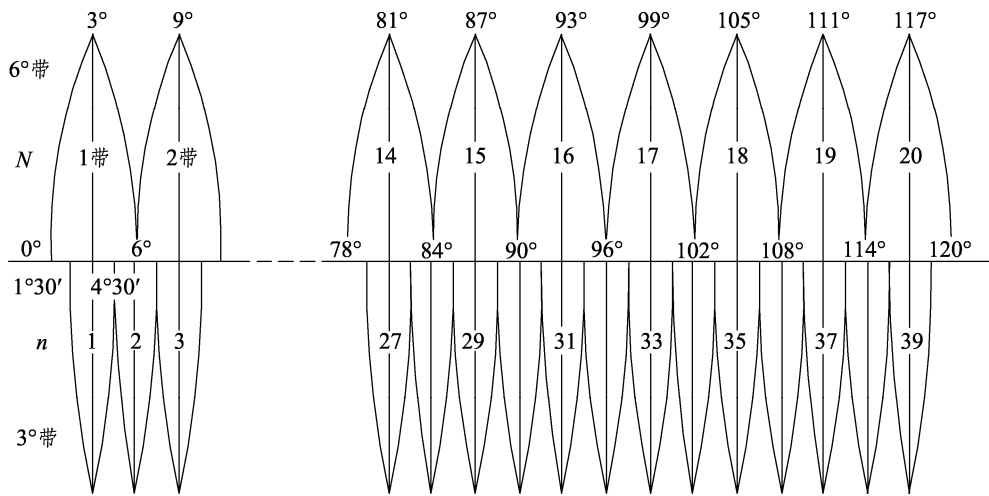


图 1.6 投影带的划分

在高斯平面直角坐标系中，纵坐标的正负方向以赤道为界，向北为正，向南为负；横坐标以中央子午线为界，向东为正，向西为负。由于我国位于北半球，所有纵坐标 x 均为正，而各带的横坐标 y 有正有负。如图 1.7 所示，为了使用方便，使纵坐标 y 不出现负值，规定将纵坐标轴向西平移 500 km，作为使用坐标，即相当于在实际纵坐标 y 值上加 500 km。例如， $y_A=123\ 210\text{ m}$ ， $y_B=-103\ 524\text{ m}$ ，各加 500 km 后，分别成为 $y_A=623\ 210\text{ m}$ ， $y_B=396\ 476\text{ m}$ 。每一个 6° 带都有其相应的平面直角坐标系。为了表明某点位于哪一个 6° 带，规定在横坐标 y 值前面加上带号，如 A 点在 20 带时应表示为 $y_A = 20\ 623\ 210\text{ m}$ 。

高斯直角坐标系中规定的 x 、 y 轴与数学中定义的笛卡儿坐标系的坐标轴不同。高斯直角坐标系纵坐标为 x 轴，横坐标为 y 轴。坐标象限为顺时针划分四个象限，角度起算是从纵坐标轴 x 的北方向开始的，顺时针旋转，形成与起始轴的夹角，这也与数学坐标系的转角相反，这样做是为了能将数学上的三角和解析几何公式直接用到测量的计算上。

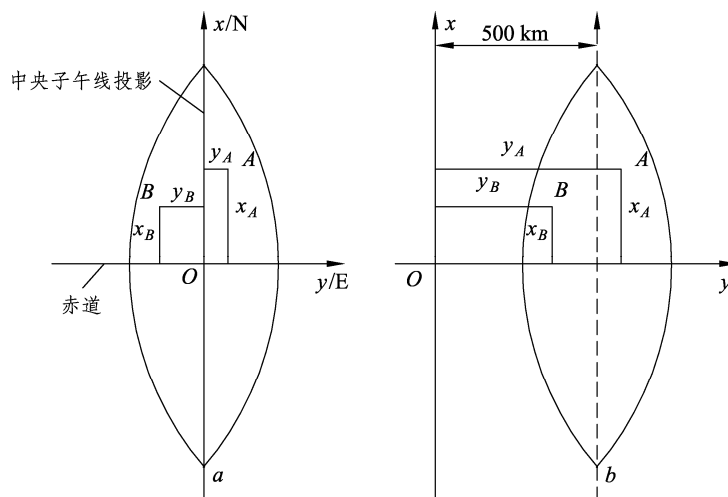


图 1.7 高斯平面直角坐标系

中国于 20 世纪 50 年代正式决定在大地测量和国家地形图中采用高斯-克吕格平面直角坐标系。中国除了天文大地网平差采用椭球面上的大地坐标之外，高斯平面直角坐标系被广泛应用于其他各大地控制网的平差和计算中。为此，一般先将椭球面上的方向、角度、长度等观测元素经方向改化和距离改化，归化为相应的平面观测值，然后在平面上进行平差和计算，这要比直接在地球椭球面上进行简单得多。

