

普通高等教育
勘查技术类教材

勘查地球物理教程

KANCH A DIQIUWULI JIAOCHENG

● 主编 范美宁



地 质 出 版 社

勘查技术类教材

勘查地球物理教程

主 编 范美宁
副主编 管彦武 许家姝



地质出版社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本教材深入浅出,内容安排上,简明扼要,重点突出。根据应用地球物理的不同分支,编写了六章内容。分别是:第一章重力勘探,第二章磁法勘探,第三章电法勘探,第四章地震勘探,第五章放射性勘探,第六章地热勘探。每章开始都汇总了对应方法的内容介绍和学习目的,给读者一个轮廓,读者可以很清晰地了解其中某一部分的知识要点和内容。

本教材的特点:汇集了多种地球物理方法,教材内容紧跟形势,体现出与时俱进的科学发展观,将一些较新的成果也纳入其中,与行业需求紧密结合。内容安排上以理论原理为基础,注重实践应用,选入一些典型实例并配以图表,有助于读者对理论知识的理解。

教材编写紧扣高等教育的培养目标,以基础理论为重点,结合实例,通俗易懂。本教材可作为非地球物理专业学生的物探教材,也可作为地球物理爱好者的自学读本。

图书在版编目(CIP)数据

勘查地球物理教程 / 范美宁主编. — 北京:地质出版社, 2018.6

ISBN 978-7-116-10968-1

I. ①勘… II. ①范… III. ①地球物理勘探—教材
IV. ①P631

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2018) 第 090599 号

责任编辑:王春庆

责任校对:韦海军

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京市海淀区学院路 31 号, 100083

电 话:(010) 66554646 (邮购部); (010) 66554578 (编辑部)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

传 真:(010) 66554579

印 刷:固安华明印业有限公司

开 本:787 mm×1092 mm 1/16

印 张:13.25

字 数:330 千字

印 数:1—2000 册

版 次:2018 年 6 月北京第 1 版

印 次:2018 年 6 月河北第 1 次印刷

定 价:27.00 元

书 号:ISBN 978-7-116-10968-1

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

前 言

在社会经济迅速发展的今天，为满足社会对高技能、综合型人才的需要，我国政府逐年加大了对职业教育的投入。但是，由于历史原因，我国的地学职业教育基础相对薄弱，针对非地球物理专业的学生，缺乏难度适合、内容系统的专业教材。因此编写一本适合非地球物理专业的勘查地球物理教程是广大师生的强烈愿望和迫切需要，也符合高等职业教育的培养目标。

目前地球物理方法应用面非常广泛，因为地球物理场对人类的生存环境和人体健康有着一定的影响，利用地球物理学的理论和方法来研究地球物理场和地球物质的物理特性与人类生存环境之间的关系，是属于环境地球物理学的范畴，环境地球物理学已被用于解决环境污染的监测、生态环境变化预测、环境治理措施的效果检查等方面。地质体在环境发生变化时（污染、破碎、挤压等），会产生相应的地球物理效应，引起各种地球物理场（重力、电、磁、热、地震波、放射性等）的变化，这是应用环境地球物理学观测和研究来认识 and 解决环境问题的基础。环境地球物理学在研究解决环境问题时，几乎使用了目前地球物理学的所有研究方法。在我国，环境地球物理学虽然起步较晚，但在某些方面仍获得了突出的成就，特别是在放射性污染调查和利用地球物理层析技术研究环境问题方面都取得了重要进展。当然，应用地球物理在地质、构造、资源勘查等方面也都有突出的应用。由此看出应用地球物理的涉及面广泛，应用前景广阔，对于非地球物理专业的学生，掌握一些应用地球物理知识显得十分必要。

在这个大前提下，有一本通俗易懂的教材就显得尤为重要。因此我们汇编了这本《勘查地球物理教程》，目的就是为非地球物理专业的人群提供一本简明扼要、通俗易懂的科普型读物。这本教材在编写上力求简单、直接，读者能够在短时间内了解和掌握地球物理的基础理论知识、学习各物探方法的基本原理和工作过程。

本套教材的特点：汇集了多种地球物理方法，教材内容紧跟形势，体现

出与时俱进的科学发展观,将一些较新的成果也纳入其中,与行业需求紧密结合。本教材编写上以吉林大学教学大纲、内容安排和课时为参考,力求以理论原理为基础,注重实践应用的内容,以增加读者的感性认识。教材内容紧凑,简明扼要,尽量减少冗长烦琐的公式推导,力求逻辑清晰,重点突出。

