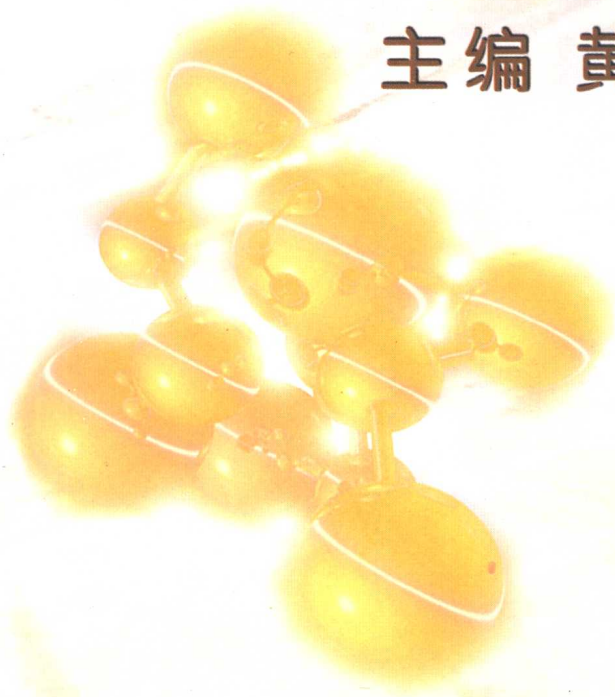


石油重·磁·电法勘探

主编 黄仲良



石油大学出版社

石油重·磁·电勘探

主编 黄仲良

石油大学出版社

内容提要

本书分三篇共 20 章。从原理、仪器、野外工作方法、资料解释等多方面详细地阐述了石油物探中的重力勘探、磁法勘探、电法勘探的内容。并对这些勘探方法在国内外油气勘探方面的应用和研究作了较全面的介绍。

本书内容翔实、图文并茂、重点突出、实例丰富、公式推导逻辑性强、步骤清楚。

本书可用作石油物探专业本科生的教材,省去仪器、野外工作方法及部分公式推导后,也可作为石油地质专业、职工大学、函授等有关专业的教材;此外,还可作为各油田从事综合资料解释和科研人员的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

石油重磁电勘探/黄仲良主编. 东营:石油大学出版社,1998.9

ISBN 7-5636-1022-7

I. 石… II. 黄… III. ① 油气勘探:重力勘探 ② 油气勘探:磁法勘探 ③ 油气勘探:电法勘探 IV. P618.130.8

中国版本图书馆 CIP 数据核字(98)第 28382 号

石油重·磁·电法勘探

主编 黄仲良

出版者:石油大学出版社(山东 东营,邮编 257062)

印刷者:青岛星球印刷有限公司

发行者:石油大学出版社(电话 0546—8391797)

开 本:787×1092 1/16 印张:24.75 字数:631 千字

版 次:1999 年 1 月第 1 版第 1 次印刷 2003 年 6 月第 2 次印刷

印 数:801~1 500 册

定 价:27.00 元

前 言

地球物理勘探简称“物探”。它包括重力、磁法、电法、地震、放射性和地热等勘探方法。在石油、天然气勘探中,前四种物探方法应用最广。放射性勘探方法在1960年前后曾用于石油勘探,因其受异常影响太弱、勘探深度浅、受地表干扰大等因素的局限,目前我国已不采用,但国外仍不时有关于放射性勘探方面的消息报导。

从1950年开始,我国以小比例尺的重、磁测量为先导,进行了大地构造分区,进而找到了大、中型沉积盆地,为油、气勘探发挥了积极作用。在进入各盆地油、气资源详查阶段,与重、磁、电相比,地震勘探在信息采集、室内处理和解释手段上都得到飞速发展,因而在解决地质构造和层系划分方面处于领先地位。在此期间,重、磁、电在我国油、气勘探中处于相对停顿阶段。

1960年之后,重、磁、电在国外(尤其在原苏联、美国和加拿大)在方法及基本理论、仪器观测精度和数字处理手段等诸方面都得到了快速发展。例如发现重力归一化总梯度法可能提供油气藏贮存信息;用重力资料反演研究精细构造;用重力资料褶积滤波寻找沉积岩内部的细小断层等。磁、电勘探线积分法可以直接提取油气信息;磁法梯度测量成果含有丰富的沉积构造信息。基于对油气藏的电磁场特征研究成果,形成了一套崭新的交、直流电法勘探方法和大地电磁测深法。大地电磁测深法在无法得到地震记录的美国华盛顿州的 Ellersburg 盆地的火成岩体下部找到了背斜油藏;电瞬变反射法在加拿大的应用非常成功;建场法(又称瞬变电磁测深)在俄罗斯和美国、加拿大都找到了多处隐蔽气藏;沉井电极法、直流电法勘探也在乌克兰成功地圈闭了多处油气藏的边界;差分标定法在电性分层和圈闭油气边界中也取得了进展。

