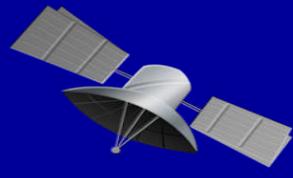


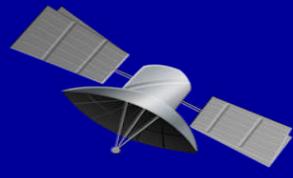
GPS定位测量数据处理

长安大学地质工程与测绘学院

主讲教师：张双成



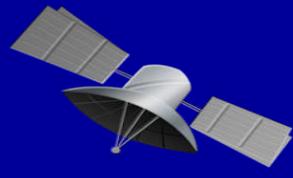
第六章 GPS定位测量数据处理



6.1 概述

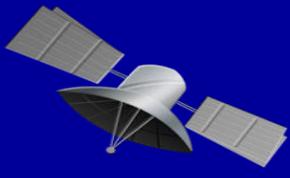
与所有有测量任务相同，由GPS定位技术所获得测量数据，同样需要经过数据处理，方能成为合理而实用的成果。

常规测量通常将某点在空间的位置分解为平面位置和高程位置关系，即分别用两个相对独立的坐标系统——平面坐标系统(经纬度、平面直角坐标)和高程坐标系统(正常高或正高)迭加表述，这种表达理论的不够严密还能构成一个完整的空间三维坐标体，但即能满足大多数测量定位的需要，因此，成为长期以来几乎成为所有测量定位的主要表述方法。



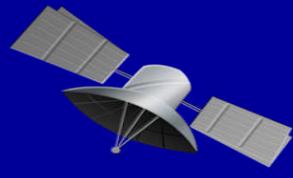
GPS卫星定位测量是用三维地心坐标系(WGS-84坐标系)为依据来测定和表示总的空间位置,它即可用地心空间坐标系表示,也可用椭球大地坐标系表示。

在已有常规测量成果的区域进行GPS测量时,往往需要将由GPS测量获得的成果纳入到国家坐标系或地方独立坐标系,以保证已有测绘成果的充分利用,因此,GPS定位测量数据处理中,需要考虑如何将GPS测量成果由WGS-84世界地心坐标系转换至国家或地方独立坐标系。



同其它测量数据处理一样，平差计算仍是GPS测量数据处理的主要任务之一。由于GPS测量数据是空间三维坐标系下的成果，所以对其进行的平差应是三维平差。

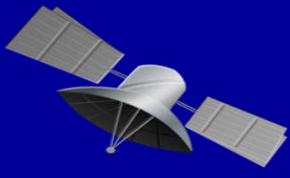
另外，为了能和已有常规测量数据联合使用或处理，还需考虑GPS测量数据的二维平差。本章着重讨论的GPS网的三维平差和二维平差计算方法。



由于GPS测量是在WGS-84地心坐标系中进行的，GPS定位获得的大地高是空间点至椭球面的高，即大地高是以椭球面为基准的高程系统，所获得的高程为相对于WGS-84椭球的大地高 H_{GPS} ，由于椭球面是一个用于计算的几何面，所以，大地高是一个几何量，不具有物理意义。

除了个别特殊用途外，要把GPS大地高转换为我国使用的正常高（即海拔高）或在实际工程中应用的正高。因此，还必须研究如果由GPS大地高求得实用的正常高。

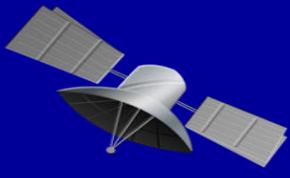
6.2 国家坐标系与地方独立坐标系



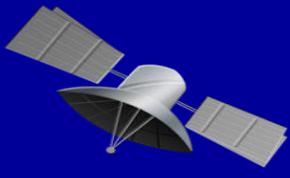
6.2.1 旋转椭球与参心坐标系

水准面：在地球重力场中，当水处于静止时的表面必定与重力方向（即铅垂线方向）处正交。我们称这个与铅垂线正交的静止水平面为水准面。

大地水准面：假设海水面处于静止平衡状况，并将它一直沿伸到地球陆地内部形成一个闭合的水准面，用来表示地球的形状，我们将这个水准面称为大地水准面。

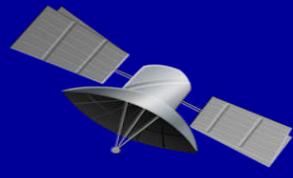


大地水准面是对地球的物理逼近，它可以较真实地反映地球的形状，但是地壳内部物质密度分布的不均匀，造成地面各点重力大小和方向不同，因此，与铅垂线处处正交的大地水准面是起伏不平的，因而它也很难用简单的数学模型描述。要用它作为各种地面测量数据的计算基准面比较困难，必须寻找一个简单的适合测量计算的基准面。



大地水准面相当接近于一个规则的具有微小扁率的数学曲面——旋转椭球。旋转椭球可用两个几何参数确定，即为椭球的长半径 a 和扁率 f 。这两个参数解决了椭球的形状和大小。

为了将地面测量数据归算到椭球面上，仅仅知道它的形状和大小是不够的，还必须确定它与大地水准面的相关位置，也就是所谓的椭球定位和定向。另外，为了从几何特性和物理特性两个方面来研究全球形状，则还要使椭球与全球大地水准面结合最为密切。



a 、 b ——椭球的长短半径 $\alpha = \frac{a-b}{a}$ ——椭球的扁率

$e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$ ——子午椭圆的第一偏心率

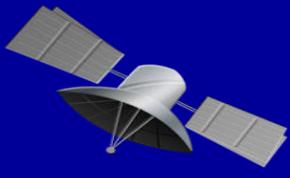
$e' = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{b}$ ——子午椭圆的第二偏心率

$W = \sqrt{(1 - e^2 \sin^2 B)}$ ——第一辅助系数

$V = \sqrt{(1 + e'^2 \sin^2 B)}$, B 为大地纬度, $n = \frac{a-b}{a+b}$, $c = \frac{a^2}{b}$

$N = \frac{a}{W} = \frac{c}{V}$ ——卯酉圈曲率半径

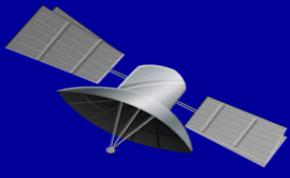
$M = \frac{c}{V^2} = \frac{a(1 - e^2)}{W^3}$ ——子午圈曲率半径



现代大地测量中，采用四个参数来描述椭球的几何和物理特性。这四个参数是：

- (1) 椭球的长半径 a （解方程，用弧度测量的传统方法求出）。
- (2) 地球重力场二阶带谐系数 J_2 （ J_2 与扁率存在一定解析关系）（卫星大地测量与卫星激光测距求出）。
- (3) 地心引力常数与地球质量的乘积 GM （卫星大地测量解算）。
- (4) 地球自转角速度 ω （天文观测求出）。

地心坐标系，就是一个将椭球中心与地球质心重合，且与全球大地水准面最为密合的旋转椭球。

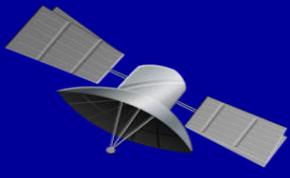


为了研究局部球面的形状，且使地面测量数据归算至椭球的各项改正数最小，各个国家和地区分别选择和某一局部区域的大地水准面最为密合的椭球建立坐标系。这样选定和建立的椭球称为参考椭球，对应的坐标系称为参心坐标系。

显然，该坐标系的中心一般和地球质心不一致，所以参心坐标系又称为非地心坐标系、局部坐标系或相对坐标系，由于参心坐标系处理局部区域数据带来的变形较小，所以，参心坐标系至今对大地测量仍有重要作用。

同样，参心坐标系可分为参心空间直角坐标系和参心大地坐标系。

参心空间直角坐标系

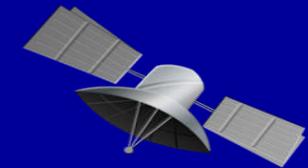


参心空间直角坐标系是：

- (1) 以参心 O 为坐标原点；
- (2) Z 轴与参考椭球的短轴（旋转轴）相重合；
- (3) X 轴与起始子午面和赤道的交线重合；
- (4) Y 轴在赤道面上与 X 轴垂直，构成右手直角坐标系 $O-XYZ$ 。

地面点 P 的坐标用 (X, Y, Z) 表示。

参心大地坐标系



参心大地坐标系是以参考椭球的中心为坐标原点，椭球的短轴与参考椭球旋转轴重合。

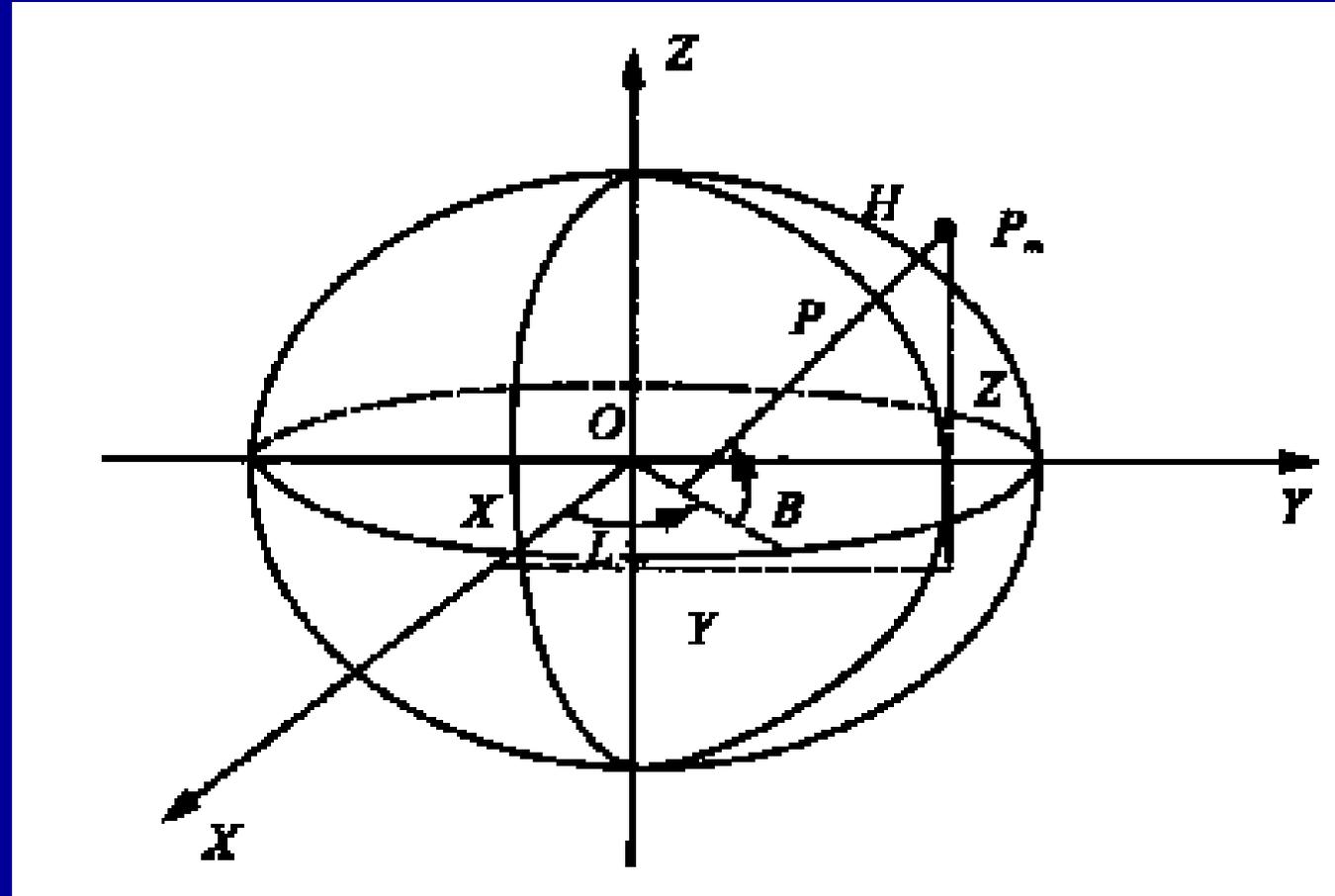
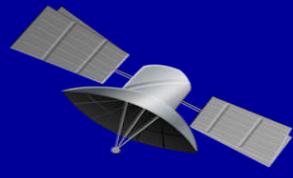
大地纬度 B —以过地面点的椭球法线与椭球赤道面的夹角为大地纬度 B ；

大地经度 L —以过地面点的椭球子午面与起始子午面之间的夹角为大地经度 L ；

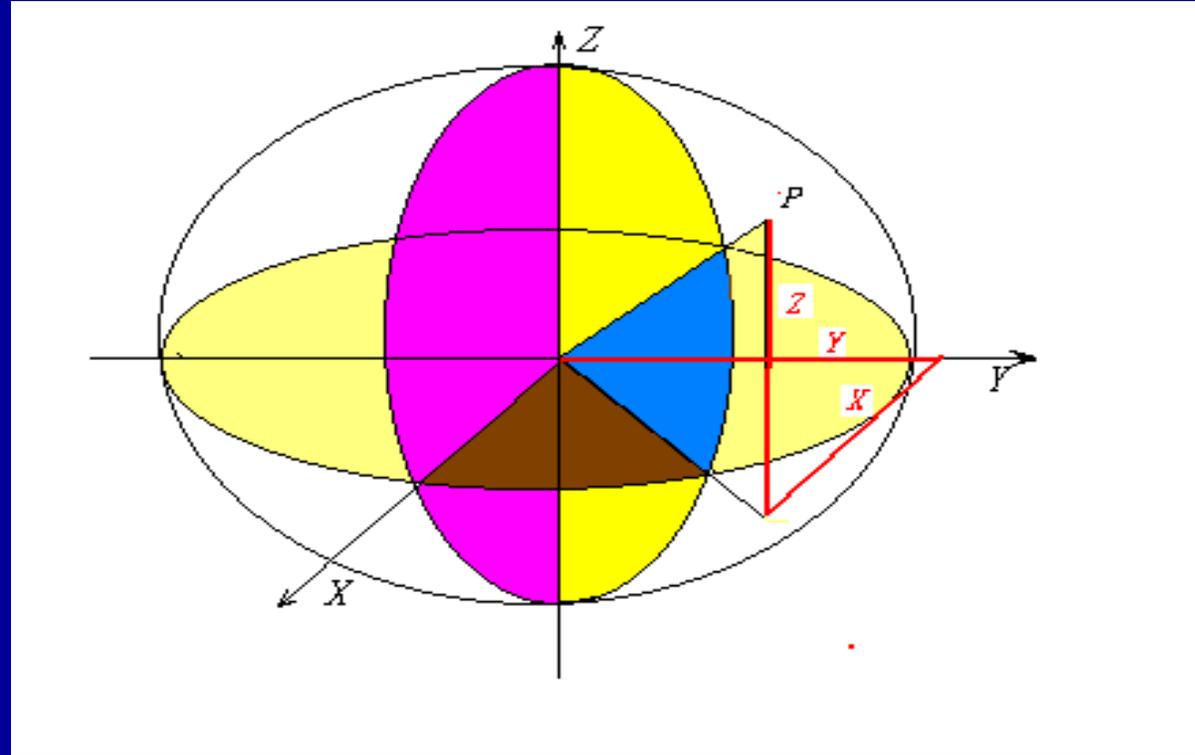
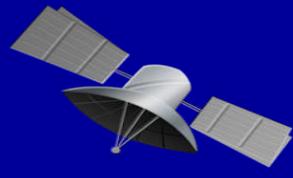
大地高 H —地面点沿椭球法线至椭球面的距离为大地高 H (如图)。

