

国际大地测量学和地球物理学联合会(IUGG)

第 20 届大会大地测量学文献综合分析

胡明城

国家测绘科技情报所

1992 年 3 月

前 言

IUGG 第 20 届大会是一次盛会,大地测量学内容之丰富,超过了以前几届。为了使国际会议成果为全国同行所共享,笔者曾经对第 17 和第 18 届大会的大地测量学文献作过简要的综合报导。

情报分析工作应当为决策提供充分根据,为科研指引方向,为教学提供构架。按这样的要求,概要性的综合报导是远远不够的。因此,这次的综合分析力求内容充实,有些地方还参考会议外的其他文献作了补充。

这次大会的大地测量学文献除了各国的国家报告之外,论文约 370 篇。面对大量资料,从初读、筛选、精读和综合分析,到最后整理成材,工作量是相当大的。情报分析工作贵在快而准,既不能因任务重而拖延时间,也不能因赶时间而有重大疏漏。笔者以垂暮之年,肩此重任,有超荷之感;谬误之处,敬希读者指正。

胡明城 1992 年 3 月

目 录

一、现阶段大地测量发展的概观	(1)
二、大地控制网	(8)
三、高程测量	(9)
四、空间大地测量的现状和展望	(12)
五、甚长基线干涉测量(VLBI)	(17)
5.1 概述	(17)
5.2 地球自转监测网	(17)
5.3 GPS 卫星跟踪网	(18)
5.4 监测板块运动及其稳定性和形变	(18)
5.5 各种空间技术的比较	(19)
5.6 研究计划	(19)
5.7 数据分析方法	(19)
广义相对论性效应 时钟变化和大气层变化模型的建立 多弧解	
5.8 结果	(20)
地球自转参数测定 天球参考标架 地球参考标架 监测构造运动	
5.9 技术改进	(22)
观测措施的改进 数据获取硬件 VLBI 相关器(Mark III A)	
5.10 展望	(24)
六、卫星激光测距(SLR)	(24)
6.1 概述	(24)
6.2 SLR 定位	(24)
6.3 Lageos 数据分析	(24)
6.4 由激光卫星轨道分析求定重力场的时间变化	(25)
七、卫星雷达测高	(25)
7.1 概述	(25)
7.2 卫星测高应用于地球物理学	(25)
大地水准面误差和重力误差 区域大地水准面高和重力异常	
局部重力异常 板块构造	
7.3 TOPEX/POSEIDON 任务及其对海洋学的应用	(28)
7.4 格网重力异常及其对石油勘测的应用	(29)
八、全球定位系统(GPS)	(30)
8.1 概述	(30)
8.2 静态定位	(31)
建立大地控制网 工程测量 监测地壳运动 监测全球海面变化	
监测地球自转运动	
8.3 半运动定位	(32)
8.4 运动定位	(32)

8.5 GPS 的干扰因素	(34)
电离层和对流层折射 载波相位整周未知数	
8.6 GPS 卫星轨道测定	(35)
九、重力测量和重力场模型	(37)
9.1 概述	(37)
9.2 静态重力测量	(38)
9.3 运动载体上的重力测量	(39)
9.4 空间重力任务	(40)
9.5 全球重力场模型	(41)
一般情况 80 年代的几个模型 GEMT 系列的重力场模型	
TEG 系列的重力场模型 高阶次的重力场模型	
建立重力场模型的技术 重力场模型的其它表现形式	
重力场的变化 牛顿定律的检验 建立局部重力场模型	
十、地球自转	(46)
10.1 概述	(46)
10.2 极移的激发	(47)
10.3 日长变化	(47)
10.4 章动	(48)
10.5 参考标架和数据组合	(49)
十一、现代板块运动与地壳形变	(49)
11.1 概述	(49)
11.2 现代板块运动模型	(50)
11.3 板块边界及其形变	(51)
11.4 板块和地幔对流以及地幔构造和过程	(51)
11.5 地壳形变的监测	(52)
11.6 标石的稳定性和长期性	(54)
十二、地震预测	(55)
12.1 概述	(55)
12.2 断裂机制	(55)
12.3 长期预测	(55)
12.4 短期预测	(57)
12.5 中期预测	(58)
地壳形变 地震活动模式	
12.6 同震形变和震后形变	(59)
12.7 Loma prieta 地震的监测	(59)

一、现阶段大地测量发展的概观

大地测量目前处于一个过渡时期。从它的服务对象来看,为测图和国家经济建设提供控制,只是它的初级发展阶段,这样的传统任务现在越来越少了。另一方面,作为一门基础地学,它在地学中的地位和作用越来越重要了;为地学的各个领域服务,是它的高级发展阶段。目前它正在由初级阶段向高级阶段过渡。目前地学研究的总目标有二:一是减轻自然灾害为人类带来的损失;二是寻找矿藏。大地测量在这两方面都起着非常重要的作用。

地球受到来自其它天体的作用力(主要是日月引力)的影响;在地球系以内,大气圈、固体地球和海洋之间以及地幔和地核之间存在相互作用;地球内部存在力源;再加上冰期和间冰期的影响,使得地球呈现多种多样的地球动力现象。地球动力现象是极其复杂的,大体上可分为两类:一是整体性运动,二是地壳运动。

整体性运动包括:

1. 岁差和章动 是地轴方向相对于空间的运动,主要起因于日月引力,但地球弹性和核幔界面也有影响。

2. 地球自转不均匀 包括地轴方向相对于地球本体的运动(极移)和地球自转速度变化(日长变化)。它们的起因很复杂,主要独立作用因素有3种:其一,当大气圈质量迁移时,通过大气圈与固体地球和海洋的相互作用来影响地球自转;其二,由于地球具有弹性,在其自转中,离心力使地球内部质量迁移,转动惯量和角动量都发生变化,从而改变地球自转状态,这就是地球所受到的惯性力作用;其三,日月引力以两种方式影响地球自转,一是直接影响,二是通过它们所引起的海潮和固体潮间接影响地球自转;地球自转也反过来影响海潮和固体潮。

3. 海潮和固体潮 是日月引力引起的,但固体潮也与地球内部的滞弹性有关。

地壳运动包括:

1. 全球板块运动 在地表下厚度不足100公里、具有一定弹性的坚硬岩石,称为岩石圈,它包括地壳和地幔最上面的一薄层。岩石圈被分裂为若干个板块,称为岩石圈板块,它们在不断运动中,以海岭、海沟和转换断层为其边界,在海岭上生成,在海沟消失。转换断层有的在海底,有的在陆地。两相邻板块在陆地上的碰撞地带,形成造山带。引起板块运动的机制还未最后肯定,目前一般可以接受的解释是地幔对流说。