3. 独立平面直角坐标系

在小范围内进行测量工作(测区半径小于 10 km)时,可以将大地水准面当作水平面看待,即可直接在大地水准面上建立平面直角坐标系和沿铅垂线投影地面点位。为使坐标系内的点位坐标不出现负值,可在测区的西南角以外选定坐标原点。过原点的子午线即为 x 轴;通过原点并与子午线相垂直的直线即为 y 轴,如图 1.8 所示。建立坐标系后,可假定测区西南角 A 点的坐标值为: $x_A=1\ 000\text{ m}$, $y_A=2\ 000\text{ m}$ 。这样,整个测区的假定坐标均为正值,以便于使用。

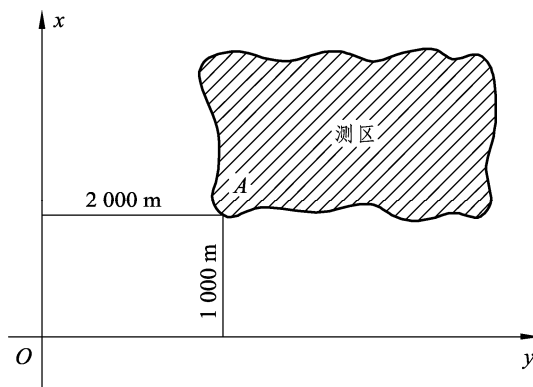


图 1.8 独立平面坐标系

4. 地面点的高程

为了确定地面点位,除了要知道它的平面位置外,还要确定它的高程。地面点的高程是指地面点至某一高程基准面的垂直距离。高程基准面选择不同,会有不同的高程系统。测量

上常用的高程基准面有参考椭球面和大地水准面两种。其相应的高程为大地高和绝对高程或海拔高。

大地高是地面点沿法线到参考椭球面的距离；绝对高程或海拔高是地面点沿铅垂线到大地水准面的距离。由于重力方向可用简单的方法得到，实用上采用与重力方向垂直的大地水准面，因此，一般高程均以大地水准面作为基准面，以铅垂线为基准线。如图 1.9 所示， A 、 B 为地面上的两个点， H_A 、 H_B 为 A 、 B 至大地水准面的铅垂距离，即为 A 点和 B 点的绝对高程或海拔高。我国的绝对高程是以青岛验潮站历年记录的黄海平均海水面为基准面，其高度作为高程零点，并在青岛观象山建立水准原点。全国各地高程以它为基准进行测算。

1980 年以前，我国主要采用“1956 年黄海高程系”，它利用青岛验潮站 1950—1956 年观测的潮位成果求得的黄海平均海水面作为高程的零点，水准原点的高程为 72.289 m，因观测时间短，准确性较差。后改为 1953—1979 年的观测资料重新进行计算，并将计算结果命名为“1985 年国家高程系统”（1987 年 5 月 26 日正式公布使用），水准原点的高程为 72.260 m。由于高程基准面发生了变化，因此这两个高程系统存在一定的差异，它们的关系如下：

$$H_{85} = H_{56} - 0.029 \quad (1.4)$$

我国在 1949 年以前曾采用过许多高程系统，如废黄河高程系统、吴淞口高程系统等，有的高程系统现在还在沿用。由于高程基准面不同，其实际代表的高程也不一样。因此，在使用高程资料时，应注意水准点所在的高程系统，以避免发生错误。

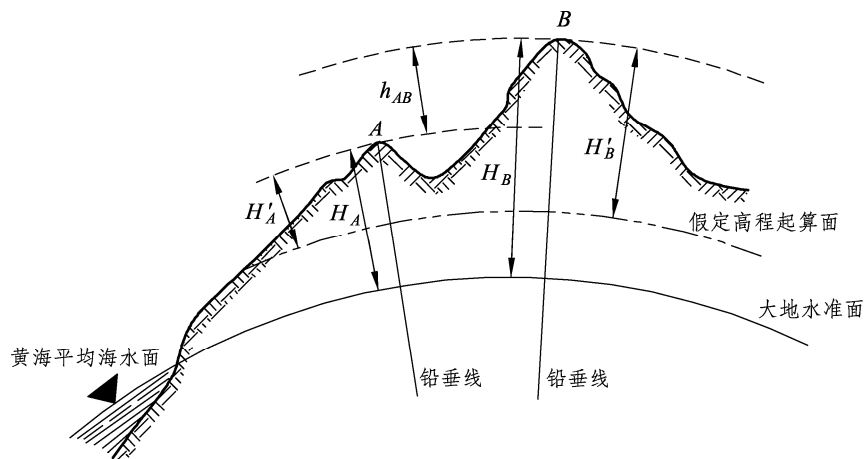


图 1.9 不同水准面的高程

当测区附近没有从基准面起算的水准点时，可采用假定高程系统，以任意假定水准面为起算高程的基准面。如图 1.9 所示，地面点 A 、 B 到任意水准面的铅垂距离称为假定高程或相对高程。图中， H'_A 、 H'_B 为相对高程。两个地面点之间的高程差称为高差，用 h 表示， h_{AB} 为地面点 A 与 B 之间的高差，其计算公式为：