地面点 P 的坐标用 (B, L, H) 表示。

参心空间直角坐标和参心大地坐标

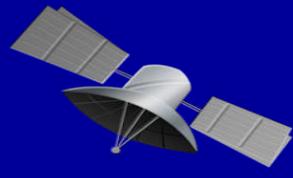


WGS-84椭球



$B=19.5705047353$, $L=110.0143500924$, $H=46.727$

$X=-2054168.26421$, $Y=5634981.51372$, $Z=2162656.41759$



在同一参心坐标系中，地面点的参心空间直角坐标与相应的参心大地坐标之间存在如下的互换关系。

(1) 参心大地坐标转换为参心空间直角坐标：

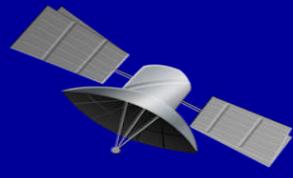
$$\left. \begin{aligned} X &= (N + H) \cos B \cos L \\ Y &= (N + H) \cos B \sin L \\ Z &= [N(1 - e^2) + H] \sin B \end{aligned} \right\}$$

式中， N 为椭球面卯酉圈的曲率半径， e 为椭球的第一偏心率：

$$e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}, \quad a、b \text{ —— 椭球的长短半径}$$

$$W = \sqrt{(1 - e^2 \sin^2 B)} \text{ —— 第一辅助系数}$$

$$N = \frac{a}{W}$$



(2) 空间直角坐标转换为大地坐标:

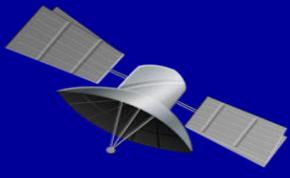
$$B = \arctg \left[\frac{1}{\sqrt{X^2 + Y^2}} * \left(Z + \frac{c * e'^2 * \operatorname{tg} B}{\sqrt{1 + e'^2 + \operatorname{tg}^2 B}} \right) \right]$$

$$L = \arctg^{-1} \left(\frac{Y}{X} \right)$$

$$H = \frac{\sqrt{X^2 + Y^2}}{\cos B} - N$$

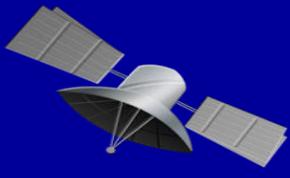
$$c = \frac{a^2}{b} \text{ —— 极点处的子午线曲率}$$

$$e'^2 = \frac{e^2}{1 - e^2} \text{ —— 第二偏心率。}$$



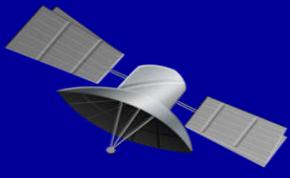
确定参考椭球是建立参心坐标系的主要依据。通常包括确定参考椭球的形状和大小，确定它的空间位置(参考椭球的定位与定向)，以及确定大地原点T的大地纬度 B_T 、大地经度 L_T 及它至一相邻点的大地方位角 A_T 。

参考椭球的定位和定向是通过确定大地原点的大地经纬度、大地高和大地方位角来实现的，参考椭球一般采用“双平行”定向条件，即要求椭球的短轴与地球某一历元的自转轴平行，起始大地子午面与起始天文子午面平行。



6.2.2 我国的国家坐标系

目前我国常用的三个国家坐标系——1954年北京坐标系、1980年西安坐标系和2000国家大地坐标系CGCS2000，前两个坐标系是参心坐标系，后一个是地心坐标系。

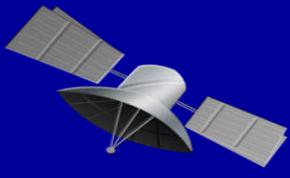


6.2.2.1 1954年北京坐标系

1954北京坐标系采用了前苏联的克拉索夫斯基椭球体，其椭球参数是：

长半轴 a 为6 378 245m，扁率 f 为1/298.3，其原点为原苏联的普尔科沃。

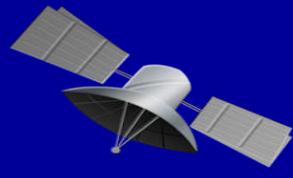
1954年北京坐标系虽然是苏联1942年坐标系的延伸，但也还不能说它们完全相同。因为该椭球的高程异常是以苏联1955年大地水准面重新平差结果为起算数据，按我国天文水准路线推算而得。而高程又是以1956年青岛验潮站的黄海平均海水面为基准。



1954年北京坐标系建立之后，在这个系统上，30多年来，我国用该坐标系完成了大量的测绘工作，获得了许多的测绘成果，在国家经济建设和国防建设的各个领域发挥了巨大作用。

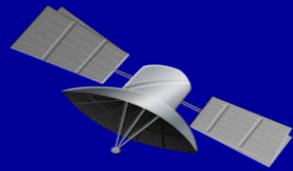
但是，随着科学技术的发展，这个坐标系的先天弱点也显得越来越突出，难以适应现代科学研究、经济建设和国防尖端技术的需要，它的缺点主要表现在：

(1) 克拉索夫斯基椭球参数同现代精确的椭球参数相比，误差较大，长半径约大105~109m，这不仅对研究地球几何形状有影响，特别是该椭球参数只有两个几何参数，不包含表示物理特性的参数，不能满足现今理论研究和实际工作的需要，对于发展空间技术也带来诸多不便。



(2) 椭球定向不明确，即不指向国际通用的CIO极，也不指向目前我国使用的JYD极，椭球定位实际上采用了前苏联的普尔科沃定位，该定位椭球面与我国的大地水准面呈系统性倾斜。东部高程异常达60余米。而我国东部地势平坦、经济发达，要求椭球面与大地水准面有较好的密合，但实际情况与此相反。

(3) 该坐标系统的大地点坐标是经局部平差逐次得到的，全国天文大地控制点坐标值实际上连不成一个统一的整体。不同区域的接合部之间存在较大隙距，同一点在不同区的坐标值相差1~2m，不同区域的尺度差异也很大。而且坐标传递是从东北至西北西南，前一区的最弱点即为后一区的坐标起算点，因而坐标积累误差明显，这对于发展我国空间技术、国防建设和国家大规模经济建设不利，因此有必要建立新的大地坐标系统。



6.2.2.2 1980年西安坐标系

1978年，我国决定建立新的国家大地坐标系，并且在新的大地坐标系中进行全国天文大地网的整体平差，这个坐标系定名为1980年西安大地坐标系。

1980年西安坐标系的大地原点设在我国的中部，处于陕西泾阳永乐镇，椭球参数采用1975年国际大地测量与地球物理联合会推荐值，它们为：

椭球长半径 $a=6378140\text{m}$;

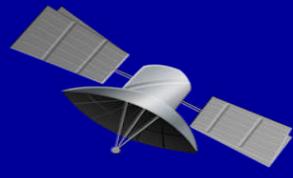
重力场二阶带球谐系数 $J_2=1.08263 \times 10^{-3}$;

地心引力常数 $GM=3.986005 \times 10^{14}\text{m}^3/\text{s}^2$;

地球自转角速度 $\omega=7.292115 \times 10^{-5}\text{rad/s}$ 。

因而可得80椭球两个最常用几何参数为： $a=6378140\text{m}$;

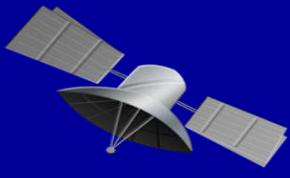
$f=1/298.257$ 。



6.2.2.3 新1954年北京坐标系

由于1980年西安坐标系与1954年北京坐标系的椭球参数和定位均不同，因而大地控制点在两坐标系中的坐标存在较大差异，最大的达100m以上，这将引起成果换算的不便和地形图图廓和方格线位置的变化，且已有的测绘成果大部分是1954年北京坐标系下的。所以，作为过渡，产生了所谓的新1954年北京坐标系。

新1954年北京坐标系是通过将1980年西安坐标系的三个定位参数平移至克拉索夫斯基椭球中心，长半径与扁率仍取克拉索夫斯基椭球几何参数。而定位与1980年大地坐标系相同(即大地原点相同)，定向也与1980椭球相同。因此，新1954年北京坐标系的精度和1980年坐标系精度相同，而坐标值与旧1954年北京坐标系的坐标接近。

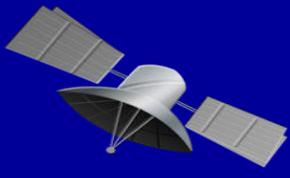


6.2.2.4 2000国家大地坐标系（CGCS 2000）

• 2000国家大地坐标系（CGCS 2000）

- 定义

- 原点：包括海洋和大气在内的整个地球的质心。
- 长度单位：米（SI），与局部地心框架下的地心坐标时的时间坐标一致，通过建立适当的相对论模型获得；
- 定向：初始定向由1984.0时的BIH（国际时间局）定向给定；
- 定向的时间演化：定向的时间演化不产生相对于地壳的残余全球旋转；
- CGCS 2000大地坐标系是右手地固直角坐标系。原点在地心；Z轴为国际地球自转局（IERS）参考极（IRP）方向，X轴为IERS的参考子午面（IRM）与垂直于Z轴的赤道面的交线，Y轴与X轴和Z轴构成右手正交坐标系。



- 2000国家大地坐标系（CGCS 2000）

- 椭球参数

- 长半轴：

$$a = 6378137\text{m}$$

- 地球（包括大气）引力常数：

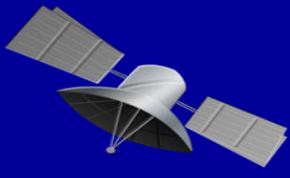
$$GM = 3.986004418 \times 10^{14} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$$

- 地球动力形状因子：

$$J_2 = 0.001082629832258$$

- 地球自转速度：

$$\omega = 7.292115 \times 10^{-5} \text{ rads}^{-1}$$



- 2000国家大地坐标系（CGCS 2000）

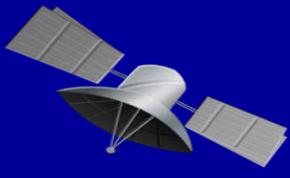
- CGCS2000的实现

- 三个层次

- 第一层次：连续运行参考站。由它们构成CGCS 2000的基本骨架，其坐标精度为mm级，速度精度为1mm/a。

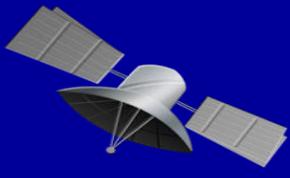
- 第二层次：大地控制网。包括中国全部领土和领海内的高精度GPS网点，其三维地心坐标精度为cm级，速度精度为2~3mm/a。

- 第三层次：天文大地网。包括经空间网与地面网联合平差的约5万个天文大地点，其大地经纬度误差不超过0.3 m，大地高误差不超过0.5 m。



6.2.3 地方独立坐标系

在我国许多城市测量与工程测量中，若直接采用国家坐标系，则可能会由于远离中央子午线，或由于测区平均高程较大，而导致长度投影变形较大，难以满足工程上或实用上的精度要求。另一方面，对于一些特殊的测量，如大桥施工测量、水利水坝测量、滑坡变形监测等，采用国家坐标系在实用中也会很不方便。因此，基于限制变形，以及方便实用、科学的目的，在许多城市和工程测量中，常常会建立适合本地区的地方独立坐标系。

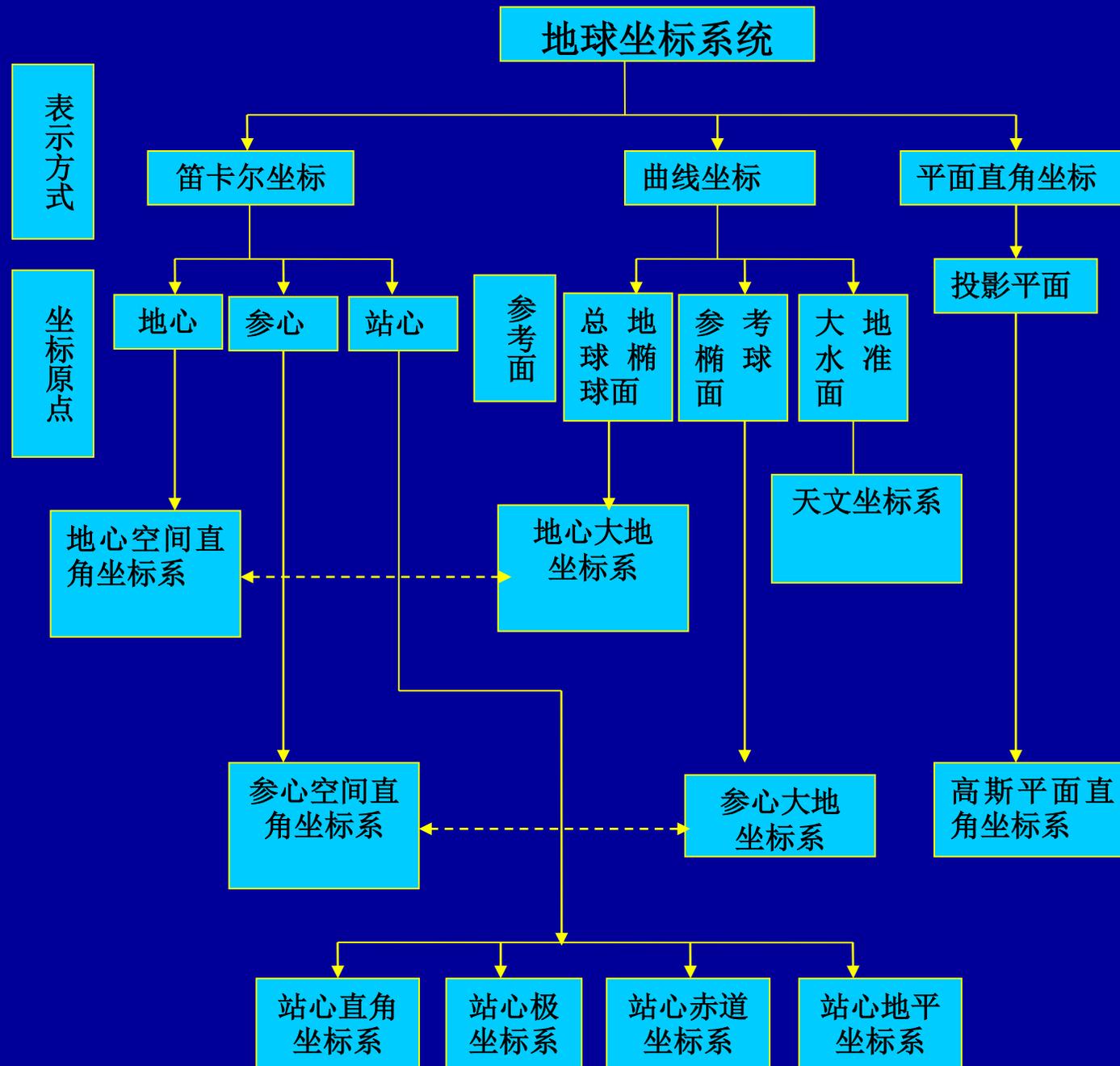
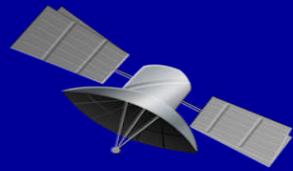


建立地方独立坐标系，实际上就是通过一些元素的确定来决定地方参考椭球与投影面。

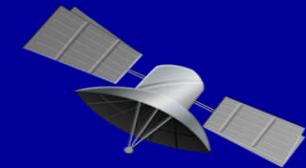
地方参考椭球一般选择与当地平均高程相对应的参考椭球，该椭球的中心、轴向和扁率与国家参考椭球相同，其椭球半径 a_1 增大为： $a_1 = a + \Delta a_1$ ， $\Delta a_1 = H_m + \zeta_0$