教材深入浅出地介绍了重力勘探、磁法勘探、电法勘探、地震勘探、放射性勘探以及地热勘探的基本理论、工作方法和应用实例。编写紧扣高等职业教育的培养目标,以基本理论为基础,选入一些典型实例并配以图表,通俗易懂,无论作为非地球物理专业学生的物探教材还是作为地球物理爱好者的自学读本都很适宜。

教材在内容安排上,遵循简明扼要,突出重点。每部分开始都汇总了对应方法的内容介绍与学习目的,给读者一个轮廓,读者可以很清晰地了解其中某一部分的知识要点和内容。由于教材涵盖的内容比较多,我们力争做到精简篇幅,不重复,不累赘。

教材共分六章,第一章重力勘探、第四章地震勘探由许家姝老师编写;第二章磁法勘探、第三章电法勘探由范美宁老师编写;第五章放射性勘探及第六章地热勘探由管彦武老师编写。最后由范美宁老师统稿。尽管老师们都很努力,但仍有可能存在一些问题和不足,恳请读者朋友们提出宝贵意见,把你们的体会反馈给我们,以便我们再次修订时及时改正和完善。

编 者

2018年2月

目 录

前 言

第一章 重力勘探	(1)
第一节 重力勘探的理论基础	(1)
一、重力场	(1)
二、地球重力位	(3)
三、地球重力场	(4)
四、岩(矿)石的密度	(8)
第二节 重力仪及重力勘探工作方法	(9)
一、重力仪	(9)
二、重力勘探工作方法	(11)
第三节 重力资料的整理及图示	(13)
一、重力资料的整理	(13)
二、重力测量所观测的重力异常	(15)
三、重力异常图	(15)
第四节 重力异常的推断解释	(17)
一、地质体参数的计算	(17)
二、重力异常的识别和划分	(26)
第五节 重力勘探的应用	(30)
一、在区域地质构造研究中的应用	(30)
二、在石油及天然气勘探中的应用	(31)
三、在盐矿探测中的应用	(32)
四、在金属矿勘探中的应用	(33)
五、在工程勘察中的应用	(34)
六、在考古方面的应用	(34)
第二章 磁法勘探	(37)
第一节 岩(矿)石的磁性	(38)
一、物质的磁性	(38)
二、岩(矿)石的磁性特征	(41)
三、岩石的剩余磁性	(43)
第二节 地球磁场的基本特征	(45)
一、地磁要素及地磁场的构成	(45)
二、地磁图与地球磁场的基本特征	(47)

三、地磁场的变化	(50)
第三节 简单规则形体的磁性特征	(51)
一、简化磁场的条件	(51)
二、计算磁性体磁场的基本公式	(51)
三、简单规则形体的磁异常特征	(55)
第四节 磁法勘探的野外工作及资料整理	(61)
一、磁法勘探野外工作仪器简介	(62)
二、磁法勘探野外工作方法	(63)
三、磁测资料的整理计算及图件	(66)
第五节 磁异常的资料解释及地质应用	(68)
一、磁测资料的解释	(68)
二、磁异常资料的应用实例	(69)
第三章 电法勘探	(74)
第一节 岩(矿)石的电学性质	(75)
一、岩(矿)石的电阻率	(75)
二、影响岩(矿)石电阻率的主要因素	(76)
第二节 地球中的电场	(77)
一、点电流源电场的分布规律	(77)
二、两个异性点电源的电场	(77)
第三节 电阻率法	(79)
一、电法中常用的装置类型和特点	(79)
二、电阻率测深法	(80)
三、电阻率剖面法	(88)
第四节 激发极化法	(99)
一、激发极化法的理论基础	(100)
二、激发极化法的异常特征	(103)
三、激发极化法的野外工作方法	(106)
四、激发极化法的应用	(107)
第五节 充电法和自然电场法	(107)
一、充电法	(107)
二、自然电场法	(112)
第四章 地震勘探	(115)
第一节 地震勘探的理论基础	(115)
一、地震波的基本知识	(115)
二、地震波的传播	(119)
三、地震波的频谱	(124)
第二节 地震波的时距关系	(126)
一、直达波的时距曲线	(127)

