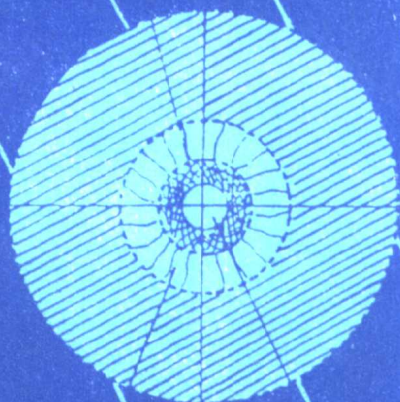




普通高等教育地质矿产类规划教材

高精度 重力测量

王宝仁 徐公达 编著



地质出版社

图书在版编目(CIP)数据

高精度重力测量/王宝仁等编著. —北京:地质出版社,1995. 11

普通高等教育地质矿产类规划教材

ISBN 7-116-01875-1

I. 高… II. 王… III. 重力测量-高等学校-教材 N. P223

中国版本图书馆 CIP 数据核字(95)第 16485 号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑:王式铭 陈军中

*

北京地质印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本:850×1168^{1/32} 印张:6.25 字数:162000

1995 年 11 月北京第一版·1995 年 11 月北京第一次印刷

印数:1—500 册 定价:6.10 元

ISBN 7-116-01875-1

P·1466

前 言

自从 80 年代引进拉科斯特高精度重力仪以来,高精度重力测量在我国的石油、地质矿产、地震、测绘以及水电等部门已开始采用或实施,但是还未见到一本较全面的介绍高精度重力测量内容的专门书籍。编著本书的目的,就是为了作这一方面的初步介绍,以作为大学应用地球物理专业高年级学生的选修课教材,同时也是重力工作者的参考书籍。书中的内容,部分是选自国外的文献,有些资料是国内同行的工作成果,也有作者在自然科学基金和科研经费资助下的部分研究成果。本书由中国地质大学(武汉)王宝仁和成都理工学院徐公达分别编写。第一篇是高精度重力(Δg)测量,由王宝仁编著;第二篇为重力垂直梯度 V_{zz} 测量,由徐公达编著,最后由王宝仁统稿。本书初稿由周国藩教授审阅。在本书编著过程中,参阅并引用了国内、外文献和资料,以及兄弟单位的部分科研和生产成果。在此,向有关单位和个人以及审阅者表示衷心的感谢。

由于我们业务水平有限,经验也不足,书中难免有缺点和错误,敬请读者批评指正。

作 者

1995. 2

目 录

绪论	(1)
----------	-----

第一篇 高精度重力(Δg)测量

第一章 重力和重力异常	(6)
-------------------	-----

§ 1.1 重力和重力位	(6)
§ 1.2 重力异常的地球物理意义	(8)
§ 1.3 区域场与剩余场	(11)
§ 1.4 几个简单形体的正问题计算	(12)
§ 1.5 简单几何形体的重力异常与重力垂直梯度异常 分辨率	(14)
§ 1.6 简单几何形体重力异常和可探性讨论	(17)

第二章 高精度重力仪	(24)
------------------	------

§ 2.1 拉科斯特重力仪	(24)
2.1.1 动力学方程式	(25)
2.1.2 重力变化的测量原理	(26)
2.1.3 系统的灵敏度	(28)
2.1.4 仪器结构	(30)
2.1.5 重力仪器的检查和调节	(31)
2.1.6 拉科斯特重力仪的测量误差	(33)
§ 2.2 加拿大 CG-3 重力仪	(41)
2.2.1 工作原理	(42)
2.2.2 仪器结构	(43)
2.2.3 操作的简要过程与步骤	(45)
2.2.4 仪器的性能	(45)

第三章 高精度重力测量的野外观测技术和数据整理	(48)
-------------------------------	------

§ 3.1 野外观测技术	(48)
§ 3.2 野外观测数据的初步整理	(55)
3.2.1 重力仪格值常数和周期误差的确定	(56)