式中： H_m 为当地平均海拔高程， ζ_0 为该地区的平均高程异常。

而地方投影面的确定中，选取过测区中心的经线或某个起算点的经线作为独立中央子午线。以某个特定方便使用的点和方位为地方独立坐标系的起算原点和方位，并选取当地平均高程面 H_m 为投影面。



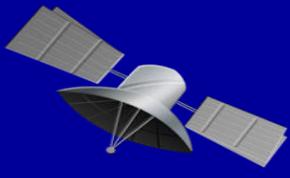
6.2.4 高斯平面直角坐标系和UTM



大地测量建立的大地坐标的重要作用之一是为测图服务，传统地图均为平面图，作为测图控制的大地点的坐标也必须是平面坐标。因此，需要将椭球面上各点的大地坐标，按照一定的数学规律投影到平面上成为平面直角坐标。

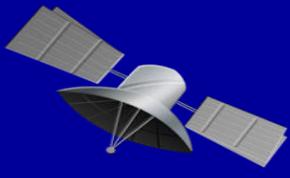
由于地球椭球面是不可展的曲面，无论采用什么数学规律投影都会产生变形。因此，只能按照满足某种特定需要与用途，对一些变形加以限制，使其减小到适当程度，甚至为零。按变形性质，我们可以将投影分为等角投影、等面积投影、等距离投影以及任意投影。

等角投影也叫正形投影、相似投影。即该投影在小区域范围内使平面图形与椭球面上的图形保持相似。目前世界各国采用最广泛的高斯投影和墨卡托投影(UTM)均是正形投影。



高斯投影和墨卡托(UTM)投影具有如下特征:

- (1) 椭球面上任一角度, 投影到平面上后保持不变。
- (2) 中央子午线投影为纵坐标轴。
- (3) 高斯投影的中央子午线长度比 $m_0=1$, 而UTM投影的 $m_0=0.9996$ 。



高斯投影和UTM投影是正形投影，因此，其角度没有变形，而长度除中央子午线外均存在变形，距中央子午线越远，长度变形越大。为了限制长度变形，根据国际测量协会规定，将全球按一定经差分带若干带。

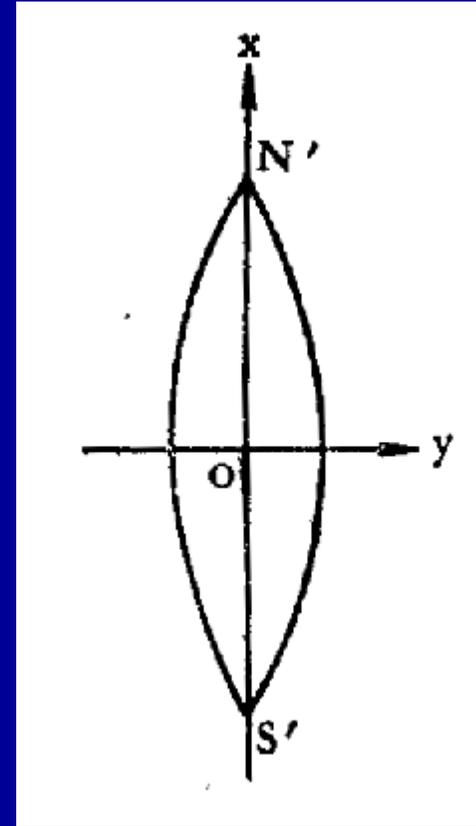
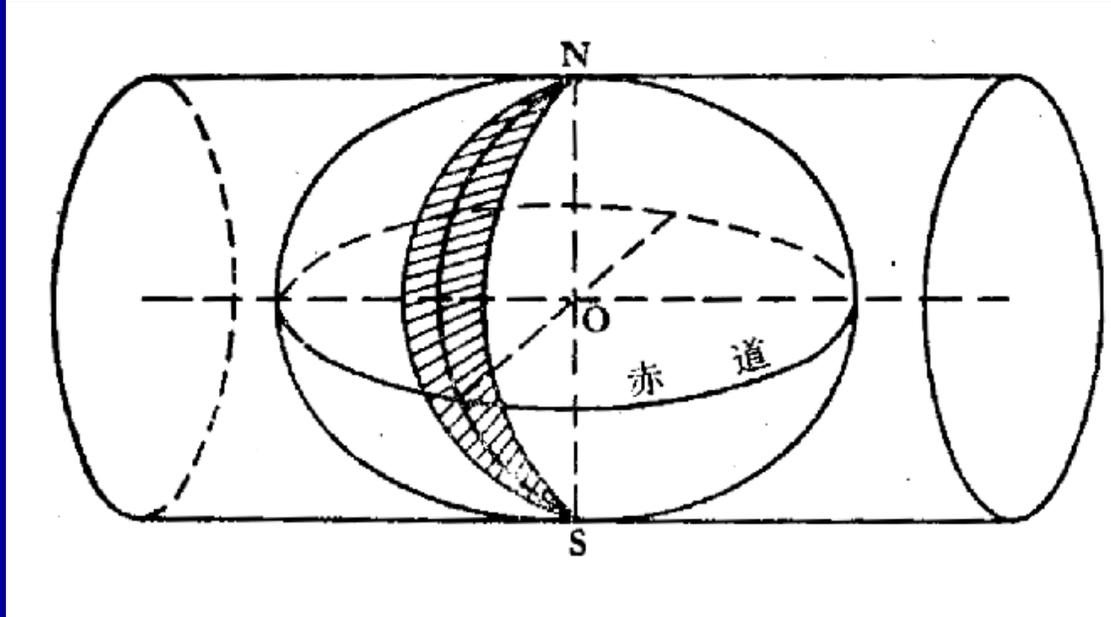
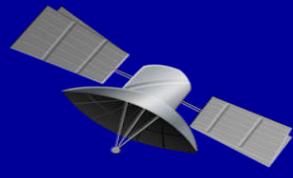
我国采用6度带或3度带。6度带是自零度子午线起每隔经度差6度自西向东分带，带号 n 与相应的中央子午线经度 L_0 的关系为：

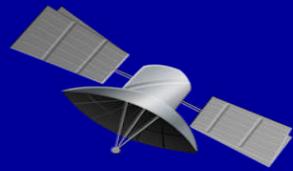
$$L_0 = 6^\circ n - 3^\circ ; n = 1/6(L_0 + 3^\circ)$$

3度带是在6度带的基础上分带，其带号 n' 与相应的中央子午线经度 L_0' 的关系为：

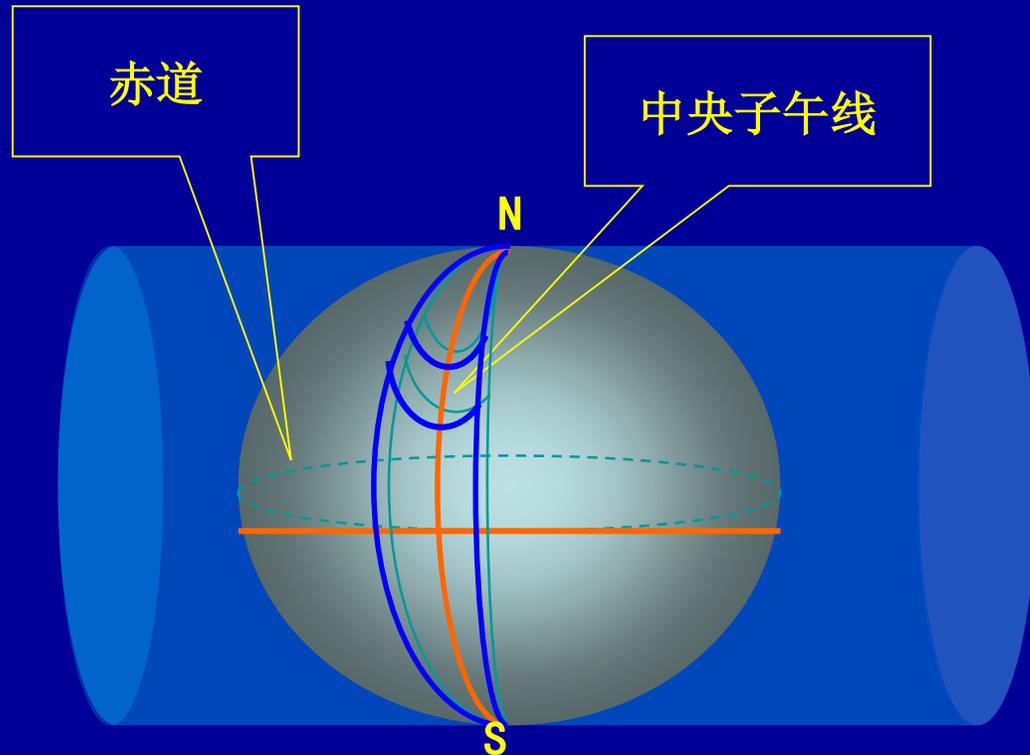
$$L_0' = 3n' ; n' = 1/3 * L_0' = 2n - 1$$

高斯—克吕格投影



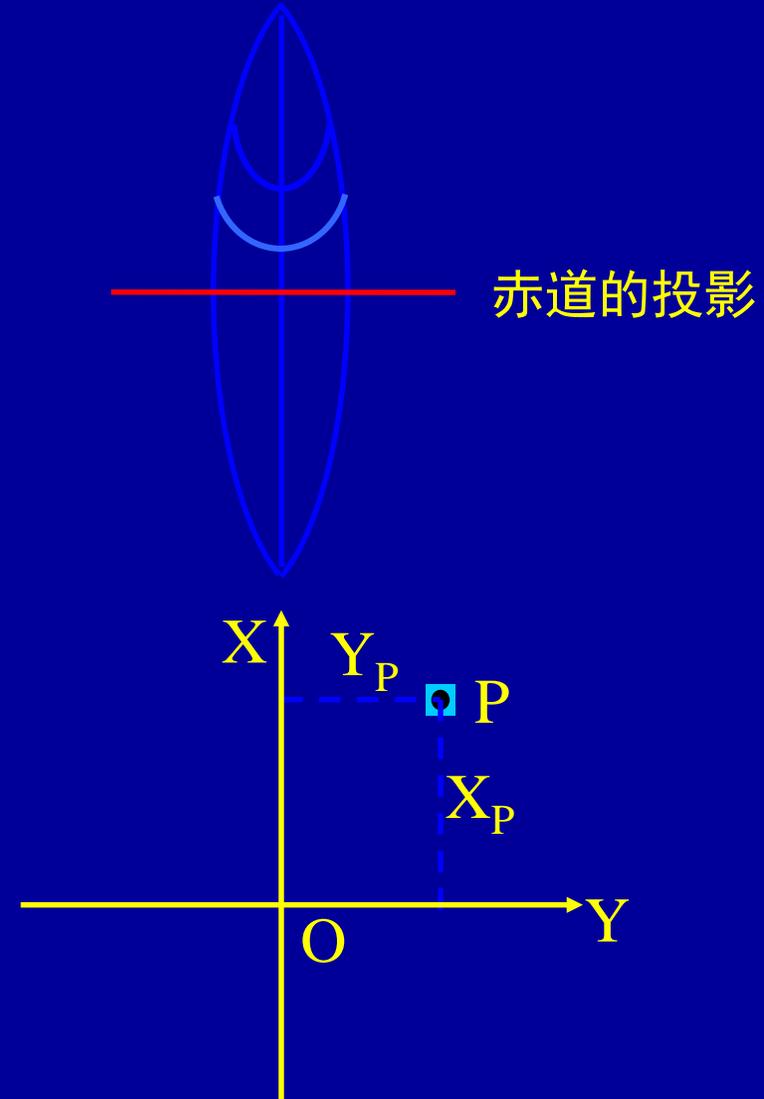


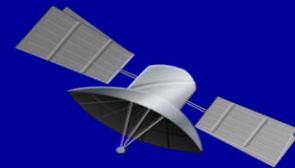
高斯投影



高斯投影

中央子午线的投影





高斯-克吕格投影没有角度变形，在中央子午线上也没有长度变形，但除中央子午线外均存在长度变形。且相距中央子午线越远，长度变形越甚。为了控制长度变形，按一定的经差将地球表面分为若干带。我国采用的是将中央子午线左右各3度或1.5度划分为一带，称为“六度带”或“三度带”，各带均按高斯-克吕格投影三个条件进行投影，为此，各带将有自己的坐标轴和原点。

高斯-克吕格投影六度带，自 0° 子午线起每隔经差 6° 自西向东分带，依此编号1, 2, 3, ……，设带号为 n ，中央子午线的经度为 L_0 ，则

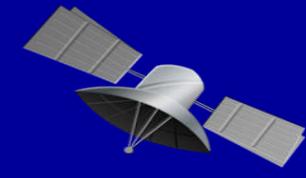
$$L_0 = 6^\circ n - 3^\circ \quad (7-2)$$

反之，六度带的带号也可写为

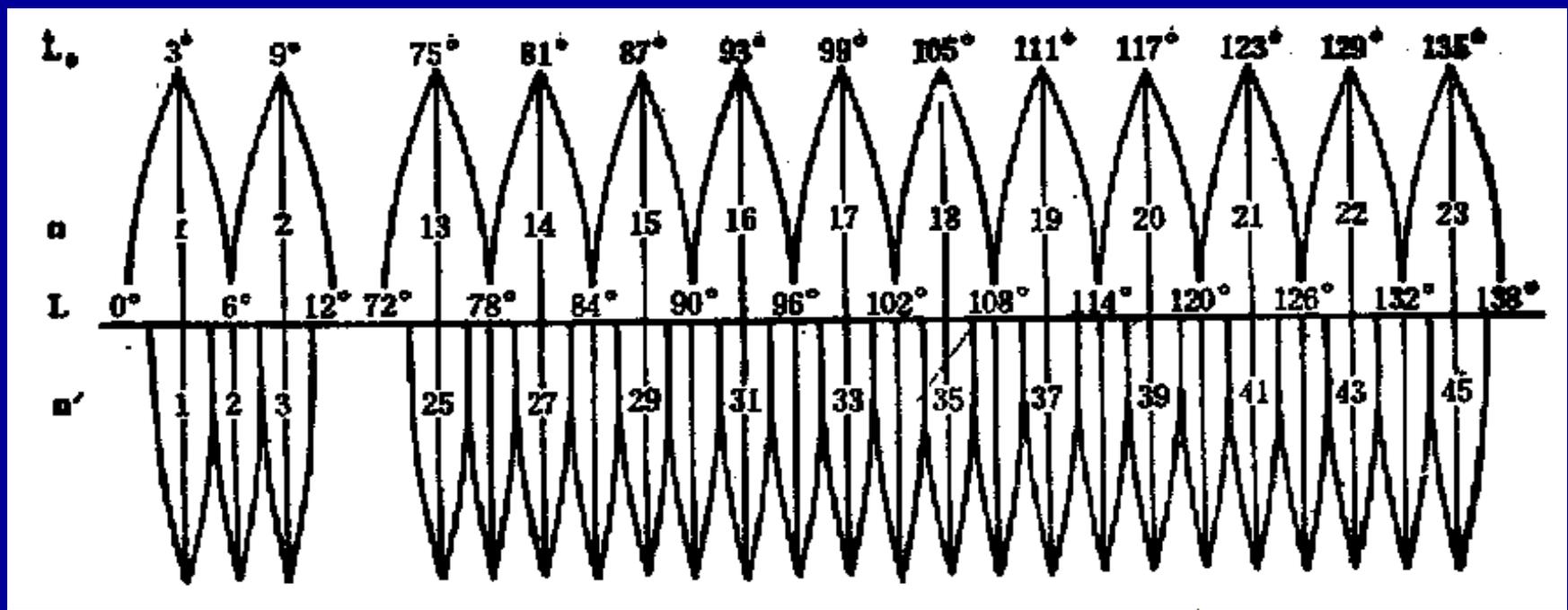
$$n = \frac{1}{6} (L_0 + 3) \quad (7-3)$$