二、反射波的时距曲线·····	(127)
三、折射波的时距曲线·····	(132)
第三节 地震勘探数据的野外采集技术·····	(136)
一、地震勘探的地质条件·····	(137)
二、地震测线与观测系统·····	(137)
三、地震波的激发与接收·····	(142)
第四节 共反射点水平叠加技术·····	(144)
一、水平叠加原理·····	(144)
二、水平叠加效应·····	(146)
第五节 地震勘探资料处理方法·····	(149)
一、资料处理概述·····	(149)
二、数字滤波原理简介·····	(153)
三、地震波的速度·····	(155)
第六节 地震勘探资料解释基本方法及发展趋势·····	(158)
第五章 放射性勘探 ·····	(165)
第一节 基础知识·····	(165)
一、放射性核素及其衰变规律·····	(166)
二、放射性系列及放射平衡·····	(168)
三、射线与物质的相互作用·····	(169)
四、原子核反应·····	(170)
五、核辐射测量常用的量及单位·····	(171)
六、放射性核素在自然界的分布·····	(172)
七、标准模型·····	(174)
八、核辐射防护·····	(177)
第二节 常见的放射性测量方法及其应用·····	(178)
一、测量仪器·····	(178)
二、野外工作方法介绍·····	(180)
三、应用实例·····	(181)
第六章 地热勘探 ·····	(185)
第一节 地热勘探的理论基础·····	(185)
一、温度·····	(185)
二、热量·····	(186)
三、岩石的热物理性质·····	(186)
第二节 地球的热场·····	(188)
一、温度场·····	(188)
二、大地热流·····	(188)
三、地球内部热源·····	(189)

第三节 地热资源的普查与勘探.....	(190)
一、程序、目的和手段.....	(190)
二、资料收集和地面地质调查.....	(192)
第四节 地热资源的评价.....	(196)
一、可行性评价.....	(196)
二、环境影响评价.....	(197)
第五节 应用实例.....	(197)
内蒙古赤峰市热水镇地热田地球物理调查.....	(197)
参考文献	(201)

第一章 重力勘探



内容介绍与学习目的

本章分为五部分内容。重点介绍地球重力场的产生、表达和特征,包括地球重力场的组成和基本特征、岩石的密度与重力场的关系、规则地质体的重力异常特征等;介绍重力测量的野外工作方法,包括测网布置、精度的确定、质量的评价以及基本重力资料的数据整理、成果图绘制等;在此基础上,通过实例介绍重力勘探的应用。

学生通过本章的学习,可以全面了解重力测量技术的方法原理和野外工作特点,学会简单的成果分析和资料解释。

重力勘探是以地壳中不同岩(矿)石之间的密度差异为基础,通过观测和研究天然重力场的变化规律,以查明地质构造和寻找有用矿产的物探方法。

第一个研究和测定重力加速度的是 17 世纪意大利物理学家伽利略。以后,比较准确地测定重力加速度的方法是利用摆仪。19 世纪末,匈牙利物理学家厄缶发明了扭秤,使重力测量有可能用于地质勘探。在 20 世纪 30 年代,由于重力仪的研制成功,重力勘探获得了广泛应用,并且发展了海洋、航空和井中重力测量。

地球的重力场是一种天然力场。组成地壳的各种岩(矿)石之间具有密度差异,这种差异会使地球的重力场发生局部变化,从而引起地球重力异常。当我们在某一地区进行观测并发现重力异常时,对异常进行分析计算,就能推断引起该重力异常的地下物质分布情况,从而达到地质勘查的目的。

重力测量的应用范围十分广泛。利用重力资料可以研究区域和深部地质构造,也可以研究局部地质异常体。在石油勘探中主要用于探查与油气生成、运移和聚集有关的各种地质构造,如沉积盆地的基底起伏,盖层内部的构造形态,盐丘、侵入体等局部地质现象,也可以直接研究油气藏。随着电子、计算机技术的飞速发展,重力测量在寻找磁铁矿、铬铁矿、有色金属矿,以及钾盐等矿产方面都取得了良好的地质效果。此外,在研究地球形状,推算导弹、火箭、人造卫星及宇宙飞船的运行轨道方面,重力数据也是不可或缺的重要资料。

第一节 重力勘探的理论基础

一、重力场

地球是一个具有一定质量、两极半径略小于赤道半径且按照一定角速度旋转的椭球体。如果忽略日、月等天体对地面物质的微弱吸引作用,则在地球表面及其附近空间的一

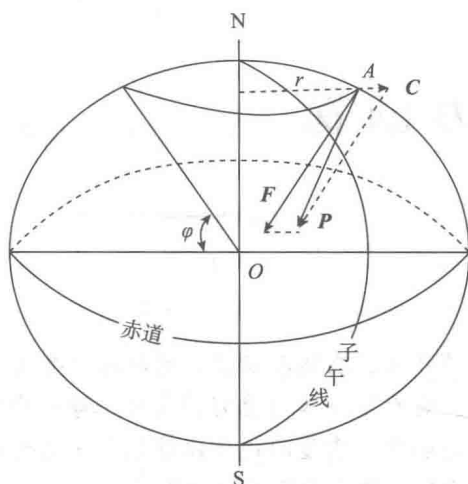


图 1-1 地球外部任一点单位质量所受的重力

$10^{-11} \text{ m}^3/(\text{kg} \cdot \text{s}^2)$; 在常用 (CGS) 单位制中是 $6.67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/(\text{g} \cdot \text{s}^2)$ 。在 SI 单位制中力的单位是 N (牛顿)。