3.2.2	固体潮影响值计算	(59)
3.2.3	重力仪观测数据的零位校正	(65)
§ 3.3	重力网数据平差	(72)
3.3.1	单一路线平差	(73)
3.3.2	单一结点重力网平差	(76)
3.3.3	复杂网的平差	(77)
第四章	重力异常的计算	(84)
§ 4.1	正常场校正	(84)
§ 4.2	高度校正(自由空气校正)	(86)
§ 4.3	中间层校正	(86)
§ 4.4	局部地形校正	(89)
§ 4.5	布格重力异常	(92)
第五章	重力异常的推断解释和应用实例	(94)
§ 5.1	重力异常的推断解释	(94)
5.1.1	利用简单形体异常的反演公式估算异常体特征和 最大埋深	(94)
5.1.2	利用 Δg 和 V_m 值估算场源体最大埋深	(99)
5.1.3	单一密度界面埋深的估算	(101)
5.1.4	三度异常体剩余质量和二度异常体横截面的估算	(102)
§ 5.2	高精度重力测量应用实例	(104)
5.2.1	矿产资源勘探方面的应用	(105)
5.2.2	在洞穴和工程勘测中的应用	(109)
5.2.3	在其它方面的应用	(117)
参考文献		(120)

第二篇 重力垂直梯度测量

第一章	概述	(122)
第二章	正常重力垂直梯度和重力垂直梯度异常	(126)
§ 2.1	正常重力垂直梯度公式的推导	(126)
2.1.1	正常重力公式的推导	(126)
2.1.2	正常重力垂直梯度计算式的推导	(137)
§ 2.2	某些规则形体上重力垂直梯度异常的特征	(142)

2.2.1	球体中心剖面、过质心的铅垂线上重力垂直梯度异常的特征	(142)
2.2.2	过水平圆柱体质线某点铅垂线上重力垂直梯度异常的特征	(144)
2.2.3	重力垂直梯度异常与密度差的关系	(145)
§ 2.3	重力垂直梯度异常成因的分析	(149)
§ 2.4	重力垂直梯度异常的解釋	(155)
2.4.1	重力垂直梯度异常与剩余重力异常联合解釋的定性方法	(155)
2.4.2	重力垂直梯度异常与剩余重力异常联合解釋的量计算	(156)
第三章	重力垂直梯度的野外观测方法	(162)
§ 3.1	重力垂直梯度测量方法概述	(162)
§ 3.2	观测重力垂直梯度时得各种干扰和校正	(163)
§ 3.3	重力垂直梯度观测值的精度和勘探深度	(171)
§ 3.4	重力垂直梯度测量中一些值得注意的问题	(175)
3.4.1	由地面重力值算得的重力垂直梯度异常与实测重力垂直梯度异常间的关系	(175)
3.4.2	重力垂直梯度测量的实质	(176)
第四章	重力垂直梯度测量的实际应用	(178)
§ 4.1	重力垂直梯度测量探测浅、小构造	(178)
4.1.1	重力垂直梯度测量探测地下隧道	(178)
4.1.2	重力垂直梯度测量检测地下空腔和矿山巷道	(181)
§ 4.2	重力垂直梯度值用于高精度重力测量的校正	(187)
结束语		(191)
参考文献		(192)

绪 论

高精度重力测量是从应用地球物理勘探的重力方法发展而来的。从方法原理上它与一般的重力勘探是没有区别的。一般的重力方法是指勘探对象和勘探区域规模较大的概查式的测量,而高精度重力测量一般是指勘探对象和规模较小的细测式的精密重力测量。由于测量精度的提高,重力方法的应用领域和所能解决的问题,尤在寻找矿产资源的能力方面相应得到了开拓和发展。关于这一点已逐渐被人们认识和重视。加之它在某些方面的应用比其它勘探方法更具有某些优越性,因此在国外(尤其在欧洲)还较广泛的用于土建工程方面。在我国也已开始这方面的科研和生产工作。

高精度重力测量也有人称为微重力测量,两者若从测量精度的角度来讲,应该说是同一的,一般是指测量精度为 10nm/s^2 级的相对重力加速度测量。在地质和工程勘察领域,还具有研究对象的规模较小相应的测区面积和测网间距均较小的含意,即研究的是较小地质体的重力测量问题。当然广义的微重力测量还应包含其它一些的微重力效应的测量,如地球固体潮汐,地球自由振荡,大气影响以及地球动力学原因造成的地球质量位移引起的微小的重力变化的测量等,这已超出本书的范围。本书中对高精度重力测量和微重力测量将不再作严格的区分。