三度带是在六度带的基础上分带的。它的中央子午线一部分同六度带的中央子午线重合，一部分同六度带的分带子午线重合。有关规范中没有规定统一的编号。现仍用1, 2, 3, ……编号，并在带号前注以三度带以示区别。自 1.5° 子午线起每隔经差 3° 自西向东分带，依此编号1, 2, 3, ……，设带号为 n' ，中央子午线的经度为 L_0 ，则

$$n' = \frac{1}{3} L_0 = 2n - 1 \quad (7-4)$$



为了避免横坐标 y 出现负值,规定将 y 值加上 500 000m;又为了区别各带坐标的不同,规定在 y 值(已加 500 000m) 的前面冠以带号 n (相当于对 y 值加上 $n \times 1\,000\,000\text{m}$),并以符号 $y_{\text{带号}}$ 表示。例如,在六度带第 20 带中, $y = -200.25\text{m}$, 则 $y_{\text{带号}} = 20 \times 1\,000\,000 + 500\,000 + (-200.25)\text{m} = 20\,499\,799.75\text{m}$,大地点成果表中给出的均是 $y_{\text{带号}}$ 值。在实际计算时,则要去掉带号(相当于 $y_{\text{带号}}$ 值中减去 $n \times 1\,000\,000\text{m}$),减去 500 000m,恢复原来的数值,常称它为“自然值”。至于纵坐标 x 值,无论在那一带都是由赤道起算的自然值。



在我国范围内:3度带号从25-45, 6度带号从13-23。

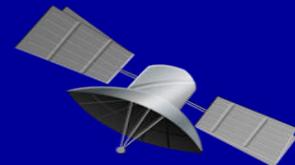
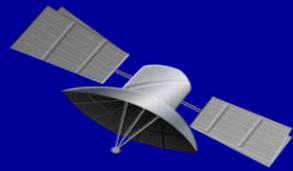


表 7-1

	10'	20'	30'	40'	50'	1°	1° 30'	2°	2° 30'	3°
0	.000 004	.000 017	.000 038	.000 068	.000 106	.000 153	.000 345	.000 614	.000 959	.001 382
10	.000 004	.000 017	.000 037	.000 066	.000 103	.000 149	.000 335	.000 595	.000 930	.001 340
20	.000 004	.000 015	.000 034	.000 060	.000 094	.000 135	.000 304	.000 541	.000 846	.001 219
30	.000 003	.000 013	.000 029	.000 051	.000 080	.000 115	.000 258	.000 459	.000 718	.001 034
40	.000 002	.000 010	.000 022	.000 040	.000 062	.000 090	.000 202	.000 359	.000 561	.000 808
50	.000 002	.000 007	.000 016	.000 028	.000 044	.000 063	.000 142	.000 252	.000 394	.000 568
60	.000 001	.000 004	.000 010	.000 017	.000 026	.000 038	.000 086	.000 153	.000 238	.000 343
70	.000 000	.000 002	.000 004	.000 008	.000 012	.000 018	.000 040	.000 071	.000 111	.000 160
80	.000 000	.000 000	.000 001	.000 002	.000 003	.000 005	.000 010	.000 018	.000 029	.000 041
90	.000 000	.000 000	.000 000	.000 000	.000 000	.000 000	.000 000	.000 000	.000 000	.000 000

由表 7-1 可以看到, 在纬度 30° 以下的六度带边缘地区 ($l=3^\circ$), 长度变形值大于千分之一, 三度带边缘地区 ($l=1.5^\circ$) 的长度变形超过万分之二。



三度带与六度带的相互换算

由图 11-16 可见,3°带和 6°带有这样关系,就是半数 3°带(带号是单数的)的中央子午线与 6°带的中央子午线相重合,而另半数 3°带(带号是双数的)的中央子午线与 6°带的边缘子午线重合,在前者的情况下,由于两种带的轴子午线重合,所以两个坐标系也就一样,例如 3°带的第 39 带与 6°带的第 20 带属于同一坐标系,因此如果已知一点在 6°带第 20 带的坐标,要求该点在 3°带第 39 带的坐标,就不需要任何换算。反之也是一样。在后者情况下,由于两种带的轴子午线不重合,所以两个坐标系也就不一样,因而就需要进行换带计算,例如已知一点在 6°带第 20 带的坐标,要求该点在 3°带第 40 带的坐标时,就要把该点在 6°带第 20 带的坐标看作是在 3°带第 39 带的坐标,把它从 3°带第 39 带换算为 3°带的第 40 带坐标,反之亦然。

$L_0=108$ (3度带)

$X=3746385.546$

$Y=36\ 535123.345$

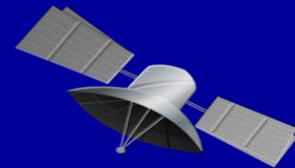
$B=33.5035041911$

$L=108.2246133441$

$L_0=111$ (6度带)

$X=3749411.479939$

$Y=19\ 257423.230377$



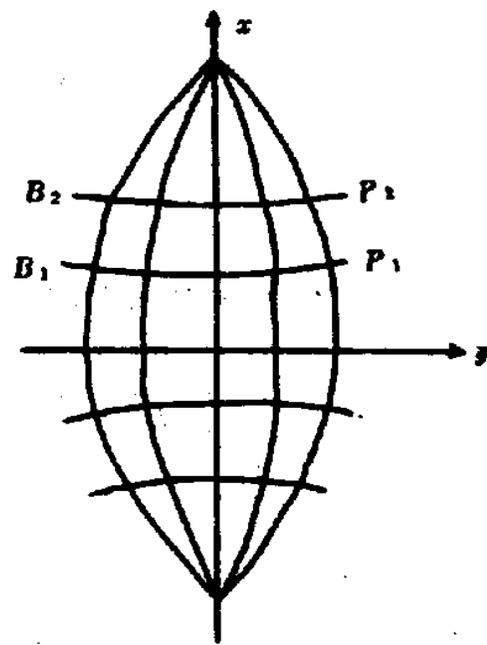
$$\begin{aligned}x &= X + \frac{1}{2}Nt\cos^2Bl^2 + \frac{1}{24}Nt(5 - t^2 + 9\eta^2 + 4\eta^4)\cos^4Bl^4 \\ &\quad + \frac{1}{720}Nt(61 - 58t^2 + t^4 + 270\eta^2 - 330\eta^2t^2)\cos^6Bl^6 \\ y &= N\cos Bl + \frac{1}{6}N(1 - t^2 + \eta^2)\cos^3Bl^3 \\ &\quad + \frac{1}{120}N(5 - 18t^2 + t^4 + 14\eta^2 - 58\eta^2t^2)\cos^5Bl^5\end{aligned}\quad (11.3.24)$$

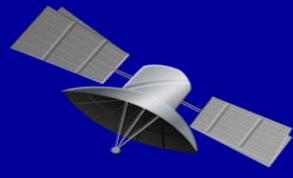
高斯投影正算公式(11.3.24)表示了一点的平面直角坐标 x, y 和它对应的大地坐标 B, L 的函数关系。当知道某一点的大地坐标后,根据(11.3.24)式,便可求出相应的平面坐标。该公式具有以下几个特点(见图 11-7):

(1)当 l 不变时, x 值随 B 值增减而增减,而 y 值却相应地增减,如图 11-7 的 P_1 和 P_2 点所示。又因为 $\cos(B) = \cos(-B)$,所以无论 B 值为正或为负,而 y 值不变。由此说明,椭球面上,除了中央子午线外,其它子午线投影后都凹向中央子午线,并向两极收敛,且对称于中央子午线和赤道。

(2)当 B 不变时,随着 l 的增减, x 值和 y 值都相应增减。所以,在椭球面上,对称于赤道的纬圈投影后仍成为对称的曲线,同时与子午线投影曲线互相垂直并凹向两极。

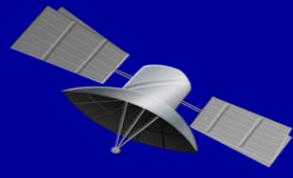
(3)距中央子午线愈远的子午线,投影后弯曲愈厉害,其长度变形也愈大。





6.3 GPS定位测量中的坐标转换

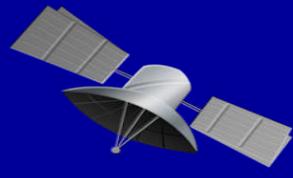
不同的测量成果均对应于各自的坐标系。GPS定位结果属于协议地球地心坐标系，即WGS-84坐标系，且通常以空间直角坐标 (X, Y, Z) 或以椭球大地坐标 (B, L, H) 的形式给出。而实用的常规地面测量成果或是属于国家的参心大地坐标系，或是属于地方独立坐标系。因此必须实现GPS成果的坐标系的转换。



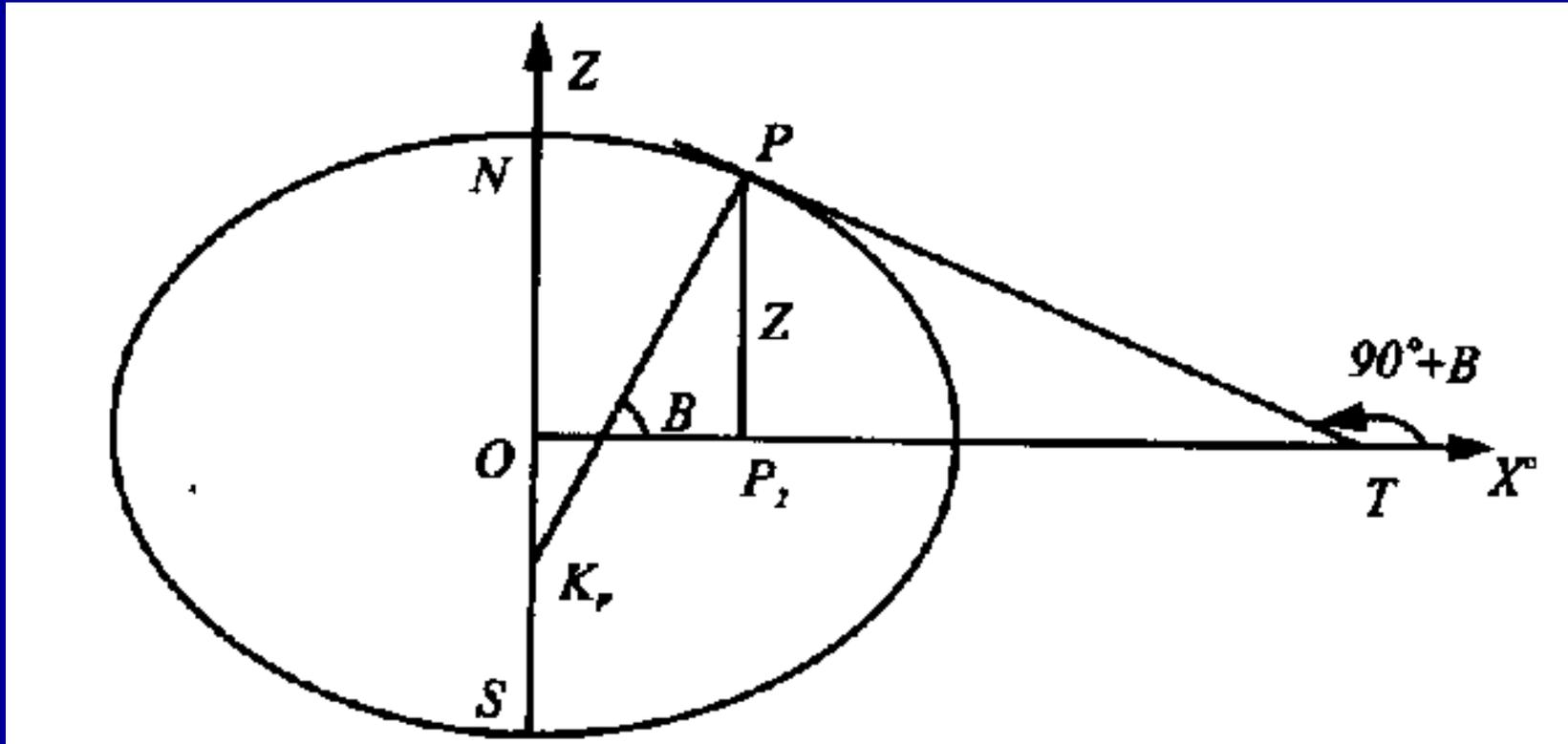
6.3 GPS定位测量中的坐标转换

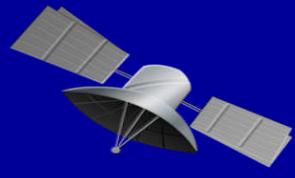
另外，GPS相对定位所求得的GPS基线向量通常是以WGS-84坐标差的形式表示，对于这种特殊的坐标表示形式，应考虑其相应的转换模型。

为了与传统测量成果一致，常将GPS成果投影到平面，形成GPS二维坐标系成果，因此还应考虑二维坐标转换。



6.3.1 空间直角坐标系与椭球大地坐标系的关系





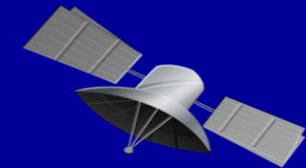
正解

$$\left. \begin{aligned} X &= (N + H) \cos B \cos L \\ Y &= (N + H) \cos B \sin L \\ Z &= [N(1 - e^2) + H] \sin B \end{aligned} \right\}$$

反解

$$\left. \begin{aligned} B &= \arctg \left[\frac{1}{\sqrt{X^2 + Y^2}} * \left(Z + \frac{c * e^2 * \operatorname{tg} B}{\sqrt{1 + e'^2 + \operatorname{tg}^2 B}} \right) \right] \\ L &= \arctg^{-1} \left(\frac{Y}{X} \right) \\ H &= \frac{\sqrt{X^2 + Y^2}}{\cos B} - N \end{aligned} \right\}$$

6.3.2 三维坐标转换模型



设有两三维空间直角坐标系 $O_T-X_T Y_T Z_T$ 和 $O_S-X_S Y_S Z_S$ 有图6-4所示的关系。

1、其坐标系原点不一致，存在三个平移量 $X_0, \Delta Y_0, \Delta Z_0$ ；

2、且通常各坐标轴之间相互不平行，对应的坐标轴之间存在三个微小的旋转角 $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$ ；