任何一种物探方法的有效性都受到地质、地球物理条件的限制。或者说每一种物探方法所能解决的地质问题和提供的有用信息都受到一定的局限。然而,每种有活力的物探方法都有自己独具的特点。地震勘探在多数情况下寻找构造优于其他方法,但在一些勘探程度较高的地区,单靠加密地震测线和利用各种复杂的数学处理手段来寻找隐蔽油气藏(如小潜山、小滚动背斜构造、小断块及其他岩性油气藏),就显得论据不足,甚至无能为力。这是因为影响地震波的干扰因素多而且复杂,比如沉积地层横向变化大,使有用信息受到严重畸变,很难、甚至不可能用数学变换和运算将其分离出来。R. E. Sheriff(美)、L. P. Geldart(加)在“Exploration Seismology”第一章绪论中提到:“单一的地震方法不可能成为使企业盈利的手段,即使采用多种补充资料,单值的地质解释也是很少得到的。”“地震勘探是间接找油的方法,多数情况下它可以确定地质构造,但不能直接确定油气的存在。因此,只有幸运的企业才可能收回在地震勘探上消耗的成本而有所盈余。”两位作者从经济效益的角度说明了地震勘探所处的地位。

随着勘探程度的提高,物探工作所面临的地质问题也愈来愈复杂,如何发挥各种物探方法的特长来为找油、气服务,已成为各国物探工作者共同研究的课题。因此,无论从方法的有效性还是从经济成本考虑都必然导致重、磁、电方法在油、气勘探领域的复苏,这在世界范围内都具有普遍性。

原中国石油天然气总公司1989年5月在郑州和1992年7月在涿州分别召开了第一次和第二次“石油系统非地震物化探工作会议”。第一次会议提交了有关重、磁、电及化探的科研论文和新方法试验的成果报告50多篇,第二次会议论文达110篇。目前各主要油田已初步建立起这些方法的专业队伍。这对形成科学的综合石油物探是一个很大的推动。

上述各点证明了开设这门课程的必要性。

每一种物探方法都有自己的一套完整的数理基础、专用仪器设备、野外工作方法、数字处理系统和成果解释方法,鉴于石油物探近十多年来的现状和受学时数的限制,我们只能以有限的篇幅对重力勘探、磁法勘探和电法勘探进行简要的介绍。

原苏联矿床学家别捷赫金有句名言:“世界上不存在两个完全相同的矿床”。借用过来即是世界上没有两个完全相同的油、气田。任何新油、气田的发现和开发都是一项严肃的科研课题。这就决定了我们除研究它们的共性(如某个地质时代的地层)之外,还应更多地研究每个油、气藏自身的特性(如地质构造、基底性质、地球化学条件等)。因此,我们就不能只局限于研究油气藏的波场,还应研究其在引力场、电、磁场等多方面的表现特征。只有在全面研究的基础上才能确定各种物探方法的有效性。这种集各种方法于一体的研究就是综合物探。

综合石油物探方法是使各种物探方法在时间和空间上有机配合,力求取得直接或间接确定油、气藏的有用信息的方法。

实际上综合石油物探在海洋上早已运用,即在海上地震勘探船上附有重、磁测量系统,可在进行地震测量的同时,完成重力和磁法测量,最后用三种物探方法的成果资料作出综合地质解释。

在陆地上我国已开始进行“电场地震勘探”。该方法是在建立强大的直流电场的范围内进行地震勘探。它可以使地震波有用信号增强约30%。这是因为在直流电场作用下,岩石产生极化,由于趋肤效应在反射界面上形成阳离子层,从而增强界面的反射能力所致。这种方法可以改善地震记录质量和增大勘探深度。

目前国外开始了另一种新方法的研究。在进行地震勘探的同时,用感应线圈在各地震道上记录由压电效应产生的电磁脉冲信息。压电异常主要由砂岩引起,即压电异常大,说明砂岩厚度大。由时—深转换还可以确定砂体的深度。这对新探区的地质解释是极为有用的手段。

无论是电场地震效应或地震压电效应所提供的信息,都比纯粹的地震信息丰富得多。

综上所述,任何一种物探方法无论它是直接或间接提供油、气藏信息,都存在着多值性,因此,出路是尽可能全面地研究各种场的信息,用多种方法的成果进行综合地质解释才能达到高经济效益。为此在本书末尾特增加了附录三“前苏联别洛乌索夫地区非地震综合物化探研究成果”一文,这是当今较全面的综合勘探的文献。

本教材适用于目前石油院校物探专业。学时分配:重力勘探40学时,磁法勘探20学时,电法勘探36学时,共计96学时。目录中凡有“*”者表示在教学学时数不够的情况下可省略的内容,而目录中有“**”者表示可供读者自学之用的内容。本书内容力求简明扼要,但也兼顾叙述的系统性。对目前石油勘探广泛应用的和今后几年内可望投入应用的重、磁、电诸方法都作了必要的讲述和介绍。对有些方法论述较为详尽,目的是想使同学们成为一专多能的石油物探工作者。

本书的另一特点是增加了每种方法的应用实例,并尽可能地采用最新资料,以加深同学们对各种方法的认识,有助于工作中正确使用这些方法的成果进行综合地质解释,力求弥补以往版本的不足。

本书所用公式和数据,编者进行了重新推导和核算,如有错误当由编者负责。公式推导力求简明扼要。对个别难于理解的公式有较详细计算过程,目的是便于同学们自学参考。

本书的第一篇、第三篇和第二篇的第六章,第七章的§3由黄仲良编写。第一篇第五章由宋若微编写。第二篇由宋维奇编写、宋若微审稿。尹兵祥清绘部分电法勘探图件。全书由黄仲

良统稿。

本教材主要参考兄弟院校有关书藉和国内、外文献资料编写而成,尽管我们力求使它编得好一些,以适应目前石油物探专业的教学需要,但限于业务水平和时间仓促,难免有缺点错误,祈望读者批评指正!