最早关于高精度重力测量的报导中,有古巴的铬铁矿勘测(Hammer, 1953, 1954),所报导的仪器观测或然误差为 500nm/s^2 , 相当于均方误差 $\pm 340\text{nm/s}^2$, 而探测到的异常约 500nm/s^2 。这种用于矿产资源勘测的技术状态一直延续到 60 年代中后期。在这个时期,曾经有很多人企图用重力测量解决工程地质上浅小构造问题,都因重力仪的精度太低而使这些浅小构造所引起的异常不能从观测值中提取出来而失败,只有很大或很浅的构造所引起的异常才得到解决。到 1969 年拉科斯特—隆贝格(LaCoste Romberg

简记 LCR)D 型重力仪问世,高精度的微重力测量才正式发展为一种重力测量的新方法、新技术。“微重力”或“微重力测量”一词最初出现在 70 年代早期的文献中(Bowlaker, 1973; Calrara 1973; Neumann 1972)。第一台 LCR-D 型重力仪出现以前,还没有真正的 10nm/s^2 级重力仪。那时最灵敏的仪器也只有 100nm/s^2 ,而 D 型仪器的灵敏度为 $10\sim 20\text{nm/s}^2$ 。沿剖面测量重力差时误差约为 50nm/s^2 (指附有电子读数器的 D 型重力仪),由于在测量中不用目镜而采用电子读数,从而提高了读数的精度。应该说 LCR-D 型重力仪的问世拉开了微重力测量的序幕。欧洲许多国家 70 年代初就开始对 LCR-D 型重力仪的性能研究入手,把提高仪器的观测精度和用于解决工程地质中浅小构造问题以及扩大微重力测量的应用范围作为微重力测量的研究主题。70 年代,利用微重力测量对天然或人工洞穴的探测取得了良好的地质效果,出现了大批用微重力测量探测洞穴的研究报告(Arzi, 1975; Fajklewioz, 1976; Newmann, 1972, 1973, 1974; speed, 1970 等)。同时,也出现了圈定破碎带,估计含水层的孔隙度,估算基岩起伏面深度,圈定地下暗河道以及确定基岩的坚固性等方面的报导(Arzi, 1975; Carmicht 和 Henry, 1977; Woltob, 1973)。进入 80 年代,欧洲微重力测量更加普及。据 1988 年欧洲地球物理勘探年会报导,这次所收到的地球物理勘探论文中,微重力在工程上应用论文就占 50%,并且除进行重力加速度(Δg)相对测量外,还开展了重力垂直梯度(Δg_z)测量,重力水平梯度(Δg_x)测量和地下微重力测量(Fajklewicy, Sliz, 1983; U. Caster, CHR. Gram, 1989 等)。相比之下,LCR-D 型重力仪的生产国——美国,微重力测量显得起步较晚。1977 年以前,没有看到关于微重力测量在工程地质勘测方面的文章。1977 年以后,该国以陆军工程师水道实验站(AEWES)为主体的研究机构,以惊人的速度加快了微重力在工程勘测方面应用研究,并取得了大量的成果(AEWES, 1980; Ager 和 Liard, 1981; Bwtler, 1981, 1983; Barrows 和 Fett, 1984 等),而且发展了欧洲微重力测量技术。

日本从 70 年代初引进 LCR-D 型重力仪后,在微重力测量的理论和仪器性能以及精度开发等方面作了系统研究(中川一郎等,1973,1981,1986;荻原信男,1981,1982,1983 等)。主要地微重力测量用于地热探测(驹泽天夫等,1984)和地震监测(小泉岳司等,1987)等领域。

目前,国外微重力测量的技术水平主要体现在以下几个方面。

1. 由于要取得高精度的重力测量数据,测量仪器的性能研究就具有十分重要的意义。LCR-D 型重力仪的灵敏度为 $10\sim 20\text{nm/s}^2$,准确度为 50nm/s^2 ,是一种十分精密的仪器。在微重力测量时,在仪器保管、操作上稍一疏忽以任何一种外界的轻微扰动,都将严重地影响仪器的工作性能,从而影响测量的观测精度和准确度。这种影响的大小对每台仪器不尽相同,因此,国外很重视对每台仪器性能的研究,这方面主要靠大量试验来完成,在 1988 年以前所有微重力测量文献中所提到的 LCR-D 型重力仪的观测精度可达到 $\pm 50\text{nm/s}^2$,1989 年在(V. Casten 和 Gram)论文中已提到 LCR-D 型重力仪的观测精度已达 $\pm 30\text{nm/s}^2$ 。