3、两个坐标系的尺度也不一致，设 $O_T-X_T Y_T Z_T$ 的尺度为1，而 $O_S-X_S Y_S Z_S$ 的尺度为 $1+m$ 。

坐标转换模型有多种，应用最广的是7参数转换模型，主要有布尔沙模型和莫洛金斯基模型。

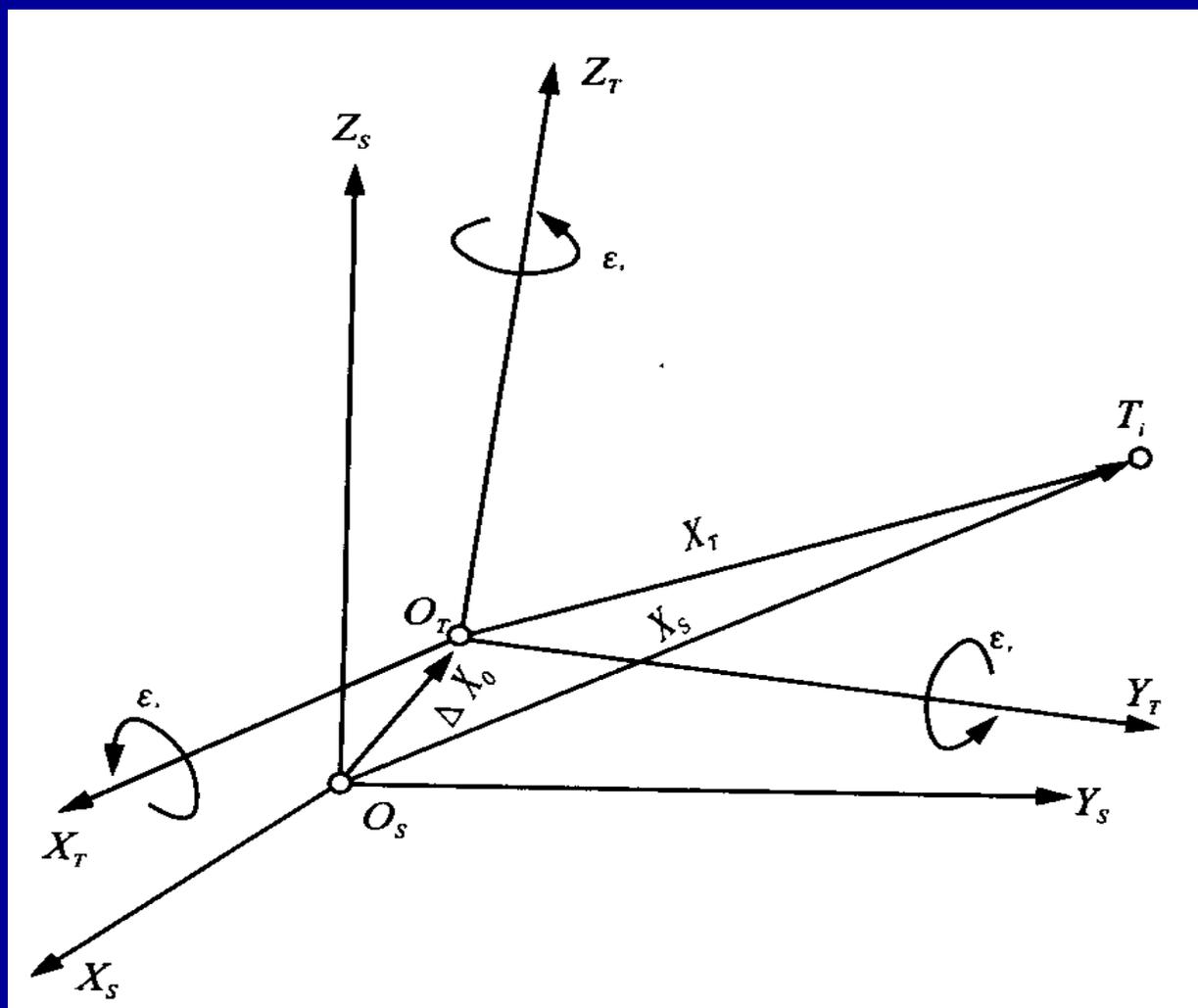
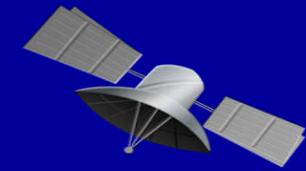
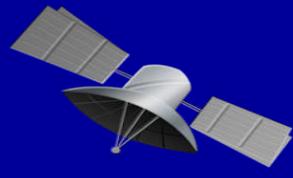


图 6-4 两空间直角坐标系的关系



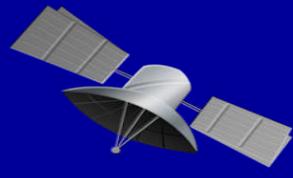
6.3.2.1 布尔沙 (Bursa) 模型

由上图可知，任意点 P_i 在两坐标系中的坐标之间有如下关系：

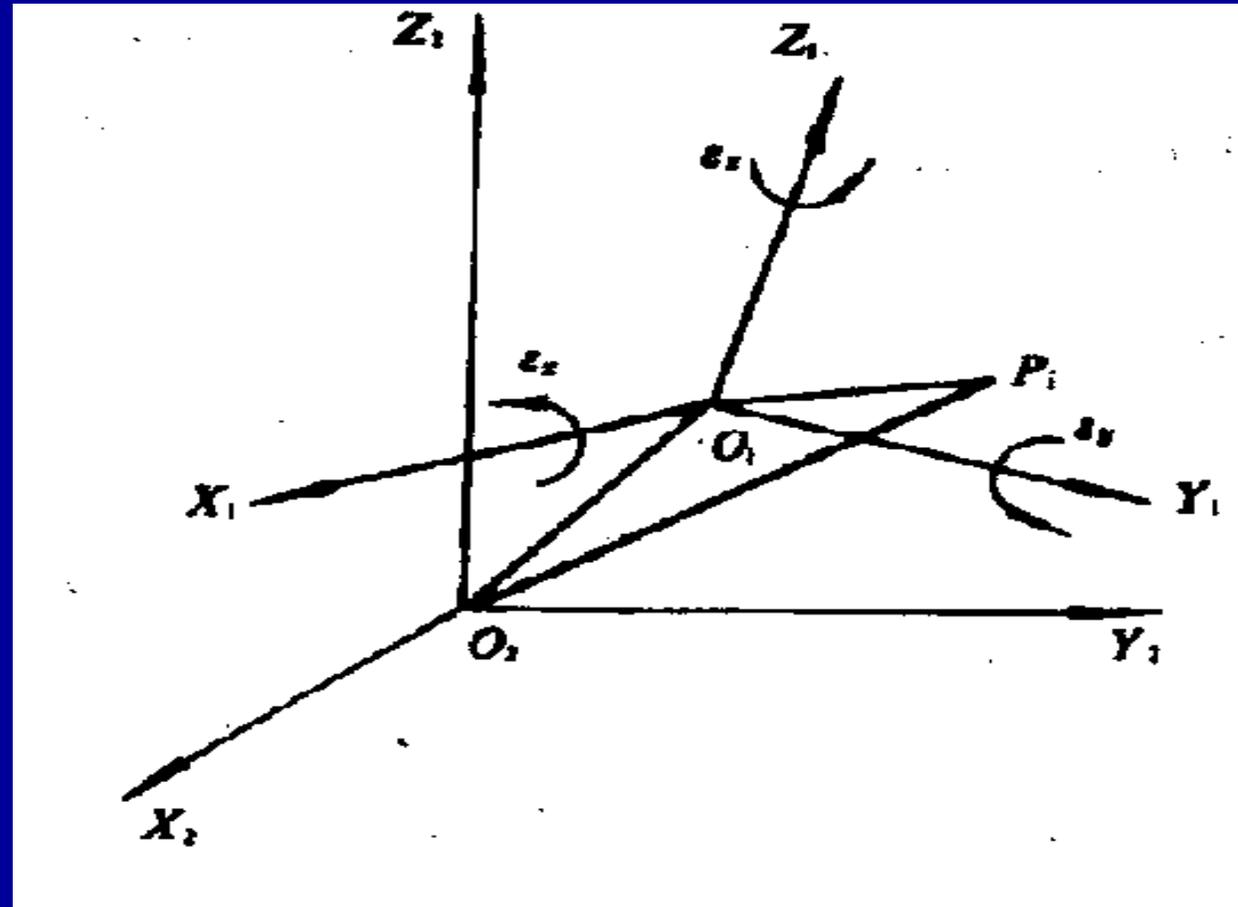
$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{i_S} = \begin{bmatrix} \Delta x_O^B \\ \Delta y_O^B \\ \Delta z_O^B \end{bmatrix} + (1 + m^B) \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{i_T} + R(\varepsilon^B) \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{i_T}$$

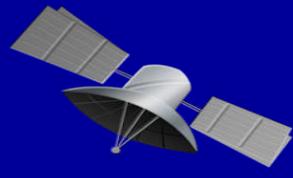
$[\Delta x_O^B \quad \Delta y_O^B \quad \Delta z_O^B]^T$ —— 平移参数； m^B —— 尺度参数。

$$R(\varepsilon^B) = \begin{bmatrix} 1 & \varepsilon_Z & -\varepsilon_Y \\ -\varepsilon_Z & 1 & \varepsilon_X \\ \varepsilon_Y & -\varepsilon_X & 1 \end{bmatrix} \text{ —— 旋转参数 } \varepsilon_X、\varepsilon_Y、\varepsilon_Z。$$



布尔沙 (Bursa) 模型





WGS-84坐标:

$X = -2054168.264$

$Y = 5634981.514$

$Z = 2162656.418$

C80坐标:

$X = -2054100.919$

$Y = 5635040.970$

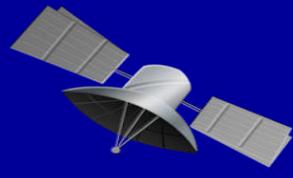
$Z = 2162661.652$

平移参数:

$X = 67.345$

$Y = 59.456$

$Z = 5.234$



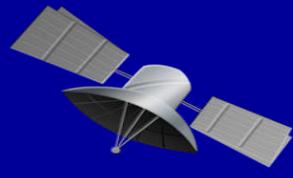
6.3.2.2 莫洛金斯基 (МОЛОВА ИСКИ) 模型

在两个坐标系中，如果认为，受尺度和旋转影响的只是任意点 P_i 与某一参考点 P_k 的坐标差，则有关系：

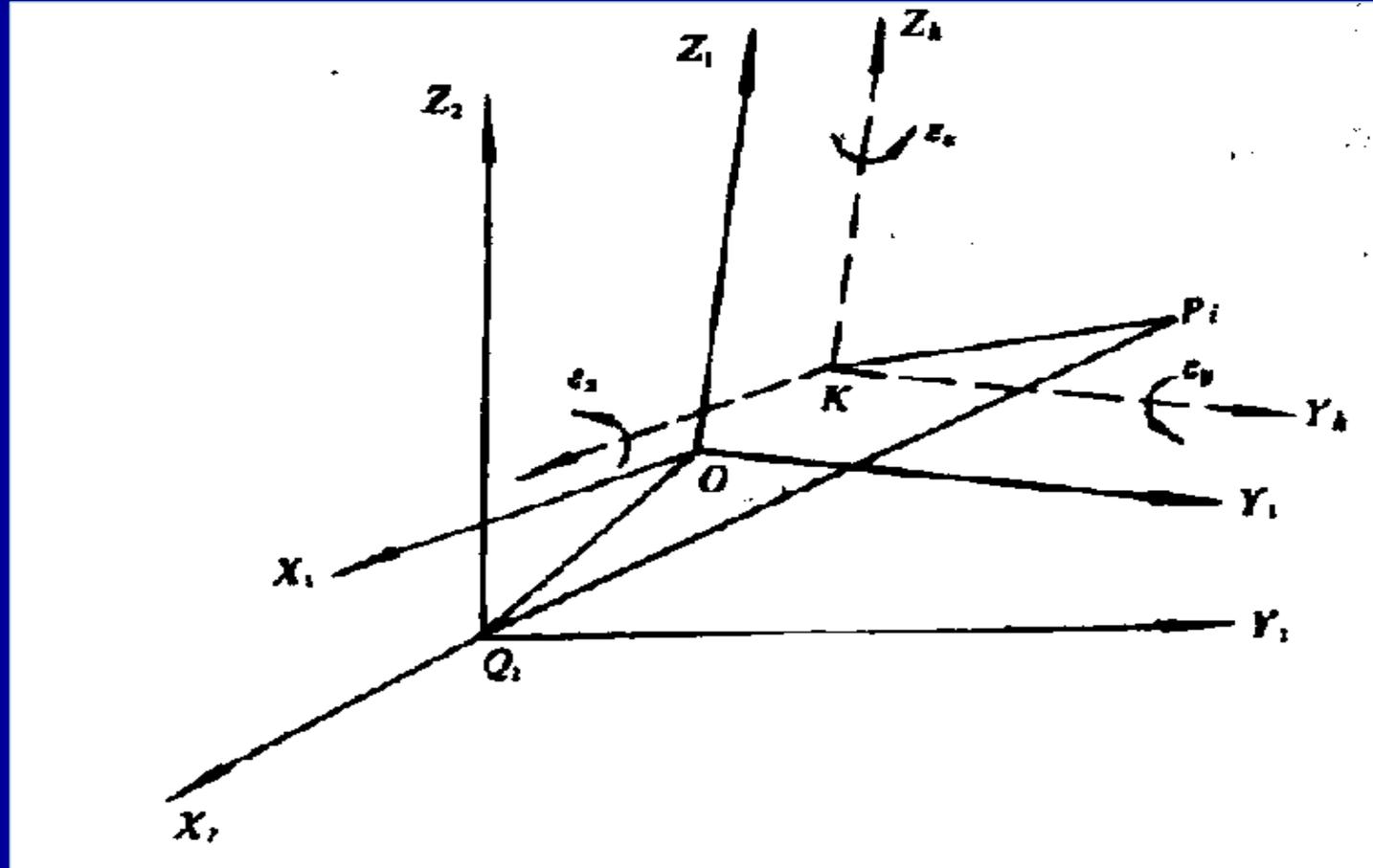
$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{i_S} = \begin{bmatrix} \Delta x_O^M \\ \Delta y_O^M \\ \Delta z_O^M \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{k_T} + (1 + m^M) R(\varepsilon^M) \begin{bmatrix} x_i - x_k \\ y_i - y_k \\ z_i - z_k \end{bmatrix}_{i_T}$$

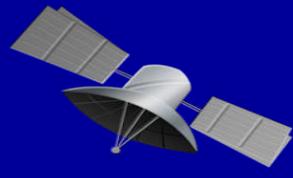
或者

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{i_S} = \begin{bmatrix} \Delta x_O^M \\ \Delta y_O^M \\ \Delta z_O^M \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{k_T} + m^M \begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \end{bmatrix}_{k i_T} + \begin{bmatrix} 1 & \varepsilon_Z & -\varepsilon_Y \\ -\varepsilon_Z & 1 & \varepsilon_X \\ \varepsilon_Y & -\varepsilon_X & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \end{bmatrix}_{k i_T}$$



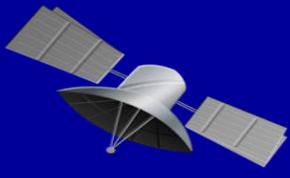
莫洛金斯基模型



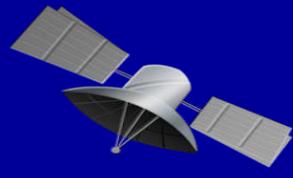


坐标转换的几点说明

- 两种模型的转换结果是等价的，但在实际应用过程中，还是有所差异。
- 布尔沙模型在进行全球或较大范围的基准转换时较为常用，但是，旋转参数与平移参数具有较高的相关性。
- 采用莫洛金斯基模型则可以克服这一问题，因为其旋转中心可以人为选定，当网的规模不大时，可以选取网中任意一个点，当网的规模较大时，则可选取网的重心，然后以该点作为为固定旋转点进行旋转。



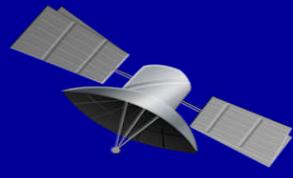
7参数坐标转换模型，除了布尔莎模型、莫洛金斯基模型外，还有维斯模型、范氏模型、武测模型，这些模型在表达形式上虽不尽相同，但参数间存在着明确的解析关系，可以相互进行转换，用它们分别换算其他点的坐标时，结果完全相同。因此，这几种转换模型是等价的。



6.3.3 三维坐标差转换模型

GPS相对定位的基线向量通常是以三维坐标差的形式表示，按照上述布尔莎模型(或其他模型)列出两个点的坐标转换方程，将两式相减，就得到两点间的三维坐标差的转换模型为：

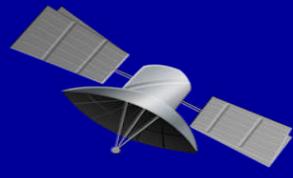
$$\begin{bmatrix} x_j - x_i \\ y_j - y_i \\ z_j - z_i \end{bmatrix}_S = (1 + m) \begin{bmatrix} x_j - x_i \\ y_j - y_i \\ z_j - z_i \end{bmatrix}_T + \begin{bmatrix} 1 & \varepsilon_Z & -\varepsilon_Y \\ -\varepsilon_Z & 1 & \varepsilon_X \\ \varepsilon_Y & -\varepsilon_X & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_j - x_i \\ y_j - y_i \\ z_j - z_i \end{bmatrix}_T$$