编 者

1998年1月25日

目 录

第一篇 重力勘探

第一章 重力勘探的理论基础	1
§ 1.1.1 关于地球的一些基本知识	3
§ 1.1.2 重力和重力异常	4
* § 1.1.3 重力位、重力等位面 and 正常重力公式	7
* § 1.1.4 重力等位面的形状和不平行性与重力位二次微商的关系	10
* § 1.1.5 重力位二次微商的正常值	15
§ 1.1.6 重力勘探的正问题和反问题	17
§ 1.1.7 重力勘探的一般概念	20
§ 1.1.8 岩石与矿石的密度	22
第二章 重力仪	26
* § 1.2.1 重力测量的动力法	26
§ 1.2.2 国产 ZSM 型重力仪	28
* § 1.2.3 海洋重力勘探技术和设备简介	34
第三章 重力测量野外工作及成果整理	42
§ 1.3.1 重力测量的任务	42
§ 1.3.2 基点网观测	42
§ 1.3.3 普通测网观测	47
§ 1.3.4 重力观测结果的内部校正	48
§ 1.3.5 重力观测结果的外部校正	50
§ 1.3.6 重力异常的图示法	55
第四章 重力勘探成果解释	60
§ 1.4.1 解释的基本公式	60
§ 1.4.2 几种简单规则形体的正反问题	61
§ 1.4.3 单一密度界面深度的确定方法	73
§ 1.4.4 重力资料的高次导数解释法	78
* § 1.4.5 多项式拟合法及趋势面分析	83
§ 1.4.6 重力异常的解析延拓	84
§ 1.4.7 重力归一化总梯度法	102
* § 1.4.8 异常数据的圆滑	111
* § 1.4.9 复杂形体重力异常的正演计算——量板法介绍	117
第五章 重磁异常的反演	124
§ 1.5.1 重磁资料的计算机整理	125
§ 1.5.2 区域地质调查中的定量分析方法概述	127

§ 1.5.3 界面反演	129
§ 1.5.4 最优化选择法简介	138
第六章 重力资料的地质解释及应用实例	143
* § 1.6.1 重力资料在研究地壳深部构造及地壳均衡作用中的应用	144
§ 1.6.2 重力资料在区域地质研究中的应用	156
§ 1.6.3 在勘探程度高的地区,重力细测研究的进展	165
§ 1.6.4 两个应用实例	173

第二篇 磁法勘探

第一章 地球的磁场	186
§ 2.1.1 地磁要素及其分布特征	186
§ 2.1.2 地磁场的解析表示及其变化	189
第二章 岩(矿)石的磁性	191
§ 2.2.1 物质的磁性	191
§ 2.2.2 岩(矿)石的磁性	191
第三章 磁法勘探仪器	193
§ 2.3.1 质子旋进磁力仪	193
* § 2.3.2 光泵磁力仪	194
第四章 磁性体的磁场	198
§ 2.4.1 计算磁性体磁场的假定条件和基本公式	198
§ 2.4.2 简单规则磁性体的磁场	201
§ 2.4.3 板状体及其他形体的磁场	205
* § 2.4.4 航磁资料的整理	209
第五章 磁异常的反演解释方法	214
* § 2.5.1 磁异常反演解释的步骤和内容	214
§ 2.5.2 磁异常的定性解释	214
§ 2.5.3 磁异常的定量解释	216
* 第六章 磁电勘探线积分(ME)法	219
§ 2.6.1 ME 法的地质地球物理依据	219
§ 2.6.2 ME 法的野外工作方法	220
§ 2.6.3 ME 法的应用实例	224
第七章 磁异常的地质特征及应用实例	229
§ 2.7.1 几种地质构造的磁异常特征	229
§ 2.7.2 磁法勘探的应用实例	232
§ 2.7.3 高精度磁法勘探及实例	236

第三篇 电法勘探

第一章 直流电法的一些基本知识	242
------------------------------	-----

§ 3.1.1	岩石的电阻率	242
§ 3.1.2	均匀各向同性半空间点电源的电场	245
§ 3.1.3	均匀各向同性介质电阻率的确定及视电阻率的概念	248
* § 3.1.4	麦克斯韦方程及电法勘探中使用的电磁场模型	250
第二章	垂向电测深法	254
§ 3.2.1	电测深法的实质	254
§ 3.2.2	水平均匀层状介质上的电测深曲线	255
* § 3.2.3	介质水平不均匀对电测深曲线的影响	262
第三章	电测深资料解释	266
§ 3.3.1	电测深曲线的分析对比	266
§ 3.3.2	电测深资料的定性解释	268
§ 3.3.3	电测深曲线的定量解释	270
§ 3.3.4	岩石各向异性对定量解释的影响	274
第四章	大地电磁测深(MT)法及可控源声频大地电磁测深(CSAMT)法	277
§ 3.4.1	MT 法的原理和解释方法	277
§ 3.4.2	MT 法的应用实例	281
§ 3.4.3	CSAMT 法简介	290
§ 3.4.4	CSAMT 法在百色盆地的应用	292
第五章	建场法(瞬变电磁测深 TEM)和中间建场法	299
§ 3.5.1	建场法的数理基础	299
§ 3.5.2	建场法的特点及野外工作方法介绍	301
§ 3.5.3	TEM 法在大城凸起上的应用	303
§ 3.5.4	TEM 法在滨里海盆地寻找生物礁油气藏的成功经验	307
§ 3.5.5	中间建场法在油气预测中的应用	309
第六章	激发极化法	319
§ 3.6.1	岩石和矿物的激发极化特性	319
§ 3.6.2	激发极化法的陆地和海上应用实例	332
* 第七章	沉井电极法	347
§ 3.7.1	沉井电极法的原理	347
§ 3.7.2	三个应用实例	349
* * § 3.7.3	沉井电极法理论计算	352
第八章	电瞬变反射法和差分标定法简介	356
§ 3.8.1	电瞬变反射法介绍	356
§ 3.8.2	寻找和圈闭油藏的差分标定法介绍	358
§ 3.8.3	差分标定法应用实例	362
附录一	正常重力公式的推导	365
附录二	航磁异常与含油气构造	372
附录三	前苏联别洛乌索夫地区非地震综合物化探研究成果	380
主要参考书		385