2. 区域和局部地壳运动 发生在板块边界内的区域地壳运动,是板块运动的结果。板块内部也有构造活动,按活动范围的大小形成区域和局部地壳运动。

在以上的各种地球动力现象中,海潮研究是最成熟的,已不存在什么问题。岁差和章动以及固体潮的研究也比较成熟,已建立了它们的数学模型,但因它们都涉及地球内部,还需要随着人们认识的深化而加以改进。全球板块运动虽然建立了模型,可以进行概略推估;但它本身仍然是一种学说,有很多待解决的问题,例如板块存在的确切原因,板块生成和消失的细节,板块及其边界的强度,发育新板块边界的条件,以及地幔对流的真实性,等等。关于地球自转不均匀,虽然知道了它们的主要作用因素,但很多细节还不清楚,目前还不能建立模型进行推估。

作用于地球的力源可分为周期性的和非周期性的。日、月引力以及地球自转和地轴摆动引起的惯性力属于前者,由此产生的运动和形变是周期性的,不会积累。反之,各种地壳运动的力源是非周期的,会使形变积累,形成构造运动。透过各种复杂的地球动力现象,探

索其力学机理,进而掌握其发生和变化的规律,预测其发展趋势,属于地球动力学的任务。这一学科具有不同于其他学科两种特性:一是多学科性,它涉及大地测量学、地球物理学、天体测量学、海洋学、气象学和地质学;二是全球性,它的许多问题,都必须通过国际合作获取全球数据来解决。

从 50 年代后期开始,由于高精度电磁波测距仪、高灵敏度重力仪、卫星大地测量和甚长基线干涉测量(VLBI)等仪器和方法相继出现,不仅极大地提高了大地测量的观测精度和作业速度,而且使它具有了跨越海洋和其他障碍来获取全球数据的能力。这样,现代大地测量观测结果就可以显示出各种空间尺度和时间尺度的地球动力效应。

大地测量利用布于全球的 VLBI 站和卫星激光测距(SLR)站的观测数据测定地球自转参数(地极坐标和 UTI)和板块运动速度。测定地极坐标和 UTI 的准确度分别为 $0''.001$ 和 50 微时秒;测定板块运动速度的准确度为 1 至几个毫米/年。为了测定区域构造运动,除了利用 VLBI 和 SLR 之外,还利用全球定位系统(GPS);后者的测程实际上是没限制的,可以由 1 公里到 1000 公里或更长,在长距离上,其相对精度约千万分之一或更高。局部地壳运动的监测采用 GPS 和地面激光测距系统;后者的测程有限制,但在短距离上(大约十几公里以内),相对精度可达到千万分之一,高于 GPS。VLBI 和月球激光测距(LLR)数据相结合,可以改进岁差和章动目前的估值;测定章动角偏移的准确度已达到了 $0''.0005-0''.001$ 。为了测定海洋大地水准面、海面地形和大洋环流,采用卫星雷达测高方法。固体潮的观测采用伸缩仪、倾斜仪和固体潮重力仪。

地球重力场在地球物理学研究和空间技术中占有特别重要的地位,它直接反映地球内部的密度分布。差不多在所有的地球物理学领域(特别是矿产勘探),都需要充分的重力场复盖,或作为重力场之表象的大地水准面复盖;卫星的发射及其轨道测定,重力场是必要数据。重力场的全波谱包括长波、中波和短波成分。波段划分尚无统一标准,大致 3000 公里以上属于长波成分,100~1000 公里属于短波成分。地幔深处的密度分布表现在长波成分中,大陆岩石圈和海底地壳的局部构造特征表现在短波成分中。地幔动力过程以及固体地球、海洋和大气圈质量的迁移,都会引起重力场相应成分的变化,因而由重力场变化可以研究有关的动力过程。

地球重力场最普遍的表达形式是球谐展开式,其中各项按阶次由低到高的顺序排列,或者说按长波、中波和短波成分的顺序排列。大地测量采用多种手段获取重力场信息;由地面重力测量、船载重力测量、机载重力测量以及机载或空间重力梯度测量直接感触重力场,这是直接信息源;由地面跟踪卫星、卫星雷达测高和卫星跟踪卫星等技术获取的数据,是间接信息源。由卫星技术所求定的重力场,其分辨率视卫星轨道高度而异,卫星轨道越高,分辨率越低,所以利用高轨道卫星只能求定球谐展开式的低次项。由卫星数据求定重力场的精度,主要取决于卫星的定轨精度;一般说来,激光跟踪的定轨精度优于无线电跟踪。迄今利用地面重力测量、地面跟踪卫星和卫星雷达测高数据所建立的全球重力场模型,一般只能完全到 36 阶次,分辨率约为 600 公里。有些模型完全到了较高阶次,例如 180×180 ,但所用数据部分并非实测;这样的模型只是全球重力场的概括性描述,不能满足精密定轨、地球物理学和海洋学等方面的要求。今后随着 GPS 的全部投入使用,激光卫星 Etalon 1 和 2、Lageos 和 Starlette 观测数据的积累,以及海洋卫星测高任务 TOPEX/POSEIDON 和超导重力梯度测量任务 SGGM 的实施,估计到 2000 年前后,将出现分辨

率达到 50 公里、准确度达到 2~3 毫伽的全球重力场模型,地球物理学、海洋学、地质学和空间技术将由此受益非浅。详见 9.4 和 9.5。

由于大地测量学发展到了这样的崭新阶段,加之 60 年代末板块大地构造学说的提出,从 70 年代起,地球动力学得到了迅速发展,成为地学中目前最活跃的一个领域。事实上,从 60 年代开始,这个领域的国际多学科合作计划一个接着一个,未曾中断。如 1960—70 年期间的上地幔计划,1971—79 年期间的地球动力学计划,1980—89 年期间的岩石圈动力学和演化计划,1990 年又开始了国际减轻自然灾害十年计划。

在地球自转研究中,目前集中在三个问题:

1. 极移的主要特征是张德勒摆动,它既有激发机制,又有阻尼机制,情况相当复杂,有不少问题尚未得到解决。

2. 固体地球、大气圈和海洋的角动量的总和是守恒的,如果其中之一发生了变化,其他角动量也随之变化,这种相依关系称为角动量交换,是地学中的重大研究课题之一。将 1976—83 年期间大气层轴向角动量 M 的时间序列与同一期间日长周年变化和更短周期的变化比较,发现两者非常一致;特别值得注意的是, M 的最大值出现在 1983 年初,正在这个时候,测时结果反映地球自转速度急剧放慢,也正是在这个时候,由验潮结果发现赤道太平洋广阔海域的海面发生变化,出现了 40 厘米的月平均异常,这就是 1982—83 厄尔尼诺现象的开始,这种现象往往会引起全球气候异常,不仅涉及地区广,而且持续时间长,严重地影响人类的生产和生活。研究长期天气和气候变化的规律和原因,探索预测的新途径,成为国际社会面临的一个紧迫问题。现有证据表明,利用测时结果研究大气圈、海洋和固体地球之间的相互作用,是探索长期天气和气候预测有希望的途径之一,象 1982—83 年的厄尔尼诺现象,有可能提前 3 个月或更早作出预测。