2. 微重力测量在工程勘测中应用的方法技术正朝着“以重力加速度相对测量和重力垂直梯度测量、重力水平梯度测量相结合;地面微重力测量和地下微重力测量并进的微重力测量体系的方向发展。

3. 微重力测量数据处理技术方面

(1)由于影响 LCR-D 型重力仪性能的各种因素的影响方式和影响程度不同。这些影响因素对仪器性能影响的综合反映为仪器的零点飘移(或叫零位变化),在实际工作中一般采用重复观测、三程小循环观测,以缩短对基点的时间等方法加以限制,用线性拟合法进行零飘校正。M. Bichara 等于 1981 年提出了在高精度重力测量中使用测量误差为最小的观测和解释技术。在进行重力观测时,按随机或半随机的次序进行。在同一个时间序列里,测站在空间上相距尽可能远些,以便使测点在空间上的分布与时间最不相关,也就是说测点的空间分布是随机或半随机的,并通过反复地计算使

在这段时间里零位移的变化量的校正更为确切。Fajklewicz 于 1986 年又提出进行面积测量的情况下还可采用五点圆滑法进行零飘改正的技术以此达到提高仪器观测精度的目的。

(2) 在观测结果的外部校正方面, 国外进行微重力测量时, 在地形校正数据处理技术方面, 除采用一般的圆域法和方域法外, 还采用了近区的特殊地形的模型计算方法和中区地形校正的数字积分方法并用高阶多项式拟合实际地形。地下微重力测量的平硐校正, 采用了三角节点的边界元迭代的计算方法。

重力梯度的测量较之单独的重力测量有两个特殊的优点:

① 梯度值有选择地滤掉了地下中部和深部地质体的影响, 增强和突出了高精度重力测量所关心的浅部因素引起的异常;

② 梯度剖面具有明确的判断特征, 在一定情况下, 可直接识别地下地质构造特征。

虽然梯度(垂直梯度和水平梯度)有上述优点, 但在过去, 由于重力仪的灵敏度和精度较低, 所以没有实行过。高灵敏度的微伽重力仪出现后, 重力垂直和水平梯度的测量才予以实施并取得了较好的地质效果。

虽然微重力测量的可能使用范围还正在逐步地被认识中。但是以往的实践已证实, 在资源勘探及工程勘测中使用微重力测量方法并结合相应的其它物、化探工作, 和少量的钻探工作, 能快速和低成本地完成地质任务和工程勘测的要求。对于探测二度和三度异常体或者象基岩面的不规则的起伏、断层、破碎带、洞穴以及隐伏管道之类的勘探对象, 尤在施工条件方面, 实施别的地球物理方法又较困难的地方应当是最有效的。从目前世界各国所开展的工作来看, 高精度重力测量在矿产资源的勘探中, 由于测量精度的提高, 其应用的广度和深度都得到了开拓, 例如在“直接”寻找油气田, 定量和半定量研究金属矿、煤田和盐矿的规模等方面日益取得了良好的地质效果。在工程勘测中一般认为主要应用在探测基岩起伏面和基岩的坚固性; 探测岩溶侵蚀带和溶洞, 圈定地下河道。探测隐伏的断层和破碎带; 高精度重力测量还广泛用于地热资源

的勘测和开发,监测地下热水和油气的开发以及监测垂直构造运动和研究天然地震机制等方面。

我国的高精度重力测量工作是从 80 年代初开始的。由于各部门工作性质不同,拥有 LCR 高精度重力仪的石油部地球物理勘探局以及地矿部区域重力调查中心,一直把微重力测量主要用于石油和天然气勘探和矿藏资源的勘探领域。中国科学院测量和地球物理所以及国家地震局则主要用于固体潮的测定和研究以及利用高精度重力测量进行地震预报性的监测。1987 年水电部引进 LCR-D 型重力仪后,便开始了目的是针对岩溶地区水利、水电建设中急待解决的岩溶和近地表的浅小构造等水文工程地质问题的研究,并取得了显著的效果,揭开了微重力测量在工程勘测中应用的序幕。我国在上述方面的生产、科研实践中,高精度测量的方法技术也得到了迅速的发展,已逐渐接近和达到国外先进水平。同时也进一步证实了高精度重力测量广泛的应用潜力和前景。