第一篇 重力勘探

重力勘探是发展较早的一种地球物理勘探方法。它是在重力测量学的基础上发展起来的。重力勘探是通过测定自然存在的重力场,或测定重力场沿不同方向的变化率在地球表面的分布特征,解决地质勘探中的诸如划分大地构造单元、圈定沉积盆地分布范围、寻找油气构造、提取含油气信息、普查及勘探各种金属和非金属矿藏等地质任务。

重力勘探的理论基础是万有引力定律。地球近似于一个两极半径略小于赤道半径的旋转椭球体。在这个椭球体附近,一切物体都同时受到两个主要力——地球全部质量的引力和地球自转所引起的惯性离心力的作用。由于地球内部物质密度分布不均匀,因而使地球上各点的引力和惯性离心力不同,而地球表面各点上的重力值主要决定于各点上引力与离心力(注:以后惯性离心力均简称为离心力)的矢量和。

重力测量中,通常观测的数据不是地球的绝对重力值,而是各测点相对于工区某一固定点的重力值之差,即测得的是相对重力值。因为作重力相对测量的精度要比作绝对值测量的精度高得多。之所以要求高精度重力测量,是因为各种地质构造及有用矿藏在地表所产生的重力异常是十分微弱的,一般只有地球平均重力值的几万分之一,甚至几十万分之一数量级。

下面简要地介绍重力勘探的发展史及其现状。

关于重力现象的研究是 15 世纪后半期才开始的,当时意大利画家达·芬奇曾提出下落物体的速度随算术级数据增加的结论。以后意大利物理学家伽里略(1564—1642)在比萨斜塔上进行了第一次重力实验,并且粗略地测定了重力加速度的数值,从而发现了自由落体定律。荷兰物理学家惠更斯(1629—1695)确定了数学摆的摆动周期 T 与摆长 L 以及重力加速度 g 之间的关系为:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}}$$

并于 1655 年制造了天文钟,为精确测定重力加速度奠定了计时基础。

最初,由于重力加速度的测定不精确,人们以为在地球上各处的重力加速度都相同。法国天文学家里歇在 1672 年发现他原来在巴黎对得很准的有摆的天文钟,带到南美洲后每昼夜慢了两分钟。但是,当他把钟带回巴黎时,钟又不慢了。如果根据重力加速度是常数的看法来解释这个现象,那就只能是摆的长度在搬运过程中发生了变化,这显然是不可能的。类似现象也被许多旅行家所发现。直到牛顿(1643—1727)之前,这些现象均未引起应有的重视和正确的解释。牛顿在他 1687 年出版的《自然哲学的数学原理》一书中,根据力学理论的推论指出:由于离心力从赤道到两极逐渐减小,在地面上的重力加速度便应随纬度而变化,而且地球在赤道处应向外扩大,也就是地球的形状应是扁的。从此,研究地球形状的问题和研究重力加速度在地面的变化规律的问题便有机地联系起来了。

此后,许多科学家对重力分布与地球形状的关系作了大量的理论研究和实际测定,较精确地测定了地球的扁度。然而重力理论在地质勘探方面的应用,则是在 19 世纪末出现测定重力位二次微商的仪器——扭秤之后才开始的。随后,各种类型的重力仪器相继问世,重力测量精度不断提高。目前除地面重力仪外,还有海上重力仪和航空重力仪。80 年代新研制出的精度极高的井中重力仪,可以对沉积岩进行地质分层,为石油物探增添了新的活力。

重力勘探在我国是 50 年代以后才蓬勃发展起来的。在这之前,仅在湖南水口山,玉门和台湾做过少量的试验工作。

自 50 年代以后,我国的重力勘探队伍不断壮大,仪器设备不断更新,建立了两家重力仪器制造厂。由当时的地质部、石油部和冶金部等在全国范围内广泛地进行各种比例尺的重力测量。截至 1962 年,除少数高山地区外,完成了全国的重力普查工作,并编绘了三百万分之一的全国重力异常图。这些重力测量成果在划分大地构造单元、圈定沉积盆地、确定大型断层及寻找油气构造等方面都取得了良好的地质效果。在新疆的准葛尔盆地、塔里木盆地、青海柴达木盆地以及四川、华北、松辽、渤海等地,由重力勘探确定的许多构造都被随后进行的地震勘探和钻探成果所证实。

重力勘探已将全国的地台区和海域的隆起、拗陷划分完毕,为石油勘探提供了含油气远景区域,似乎它已完成了自己的历史任务,现在开设这门课程已无必要。这种认识是片面的和有害的。即便油气田进入开发期,也需要向深部和外围不断地扩大勘探范围以增加后备储量。这就为重力勘探提供了用武之地。重力勘探的优点在于第一勘探深度大,第二高精度重力测量及各种数字处理方法的应用,可以提供大量的地质构造和油气信息,是快速经济进行综合石油物探的不可缺少的一种方法。这就是开设这门课程的目的和任务。