3. 根据 1820 年以来的日长观测记录,发现日长存在着时间尺度为 20—30 年的不规则变化,其幅度约为 4—5 毫时秒。再由最近几十年的日长观测记录来看,大致每隔 10 年,地球自转速度发生突变。关于这一现象的物理起因,最可能在地核,因为液外核是地球内部唯一充分流动的部分,而且它有充分的质量改变地球自转速度。现在一般认为核—幔电磁耦合是主要激发机制。由于人们希望了解地核中磁场的产生以及磁场长期变化的不规则模式的激发机制,关于地球自转 10 年尺度不规则变化的地球物理起因的探讨,其重要性更为突出了。

卫星雷达测高结果和海洋重力场或海洋大地水准面为地球物理学和海洋学研究已作出和将要作出巨大贡献。海洋大地水准面的长波(>3000 公里)起伏是由地幔中宽阔的对流来保持的,短波(<1000 公里)起伏主要起源于海底岩石圈内和紧靠其下面的密度异常。研究结果表明,对大地水准面形状起主要作用的,是深地幔层和核—幔界面的密度异常,岩石圈的密度异常只起到次要作用。由于海水密度与海底地壳密度的显著差异,海底成为最显著的浅密度边界,所以短波起伏与海底地形强相关,也与莫霍地形的基层强相关,于是由海洋大地水准面上的一些特征标识发现了以前未能检测出来的许多海底地形特征。

大多数板块边界都在海底,不同的板块边界在大地水准面上有着不同的特征标识,也称为重力标识。在对称扩张的海岭,区域大地水准面起伏异常是由岩石圈冷却引起的;在海岭顶部,大地水准面升高,然后向两侧洋盆随着海底年龄的增加而逐渐降低。在 1000—

2000 公里的距离上,典型的起伏变化为 5—10 米。深海沟在大地水准面上也有特征标识,海沟轴线的正上方,在大地水准面上呈现深为 5—20 米、宽为 100—400 公里的狭槽;在海沟向陆的一侧,大地水准面急剧上升;在消失的板块向海的一侧,从距离海沟轴线 1000—3000 公里处开始,大地水准面逐渐上升,在海沟附近达到最大值,其幅度由 10 米到几十米。海底的大断裂带一般是由海岭系的转换断层产生的。由于转换断层两侧板块的年龄不同,其厚度和密度结构也随之而异。因此,在转换断层上,大地水准面起伏表现为梯级式的偏移,其幅度是 1—3 米,从较年轻的和较浅的一侧偏移到较老和较深的一侧。

由海洋重力场还可以检验全球扩张海岭轴的快慢。扩张慢的海岭(<60 毫米/年)通常具有高幅度的重力谷(40—100 毫伽);扩张快的海岭(>70 毫米/年)具有低幅度的重力峰(约 15 毫伽);从轴谷到轴峰的过渡突然发生在 60—70 毫米/年的扩张速度上,与此相应,大地水准面上的特征标识也发生突变。这说明海底扩张速度与重力标识之间存在相关性。

关于驱动板块运动的机制,一般可以接受的解释是地幔对流说,但并无直接证据。1986 年由卫星测高所得的海洋重力场中,发现很细微的线条状重力特征。经过谱分析之后,推断这种特征是由迅速运动的太平洋板块和印澳板块之下的小规模地幔对流引起的。虽然这一推断还不能认为是充分可靠的,但因其重要性而受到密切关注。

由卫星测高探测海底地形特征已达到了很精细的程度,不仅发现了不少海山和断裂带,凡是尺度大于 10 公里的地形特征,都可以探测出来。当至少在两个相邻测高剖面上探测出了一座海山时,就能以 15 公里的准确度确定它的位置。重力标识除了用于确定海山位置之外,在有海底地形数据的洋域,它的幅度和宽度还可以用来估计岩石圈的有效弹性厚度。由北太平洋海山的研究结果,证明有效弹性厚度与海山形成时岩石圈的年龄的平方根成正比。

海洋大地水准面上还可看出起因于岩石圈挠曲的标识,为岩石圈强度的研究提供信息。研究结果表明,岩石圈强度随着年龄增加的方式与已建立的热模型非常一致。

平均海面与海洋大地水准面是有差异的,这种差异主要是大洋流、海水密度变化和海底地形引起的,其次是一些随时变化的海洋动力现象。这些差异合并起来称为海面地形。一般简单地把海面地形定义为平均海面至大地水准面的差距。持续的大洋流称为大洋环流。

由长期卫星测高所得的平均海面可以提取大洋环流信息,它表现为平均海面对一个独立的大地水准面的持续差距,其全球洋域的均方根值在 30 至 40 厘米之间,但在个别洋域可能达到 1 米。

以上所谓的独立的大地水准面,是指利用除了卫星测高之外的其他方法所求定的大地水准面。由于上述持续差距的全球均方根值只是 30 至 40 厘米,这个独立大地水准面的准确度必须达到 10 厘米。这是卫星测高应用于海洋学研究和应用于地球物理学研究的不同点。在后一情况下,可以把长期卫星测高所得的平均海面(海面地形随时变化的部分被平滑掉了)作为是大地水准面。

对于大地测量来说,求定准确度达到 10 厘米的大地水准面,是一项很艰巨的任务。经过多年研究,定于 1992 年实施的 TOPEX/POSEIDON 任务,正是为了满足这一要求。由于卫星定轨的准确度也要求达到 10 厘米,又要采用独立的方法求定大地水准面,所以采

取了三种不同的跟踪方法。详见 7.3。

大洋流呈现一些海洋动力现象。有些海流在进入大洋之前,往往在海湾内兜圈子,称为湾流,例如墨西哥湾流。湾流的弯曲有时会变得很大,大的弯曲有时会断开,逐渐形成巨大的涡旋,称为湾流环,其直径为 200—300 公里,海面变化为 50—100 厘米。湾流环还有暖流环和冷流环之分。这些都属于短期的(几年)海洋动力特征。

认识洋流、潮汐和环流模式等海洋动力现象,有着极其重要的科学价值和实用价值。首先,这些动力现象关系到大气和海洋之间复杂的相互作用,为了改进全球数值天气预报,必须对于它们有深刻的认识。其次,洋流向各不同方向运送热量、动量和各种化学物质,影响海面的和水下的船舰;摸清洋流情况,对于倾废以及预报溢油公害和核废料的散布,是极其重要的;单就全球航运业来说,知道了洋流情况,每年燃料费用的节约即使是 1%,估计以若干亿美元计。