由于地球平均赤道半径 (6378.140 km) 大于平均极半径 (6356.755 km)，所以地球引力是从赤道向两极逐渐增大的。

若地球自转角速度为 ω ，由 A 点到地球自转轴的垂直距离为 r ，根据力学知识，A 点质量 m 所受到的惯性离心力为

$$C = m\omega^2 r \quad (1-2)$$

C 的方向垂直于地球自转轴并沿着 r 指向球外。由于在赤道处 r 最大，两极 r 等于零，所以惯性离心力是从赤道向两极逐渐减小的。

在地球表面上，全球重力平均值大约为 9.8 m/s^2 。从赤道 (平均 9.780 m/s^2) 到两极 (平均 9.832 m/s^2)，重力变化大约为 0.05 m/s^2 ，这个量级接近地球平均重力值的 0.5%。而离心力在赤道最大值只有 0.0339 m/s^2 ，仅占重力平均值的 1/289，因此重力基本上是由地球的引力确定，其方向大致指向地心。

地球周围具有重力作用的空间称为重力场。根据牛顿第二定律，作用于质量为 m_0 的质点上的重力 P 的模值可表示为

$$P = m_0 g$$

式中， g 为重力加速度。显然：

$$g = P/m_0 \quad (1-3)$$

上式左端表示单位质量所受的重力，即重力场强度。由此可见，空间某点的重力场强度，无论在数值或量纲上都等于该点的重力加速度，且二者的方向也一致。为叙述方便，今后如无特殊说明，我们提到的重力即是指重力加速度或重力场强度。

厘米克秒制 (CGS 制) 中，重力单位是 cm/s^2 ，为了纪念第一个测定重力加速度的物理学家伽利略，将这个单位称为伽利略 (Galileo)，简称伽，符号 Gal^①。

① 1 Gal = 0.01 m/s^2 。

实际生产中常用单位为毫伽 (mGal) 和微伽 (μ Gal)。关系如下:

$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal}, 1 \mu\text{Gal} = 10^{-6} \text{ Gal}$$

国际单位制中, 重力的单位是 m/s^2 , 规定 1 m/s^2 的 10^{-6} 为国际通用重力单位 (gravity unit), 简写成 g. u., 即 $1 \text{ g. u.} = 10^{-6} \text{ m/s}^2$ 。SI 单位与 CGS 单位的换算关系为: $1 \text{ Gal} = 10^4 \text{ g. u.}$ 。

二、地球重力位

1. 引力位

引力场 F 是保守场 (沿闭合路线 l 做功为零, 即 $\oint_l F \cdot dl = 0$) 或无旋场 ($\text{rot} F = \nabla \times F = 0$) 考虑到标量函数的梯度的旋度恒等于零, 可引入引力位 V (标量函数):

$$F = \text{grad} V = \nabla V \quad (1-4)$$

上式说明引力的方向始终指向引力位增加最快的方向。引力的分量形式为

$$F_x = \frac{\partial V}{\partial x} = V_x \quad F_y = \frac{\partial V}{\partial y} = V_y \quad F_z = \frac{\partial V}{\partial z} = V_z \quad (1-5)$$

我们知道, 质量为 m 的质点的引力场中, 某点引力位的定义是: 将单位质量的质点从无穷远移至该点时引力场所做之功, 即

$$V = \int_{\infty}^r F \cdot dl = -G \int_{\infty}^r \frac{m}{r^3} r \cdot dl = -G \int_{\infty}^r \frac{m}{r^2} \cdot dr = G \frac{m}{r} \quad (1-6)$$

不难理解, 质体外的引力位 (设密度为 ρ , 体积为 v) 应为

$$V = G \iiint_v \frac{\rho}{r} dv = G \iiint_v \frac{dm}{r} (dm = \rho dv, dv = d\xi d\eta d\zeta) \quad (1-7)$$

而质体外的引力的分量形式为

$$\left. \begin{aligned} F_x = V_x &= -G \iiint_v \frac{\rho(x-\xi)}{r^3} dv \\ F_y = V_y &= -G \iiint_v \frac{\rho(y-\eta)}{r^3} dv \\ F_z = V_z &= -G \iiint_v \frac{\rho(z-\zeta)}{r^3} dv \end{aligned} \right\} \quad (1-8)$$