第一章 重力勘探的理论基础

§ 1.1.1 关于地球的一些基本知识^[1]

一、地球的形状

地球表面 70.7% 的面积被海水覆盖,陆地面积仅占 29.3%。陆地分为平原、丘陵和山区。世界上最高的山峰——珠穆朗玛峰高度为 8 848 m,而最深的海槽深达 10 830 m。

人造地球卫星测得的地球形状参数:

赤道半径: $a = 6\,378.16\text{ km}$

极半径: $c = 6\,356.76\text{ km}$

地球的扁度: $\alpha = \frac{a-c}{a} = \frac{1}{298.05}$

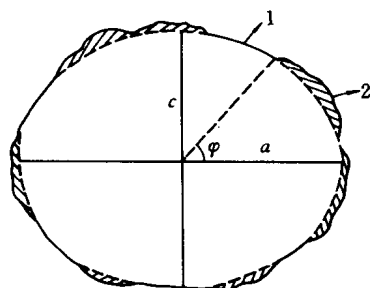


图 1.1-1 地球的形状

1—大地水准面;2—地球自然表面;
 a —赤道半径; c —极半径; φ —纬度

虽然地球表面的起伏比较复杂,但与整个地球的规模相比所占的比例是很小的。因而在宏观上地球仍然可以被看作表面光滑的椭球体。大地测量学中规定,以平静海洋面的趋势延伸到各大陆之下所形成的封闭曲面的形状,即所谓大地水准面的形状作为地球的基本形状。见图 1.1-1(重力勘探中采用这一规定)。

二、地球的内部结构

按物质成分特征,地球可以分为三层:地壳、地幔和地核。见图 1.1-2。

地壳厚度变化大,一般规律是陆地厚、海洋薄。例如在我国东部的平原地区地壳厚度为 30~40 km,在西藏高原为 60 km 以上,在新疆地区则厚达 80~90 km。大洋下面地壳变薄,在大西洋,印度洋只有 10~15 km,在太平洋的中央海洋山脉地区则薄到不足 1 km。

组成地壳的物质成分主要是硅、铝、镁等。根据硅、铝、镁的含量不同,又可分为两层:上层主要由密度较小的富含硅、铝的花岗岩组成,叫做花岗岩层或硅铝层,其平均密度为 2.7 g/cm^3 。下层由富含硅、镁的玄武岩组成,其平均密度为 3.1 g/cm^3 。花岗岩与玄武岩之间存在着 0.4 g/cm^3 的密度差。这个分界面称为康拉德界面,简称康氏面,康氏面是地壳中主要密度分界面之一。

地壳的最上部,有一层厚度不大,然而密度

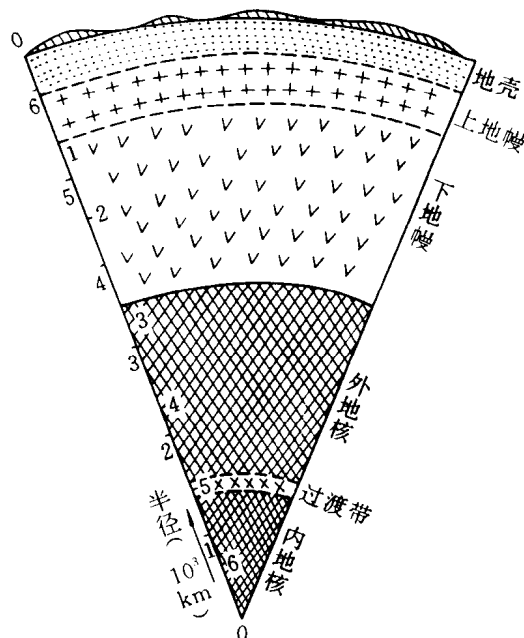


图 1.1-2 地球的内部结构

却极不均匀的沉积岩和风化土。见图 1.1-3。

地壳在海洋区和陆地区在成分上是有区别的。大陆型地壳由分布不规则的花岗岩(平均厚度为 15~20 km)和成层的玄武岩(平均厚度 75~80 km)组成。海洋型地壳中,花岗岩层变薄或者缺失,故主要成分为厚度不等的玄武岩层。

至今,地质、物探和化探所研究的范围只限于地壳的表层。在表层中,内、外地质作用长期发展过程中形成各种各样的地质构造,富集成各种有用矿藏。当这些地质构造或有用矿藏的物理性质(密度、弹性、电性、磁性等)与围岩有一定差别时,其四周就会形成各种物理场异常,从而为应用各种物探方法寻找和研究它们提供了前提条件。

从地壳下界到 2 900 km 左右深的部分称为地幔。地幔在物质成分上与地壳有显著差别,硅酸盐物质显著减少,铁、镁金属元素含量相应增多。按组成地幔物质成分的差别,又分为上地幔和下地幔。上地幔主要为基性和超基性岩,下地幔则主要为铁、镍等金属氧化物。地幔的密度在 3.4~5.0 g/cm³ 之间,随深度而增大。地幔与地壳的分界面称为莫霍洛维奇面,简称莫霍面。莫霍面是全球最主要的密度分界面,其上下密度差约为 0.3 g/cm³。