为了深化人们对于海洋动力现象的认识,基本问题在于了解全球中等尺度的涡旋的变化情况。为此,要求尽量消减测高误差和采用精确的海洋大地水准面,以求出纯粹的海面高变化。由重复的卫星测高剖面,已显示出了由墨西哥湾和哈特拉斯以东的湾流所构成的湾流环,并且发现北纬 35°以南的洋域是动能最小的洋域。不仅如此,卫星测高结果还可以分辨暖流环和冷流环。由卫星通过湾流环时的海面高减去海洋大地水准面高,以得出海面高残差;暖流环的残差总是正值,冷流环的残差总是负值。

前面提到的厄尔尼诺现象是最引人注目的大气—海洋相互作用现象之一。在厄尔尼诺期间,海面反响所涉及的范围很大,海面高出现几十厘米的月平均异常。虽然在过去出现厄尔尼诺现象的年份里,没有测高数据可供利用;但不论由模拟结果或者是由实际数据分析,都证实卫星测高有能力监测厄尔尼诺现象。这样,大地测量就有两种手段监测厄尔尼诺现象:一是由测时结果异常,二是由卫星测高结果异常。

板块大地构造学说可以认为是当前地学的前沿。一则是因为很多地震都发生在板块边界上,二则是因为海洋金属矿藏是在板块运动过程中产生的,所以板块运动的研究是与目前地学研究的两个总目标一致的:一是减灾,二是找矿。大地测量迄今对板块大地构造学说已作的贡献和将要作出的贡献有以下 5 个方面:

1. 由卫星测高结果和海洋大地水准面已查清了许多海地板块边界(海岭、海沟和转换断层)的分布情况。

2. 最近 10 年来利用 VLBI 和 SLR 以高精度测定了许多构造板块之间当前的相对运动速度。另一方面,地球物理学利用过去 2—3 百万年取平均的地质数据推算板块运动,于 1990 年提出了假定为刚性的 12 个板块之间的全球板块运动模型,称为 NUVEL—1。由这个模型所得的太平洋板块和北美板块之间相对运动速度,与最近 10 年由 VLBI 和 SLR 所得的该两板块之间的相对运动速度基本一致。由 2—3 百万年地质数据取平均计算的运动速度与 10 年大地测量数据取平均计算的运动速度基本一致,这一事实说明全球板块运动可能是均匀的和恒定的,至少太平洋板块和北美板块是如此。自 60 年代板块大地构造学说提出以来,板块运动恒定性是重点研究课题之一。现在这一问题可以说基本解决了。

3. 关于驱动板块运动的机制,地幔对流说虽然一般被接受了,但并无直接证据,前面提到的从海洋重力场中发现了细微的线条状重力特征,推断是小规模地幔对流引起的,但还没有足够的说服力。为了获取地幔对流信息,要求利用分辨率为 400—3000 公里的精确

重力异常数据。激光卫星 Etalon 1 和 2、Lageos、TOPEX/POSEIDON 和 Starlette, GPS 跟踪低卫星, 以及超导重力梯度测量任务 SGGM, 可望为解决这一问题作出贡献。

4. 板块大地构造学说认为, 板块是作为一个刚性整体而运动的, 它的形变主要发生在边界上。实际上板块内部也有形变和地震。由于无充分观测数据, 关于这种内部形变的机制及其在全球构造中的作用, 特别是区域构造是如何与全球构造的布局相适应的, 迄今理论上了解甚少。因此, 大地测量目前正以前所未有的空间和时间分辨率测量全球、区域和局部地壳运动, 有的国家甚至利用空间大地测量技术建立国家大地控制网, 兼供一般大地测量和地壳运动监测之用(参见第二部分)。根据全球板块运动监测网和区域运动监测网的数据, 就可以建立板块内部应力和应变的模型, 以检验刚性板块假说的真实程度, 推算板块内部形变的大小, 并探索其机制, 以解释板块内的地震活动、断裂作用和其他构造过程, 最后将板块内部形变的概念与全球范围的似刚性板块的概念统一起来。

5. 板块大地构造学说不足以描述宽度达到几百公里甚至上千公里的大陆板块边界(例如容纳印澳板块和欧亚板块碰撞运动的板块边界)内的运动状态, 这是人们早已公认的。最近几年来的实测数据表明, 海洋岩石圈存在形变, 而且集中在比原来想象的宽得多的板块边界内, 改变了板块大地构造学说中“海洋板块边界总是很狭”的概念。

地震是弹性应变积累和释放的重复周期的最后一个活动。为要了解地震发生的全过程, 前提条件是需要大地测量提供震前、同震和震后构造运动的详细而精确的记录。震前记录是地震预测的重要依据; 震后记录则为岩石圈下部(或软流圈上部)对于突然地震滑动所产生的冲击负荷的反响提供唯一信息。一次地震所释放的应变, 只有重新孕育得到恢复之后, 才能发生下一次地震; 因此, 上一次地震的同震应变场的大小和形状对于预测再次发生地震的潜在可能性是至关重要的。

为了监测震前、同震和震后地壳运动的全过程, 大地测量是唯一手段。但是, 常规大地测量方法难于连续监测这种全过程, 特别是难于得到精确的同震形变测量结果。非连续的监测数据只是地壳形变过程的离散抽样, 如果重复测量频度太低, 就存在着对地壳形变信号抽样不充分的危险。根据非连续的监测数据, 难于在时间上和空间上区分震前、同震和震后运动, 为了解导致地震的构造机制造成困难。伸缩仪和倾斜仪具有连续监测的能力, 但由于设站条件比较严格, 且易于受到局部效应的影响, 只能选择适宜地点设站, 把这些固定站上的连续观测, 少数站上的高频度观测和许多站上的稀疏观测适当地配合起来。空间大地测量技术出现之后, 使地壳运动的监测发生了巨大变革。除了已利用 VLBI 和 SLR 建立了全球板块运动监测网之外, 不少地区利用 VLBI、SLR 与 GPS 相结合, 建立了区域地壳运动监测网。许多地震活动区还利用 GPS、地面电磁波测距和水准测量建立了局部地壳运动监测网。VLBI 和 GPS 是全天候的, 可以进行连续观测; 特别是 GPS 既可安置在固定站上作连续观测, 也可以进行流动观测; 当发生地震时, GPS 观测组可以迅速赶到震中地区, 以该区之外的大地点为参考进行监测, 以获取同震形变信息。把全球网、区域网和局部网组合起来, 构成一个全面的地壳运动监测网; 这样的网对于评价现代板块大地构造学说, 对于深化人们对于应变积累的认识, 以及深化对于震中周围广大地区的震前、同震和震后运动的认识, 使地震预测成为实际可能, 将有重大意义。