记 $\Delta x_{ij}=x_j-x_i$, $\Delta y_{ij}=y_j-y_i$, $\Delta z_{ij}=z_j-z_i$, 上式也可写为:

$$\begin{bmatrix} \Delta x_{ij} \\ \Delta y_{ij} \\ \Delta z_{ij} \end{bmatrix}_S = \begin{bmatrix} \Delta x_{ij} \\ \Delta y_{ij} \\ \Delta z_{ij} \end{bmatrix}_T + m \begin{bmatrix} \Delta x_{ij} \\ \Delta y_{ij} \\ \Delta z_{ij} \end{bmatrix}_T + \begin{bmatrix} 0 & -\Delta z_{ij} & \Delta y_{ij} \\ \Delta z_{ij} & 0 & -\Delta x_{ij} \\ -\Delta y_{ij} & \Delta x_{ij} & 0 \end{bmatrix}_T \begin{bmatrix} \varepsilon_X \\ \varepsilon_Y \\ \varepsilon_Z \end{bmatrix}$$

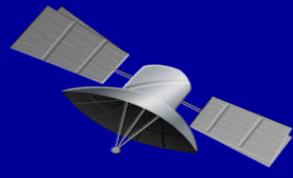
由于坐标差与平移参数无关, 所以, 三维坐标差中仅包含三个旋转参数和一个尺度参数, 且由以上任何一个7参数转换模型得到的坐标转换模型完全相同。



6.3.4 联合平差确定转换参数

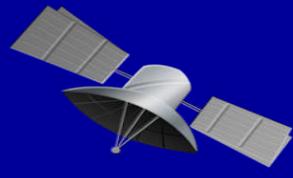
无论利用哪种坐标转换模型，均必须已知相应的转换参数。如果不知道两个坐标系间的转换参数，则需根据两坐标系在共同点(公共点)的坐标 $(X, Y, Z)_{iS}$ 和 $(X, Y, Z)_{iT}$ ($i=1, 2, 3, \dots$)，代入转换模型反求两个坐标系间的转换参数，然后利用所求得的转换参数再回代到模型中对另一部分点进行坐标转换。一般常用联合平差的方法求转换参数。

可以将布尔莎转换模型写成如下形式：



$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{i_S} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & x_{i_T} & 0 & -z_{i_T} & y_{i_T} \\ 0 & 1 & 0 & y_{i_T} & z_{i_T} & 0 & -x_{i_T} \\ 0 & 0 & 1 & z_{i_T} & -y_{i_T} & x_{i_T} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta x_o \\ \Delta y_o \\ \Delta z_o \\ m \\ \varepsilon_X \\ \varepsilon_Y \\ \varepsilon_Z \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{i_T}$$

布尔莎模型的变形形式



或者

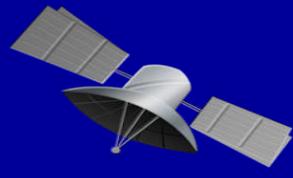
$$X_{is} = C_i T + X_{iT}$$

式中

$$X_{is} = [x_{is} \ y_{is} \ z_{is}]^T, \quad X_{iT} = [X_{iT} \ Y_{iT} \ Z_{iT}]^T$$

$T = [\Delta x_0 \ \Delta y_0 \ \Delta z_0 \ m \ \varepsilon_x \ \varepsilon_y \ \varepsilon_z]^T$ 是要确定的7个转换参数组成的向量。

要确定7个参数，至少需要同时知道三个公共点在两坐标系的坐标值，利用最小二乘法对参数T进行求解。由于这两个坐标系分别属于卫星网的地心坐标系(S)和地面网的参心坐标系(T)，所以将这个求解过程称为**卫星网与地面网的联合平差**。



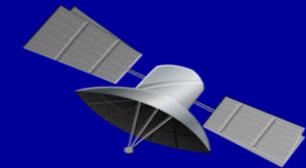
6.4 GPS网的三维无约束平差

GPS网是由GPS相对定位求得的基线向量构成的空间基线向量网，并在GPS网平差时，将这些基线向量及其协方差作为网平差的基本观测量。

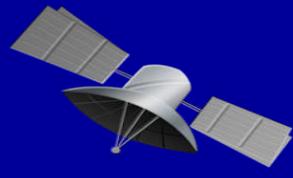
GPS空间三维基线向量网平差常采用以下几种平差类型：

(1) 三维无约束平差：GPS基线向量本身已隐含尺度基准和方位基准，因此在三维平差中可只选某一点的固定坐标进行网平差，即所谓的无约束平差。三维无约束平差是GPS网平差中不可缺少的步骤，它可发现基线向量中存在的粗差、系统误差。通过检验发现基线向量随机模型误差，可客观评价GPS网本身的内符合精度。

GPS网的三维约束平差

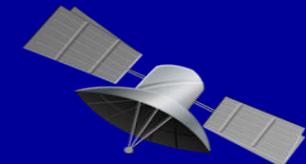


(2) **GPS网三维约束平差**：以国家大地坐标系或地方坐标系的某些点的固定坐标、固定边长和方位为网的基准，将其作为平差中的约束条件，并在平差中考虑GPS网与地面网之间的转换系数。因此，这种形式的平差是在地面参考坐标系中进行的，故称为GPS三维约束平差。该平差后获得网的坐标已是国家大地坐标系或地方坐标系的坐标，因而约束平差是目前GPS网成果转换行之有效的方法。

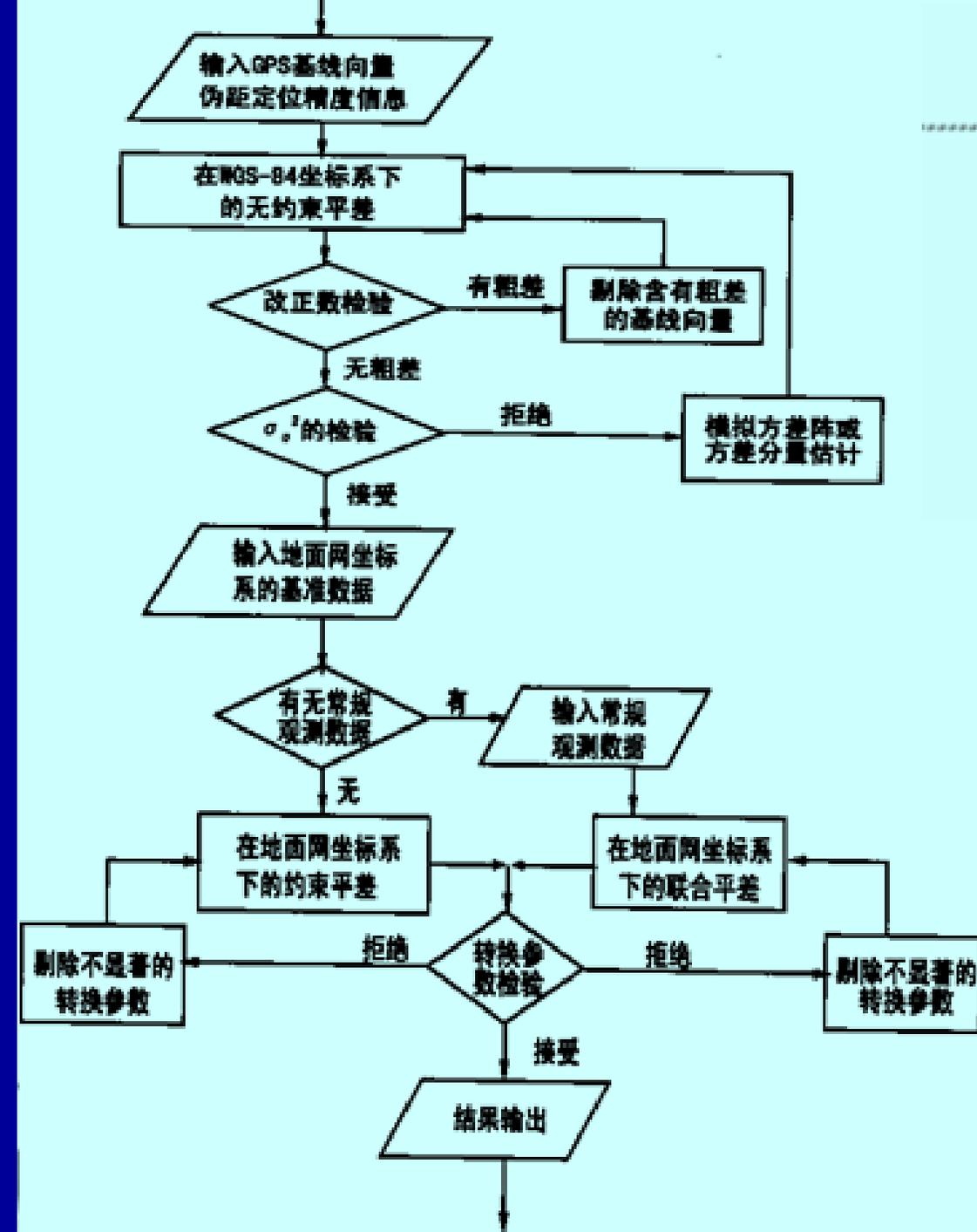


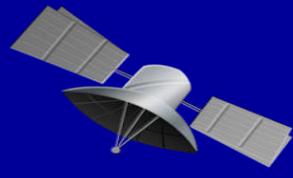
GPS网的三维联合平差

(3) 三维联合平差：平差中除了GPS基线向量观测值和地面基准约束数据外，还包含了地面常规网观测值，如边长、方向、天文方位角、天顶距、水准高差乃至天文经纬度，将这些数据一并进行平差，也就是GPS网和地面观测数据的联合平差，其平差后网中点的坐标仍属地面坐标系框架下的。

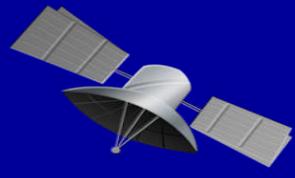


GPS三维平差的主要流程图

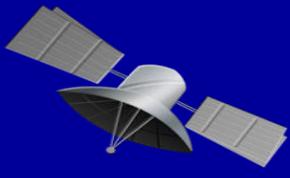




GPS网三维平差中，首先应进行三维无约束平差，平差后通过观测值改正数检验发现基线向量中是否存在粗差，并剔除含有粗差的基线向量，再重新进行平差，直至确定网中没有粗差后，应对单位权方差因子进行 χ^2 检验，判断平差的基线向量随机模型是否存在误差，并对随机模型进行改正，以提供较为合适的平差随机模型。在对GPS网进行约束平差或联合平差后，还应对平差中加入的转换参数进行显著性检验，对于不显著的参数应剔除，以免破坏平差方程的性态。

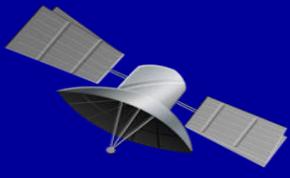


软件演示



6.6 GPS高程

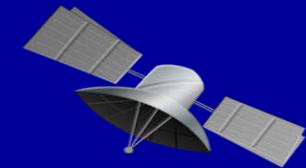
GPS相对定位高程方面的相对精度一般可达 $(2\sim 3) \times 10^{-6}$ ；在绝对精度方面，实验表明，对于10km以下的基线边长，可达几个厘米，如果在观测和计算时采用一些消除误差的措施，其精度将优于1cm。



高程系统

- 大地水准面和正高
- 似大地水准面和正常高
- 参考椭球面和大地高

正高系统



- 大地水准面和正高

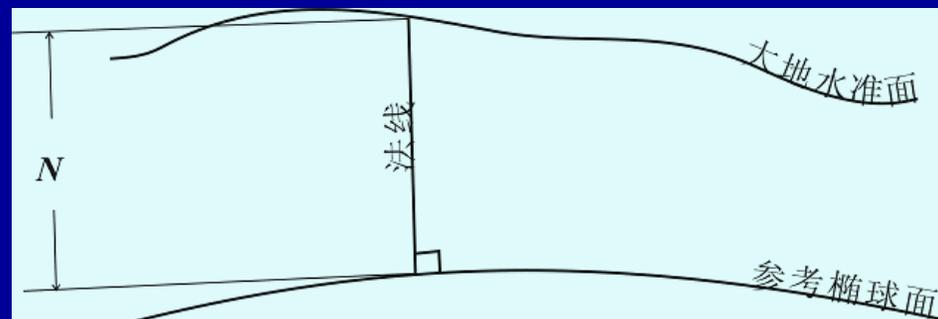
- 大地水准面 (Geoid)

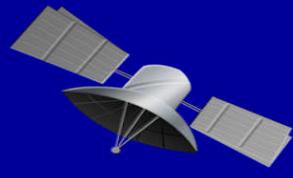
- 大地水准面

- 两相邻重力等位面之间的关系 $dW = gdh$

- 大地水准面差距 (Geoid Height) 或大地水准面起伏 (Geoid Undulation)

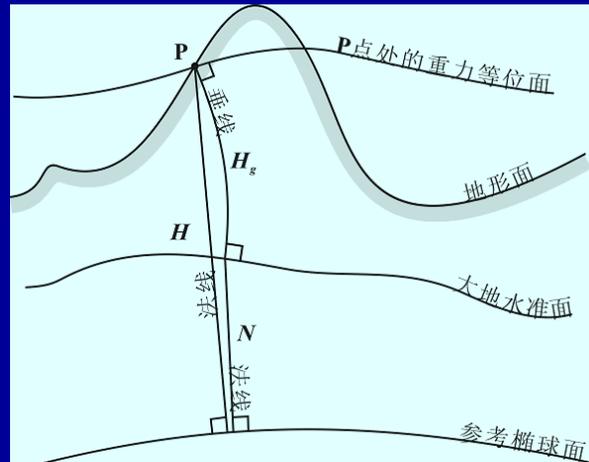
- 沿参考椭球的法线，从参考椭球面量至水准面的距离，在本书中统一用符号N表示。

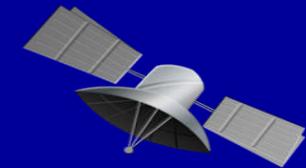




正高系统

- 大地水准面和正高
 - 正高 (Orthometric Height/Geoidal Height)
 - 几何形式的定义：某点的正高是从该点出发，沿该点与基准面间各个重力等位面的垂线所量测出的距离





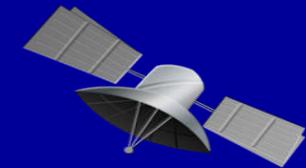
正高系统

- 大地水准面和正高
 - 正高 (Orthometric Height/Geoidal Height)
 - 物理形式的定义:

$$H_g = -\frac{1}{g_m} \int_{\text{Geoid}}^P g(h) dh$$

式中， g_m 为沿垂线方向上的平均重力值。

- 问题：平均重力值通常无法得到

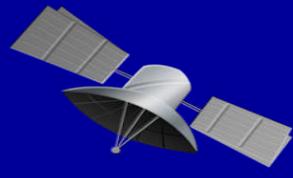


正常高系统

- 似大地水准面和正常高
 - 正常高 (Normal Height)
- 物理形式的定义

$$H_{\gamma} = -\frac{1}{\gamma_m} \int_{\text{Geoid}}^P g(h) dh$$

式中， γ_m 为平均正常重力值。



正常高系统

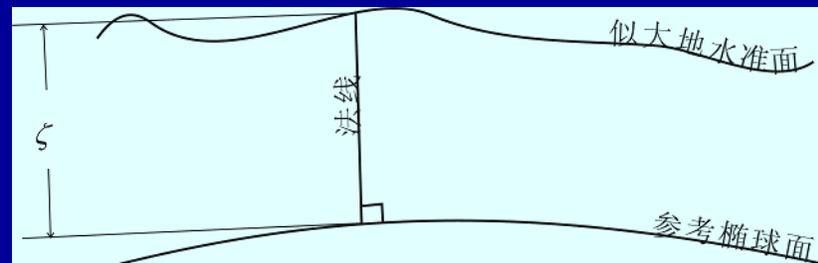
- 似大地水准面和正常高

- 似大地水准面 (Quasi-Geoid)