从 2 900 km 以下到地心称为地核。地核按推测的成分变化又分为外核、过渡带和内核三部分。组成地核的物质成分尚不清楚,根据陨石成分推测主要为铁、镍,故又称为铁镍核。这方面的研究有赖于中微子技术的进一步发展。中微子直线运行穿过地心,无疑会带来很多地球深部物质成分和结构方面的信息。这将是地球物理学界最浩大的一项工程。

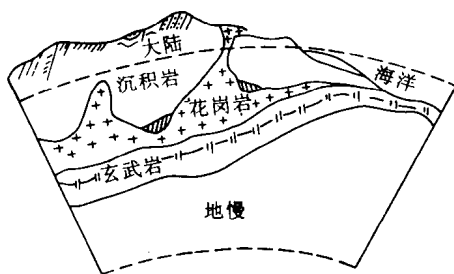


图 1.1-3

§ 1.1.2 重力和重力异常^[2]

一、重力

在地球四周的空间内,任何物体都要受到重力的作用。地面上某一物体 P 所受到的重力 g ,就是整个地球对它的引力 F 和由地球自转所产生的惯性离心力(注:以后简称离心力) C 的合力。如图 1.1-4 所示。引力的大小根据牛顿万有引力确定。离心力的大小由式(1.1-1)确定:

$$C = m\omega^2 r \quad (1.1-1)$$

式中 C 为离心力, m 为物体的质量, ω 是地球自转的角速度, r 为物体至地球自转轴的垂直距离。力的方向沿 r 向外。

由牛顿万有引力定律:相距为 ρ ,质量分别为 m_1 和 m_2 的两个质点,其相互间的引力 F 如式(1.1-2)所示:

$$F = G \frac{m_1 \cdot m_2}{\rho^2} \quad (1.1-2)$$

式中 G 是比例常数,称为万有引力常数,其数值与所采用的量度单位有关。在“克、厘米、秒”单位制中,由实验得:

$$G = 6.67 \times 10^{-8} \text{cm}^3/\text{g} \cdot \text{s}^2$$

当物体除重力外不受其他力的作用时,就会有一个加速度,这个加速度叫做重力加速度,它与重力之间的关系如式(1.1-3)所示:

$$F_1 = mg \quad (1.1-3)$$

式中 F_1 是重力, m 物体的质量, g 是重力加速度。令式(1.1-3)中的 m 为 1, 则 $F_1 = g$; 或者以 m 除该式两端, 则得 $\frac{F_1}{m} = g$ 。由此可知, 重力加速度在数值上等于单位质量所受的重力, 也就是等于重力场的场强。在重力勘探中常把重力加速度或重力场的场强称为“重力”。为了纪念第一个测定重力加速度的物理学家伽利略, 把重力加速度的绝对单位称为“伽”, 记作 Gal, 把它的千分之一称为“毫伽”记为 mGal, 即:

$$1 \text{ Gal (伽)} = 1 \text{ cm/s}^2 \quad 1 \text{ mGal} = 1/1000 \text{ Gal (伽)}$$

在国际单位制 (SI 单位制) 中, 重力加速度的单位为 m/s^2 , 它的百万分之一为一重力单位以 $g \cdot u$ 表示:

$$1 g \cdot u = 10^{-6} \text{ m/s}^2 = 10^{-1} \text{ mGal (毫伽)}$$

在我国老重力资料全是以“毫伽”(英文缩写为 mGal) 为单位, 近几年的高精度重力勘探使用毫伽的千分之一, 即“微伽”(英文缩写为 μGal) 为单位。目前, 国际上通用单位为“ $g \cdot u$ ”。

根据地面上重力变化的情况可以研究地质构造和达到找矿勘探的目的, 首先必须知道引起重力在地面上变化的原因:

- (1) 地球不是一个标准的球体, 而是一个两极压缩的扁球体, 并且地面是起伏不平的;
- (2) 地球绕固定的轴自转;
- (3) 地面附近 (即地壳) 物质的密度分布不均匀。这种不均匀是长期的复杂的地质作用造成的, 因而它与地质构造和矿产分布有着密切的关系。

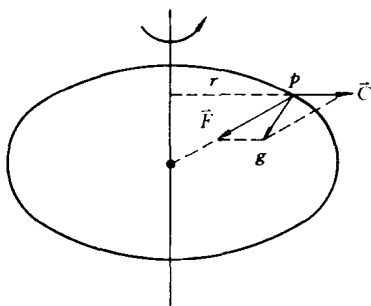


图 1.1-4

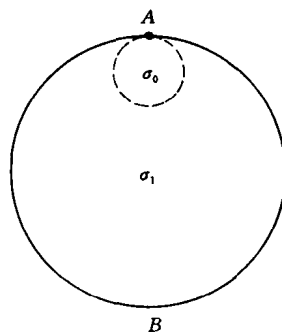


图 1.1-5

前两个原因容易理解。对第三个原因作以下说明。

根据牛顿万有引力定律, 同一个质点, 在一个密度为 σ_1 的均匀球体表面上的任何位置, 所受球体引力大小都相等, 其值可由式(1.1-2)计算。

假设在此球体内, 如图 1.1-5 中增加虚线所示的部分包围的物质, 其密度为 σ_2 和球体的 σ_1 不同, 那么原来的同一质点在球体表面上各个位置所受球体引力的大小就不相同了。假如同当 $\sigma_2 > \sigma_1$ 时, 同一质点在 A 点所受球体的引力就比在 B 点大得多, 因为球体内密度大的部分距 A 点较 B 点近得多。此外, 在上述两种情况下, 同一质点在同一位置, 例如都在 A 处, 所受球体的引力也不相同。其两者之差决定于虚线包围部分中较原来物质所多余质量的大小, 也就是决定于 $V(\sigma_2 - \sigma_1)$ 。式中 V 为虚线包围部分的体积。如果虚线包围部分是球形的, 则两者的引力差可以用式(1.1-4)直接计算出来, 即