海面在多种因素影响下, 呈现着极其复杂的变化。验潮记录在消除了潮汐效应之后, 所剩下的海洋信息主要是构造过程、海洋过程和气象过程的合并影响:

1. 构造过程 在空间尺度上有全球的、区域的和局部的。海底扩张引起的海面变化是全球性的。有些地区因陆地下沉引起的海面相对上升和另一些地区因冰期后陆地回跳引起的海面相对下降是区域性的。一些沿海城市地层下沉引起的海面相对上升是局部性的。

2. 气象过程 包括区域性的温度、气压和风的型式以及全球性的大气圈和海洋的变暖。后者是由于全球矿物燃料的燃烧量不断增加,导致大气圈二氧化碳含量逐渐增高而引起的。这种变暖产生两种效应:第一,海洋变暖导致海水膨胀,从而使其密度减低,容积扩大,全球海面上升;第二,全球大气圈变暖使极地冰原部分消融,融化的水流入海洋,引起全球海面上升。

3. 海洋过程 大洋环流和沿岸海流等形成的海面长期趋势。

以上三种过程引起的海面变化是长期性的。因海水盐度和温度以及气象因素季节性变化引起的海面变化是季节性的。因张德勒摆动引起的极潮很小,而且是周期性的。

目前人们最关心的海面变化,是全球海面长期上升趋势。这种趋势将引起严重的环境问题,如海岸的防护,海水侵入目前的淡水区,等等。沿海地区一般都是经济比较发达的地区,更突出了这一问题的严重性。监测海面变化,探索其长期上升的原因和规律,预测今后某一年代可能达到的数值,成为国际社会共同关心的问题。

监测海面变化完全采用大地测量方法,具体作法是用 GPS 将各验潮站联测到 VLBI 和 SLR 站上,以便在 VLBI 和 SLR 所确定的地球参考标架中监测海面变化。

所有的地球动力现象都应当在统一的地球参考标架中来测定。为此,国际大地测量协会已着手建立国际 GPS 地球动力学服务机构(IGS)。它的全球网设计除了包括一个核心网之外,还在构造活动地带、冰期后回跳区和接近于验潮站网的海岸区布设监测网,核心网与各种监测网相结合,可以测定精密的 GPS 卫星轨道,测定地球自转参数,建立地球参考标架,测定全球板块运动以及区域和局部地壳运动,全球海面变化,冰期后回跳。预定 1992 年进行联测活动,1993 正式开始工作。详见 8·6。

海洋拥有丰富的石油和金属矿产资源。为了开发海洋矿产资源,首先要研究海洋矿藏的成因。现有证据表明,许多金属矿藏是在海洋条件下形成的。例如,著名的塞浦路斯铜矿可能是中央海岭处板块生成的结果。板块大地构造学说对地质学强大的冲击,在于它以崭新的运动观点,说明海洋金属矿藏是在板块运动过程中产生的。在板块消失边界(海沟)上,岩石圈俯冲到大陆或岛弧下面,在那里熔化,产生含矿溶液,上升到地面附近,形成热水矿床。板块生成边界(海岭)是新海底产生的地方,这里海水浸入岩石裂缝,溶解由地幔上涌的高温物质,也产生热水矿床。因此,海底金属集结与板块边界之间的关系,是研究海洋金属矿藏成因的关键。利用卫星测高和重力测量数据,已查出了绝大多数海地板块边界。为了探测矿藏,除了重力数据之外,还需要磁力测量数据。前面提到的美国超导重力梯度测量任务 SGGM 正是为了测定重力场的短波部分,它反映大陆地壳和海底地壳的局部构造特征。欧洲空间局也有相同的重力梯度测量任务,称为亚里士多德任务,它除了测定重力之外,还要测定地壳的磁场异常和地核磁场的长期变化。详见 9·4。

利用上述的海洋重力场和磁场数据,结合地质和板块构造资料,有助于确定海洋矿产资源开发区。

为了开发海洋石油,美国已于 1987 年根据卫星测高数据制作了格网重力异常图。它对于发现海底厚沉积很有价值,为石油勘测部门广泛应用。详见 7·4。

为了帮助石油勘探活动,英国利兹大学地学系利用所有可能得的陆地和海洋重力测量数据,建立地区重力数据库。已完成了非洲重力计划(1986—88)和南美重力计划(1988—91),接着是东西欧重力计划(1991—94),可能还有东南亚重力计划。这些数据库对于大陆范围的大地水准面研究、沉积盆地的评估以及与此相联系的构造的研究,都有重要作用。预定在 1995 年 IUGG 第 21 届大会上提出新计划的结果。详见 9·1。

二、大地控制网

在 80 年代初,卫星大地测量定位只是用于加强和加密已有的国家大地控制网。到了 1990 年, GPS 已成为建立水平控制网的主要方法,这是因为 GPS 能够以很低的代价达到高于 $1:100000$ 的水平控制测量精度;反之,利用传统大地测量方法,需要付出相当高的代价,才能达到这样的精度。从作业速度来看,过去一个国家建立大地控制网,往往历时几十年甚至百年;现在利用 GPS 建网,即使在幅员大的国家,只需要几年的时间。

由于上述原因,一些国家已开始利用 GPS 建立国家大地控制网。

美国过去的一等三角测量锁系的质量是偏低的,在北美大地基准(NAD83)的重新平差中,除了用高精度横贯大陆导线加强之外,在包括 250000 个三角点的整体平差中,还采用 VLBI 控制尺度和方位,采用由 Transit 测定的多普勒点将锁系化为质心坐标。这是一项耗费巨大的大地测量工作,从 1973 年开始,1986 年才最后完成。然而,事隔不久,美国就着手用空间大地测量技术建立高精度的国家大地控制网。该网分为两级:A 级和 B 级。A 级是骨架网,其中各点的位置用固定的和流动的 VLBI 系统测定。这些点上也用 GPS 接收机跟踪该系统的卫星,由平差一并定轨和定位,以获取必要的准确度。因此,骨架网既是 VLBI 网,也是 GPS 网,是与 VLBI 参考标架相联系的 GPS 网。骨架网中的各点称为基准点,期望的相对位置精度为 $1:10^7 \sim 1:10^8$;预计点数约为 150 个,到 1990 年末已完成了 65 个点的观测。以 A 级网作为骨架、点距为 30~100 公里的网也在用 GPS 接收机测设中,由此构成的网称为 B 级网,期望的相对位置精度为 $1:10^6 \sim 1:10^7$;预计的点数约为 2500 个。这样,今后几年内美国将有一个遍及全国的、相对位置精度为 $1:10^6 \sim 1:10^8$ 的高精度国家大地控制网,用于满足一般大地测量工作和地壳运动监测的需要。由于利用 GPS 定位很容易达到高精度,使得一般大地测量的要求和地壳运动监测的要求越来越结合起来了。