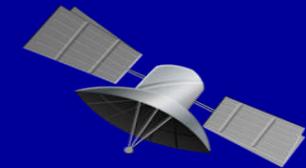
- 沿正常重力线由各地面点向下量取正常高后所得到点构成的曲面。非等位面，无确切物理意义，但与大地水准面较为接近，且在辽阔海洋上与大地水准面一致。

- 高程异常 (Height Anomaly)

- 沿正常重力线方向，由似大地水准面上的点量测到参考椭球面的距离被称为高程异常，用符号 ζ 表示。



似大地水准面和参考椭球面

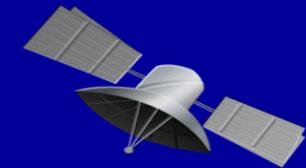


正常高系统

- 似大地水准面和正常高
 - 似大地水准面
 - 似大地水准面

$$H_{\gamma} = -\frac{1}{\gamma_m} \int_{\text{Geoid}}^P g(h) dh$$

式中， γ_m 为平均正常重力值。



正常高系统

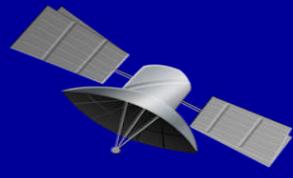
- 似大地水准面和正常高
 - 高程异常与大地水准面差距的关系

$$N = \zeta + \frac{g_m - \gamma_m}{\gamma_m} H_g$$

- 正高与正常高的关系

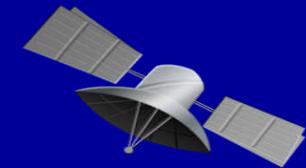
$$N + H_g = \zeta + H_\gamma$$

$$H_\gamma = H_g + \frac{g_m - \gamma_m}{\gamma_m} H_g$$



大地高系统

- 参考椭球面和大地高
 - 大地高 (Geodetic Height)
 - 定义：某点的大地高 (Geodetic Height) 是该点到通过该点的参考椭球的法线与参考椭球面的交点间的距离。大地高也称为椭球高 (Ellipsoidal Height)，用符号 H 表示。
 - 是一个纯几何量，不具有物理意义



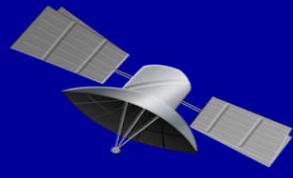
高程系统相互关系

- 不同高程系统间的关系

$$H = H_g + N \quad \text{或} \quad H_g = H - N$$

$$H = H_\gamma + \zeta \quad \text{或} \quad H_\gamma = H - \zeta$$

$$H_\gamma = H_g + \frac{g_m - \gamma_m}{\gamma_m} H_g \quad \text{或} \quad H_g = H_\gamma - \frac{\gamma_m - g_m}{\gamma_m} H_\gamma$$



高程系统小结

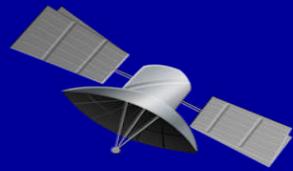
正高 (H_g)—地面点沿通过该点的铅垂线到达大地水准面的距离；**基准面**—大地水准面

$$H_g = -\frac{1}{g_m \text{ Geoid}} \int^P g(h) dh$$

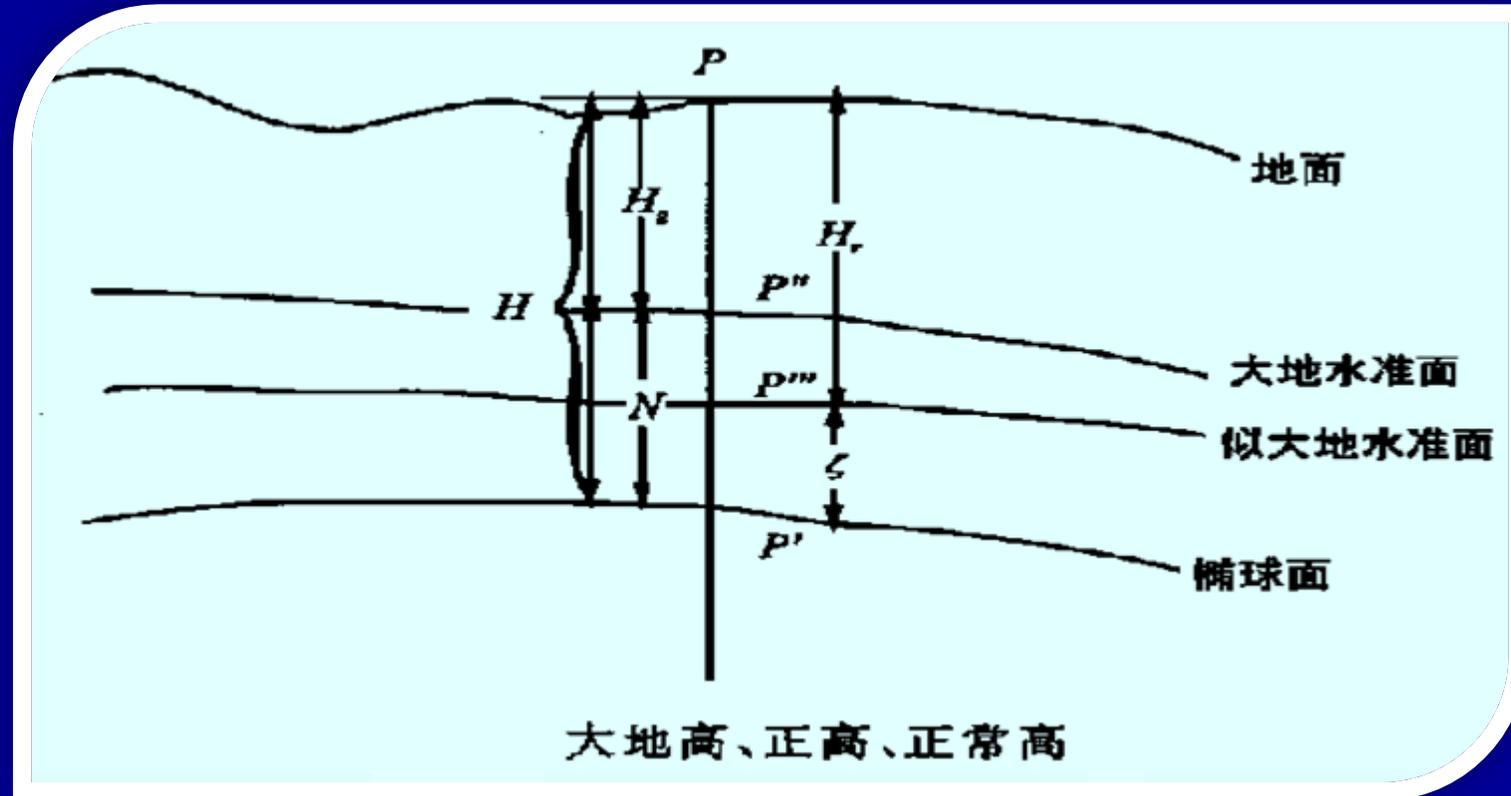
正常高 (H_r)—地面点沿通过该点的铅垂线到似大地水准面的距离；**基准面**—似大地水准面

$$H_\gamma = -\frac{1}{\gamma_m \text{ Geoid}} \int^P g(h) dh$$

大地高 (H)—地面点沿通过该点椭球面法线到椭球面的距离；**基准面**—参考椭球面

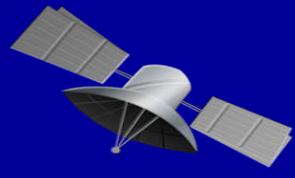


高程相互关系



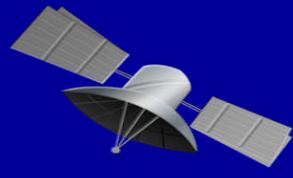
大地高与正常高的关系:

$$H = H_{\gamma} + \zeta$$



GPS测高方法

- 等值线图法
- GPS水准

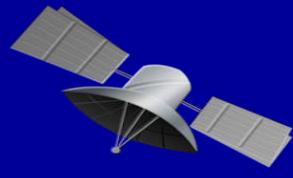


等值线图法

从高程异常图或大地水准面差距图分别查出各点的高程异常或大地水准面差距，然后分别采用下面两式可计算出正常高和正高。

$$\text{正常高: } H_{\gamma} = H - \zeta$$

$$\text{正高: } H_g = H - h_g$$

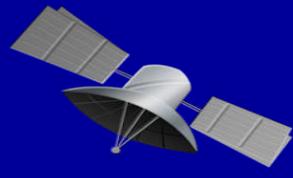


等值线图法

采用等值线图法确定点的正常高和正高时要注意以下两个问题：

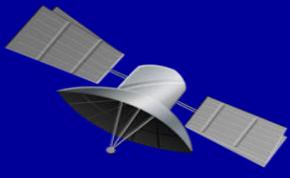
(1) 注意等值线图所适用的坐标系统，在求解正常高或正高时，要采用相应坐标系统的大地高数据。

(2) 采用等值线图法确定正常高或正高，其结果的精度在很大程度上取决于等值线图的精度。



GPS水准

众所周知，实际应用中的地面点高程是以似大地水准面为起算面的正常高，而GPS高程是以WGS-84椭球面为基准的大地高。两者之间相差为高程异常 ζ ，显然，如果知道了各GPS点的高程异常 ζ ，则可由各GPS点的大地高求得各点的正常高。

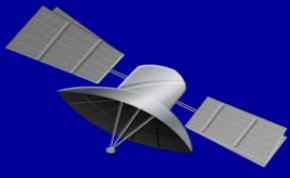


GPS水准

GPS水准包括两方面的内容

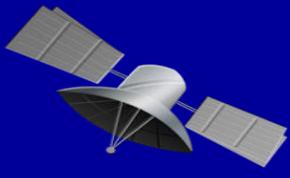
1. 采用GPS方法确定大地高
2. 采用其他技术方法确定大地水准面差距或高程异常

GPS水准



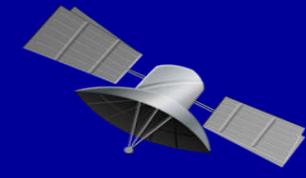
我国似大地水准面主要是采用天文重力方法测定的，其精度为1m左右，因此很难直接由GPS大地高求得正常高。目前在小区域范围内，常采用GPS水准的方法较为精确地计算GPS点的正常高。

所谓GPS水准就是在小区域范围的GPS网中，用水准测量的方法联测网中若干GPS点的正常高(这些联测点称为公共点)，那么根据各GPS点的大地高就可求得各公共点上的高程异常。然后由公共点的平面坐标和高程异常采用数值拟合计算方法，拟合出区域的似大地水准面，即可求出各点高程异常值，并由此求出各GPS点的正常高。

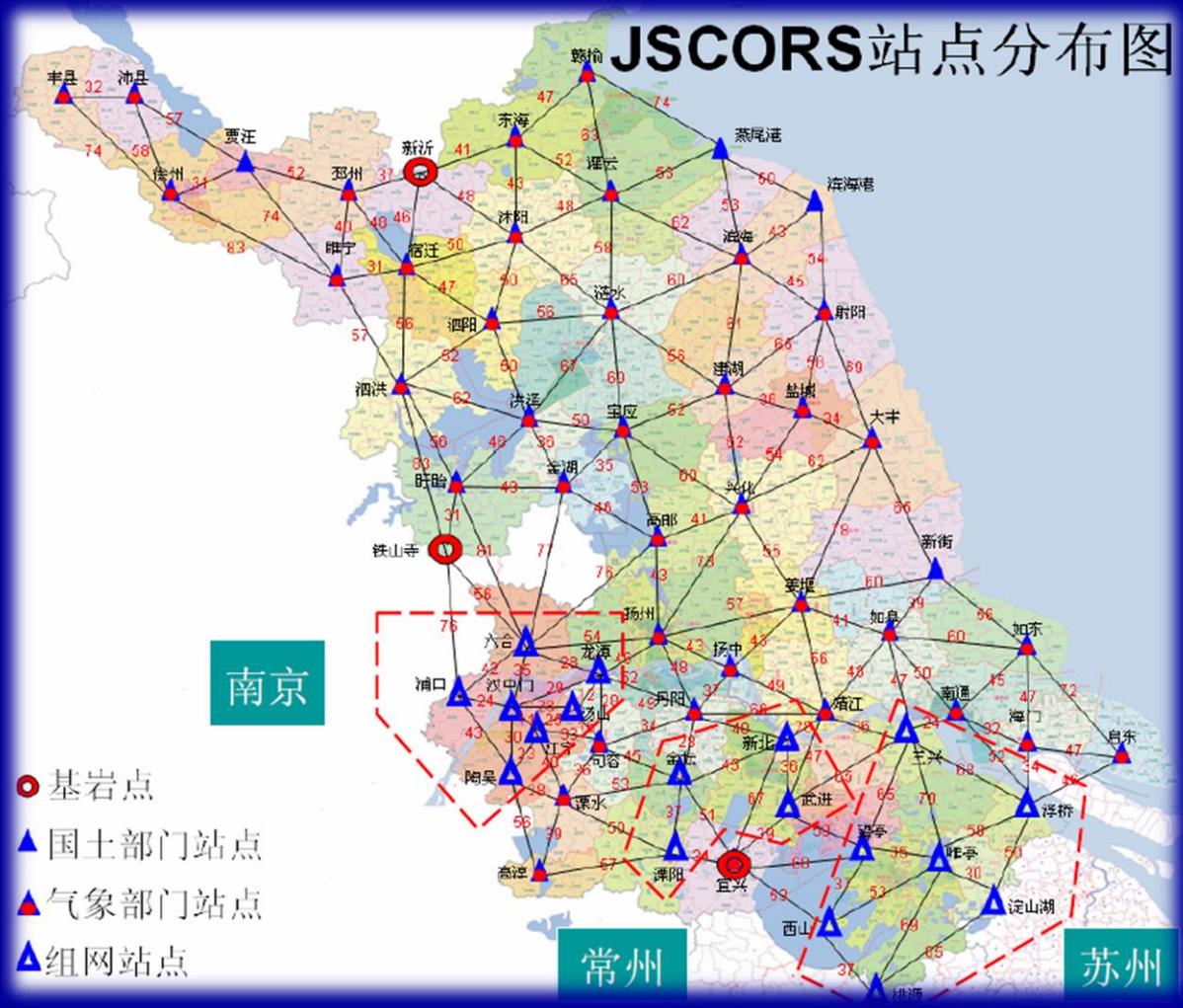


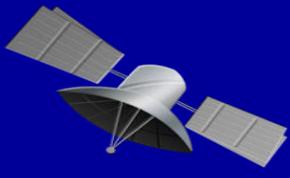
GPS水准

目前，国内外GPS水准主要是采用纯几何的曲面拟合法，即根据区域内若干公共点上的高程异常值，构造某种曲面逼近似大地水准面，随着所构造的曲面不同，计算方法也不一样。其中，主要的方法有：平面拟合法、曲面拟合法、多面函数拟合法、样条函数法等。