第一篇 高精度重力(Δg)测量

第一章 重力和重力异常

§ 1.1 重力和重力位

根据牛顿万有引力定律,地球表面及附近空间的一切物体都受到除该物体之外的地球总质量及其它天体(主要是邻近的月亮和太阳)质量对物体产生的引力,再考虑到地球不是一个静止的,而是绕自转轴以一定角速度自转的事实,因此在地球表面及其附近空间一切静止物体所受的重力便是上述引力和作用在物体上的向心力的矢量差值,或者像在一般重力勘探教科书上所写的,重力 G 就是引力 F 和惯性离心力(它与向心力大小相等,方向相反) C 的合力(图 1.1.1)。重力的大小和方向随所处位置的不同而变化,但其方向都大致指向地心(即为该处的铅垂方向),用公式表示为

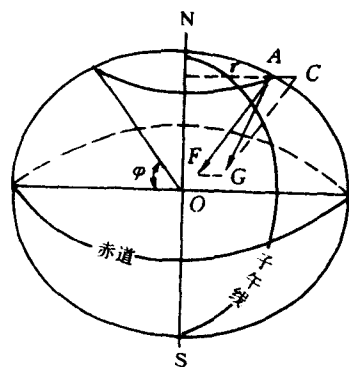


图 1.1.1 地球上任一点 A 受力示意

$$G = F + C \quad (1.1.1)$$

重力勘探就是通过测量地球表面或其附近空间重力的变化来研究地质构造和矿产资源分布的一种地球物理方法。其地球物理前提是岩(矿)石的密度值沿水平方向的变化。习惯上把研究对象

与其围岩的密度差, 称谓剩余密度, 剩余密度与研究对象体积的乘积, 称谓剩余质量。地质体的剩余质量所引起的重力变化, 其数值等于剩余质量对观测点的单位质量产生的引力在重力(即铅垂)方向的分力。质点的引力场强和位函数的关系为

$$F = \frac{Gm}{r^2} \left(\frac{\mathbf{r}}{r} \right) = -\nabla V(r) \quad (1.1.2)$$

式中, F 是质量为 m 的质点产生的引力场强, G 为万有引力常数 $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg} \cdot \text{s}^2$, ∇ 为梯度算子, $\nabla = i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} + k \frac{\partial}{\partial z}$ (i, j, k 为沿 x, y, z 方向单位向量)。 r 为质点与观测点的距离, r 为其连线方向。

地球的重力位(W)则为地球的引力位(V)和惯性离心力位(U)的代数和。重力位函数(W)是位置坐标的函数, 它在各个方向的导数值就是重力场强在该方向上的分量的大小。重力位函数在铅垂方向的导数, 就是该点的重力值, 在数值上等于重力加速度 g 值

$$W_z = \frac{\partial W}{\partial z} = g \quad (1.1.3)$$

重力位 W 沿 x, y, z (z 轴铅垂向下)的高阶方向导数用下面符号表示,

$$\begin{aligned} W_{xx} &= \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, W_{xz} = \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}, W_{zz} = \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \\ W_{xxx} &= \frac{\partial^3 W}{\partial x^3} \end{aligned} \quad (1.1.4)$$

对于引力位, 其沿 x, y, z 方向的导数与上类同, 习惯上表示为 $V_x, V_{xx}, V_{xz}, V_{zz}$ 以及 V_{xxx} 等。在重力勘探中, 主要是研究剩余质量产生的引力位的各阶导数值的变化。例如利用 V_z (习惯上记为 Δg), V_{xz} (有时记为 g_x), V_{xx} (有时记为 g_z), V_{zz} (有时记为 g_y), V_{xxx} (有时记为 g_{xx}) 的变化来达到找矿勘探和工程勘探的目的。

§ 1.2 重力异常的地球物理意义

地面各点的重力变化与下列因素有关。

1. 地球的形状(指大地水准面的形状)和地球的自转。由于地球形状不是一个球体而是两极压扁的近似于一个二轴旋转椭球体。因此地表各点与其质量中心距离不等,并且各点与旋转轴的垂直距离也不尽相等,所以各点的引力和向心力不完全相同。