瑞士现有的一等至三等三角网已经历了八十多年。由于各方面对于大地控制网的要求越来越高,瑞士决定利用 GPS 建立新的国家大地控制网。该网由均匀分布于全国的、点距为 20~30 公里的 GPS 点构成,适用于全国 $1 \sim 2$ 厘米(1σ)的高精度测量。各 GPS 点的位置将选择在地质稳定的地点,大多数与原有的国家三角点或水准点重合,而且选择 5 个点作为参考点,由平差归并到欧洲的 GPS 参考网中。由这样的布网原则,可以确定原有国家大地控制网的内部扭曲,估计瑞士大地基准与 WGS84 系统以及与 IERS(国际地球自转局)系统之间的转换参数,并可以监测现代地壳运动。布网工作现在已完成了一部分。

可以预料,今后将有更多的国家利用空间大地测量技术重建高精度的国家大地控制网,特别是幅员较小的国家。但是,这并不意味着原来用传统大地测量方法建立的大地控制网将废弃不用。正确的作法是,象瑞士那样,让尽可能多的新点和旧点重合,求定新、旧网之间的转换参数,使旧网继续得到应用。从监测地壳运动的角度来看,原有国家大地控

制网保存着地壳运动的历史记录,是非常宝贵的资料。例如,印度为了测定喀喇昆仑的地壳运动趋势,1980年重新观测了该地区于1912年建立的三角网(参见11.5)。美国在1989年旧金山地震之后,为了测定震后地壳形变,也重新观测了震区附近的三角网(参见12.7)。因此,保护原有国家大地控制网的标石,仍然是一项不容忽视的任务,特别是在构造活动区。

应当指出,GPS并不能代替一切。今后在小规模控制测量中和工程测量中,电磁波测距导线还会得到应用。在地壳运动监测和大坝形变监测中,采用高精度电磁波测距仪建立的三边测量网将继续发挥重要作用。

三、高程测量

传统的几何大地测量将控制测量分为两类:水平控制测量和高程控制测量;前者是二维的,后者是一维的。由于这两类控制的建立是完全分开进行的,三角点和水准点很少重合。在少数水准联测点上两者重合了,但水平位置和高程的测定采用完全不同的方法,两者的参考面也不同。因此,传统的几何大地测量无法实现三维大地测量。

卫星定位方法特别是GPS出现之后,实现了三维大地测量。但是,卫星定位所得的大地高是相对于地心参考椭球面的高,而绝大多数大地测量用户所需要的高是同重力位发生联系的正高或正常高。因此,卫星定位名义上是三维大地测量,实际上并未满足绝大多数用户对于高程的要求。

为了测定现代地壳垂直运动,传统上都采用重复精密水准测量。这一方法存在一些固有的缺陷:第一,作业效率低;第二,由于地面折射引起的系统误差的积累;第三,重复水准测量所得的高程变化不完全是地壳垂直运动,含有因地壳质量迁移引起的大地水准面变化。采用空间定位技术,直接测定地面点大地高的变化,作业率极高,不存在系统误差积累问题,也不受大地水准面变化的影响,可以说完全克服了水准测量固有的缺陷,地面点大地高的变化足以代表真正的地壳垂直运动。可惜的是,在卫星定位中,大气层传播延迟改正问题尚未得到圆满解决,大地高因此产生的误差大于水平位置的误差。因此,就监测地壳水平运动来说,卫星定位法是很强的手段;但监测垂直运动目前精度还偏低(参见下面)。

由于上述原因,尽管空间大地测量技术有了惊人发展,水准测量的重要性并未失色,仍然受到各国的高度重视,国际协作的水准网平差在进行中,其中主要的是欧洲统一水准网和北美水准网。

欧洲统一水准网包括芬兰、瑞典、英国、丹麦、荷兰、比利时、法国、德国、瑞士、奥地利、意大利、西班牙和葡萄牙等国的一等水准路线。全网共有625个高程主点(其中有50个接合点)和66个验潮站水准点。共有845条水准路线,其中包括英、法之间、丹麦和瑞典之间的流体静力联测路线以及丹麦境内的两条流体静力联测路线,共构成221个闭合环。结点阿姆斯特丹的地球位数作为是全网高程基准。平差将分成两个阶段:第一阶段是自由网平差和观测值的统计检验,不与平均海面数据结合。计算所有结点、接合点和验潮站水准点的高程和中误差。观测值的权是与路线长度以及与各个国家一公里水准测量中误差成反比来估计的。由于未知数有625个之多,法方程的排列方式要使计算工作量为最小,只存储不为零的元素(大约占整个三角阵的2.6%)。第二阶段是对欧洲各平均海面之差进行

比较,并作统计检验。最后平差结果称为 1973 年欧洲统一水准网,简称为 UELN73。

北美水准网包括的水准路线原来长 75000 公里,1929 年进行过一次平差,所得的结果称为 NAVD29(北美 1929 年高程基准)。这次平差中,把全网强制与十多个验潮站的高程符合,从而引起了翘曲;在这次平差之后,又把历年完成的 625000 公里的水准路线零碎地附合到旧网上。加之地壳垂直运动、地层沉降和冰期后的回跳等动力现象,现有的许多水准点的高程已经不可靠了。从 1982 年起,美国、加拿大、墨西哥和中美各国共同拟定了一个重新平差北美水准网的计划,其要点是以新观测的高差作为骨架,由网的重新平差得出各水准点现代实际的高程值。为此,许多一等水准路线都要重测,其中美国到 1990 年为止重测了 81160 公里。将用地球位数进行平差,为此,需要求出参与重新平差的所有水准点的重力值。平差计算的主要工作原定于 1990 年末完成,1991~1992 年公布最后结果,命名为 1988 年北美高程基准,简称为 NAVD88。

为了克服水准测量系统误差积累问题,人们长期以来试图建立地面折光数学模型,以加入折光改正。这种方法要求测定温度垂直梯度,使得作业率本来很低的水准测量更加缓慢了,而且改正效果并不总是很理想。70 年代开始,人们就试图从技术上突破,利用色散原理消除折光影响,而且还提出了仪器的设计思想。最近加拿大、美国和芬兰通力合作,制定了一个多边的国际合作计划,将这一设计思想用于发展新一代的水准测量系统,定名为快速精密水准测量系统(Rapid Precision Leveling System,缩写为 RPLS)。这一系统的精度目标与传统气泡精密水准仪相当,但消去了系统性折光误差,把偶然误差保持为最小。这种系统还必须高度自动化,适用于摩托化水准测量。