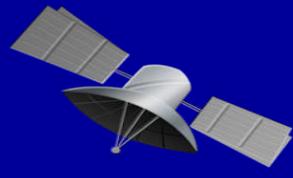
基于CORS网的GPS测高





拟合法—基本原理

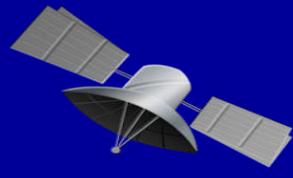
所谓高程拟合法就是利用在范围不大的区域中，高程异常具有一定的几何相关性这一原理，采用数学方法，求解正高、正常高或高程异常。



拟合法—注意事项

适用范围

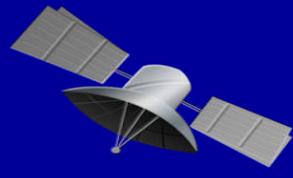
上述高程拟合法是一种纯几何的方法，因此，一般仅适用于高程异常变化较为平缓的地区（如平原地区），其拟合的准确度可达到一个分米以内。对于高程异常变化剧烈的地区（如山区），这种方法的准确度有限，这主要是因为在这些地区，高程异常的已知点很难将高程异常的特征表示出来。



选择合适的高程异常已知点

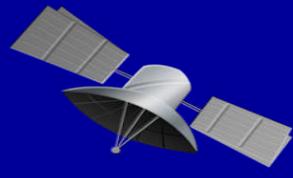
所谓高程异常的已知点的高程异常值一般是通过水准测量测定正常高、通过GPS测量测定大地高后获得的。

在实际工作中，一般采用在水准点上布设GPS点或对GPS点进行水准联测的方法来实现，为了获得好的拟合结果要求采用数量尽量多的已知点，它们应均匀分布，并且最好能够将整个GPS网包围起来。



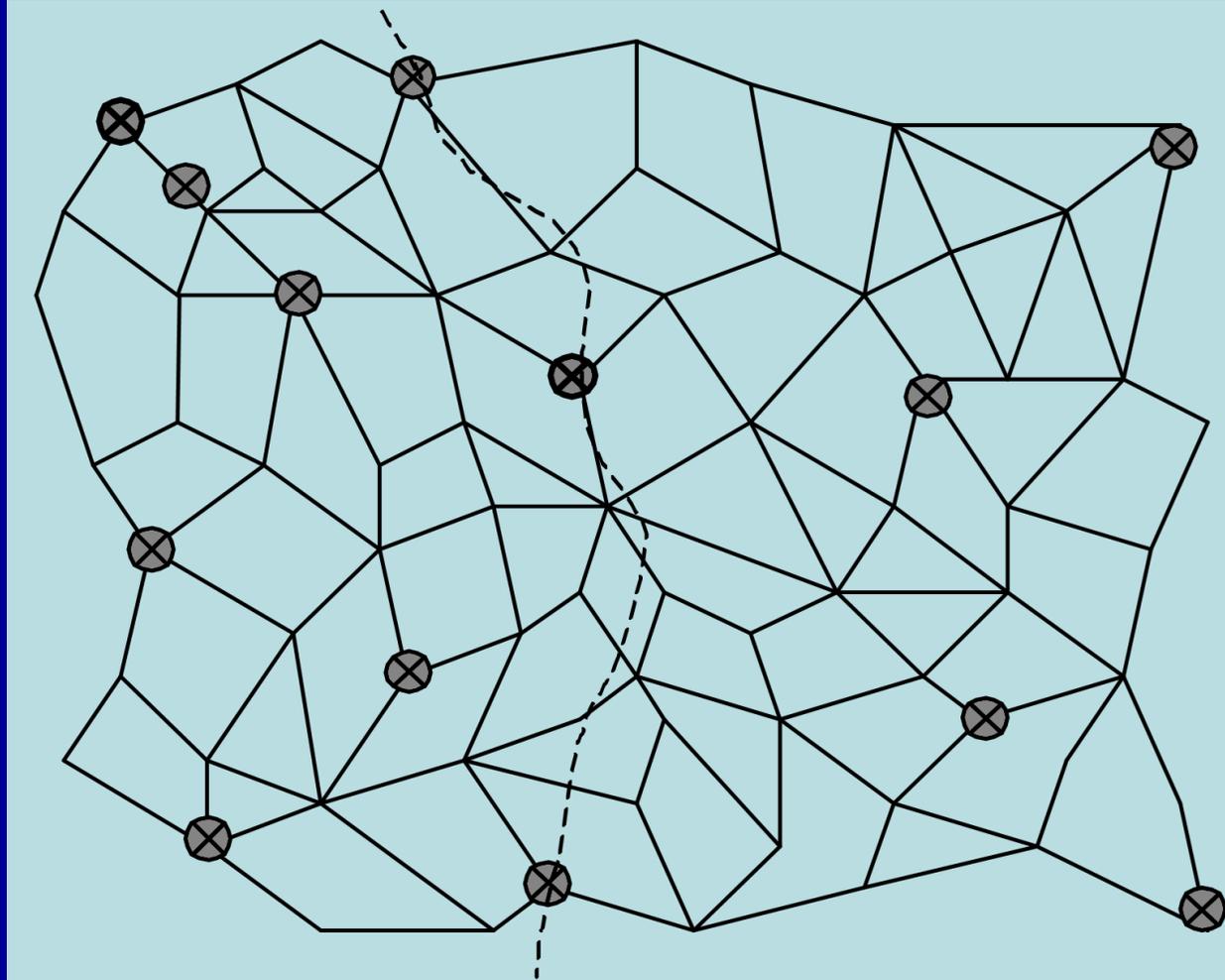
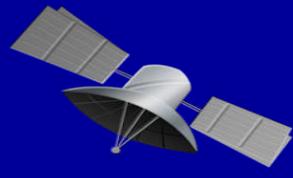
高程异常已知点的数量

若要用零次多项式进行高程拟合时，要确定1个参数，因此，需要1个以上的已知点；若要采用一次多项式进行高程拟合，要确定3个参数，需要3个以上的已知点；若要采用二次多项式进行高程拟合，要确定6个参数，则需要6个以上的已知点。

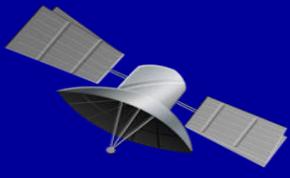


分区拟合法

若拟合区域较大，可采用分区拟合的方法，即将整个GPS网划分为若干区域，利用位于各个区域中的已知点分别拟合出该区域中的各点的高程异常值，从而确定出它们的正常高。下图是一个分区拟合的示意图，拟合分两个区域进行，以虚线为界，位于虚线上的已知点两个区域都采用。



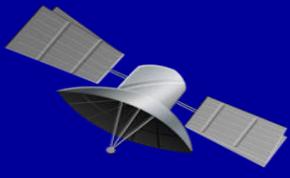
GPS水准



- 保证和提高GPS水准精度的方法

- 使用双频接收机
- 使用相同类型的带有抑径板或抑径圈的大地型接收机天线
- 对每个点在不同卫星星座和大气条件下进行多次设站观测
- 在进行基线解算时使用精密星历
- 基线解算时，对天顶对流层延迟进行估计

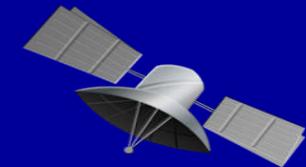
GPS高程精度



影响GPS高程精度的主要有GPS大地高的精度、公共点几何水准的精度、GPS高程拟合的模型及方法、公共点的密度与分布等几个因素。

具有高精度的GPS大地高是获得高精度GPS正常高的重要基础之一，因此必须采取措施以获得高精度的大地高，其中包括改善GPS星历的精度，提高GPS基线解算起算点坐标的精度，减弱对流层、电离层、多路径误差的影响等。

GPS高程精度



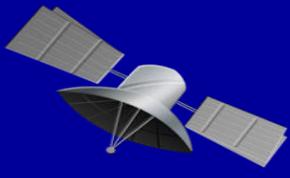
几何水准测量必须认真组织施测，保证提供具有足以满足精度要求的相应等级的水准测量高程值。

应根据不同测区，选用合适的拟合模型，以便使计算既准确又简便。均匀合理且足够地布设公共点，点位的分布和密度影响着GPS高程的精度。对于高差大于100m的测区，应加地形改正。

对于大区域范围，可采用重力场模型加GPS水准的方法，拟合时对于不同趋势的区域，采用分区平差方法。

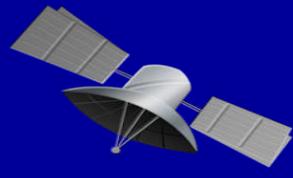
理论分析和实践检验表明，在平原地区的局部GPS网，GPS水准可代替四等水准测量。在山区只要加地形改正，一般也可达到四等水准的精度。

高精度（厘米级）、高分辨率区域（似）大地水准面精化



正常高与大地高的互相转换必须通过似大地水准面做媒介。在空间大地测量时代，似大地水准面比以前显得更加重要，因为GPS测量大地高的精度可以很容易达到厘米级，如果配以厘米级的似大地水准面，便可得到厘米级的正常高。用这种方法代替耗时费力的几何水准，真正实现GPS定位技术在几何和物理意义上的三维定位功能，使得平面控制网和高程控制网分离的传统大地测量模式成为历史，准实时地得到厘米级的正常高，正在成为大地测量追求的目标之一。

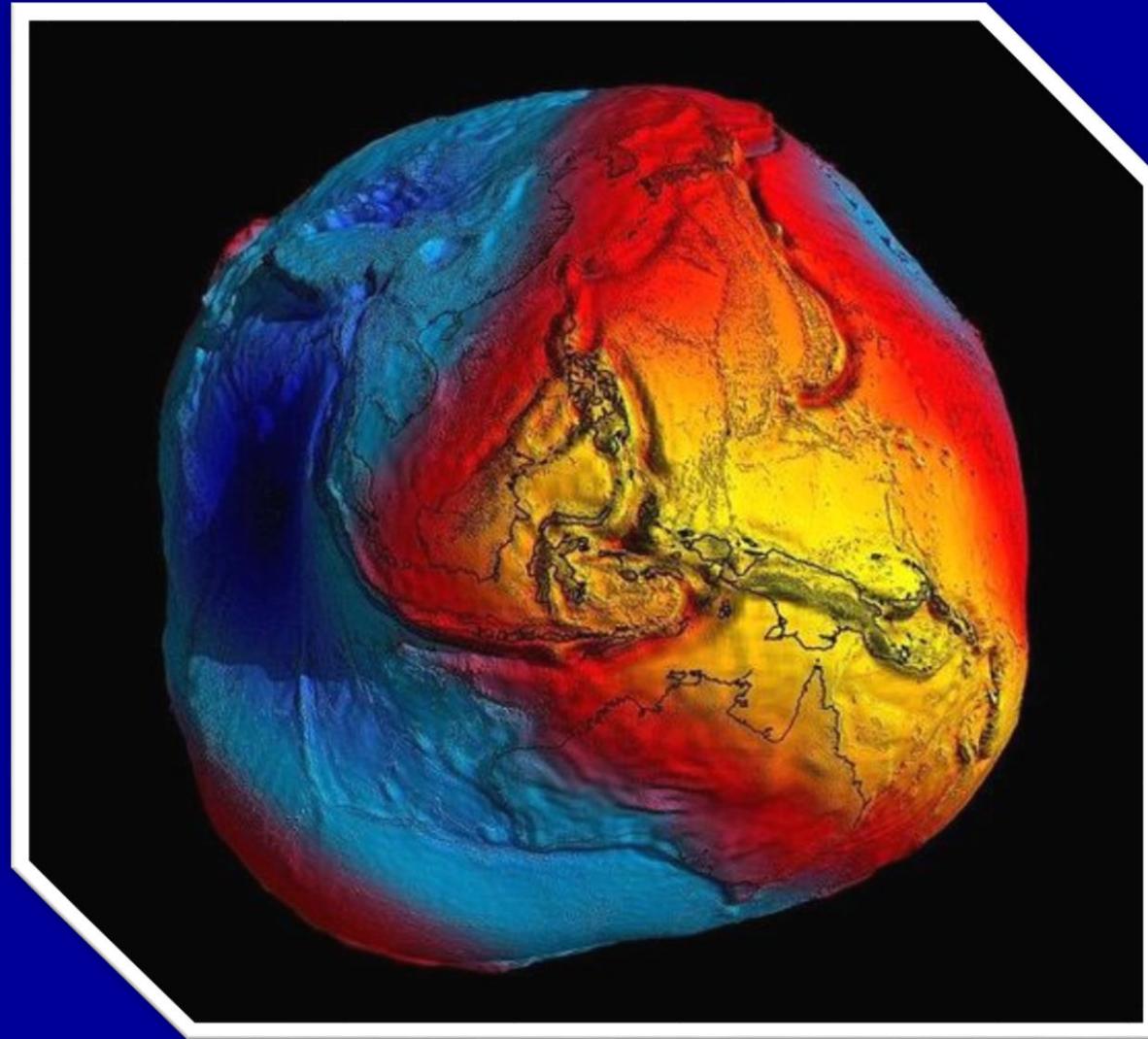
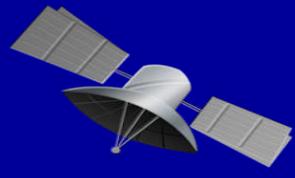
当然，对于某些精密工程测量来说，还是需要高精度的水准测量来进行高程传递。



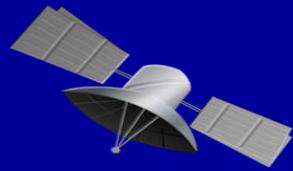
大地水准面精化技术

大地水准面是静止海水面并向大陆延伸所形成的不规则的封闭曲面，曲面上的重力处处相等，大地水准面表征了地球的基本几何与物理特征，是大地测量基准，也是海拔高程系统的起算面。大地水准面的形状反映了地球内部物质结构、密度和分布，对海洋学、地震学、地质勘探和石油勘探等相关地球学领域研究和应用具有重要作用，因此，不断精化全球和区域的大地水准面是大地测量的重要内容之一，也是一项重要的基础测绘工作。

欧航局GOCE卫星绘制大地水准面图：扭曲变形成“土豆”



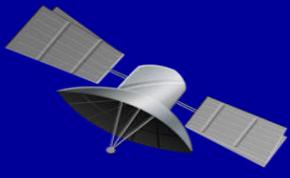
厘米级大地水准面精化技术



目前，在地形测图和工程测量中都应用水准高程，而恰恰在GPS空间定位测量和RTK动态测量中给出的是大地高，为此只有在进行大地水准面精化后，求出该处的高程异常，才能将大地高程转化成水准高程。

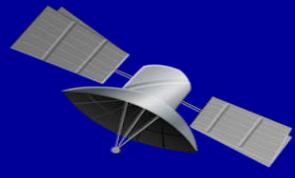
众所周知，传统的水准测量具有劳动强度大、工作效率低的缺陷，随着GPS快速定位技术和动态RTK技术的推广应用，将逐渐取代低等级水准测量，如航测像片高程联测、工程竣工测绘的地面标高、地下管线测量中的管线标高。因此，大地水准面精化在大地测量基准建设、普通地形测绘、地下管线跟踪测绘和军事建设中，有着极其重要的作用和明显的社会效益。

大地水准面精化成果的应用



大地水准面精化的最终成果提供一个区域范围内的高程异常改正插值软件。无论在GPS静态测量还是GPS动态测量过程中获取的大地高，并从高程异常改正插值软件中获得该点的高程异常，便可以求得正常高（水准高）。 $H_r = H - \zeta$

目前，大地水准面精化的精度受GPS空间定位精度的制约，特别是高程精度的制约，大地高的测定精度决定了大地水准面精化的拟合精度；同时大地水准面精化的拟合精度还与水准联测的精度，拟合点的数量、重力场分辨率等因素密切相关。



本章结束，谢谢！