2. 离心力位

离心力定义式为

$$U = \int_0^R C dR = \int_0^R \omega^2 R dR = \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad (1-9)$$

而离心力的分量为

$$\left. \begin{aligned} C_x &= U_x = \omega^2 x \\ C_y &= U_y = \omega^2 y \\ C_z &= U_z = 0 \end{aligned} \right\} \quad (1-10)$$

3. 重力位

地球的重力位等于引力位与离心力位之和, 即

$$W = V + U = G \iiint_v \frac{\rho}{r} dv + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad (1-11)$$

而重力的分量形式为

$$\left. \begin{aligned} g_x = W_x = V_x + U_x &= -G \iiint_v \frac{\rho(x-\xi)}{r^3} dv + \omega^2 x \\ g_y = W_y = V_y + U_y &= -G \iiint_v \frac{\rho(y-\eta)}{r^3} dv + \omega^2 y \\ g_z = W_z = V_z + U_z &= -G \iiint_v \frac{\rho(z-\zeta)}{r^3} dv \end{aligned} \right\} \quad (1-12)$$

依方向导数定义, 重力在 l 方向上的分力为

$$g_l = \frac{\partial W}{\partial l} = W_l = W_x \cos \alpha_l + W_y \cos \beta_l + W_z \cos \gamma_l = g \cos(\mathbf{g}, \mathbf{l}) \quad (1-13)$$

式中, l 为任意矢量; $(\mathbf{g}, \mathbf{l})$ 为重力 $\mathbf{g}$ 与 $\mathbf{l}$ 之夹角; $\cos \alpha_l$ 、 $\cos \beta_l$ 、 $\cos \gamma_l$ 为 $\mathbf{l}$ 的方向余弦。

由以上的讨论可知, 重力位对坐标轴的偏导数的物理意义是重力在相应坐标轴上的分量。而对任意方向的偏导数则等于重力在该方向上的分量。

引力位、离心力位、重力位的 SI 单位是 m/s^2 。

4. 重力等位面及其特性

由式 (1-13) 可知, 若令 $\mathbf{g}$ 与 $\mathbf{l}$ 垂直, 即 $(\mathbf{g}, \mathbf{l}) = 90^\circ$, 则 $\frac{\partial W}{\partial l} = 0$, 于是有

$$W(x, y, z) = C \quad (1-14)$$

式中, C 为常数。上式为曲面方程, C 取不同常数时, 表示一簇曲面, 称为重力等位面。重力等位面各点的重力与等位面垂直。这是重力等位面的第一个特性。由于任意点的重力与过该点的水准面垂直, 因此重力等位面也是水准面。不难理解大地水准面是一个特殊的重力等位面。

若令 $\mathbf{g}$ 与 $\mathbf{l}$ 平行, 则 $\frac{\partial W}{\partial l} = \frac{\partial W}{\partial g} = \mathbf{g}$, 重力位对重力方向的导数等于重力的数值。由于重力方向指向重力位增加最快的方向 (等位面的内法线方向), 因此, 等位面上各点的重力等于重力位对该点等位面的内法线 $\mathbf{n}$ 的方向导数, 即

$$\mathbf{g} = \frac{\partial W}{\partial \mathbf{n}} \quad (1-15)$$

此为重力等位面的第二个特性。

将上式改写成重力位的增量形式并令其等于常数, 即

$$\Delta W = \mathbf{g} \cdot \Delta \mathbf{n} = \text{常数} \quad (1-16)$$

因为等位面上的重力并非处处相等, 所以两相邻等位面间的距离 Δn 并非处处相等, 等位面并非处处平行。又因为各点的重力皆为有限值, 所以 $\Delta n \neq 0$, 即等位面既不相交也不相切。重力等位面不处处平行, 既不相交也不相切, 此为重力等位面的第三个特性。

三、地球重力场

地球的重力场可分为正常重力场、重力场随时间的变化以及重力异常三部分。

1. 正常重力场

地球的外表面通常认为是一个旋转椭球面，并习惯用大地水准面来逼近这个旋转椭球面。大地水准面在海洋上是平均海平面（或用静止海平面），而在陆地上是用这个平均海平面延伸到大陆内部所形成的包围曲面。按照定义，大地水准面是一个等位面。