2. 地表的起伏。由于测点所处的海拔高程(偏离大地水准面的垂直距离)不同,而且各测点周围起伏地形的地形质量也不相同,所以也导致了各测点间的重力值变化。

3. 地表下物质密度分布不均匀。这种物质密度分布的不均匀性往往与地质构造、矿产资源和工程地质基础有关,它是重力勘探的主要研究对象。

以上是重力在空间上的变化因素。实际上,一点的重力值还有随时间上的变化,这主要是由于地球与月亮和太阳的相对位置是随时间变化引起的。此外,地球内部由于物理和化学作用,致使物质的重新分布也会引起重力随时间的变化。

为了研究问题的方便,也是为了突出重力勘探的主要研究对象。我们把因素 1 引起的重力值称谓正常重力值,也就是说设地球是一个表面光滑的,质量等于地球的总质量,内部物质呈均匀分布(或共焦椭圆成层均匀分布),表面最接近大地水准面的,并以自转角速度旋转的二轴椭球体(称谓正常椭球体),在其表面所产生的重力值为正常重力值 γ_0 。由于作了上述假设,其重力值便可由计算公式——正常重力公式进行计算。

在自然界中,通常把偏离某一现象的正常状态称之为异常。同样,在重力勘探中,某一测点的观测值 g 与该测点对应正常椭圆面上的正常重力值 γ_0 的差值定义为该测点的重力异常值,记为 Δg ,

$$\Delta g = g - \gamma_0 \quad (1.2.1)$$

显然,这是关于重力异常的一般定义,它的数值大小是由地表上测点与正常椭球面(目前均以大地水准面来近似)的高差及椭球面以上的地形质量和椭球内偏离正常分布的剩余质量所引起。在实际工作中,为了不同的需要,根据不同的模式,采用不同的重力校正(也叫重力归算),并得不同含义的重力异常。不同含义的重力异常,其地球物理意义也是完全不同的。在重力勘探中,常用的重力校正有自由空间校正、局部地形校正、中间层校正(还有本书不予讨论的均衡校正)等。因此重力异常相应分为自由空间异常、法耶异常和布格异常。下面阐述一下各种重力校正的目的,以便进一步了解各种校正及相应重力异常的地球物理意义。

由于重力观测是在地表进行的,各测点的海拔高程不尽相同,而正常椭球体对测点的重力作用决定于测点与地心间的距离。观测点的高程不同,也将引起观测重力值的变化。所以不同高度上的观测重力值需进行相应校正。这种校正称为自由空间校正。作自由空间校正的实质是将地球椭球面(或近似为大地水准面)上的正常重力值换算成测点高度处的由正常椭球体所产生的重力值。对各测点进行这样校正时,并没有考虑地表以下异常质量(或剩余质量)的影响,因此,校正后的异常值仍为原测点高度上的异常值,而没有把异常值点位延拓到同一校正面上。这一点在重力异常解释时是必须要予以注意的。由于在校正中只考虑了正常重力随高度的变化,而未考虑测点周围局部地形质量以及测点所在水准面与基准面之间的中间层质量的影响。因此,相应校正后的异常值称为自由空间异常(或自由空气异常),设 Δg_1 为自由空间校正值, $\Delta g_{\pm}$ 为自由空间异常。则

$$\Delta g_{\pm} = g + \Delta g_1 - \gamma_0 \quad (1.2.2)$$

考虑到实际地表是高低起伏的,测点周围所处的地形条件也不尽相同。局部地形校正的目的,就是要消除测点处相对起伏地形给测点重力值所造成的影响。经过局部地形校正,相当于将高于测点平面以上的物质(不包括异常质量)的影响值减去,并补上通过测点平面以下缺失地形质量的影响值,使测点的观测重力值换算