RPLS 名义上是水准测量系统,实际上它是用倾斜视线进行三角高程测量,大大提高作业率。为了减小大气湍流的影响,要求 RPLS 能够将几十秒钟的测量结果取中数,这是人眼所办不到的;因此,RPLS 的照准采用电子找点、检测和集成。当同时观测对向天顶角时,折光误差将大大消减;如果沿视线的温度梯度不均匀,这种误差可能仍然显著。为了完全消除折光误差,要求就对向天顶角观测的两条视线分别加入折光改正。利用天顶角和斜距的对向观测结果求高差。

RPLS 利用红色和蓝色激光的重合检测,通过色散求定两对向视线中每一视线的折射。研制工作由瑞士威特厂承担。

由水位数据和水准测量相结合提取地壳垂直运动的方法也在探讨中,详见 11.5。

利用 GPS 所得的两点间高差是相对于椭球面的高差,两点间正高之差是相对于大地水准面的高差。这两种高差之差称为大地水准面高差。由重力数据和司托克斯积分法或者由天文重力数据和最小二乘配置法,可以求定大地水准面高差。根据美国各不同地区的试验结果,由此得出的大地水准面高差,其精度在 10 公里的距离上是 5—15 厘米,在其他地区精度可能更低,取决于重力网的密度的重力异常的精度。由 GPS 载波相位观测结果求定的两点间椭球面高差,其精度在 20 公里距离上优于 2 厘米,在 50 公里距离上优于 5 厘米。由精密水准测量所得的正高之差,在 50 公里距离上优于 1 厘米。因此,利用 GPS 所得的椭球面高差加上大地水准面高差改正来代替精密水准测量,在一般情况下是不可能的,除非采取特别措施。但由 GPS 观测与水准测量相结合,可以求定精确的大地水准面。

由以上讨论可知,为了利用 GPS 测定正高,需要有精度达到厘米级的大地水准面。为此,英国利用密集的(点距约为 2 公里)重力异常数据和最小二乘配置法,计算了英国的大

地水准面。为了检验这个大地水准面的精度,将它同利用 GPS 和一、二等水准测量所得的大地水准面作了比较。这种比较是在英国地形起伏不同的 5 个区域进行的,在总共 200 条路线上,平均不符值为 5 毫米,最大不符值小于 6 厘米。比较结果表明,利用 GPS 与精密大地水准面相结合测定正高,其精度在大多数情况下优于英国军械测量局三等水准测量标准,优于二等水准测量精度标准的情况也不少。在计算这一大地水准面时,重力异常数据取自英国地质调查局;如果采用现代重力仪所得的重力异常,可以得到更好的大地水准面。

英国的地形崎岖不大,最高点约 1400 米。瑞士具有高山和崎岖地形,为了计算厘米级的大地水准面,就不象英国那样简单。瑞士把所有的大地测量数据集(重力数据、垂线偏差、GPS 与水准测量结合所得的大地水准面高)都参入了整体解。计算方法的特点是,采用了数字地形模型和地质资料。将地球位模型与利用数字地形模型平滑了的密集重力(或垂线偏差)数据结合起来。这些数字地形模型还要利用由地质和地球物理数据所得的数字密度模型加以改进,以使其具有高分辨率。

德国的重力点间距是 2—3 公里、由重力数据所得的大地水准面的精度在平原地区是 2—4 厘米/100 公里;采用数字密度模型,可以改进到 1—2 厘米/100 公里。

奥地利多高山(海拔 0—4 公里),难于测设密集的重力点,而是测设了点距平均为 12 公里的 680 个天文点,利用垂线偏差和具有地表岩石密度的数字地形模型计算的大地水准面,精度是 5 厘米/100 公里,采用简单的数字密度模型,精度可以提高到 2—3 厘米/100 公里。因此,为了得到厘米级的大地水准面,地质资料是有效的支持。

为了计算厘米级的大地水准面,美国采用了另一种方法。他们利用了 1500000 个地面和船载重力测量数据,由受张力的连续曲率样条法(Continuous curvature splines in tension)将全部布格异常内插成为 $3' \times 3'$ 网格的平均值,复盖范围为北纬 $24^\circ - 53^\circ$ 、西经 $66^\circ - 125^\circ$,利用每一网格的平均高程换算为赫耳默特异常,减去 OSU(俄亥俄州立大学)89B 重力异常,以得出残余重力异常;然后用球面司托克斯快速傅里叶变换(Spherical Stokes FFT formulation)计算残余大地水准面高;最后加上 OSU89B 大地水准面高和间接影响,便得出以 GRS80(1980 年大地参考系)为参考的大地水准面高,称为 GEOID90 模型。与 GPS 和水准测量相结合所得的大地水准面高比较,均方根差为 1—10 厘米。这一模型有很高的分辨力,它显示出了美国大陆中部重力异常较大的地区的特征。

为了由 GPS 观测结果求正高(或正常高),区域大地水准面的测定精度要求在 100—1000 公里的距离上达到 1—10 厘米。针对这样的要求,国际大地测量协会的国际大地水准面委员会于 1990 年在意大利米兰举行的会议上,确认迫切需要一个欧洲大地水准面解。这个解与现有的一些大地水准面模型比较,其空间分辨率和准确度应当有重大改进。为此,决定成立一个欧洲大地水准面分委员会,以德国汉诺威大学大地测量研究所为该计划的计算中心。该中心的工作包括:新的重力数据的收集和筛选,研究目前可能得到的地形信息的应用,以及中欧、北欧、西欧较大区域的试算。

综上所述,可知厘米级大地水准面的求定,已经成了国际上大地测量的一个重要课题。将一个区域的大地水准面高事先输入计算系统,由 GPS 观测结果同时解出大地经、纬度和正高(或正常高),这就是绝大多数大地测量用户所希望的三维大地测量。

今后 GPS 网的建立,应当使尽可能多的 GPS 站与水准点重合,以供求定厘米级的大

地水准面,这是一种最精密的地球重力场数据源。但严格说来,水准测量所依据的大地水准面应当是一个地心大地水准面。

GPS 观测与水准测量相结合,还可以测定垂线偏差。沿着一条基线,由水准测量所得的正高之差减去 GPS 观测所得的大地高之差,就可得出沿该基线的大地水准面起伏变化;再由起伏变化与距离变化之比,就可得出沿该基线的平均垂线偏差。根据美国初步试验结果,10 条基线由此方法所得的垂线偏差与常规大地测量方法所得的垂线偏差比较,两分量的不符值为 $0''.09$ 和 $0''.21$ 。采用此法时,基线应当尽可能短。有些应用要求一点上的垂线偏差,而不是一条线上的平均值;但要求短基线时,也要保持对 GPS 所测定的大地高之差所要求的精度。