$$\Delta F = G \frac{m \cdot V(\sigma_2 - \sigma_1)}{\rho^2} \quad (1.1-4)$$

式中 m 为质点的质量, ρ 为质点与虚线包围部分中心的距离。

由此可见, 质点所受球体引力的变化, 并不单独决定于 σ_1 和 σ_2 本身的大小, 而决定于包围它们的差。我们将 $(\sigma_2 - \sigma_1)$ 称为两种物质的“密度差”或“剩余密度”, 而将 $V(\sigma_2 - \sigma_1)$ 叫做虚线包围部分的“剩余质量”。不难看出, 剩余密度和剩余质量可以是正值, 也可以是负值。由此可知, 地壳内的密度分布不均匀, 的确会引起地面上重力的变化。问题很清楚, 要根据地面上的重力变化来研究地壳内的密度分布, 从而达到查明地质构造和找矿的目的, 就必须知道单纯由于地壳密度分布不均匀所引起的重力变化情况。

以上叙述可归纳为: 要得到纯粹由地壳密度不均匀所引起的重力变化, 就必须知道在地壳密度均匀情况下, 重力在地面上的分布。假如地球是一个密度均匀而且表面光滑的扁球体, 或者是密度成层均匀分布的扁球体, 各层的界面都是共焦点旋转椭球面, 则地面上各点的重力值便可以根据地球的大小、质量、扁度、自转角速度以及各点所处的位置等计算出来。这种计算出来的重力值叫做正常重力值。正常重力值常用符号 γ_0 来表示。

二、重力异常

从地面上某点的实际观测重力值中减去该点的正常重力值和地形起伏不平的影响值后所得到的差, 叫做重力异常, 通常用 Δg 来表示。也就是说, 重力异常是由地壳内被研究的地质体与围岩之间的密度差所引起的。

重力异常一般用两种图来表示: 一种是重力异常平面图或重力异常等值线图; 另一种是重力异常剖面图。

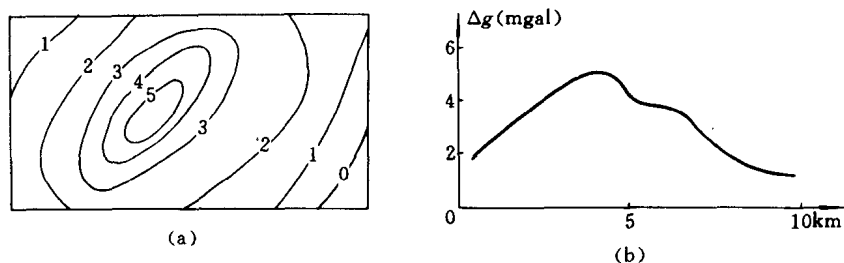


图 1.1-6

重力异常平面图将测区内重力异常值相等的点连接起来绘成的曲线图, 这些曲线称为重力异常等值线。任何两条相邻的等值线间的异常值之差都是相等的, 如图 1.1-6(a) 所示。这种图件反映测区内重力异常分布的平面特征: 重力高、重力低及其形态分布特征等。关于它们所表示的地质内容在以后的章节里逐渐阐述。

重力异常剖面图如图 1.1-6(b) 所示。它是沿某一方向(注: 不一定沿测线方向), 以距离为横坐标, 以各测点的重力异常值为纵坐标所绘出的重力异常变化曲线图。它表示沿剖面方向重力异常值的变化特征: 正、负异常变化的陡缓及总体剖面形态, 常用于定量解释。

此外, 地面上的重力值不仅随地点变化, 而且还随时间变化。这是由于地球和其他天体的相对位置不停地变化及地壳构造运动在不断进行的缘故。在高精度重力勘探中要考虑太阳和月亮对重力变化的影响。月亮引起的重力变化其最大值约为 0.1 mGal; 太阳所引起的最大重力变化值约为 0.05 mGal。由地壳构造运动所引起的重力变化是很缓慢的, 在不长的时间内变化很小, 可以忽略不计。例如 50 年代质量较好的重力资料目前仍有实用价值, 就是证明。

§ 1.1.3 重力位、重力等位面 and 正常重力公式^[1]

一、重力位

由上节讨论中得知,重力异常与地质构造和矿产分布有密切的关系。要求得重力异常值,就必须知道正常重力值,为此本节简要介绍如何获得正常重力值。

先讨论地球对一个单位质量质点的引力。见图 1.1-7 取地球的重心为坐标原点,并使 z 轴与地球的自转轴重合。这样, x 和 y 轴便在赤道平面内。

设 P 为地球外面的一个单位质量的质点, dm 为地球内的一个质量单元,二者之间的距离为 ρ ; 则 dm 对质点 P 的引力 dF 可用式(1.1-5)计算。

$$dF = G \frac{dm}{\rho^2} \quad (1.1-5)$$

dF 的方向是由 P 指向 dm 。

若 P 点的坐标为 (x, y, z) , dm 的坐标为 (ξ, η, ζ) , 则有式(1.1-6)如下:

$$\rho^2 = (\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2 \quad (1.1-6)$$