$$h_{AB} = H_B - H_A = H'_B - H'_A \quad (1.5)$$

由式 1.5 可知，不同的高程基准面所得的高差相等。这种假定高程，需要用国家高程基准表示时，只要与国家高程控制点联测，再经换算即可得到绝对高程。

1.4 地球曲率对测量工作的影响

前面提到，在测区范围较小时，可以将大地水准面当作水平面看待，直接将地面点沿铅垂线投影到平面上，进行几何计算或绘图，这样既简化了测量的计算工作，又不致因曲面和平面的差异过大而产生较大测量误差。问题是在多大范围内可将曲面作为平面，而所产生的误差不超过工程地形图和施工放样的精度要求。下面仅就地球曲率对距离和高程的影响进行分析，据以限制其使用范围。为简便起见，将地球作为圆球看待，取其平均半径为 6 371 km。

1. 对距离的影响

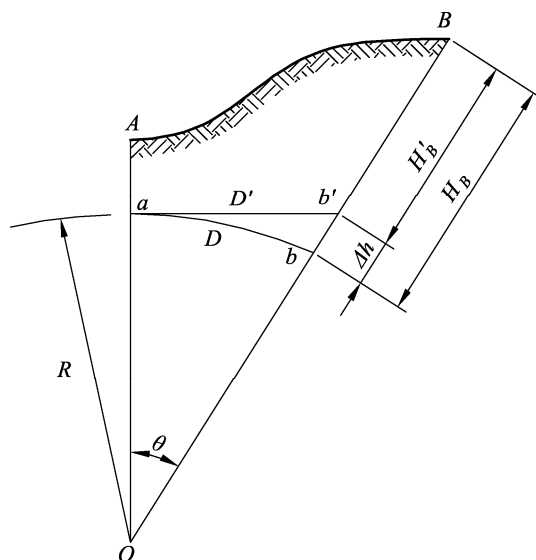


图 1.10 地球曲率对距离或高程的影响

如图 1.10 所示，设地面两点 A 、 B 在水平面上的投影分别为 a 、 b' ，其长度为 D' ；在大地水准面上的投影分别为 a 、 b ，其弧长为 D ， D 所对圆心角为 θ ，地球半径为 R 。 D' 与 D 之差为 ΔD ， ΔD 表示为：

$$\Delta D = D' - D = R \tan \theta - R\theta = R(\tan \theta - \theta) \quad (1.6)$$

已知 $\tan \theta = \theta + \frac{1}{3}\theta^3 + \frac{5}{12}\theta^5 + \dots$ ，因 θ 角很小，取其前两项代入 (1.6) 式，设 $\theta = \frac{D}{R}$ ，得：

$$\Delta D = \frac{D^3}{3R^2} \text{ 或 } \frac{\Delta D}{D} = \frac{D^2}{3R^2} \quad (1.7)$$

将地球半径 $R=6\,371\text{ km}$ 和不同的 D 值代入 (1.7) 式，计算结果如表 1.2 所示。从表中所列数值可看出，随着距离的增加，曲面上的弧长与水平面上的长度之差增大，在弧长为 10 km 时所产生的长度之差为其长度的 $1/1\,200\,000$ 。而目前测量工作中最精密的距离丈量的容许误差为其长度的 $1/1\,000\,000$ 。由此可得出结论：在半径为 10 km 的测区内进行测量工作时，可以把大地水准面当作水平面看待。

表 1.2 地球曲率对距离的影响

D / km	$\Delta D / \text{cm}$	$\Delta D / D$
10	0.8	1 : 1 200 000
20	6.6	1 : 300 000
50	102.6	1 : 49 000
100	821.2	1 : 12 000

2. 对高程的影响

如图 1.9 所示,地面点 B 的高程从大地水准面起算时为 H_B ,从水平面起算时为 H'_B 。由于起算面不同,引起高程误差 Δh 。而 Δh 的大小是与弧长 l 的平方成正比的,受弧长的影响很大,现推证如下。

$$(R^2 + \Delta h^2) = R^2 + D'^2 \quad \Delta h = \frac{D'^2}{2R + \Delta h} \quad (1.8)$$