成测点周围为平坦地形条件下的观测值。对自由空间重力异常进行局部地形校正 Δg_2 , 称为法耶异常值 $\Delta g_{\text{法}}$, 因此有

$$\Delta g_{\text{法}} = g + \Delta g_1 + \Delta g_2 - \gamma_0 \quad (1.2.3)$$

在海上进行重力测量时, 法耶异常即为自由空间异常, 另外有的著作中把自由空间异常与法耶异常视为是等同的。

经过局部地形校正后, 测点相对基准面, 还受到一个厚度为 h (即测点与基准面的高差) 的无限水平物质层 (该物质层称为布格板) 的影响。由于各测点所在高度不同, 所以各测点与基准面间的物质层的厚度也各不相同。为了对比各测点的重力变化, 往往需要排除上述各中间层对测点重力值的影响, 这就是所谓中间层校正。因此, 校正后的测点重力值相当于测点周围是平坦的, 而且至基准面为无正常质量分布情况下的重力值。对法耶异常再进行中间层校正 (Δg_3) 称为布格重力异常值 $\Delta g_{\text{布}}$

$$\Delta g_{\text{布}} = g + \Delta g_1 + \Delta g_2 + \Delta g_3 - \gamma_0 \quad (1.2.4)$$

显然, 经过上述诸项校正, 所得的布格重力异常值仅为地下剩余质量 (或称异常质量) 分布所引起的重力值, 而这些异常质量的分布往往与地质构造, 岩矿的赋存和工程地质基础有关。所以布格重力异常是重力勘探中最为常用的一种重力异常。由于自由空间校正 Δg_1 与中间层校正 Δg_3 均与测点高程有关, 所以在具体计算时往往把这两项校正合起来计算, 在我国称谓布格校正。重力异常值 ($\Delta g = g - \gamma_0$) 进行自由空间校正和中间层校正后, 在我国称之为简单布格异常, 如进行了局部地形校正称之为完全布格异常, 如局部地形校正范围遍及全球则称之为展布布格异常。

按式 (1.2.4) 计算得到的为绝对布格重力异常, 有时只需得到相对的布格重力异常值, 可按下式计算

$$\Delta g_{\text{相}} = \Delta g + \Delta g_1 + \Delta g_2 + \Delta g_3 + \Delta g_p$$

式中 Δg 为测点相对总基点的相对重力值, $\Delta g_1'$ 和 $\Delta g_3'$ 为测点相对总基点的海拔高程计算的自由空间校正值和中间层校正值, Δg_2 仍为测点的局部地形校正值, Δg_p 为相对总基点进行的正常重力校正值 (或称相对纬度校正值)。

§ 1.3 区域场与剩余场

地面上测量到的重力值是地下由深到浅各种剩余质量所引起的重力值的总和。因此,实测的重力异常值可以看作是由区域场值和剩余场值二部分所组成。一般地说,区域场值的空间变化波长较长,也就是说异常范围较大,异常变化较平缓,作为背景场值出现,它是由地下较深的场源和分布面积较大的(相对于所要研究的对象而言)浅层场源形成的,而剩余场值(也叫局部场值)则是由勘探中所要研究的对象所引起的,其分布范围较小,异常变化较大,空间变化波长较短,一般是相对埋深较浅或分布范围较小的地质体所产生。剩余重力值是从观测异常值中减去区域场值后剩下的重力异常值。显然,区域场值和剩余场值是一个相对的概念,它决定于勘探的目的。在高精度重力测量中主要对象是探测和圈定浅小

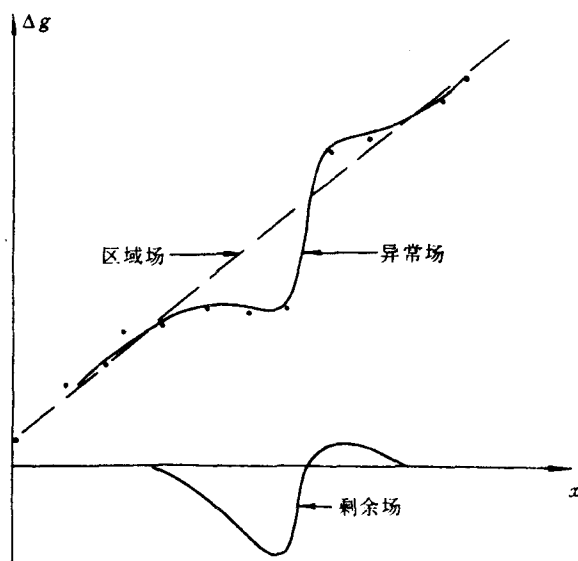


图 1.3.1 分离区域场和剩余场值的图解法