遍及地球表面上的重力测量资料表明，地球形状最准确的参考面接近于旋转扁球面，而不是旋转椭球面。但后者便于应用，涉及的变量又少。所以，在重力测量中，为了确定正常重力值，选择这样一个旋转椭球体，使其表面与大地水准面接近；其质量与地球的总质量相等；物质呈相似旋转椭球层状分布；旋转轴与地球自转轴重合；旋转角速度与地球自转角速度相等。这样的旋转椭球体，称之为地球椭球体（又叫参考椭球体或标准椭球体）。而在这个椭球体表面上计算出的重力场称为地球正常重力场。正常重力场随纬度变化的形式为

$$g_{\varphi} = g_e(1 + c_1 \sin^2 \varphi - c_2 \sin^2 2\varphi) \quad (1-17)$$

式中， g_e 为赤道上平均重力值； φ 是计算点的地理纬度； c_1 、 c_2 是取决于地球形状的常量。

如何确定式（1-17）中的不同参数值，是多年来世界上大地测量学家和地球物理学家关注的问题之一。不同学者所采用的参数值不同，就得到不同的计算正常重力值公式，其中比较常用的有：

1) 1901~1909 年赫尔默特公式：

$$g_{\varphi} = 9.78030(1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi) \quad (1-18)$$

2) 1930 年卡西尼国际正常重力公式：

$$g_{\varphi} = 9.78049(1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi) \quad (1-19)$$

3) 1979 年国际地球物理及大地测量联合会推荐的正常重力公式：

$$g_{\varphi} = 9.780327(1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi) \quad (1-20)$$

过去式（1-18）多用于测绘部门，式（1-19）多用于勘探部门。20 世纪 80 年代以后决定全国统一使用式（1-18）。从式（1-18）与式（1-20）相比较可以看出，赫尔默特在约 100 年前推算出的公式与根据人造卫星资料推算出的公式相差是很小的。

2. 重力场随时间的变化

正常重力是重力的稳定成分，也是重力的主要成分。实际上，地面上任一点的重力还随时间变化，这是重力的非稳定成分。重力随时间的变化主要由天体相对于地球位置的变化、地球自转轴的瞬时摆动、地球自转角速度的变化、地球形状的变动和地球内部的质量迁移等因素所引起的。按变化特征不同，可分为长期变化和短期变化两类。

长期变化非常缓慢和微弱，重力勘探中可不予考虑。

短期变化主要是重力日变化。潮汐现象是太阳、月球相对于地球位置的变化，使它们间的引力不断变化所产生的，它不仅表现在海水周期性的涨落上，就是固体地球也有周期性的起伏，造成地面重力日变化，又称重力固体潮。重力日变化多以半个太阴日为周期（一个太阴日为 24 h 50 min），形状似正弦形，幅度 1~3 g. u.。重力日变化对重力测量有一定影响，高精度重力测量时应予以消除。