由于 D' 与 D 相差甚小,可用 D 代替 D' ,同时 Δh 与 R 相比也可略去 Δh 。故上式可写为:

$$\Delta h = \frac{D^2}{2R} \quad (1.9)$$

现以 $R=6\,371\text{ km}$ 和不同的弧长 D 代入 (1.9) 式,计算结果如表 1.3 所示。

表 1.3 不同弧长对高程的影响

D / km	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	1	2
$\Delta h / \text{cm}$	0.08	0.31	0.71	1.3	2	8	31

从表 1.3 可以看出,用水平面代替大地水准面,对高程有较大的影响。距离为 200 m 时就有 0.31 cm 的高程误差,已超过误差允许范围。因此,就高程测量而言,即使距离较短,也应考虑地球曲率对高程的影响。

1.5 测量工作概述

1. 测量工作的基本内容

测量工作的实质是确定地面点的位置。一个点的位置由其平面坐标 (x, y) 和高程 H 三个数值来确定。在实际工作中,常常不是直接测量点的坐标和高程,而是观测坐标和高程已知的点与坐标、高程未知的待定点之间的几何位置关系,然后计算出待定点的坐标和高程。

如图 1.11 所示,地面点 A 、 B 是已知点。为了得到 P_1 、 P_2 点的坐标和高程,可先观测出水平角 β_1 、 β_2 ,水平距离 S_1 、 S_2 以及高差 h_{BP_1} 、 h_{BP_2} ,再根据已知点 B 的坐标、方向 $A \rightarrow B$ 和 B 点的高程 H_B ,便可推算出 P_1 和 P_2 点的位置。

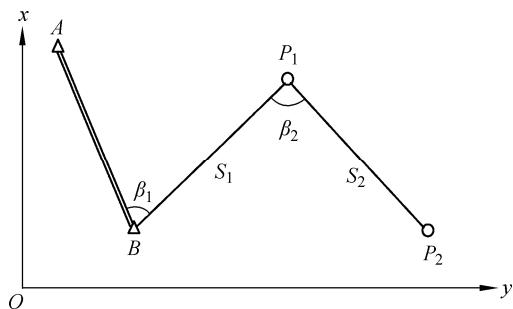


图 1.11 地面点位的确定

地面点间的位置关系是以水平距离、水平角度和高差来确定的，所以距离测量、角度测量和高差测量是测量工作的三项基本工作。

2. 测量工作的基本原则

虽然要测绘的地球表面的形态以及要测设的建筑物复杂多样，但可将其分为地物和地貌两大类。地物：地面上固定性物体，如河流、湖泊、道路和房屋等。地貌：地面上高低起伏的形态，如山岭、谷地和陡崖等。

地物、地貌按其形状和大小均可看作是由一些特征点的位置所决定的，这类特征点又称为碎部点。

测定碎部点的平面位置和高程一般分两步进行。第一步是控制测量，如图 1.12 所示，先在测区内选择若干具有控制作用的点 A 、 B 、 C ...称为控制点，并精确测出这些点的平面位置和高程。控制点不仅要求测量精度高，而且要经过统一严密的数据处理，在测量中起着控制误差累积的作用。

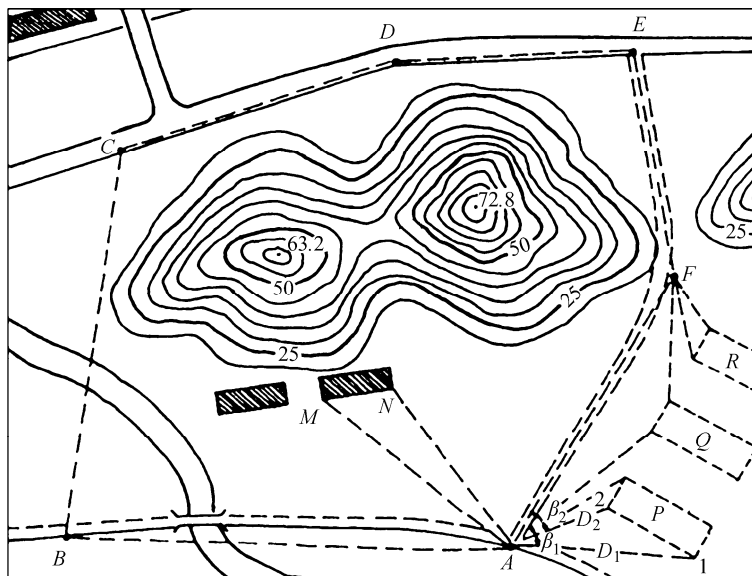


图 1.12 测量工作的程序

第二步进行碎部测量，根据控制点的坐标，测定周围碎部点的平面位置和高程。例如，在控制点 A 上测出房屋的角点 M 、 N 等的的数据，然后根据所测数据，按一定比例及相应符号