四、空间大地测量的现状和展望

近年来空间大地测量发展是惊人的,无论是空间定位技术,卫星测高技术,或者是测定地球重力场和地球动力参数的空间技术,都呈现着群芳争妍、各有殊色的繁荣景象。

空间定位技术可以分为两大类:一是 VLBI 定位技术,二是卫星定位和跟踪技术。卫星定位和跟踪技术又分为两大类:一是利用激光,二是利用无线电波。

VLBI 本来是一种几何方法,它不涉及地球质心和地球重力场。最近十多年来,它在测定极移、日长、板块运动和区域构造运动中发挥了重要作用。现在美国计划在 90 年代将一种专用射电天线发射到地球轨道上,并与地面上 VLBI 网结合。将现有的地面 VLBI 延伸到空间的系统,称为空间 VLBI(Space VLBI),它同地球重力场发生了关系。空间 VLBI 的观测量对于改进地球重力场是有用的。I. I. Meuller 等人认为空间 VLBI 应用于大地测量学和地球动力学有很大潜力。为了研究由空间 VLBI 观测量求定地球自转参数的可行性,推导了空间 VLBI 观测量时延和时延率的简化数学模型,进行了详细的秩亏分析、灵敏度分析和误差分析。分析了该系统对于待估的地球自转参数、测站位置、射电源位置、轨道根数和时钟参数的灵敏度;估计了这些参数的最佳个数;研究了对这些参数赋予先验方差对于求定的地球自转参数精度的影响。结果表明,所估计的极移的误差是 0.7 毫角秒,UTI 的误差是 0.06 毫时秒。因此,空间 VLBI 观测量所得的地球自转参数估值的精度与现有系统相当。

激光测卫(SLR)系统的激光测距仪都是安置在地面上,对卫星测距,是一种地基(ground-based)系统。Lageos 和 Starlette 激光卫星已经工作了十多年,取得了丰硕成果,特别是 Lageos。Lageos 的面积-质量比小,减少了建立表面力模型的困难;由于高度是 6300 公里,减弱了地球重力场短波项的影响。前苏联于 1989 年发射了两颗激光卫星 Etalon-1 和 Etalon-2,它们被发射到高度为 19000 公里的圆形轨道上,面积-质量比也很有利,高度是 Lageos 的 3 倍。可以预料,这两颗激光卫星对加精地球重力场模型的低阶项以及测定地球自转参数和板块运动,都将起到重要作用。

新一代的激光测卫系统可能是双色激光测卫系统,目前正在研制中,它将消去对流层折射影响,极大地提高激光测卫的精度。

激光测距仪是昂贵的设备,不可能在地面上设置很多站。如果反过来,把激光测距仪安置在卫星上,地面上安置反射镜,成为空基的(space-based)激光测地系统,那么只要在地面上各构造活动区安置反射镜阵列,就可以测定各区的地壳运动。以载有一台仪器的

一颗卫星而收监测许多地区构造活动之利,其价值是无与伦比的。这一想法 70 年代末已经提出,经过十多年断断续续的研究,现在已经成熟,并命名为空基的地学激光测距系统(Geoscience Laser Ranging System,缩写为 GLRS),可望于 90 年代中期实现。GLRS 具有每天监测几百个地面点运动的能力,精度是几毫米。在全球地理环境困难的构造活动区,例如我国青藏高原欧亚板块和印澳板块碰撞地带,采用 GLRS 无疑是最佳选择。

卫星无线电定位和跟踪系统分为两类,单向和双向。单向系统又分为两类:一是发射机在卫星上的空基系统,如美国的 TRANSIT 和 GPS,二是发射机在地面的地基系统,如法国的 DORIS。

DORIS(Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite 的缩写词)是法国正在发展的多功能系统,主要目的用于美—法合作的海洋学计划 TOPEX/POSEIDON(参见 7.2)的精密定轨,也用于绝对定位和相对定位以及监测地壳运动。由于它是地基系统,卫星上只有一台多普勒接收机、全方位辐射天线和一台在 10 秒至 100 秒期间稳定度为 5×10^{-13} 的高稳定振荡器;多普勒接收机在两种标称频率(203625GHz 和 401.25MHz)上进行两种多普勒计数。DORIS 在全球设置 50 个固定跟踪站,供定轨之用,1990 为止已设置了 38 个。选择跟踪站的要求是:第一,在地面上均匀分布,以便连续跟踪卫星;第二,各站要有精确坐标,将尽量利用属于 IERS(国际地球自转局)地球参考标架的 VLBI 和 SLR 站,这样的站现有 12 个。其它各站(主要在孤立的岛屿上)最初采用 GPS 定位,一但有了 DORIS 数据,再测定新坐标。需要利用 DORIS 的用户可以采用 DORIS 流动站,它的电子设备差不多同固定跟踪站的一样,只是重量、体型和功率方面适于野外作业要求。流动站可以安置在测站上达数月之久,以供监测地壳运动。根据模拟研究结果,利用 DORIS 进行绝对定位时,由 40 次通过(1 星期)可以达到 8 厘米(1σ)的精度。这样的精度可以满足国家大地基准与全球参考标架(IERS 地球参考标架)的联测,孤立海岛联测以及军事上的精密绝对定位(如雷达站等)的需要。当通过次数在 30 次以上时,DORIS 相对定位的精度是 $\pm 2\text{cm} + 0.1\text{ppm}(1\sigma)$ 。

DORIS 首先安置在 1990 年发射的地球观察卫星 SPORT-2(Satellite pour l'Observation de Terre)上试飞,作可行性试验,也将用于 Sport-3 和 Sport-4 卫星上。

由于 DORIS 用于跟踪低轨道卫星(Sport-2 和 TOPEX/POSEIDON 的轨道高度分别是 830 公里和 1300 公里),定轨中采用的地球重力场模型的准确度是关键性因素。为此,正在推算一个新的模型 GRIM4,它利用 1962 年以来 25 年的卫星观测结果(摄影、多普勒、激光),考虑球谐系数到 40 次,加上直到 50 次的共振项和某些带谐项的时间变化。它将考虑 11 个海潮波(Schwiderski 模型)的球谐系数,到 6 次;还考虑站坐标的构造运动。它还将采用 SPORT-2 任务前 6 个月的 DORIS 数据。

DORIS 期望的定轨准确度是 10 厘米(径向分量),以满足海洋任务 TOPEX/POSEIDON 的要求。

DORIS 是中心化系统,不在野外记录数据。所有数据都由卫星送到位于图卢兹的 DORIS 控制中心,在那里进行统一处理。这样,在采用 DORIS 监测地壳运动和大坝形变时,监测站上不需要通信系统,只是把流动式仪器安置在那里,所有的计算都在图卢兹进行,定期(每日、每周或每月)将结果送给用户。控制中心也向卫星发出信息(数据和卫星上作业计划所需要的指示)。