图 1-2 是北京地区的一条重力日变曲线，重力日变的幅度为 2~3 g. u.，这在高精度重力测量中是不可忽略的。

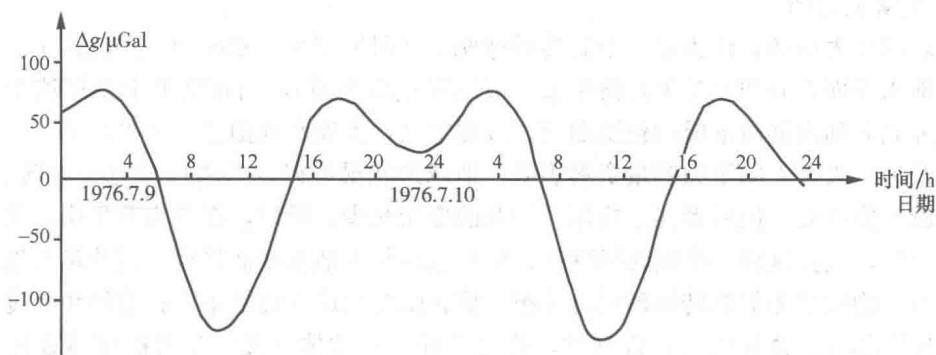


图 1-2 1976 年 7 月 9~10 日北京地区重力日变曲线

3. 重力异常

将地面上某点的重力观测值与该点的正常重力值比较，我们会发现二者之间总是存在一些偏差。造成这些偏差的原因有以下几个方面：

第一，重力观测是在地球自然表面而不是在水准面（大地水准面或人为选定的某一水准面）上进行的，自然表面与水准面间的物质及观测点与水准面间的高差会引起重力的变化。

第二，地壳内部物质并不是呈同心层分布的，地壳内物质密度的不均匀分布，会造成实测值与正常值的差异。

第三，地球内部物质的变动及重力日变也会引起重力场的变化。

对于重力勘探而言，第一种因素属于干扰，应予消除。第三种因素的影响很小，除高精度重力测量外，一般都可以忽略。只有第二种因素引起的重力变化才是我们需要的重力异常。

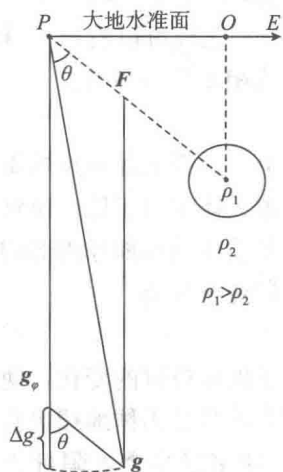


图 1-3 重力异常物理意义示意图

为了说明重力异常的物理意义，我们举一个简单的例子。如图 1-3 所示，设在大地水准面上 P 点附近的地下有一球形矿体，矿体的密度为 ρ_1 ，体积为 V ，围岩的密度为 ρ_2 ，矿体相对围岩的剩余密度 $\rho = \rho_1 - \rho_2$ ，当 $\rho_1 > \rho_2$ 时， $\rho > 0$ ；当 $\rho_1 < \rho_2$ 时， $\rho < 0$ ，剩余质量 $m = \rho V$ 。设正常重力为 g_φ ，矿体剩余质量的引力为 F （指向矿体中心）、 P 点实际重力为 $g = g_\varphi + F$ ，则 P 点的重力异常的定义为

$$\Delta g = |g| - |g_\varphi| = g - g_\varphi \quad (1-21)$$

由余弦定理，有

$$\Delta g = (g_\varphi^2 + 2g_\varphi F \cos\theta + F^2)^{1/2}$$

式中， θ 为 F 与 g_φ 的夹角。

将上式代入式 (1-21)，可得

$$\Delta g + g_\varphi = (g_\varphi^2 + 2g_\varphi F \cos\theta + F^2)^{1/2}$$

将上式等号两边平方后再除以 g_φ^2 得

$$\left(\frac{\Delta g}{g_{\varphi}}\right)^2 + 2\left(\frac{\Delta g}{g_{\varphi}}\right) = \left(\frac{F}{g_{\varphi}}\right)^2 + 2\left(\frac{F}{g_{\varphi}}\right)\cos\theta$$

因为 $F \ll g_{\varphi}$, $(\Delta g/g_{\varphi})^2$ 和 $(F/g_{\varphi})^2$ 可忽略, 故

$$\Delta g = F \cos\theta \quad (1-22)$$

上式表明, 重力勘探中所称的重力异常 Δg 的物理意义是剩余质量所产生的引力在正常重力方向的分量 (或在铅直方向的分量)。应注意, 重力异常并非剩余质量的引力本身 (O 点除外)。由于剩余质量的引力远远小于正常重力, 因此剩余质量的引力基本上不改变重力的方向。

实际重力异常往往由两部分所组成, 即

$$\Delta g = \Delta g_1 + \Delta g_2$$

式中, Δg_1 为区域重力异常 (范围大的重力异常); Δg_2 为局部重力异常 (范围小的重力异常)。既研究区域异常也研究局部异常时, 参考点一般选在大地水准面上, 当只研究局部异常时, 参考点可选在某一水准面上。

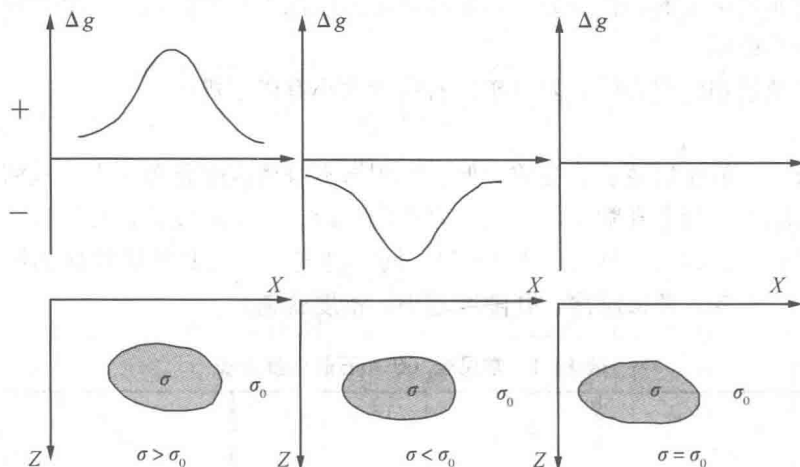


图 1-4 不同密度差引起的重力异常

图 1-4 是不同密度差引起的重力异常, 从图中不难看出:

异常体密度大于围岩时, $\Delta m > 0$, $\Delta g > 0$, 重力高异常;

异常体密度小于围岩时, $\Delta m < 0$, $\Delta g < 0$, 重力低异常。

地质异常体能探测到重力异常的条件有:

1) 异常体与围岩之间要有一定的密度差。当异常体的密度大于围岩密度时, 剩余密度为正, 可观测到局部重力高; 反之, 观测到重力低; 没有密度差则观测不到重力异常。

2) 地质异常体必须沿水平方向有密度变化, 或是有一定的构造形态, 水平层状均匀的密度分布不能引起可观测的相对重力异常。

3) 待探测的密度不均匀体要有一定的规模, 即剩余质量不能太小, 因为重力异常值的大小从根本上取决于地质异常体的剩余质量。比如沉积盆地中间层密度差很小, 一般不超过 0.5 g/cm^3 , 但由于构造规模大, 也能产生足够大重力异常, 反之, 金属矿体与围岩密度差较大 (可达 $1.0 \sim 3.0 \text{ g/cm}^3$), 但如果矿体体积太小, 异常微弱, 仪器也无法测

出。因此在探测金属矿时，通常要针对性地采取高精度的重力勘探技术和方法。

4) 异常体埋藏不能太深。例如中心埋藏 100 m 时，剩余质量 $M=5.0\times10^8$ kg 的球形矿体，可在球心上方产生 0.335 mGal 的异常，但是该球体中心埋深变为 1000 m 时，却只能引起 0.00335 mGal 的异常。

5) 干扰要轻。恶劣的地形、浅层密度不均匀、围岩密度变化等都对重力场产生严重的干扰而使目标异常体产生的异常无法识别。

因此只有当地形比较简单，围岩密度比较均匀，探测对象（目标异常体）与围岩的密度差较大，且其他地质因素的干扰能从实测异常中清除时，重力勘探才能获得好的地质效果。

但是，上述条件都是相对的，随着理论技术和仪器设备的进步，重力探测的应用范围正越来越广。

四、岩（矿）石的密度

各种岩（矿）石的密度差异是引起重力异常的必要条件，因此岩（矿）石的密度参数是重力勘探中非常重要的物性参数。它是部署重力勘探工作的前提，也是对重力异常进行地质解释的基本依据。

大量测定结果和研究表明，岩（矿）石密度大小有以下规律：

1. 沉积岩

沉积岩密度一般比岩浆岩、变质岩低。沉积岩本身密度变化范围大，其密度值主要取决于岩石的孔隙度。随着孔隙度的增加，岩石密度减少。从岩性看，白云岩、石灰岩密度最大，其次是页岩、砂岩、黏土（表 1-1）。同一种岩石也与其地质年代和埋深有密切关系，一般说年代越老，埋藏越深，孔隙度越小，密度就越大。

表 1-1 常见岩（矿）石的密度值表

名 称	$\frac{\text{密 度}}{\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}}$	名 称	$\frac{\text{密 度}}{\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}}$	名 称	$\frac{\text{密 度}}{\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}}$
纯橄榄岩	2.5~3.3	大理岩	2.6~2.9	钛铁矿	4.5~5.0
橄榄岩	2.6~3.6	白云岩	2.4~2.9	磁黄铁矿	4.3~4.8
玄武岩	2.6~3.3	石灰岩	2.3~3.0	铬铁矿	3.2~4.4
辉长岩	2.7~3.4	页岩	2.1~2.8	黄铜矿	4.1~4.3
安山岩	2.5~2.8	砂岩	1.8~2.8	重晶石	4.4~4.7
辉绿岩	2.9~3.2	白垩	1.8~2.6	刚玉	3.9~4.0
玢 岩	2.6~2.9	干砂	1.4~1.7	盐岩	3.1~3.2
花岗岩	2.4~3.1	黏土	1.5~2.2	硬石膏	2.7~3.0
石英岩	2.6~2.9	表土	1.1~2.0	石膏	2.2~2.4
流纹岩	2.3~2.7	锰矿	3.4~6.0	铝矾土	2.4~2.5
片麻岩	2.4~2.9	钨酸钙矿	5.9~6.2	钾盐	1.9~2.0
云母片岩	2.5~3.0	赤铁矿	4.5~5.2	煤	1.2~1.7
千枚岩	2.7~2.8	磁铁矿	4.8~5.2	褐煤	1.1~1.3
蛇纹岩	2.6~3.2	黄铁矿	4.9~5.2		