因为 dF 的方向随 dm 的位置而改变,故我们不能对式(1.1-5)直接积分求出整个地球对质点 P 的引力。

将 dF 在 x, y 和 z 三个坐标轴上的投影分别用 dF_x , dF_y 和 dF_z 来表示,如式(1.1-7)所示:

$$\left. \begin{aligned} dF_x &= G \frac{dm}{\rho^2} \cdot \frac{\xi - x}{\rho} \\ dF_y &= G \frac{dm}{\rho^2} \cdot \frac{\eta - y}{\rho} \\ dF_z &= G \frac{dm}{\rho^2} \cdot \frac{\zeta - z}{\rho} \end{aligned} \right\} \quad (1.1-7)$$

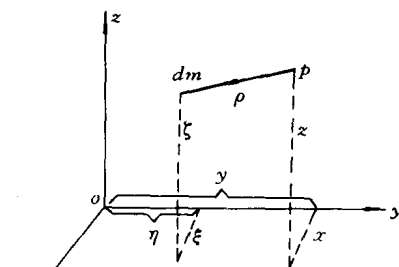


图 1.1-7

对上面三式求积分就可以得到整个地球对质点 P 的引力在各个坐标轴上的投影,见式(1.1-8)

$$\left. \begin{aligned} F_x &= G \int \frac{\xi - x}{\rho^3} dm \\ F_y &= G \int \frac{\eta - y}{\rho^3} dm \\ F_z &= G \int \frac{\zeta - z}{\rho^3} dm \end{aligned} \right\} \quad (1.1-8)$$

现在讨论由于地球自转在 P 点所产生的离心力 C 在各坐标上的投影 C_x, C_y 和 C_z 。我们已知 $C = \omega^2 r$, 所以有式(1.1-9):

$$\left. \begin{aligned} C_x &= \omega^2 r \cdot \frac{x}{r} = \omega^2 x \\ C_y &= \omega^2 r \cdot \frac{y}{r} = \omega^2 y \\ C_z &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (1.1-9)$$

将式(1.1-8)及(1.1-9)中相应项加起来,就得到重力 g 在各坐标轴上的投影,如式(1.1-10)

$$\left. \begin{aligned} g_x &= G \int \frac{\xi - x}{\rho^3} dm + \omega^2 x \\ g_y &= G \int \frac{\eta - y}{\rho^3} dm + \omega^2 y \\ g_z &= G \int \frac{\zeta - z}{\rho^3} dm \end{aligned} \right\} \quad (1.1-10)$$

可以看出,表示 g_x 、 g_y 和 g_z 的三个式子是在已选定的坐标系内的一个有限函数,如式(1.1-11)所示:

$$W = G \int \frac{dm}{\rho} + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad (1.1-11)$$

分别对 x 、 y 和 z 求偏微商,见式(1.1-12)

$$\frac{\partial W}{\partial x} = g_x, \quad \frac{\partial W}{\partial y} = g_y, \quad \frac{\partial W}{\partial z} = g_z \quad (1.1-12)$$

函数 W 是重力场的位函数,叫做重力位。式(1.1-11)右端的第一项是引力场的位函数,叫做引力位,第二项是离心力场的位函数,叫做离心力位。习惯上用符号“ V ”表示引力位,用“ U ”表示离心力位,即 $W = V + U$ 。引用位函数以后,对研究重力在计算上带来很多便利。这将在以后的讨论中显示出来。

现在讨论重力位 W 对任一方向 S 的偏微商。设 $P(x, y, z)$ 点沿 S 方向移动到无限近的邻点 $P'(x+dx, y+dy, z+dz)$ 时, W 的增量为 dW , 见式(1.1-13)

$$dW = \frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz \quad (1.1-13)$$

以 $\cos(S, x)$ 表示 S 方向与 x 轴之间夹角的余弦, dS 表示 P 与 P' 之间的距离, 则得

$$dx = dS \cdot \cos(S, x)$$

同样可得:

$$dy = dS \cdot \cos(S, y) \text{ 和 } dz = dS \cdot \cos(S, z)$$

因此由式(1.1-12)和式(1.1-13)可以把重力位的增量 dW 写成下面的形式:

$$dW = [g_x \cos(S, x) + g_y \cos(S, y) + g_z \cos(S, z)] dS$$

以 $g \cos(g, x)$, $g \cos(g, y)$ 和 $g \cos(g, z)$ 分别代替上式中的 g_x , g_y 和 g_z , 我们得到:

$$dW = [\cos(g, x) \cdot \cos(S, x) + \cos(g, y) \cdot \cos(S, y) + \cos(g, z) \cdot \cos(S, z)] g dS$$

由解析几何得知,上式右端方括号内各项的和是 S 方向与 g 方向间的夹角的余弦 $\cos(g, S)$, 故可得式(1.1-14)和式(1.1-15)

$$dW = g \cos(g, S) \cdot dS \quad (1.1-14)$$

$$\frac{dW}{dS} = g \cos(g, S) \quad (1.1-15)$$

或

$$\frac{\partial W}{\partial S} = gS$$

式中 gS 表示重力 g 在 S 方向上的投影。

由此可见,重力位对任一方向的偏微商都等于重力 g 在这个方向上的投影。不难证明引力位和离心力位也都具有这样的性质。

二、重力等位面

现在对式(1.1-15)讨论如下:

1) 当 S 的方向垂直于重力的方向时,式(1.1-15)中 $\cos(g, S) = 0$, 即