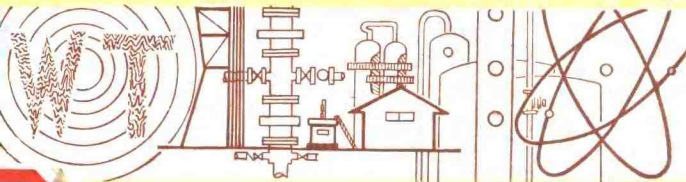


石油技工学校试用教材



地质学基础

四川石油勘探技工学校 高润海 主编



地质学基础

登录号	100743
分类号	P5
种次号	034

地质学基础

四川石油勘探技工学校 高润海 主编



55116/5

石油工业出版社

内 容 提 要

全书共分十章，内容包括：地球的基本知识；地质作用；矿物、岩石、沉积相；地层及地史；地质构造；大地构造学简介；石油地质基础知识；含油气盆地。

本书是供石油技工学校地质勘探专业使用的地质教材，也可作地质专业高中、在职勘探工人的自学与培训使用，以及其它专业参考。

地 质 学 基 础

四川石油勘探技工学校 高鸿海 主编

石油工业出版社出版发行

《北京市宣武门外大街甲二区一号楼》

北京地质印刷厂排版

北京燕华营印刷厂印刷

787×1092毫米 16开本 18印张 439千字 印1—5,000

1989年9月北京第1版 1989年9月北京第1次印刷

ISBN 7-5021-0250-7/T·246

定价：3.45元

前 言

本书是根据石油工业部劳资司1984年审定的石油技工学校地震勘探专业“地质学基础教学大纲”而编写的试用教材。

全书共需授课时数为159学时左右，教材内容着重于基本理论，基本知识的阐述和基本技能的训练，力求重点突出，文图并重，概念明确，知识新颖，既贯彻了“少而精”的原则，也照顾了章节间的彼此连贯和系统性。

全书共分十章，编写分工的情况是：绪论、第一章、第二章、第五章、第六章、第九章、第十章由四川石油勘探技工学校高润海执笔；第三章、第四章由胜利石油物探技工学校赵效歧执笔；第七章、第八章由石油部地球物理勘探局技工学校刁震执笔。

全书初稿完成后，于1985年1月在石油部物探局技工学校由编写人集体审稿，最后由高润海统一修改定稿。

限于水平，不妥之处敬请读者批评指正。

编 者

1986年9月

目 录

绪 论	(1)
第一章 地球的基本知识	(3)
第一节 地球的大小及表面形态	(3)
第二节 地球的主要物理性质	(6)
第三节 地球的圈层构造	(13)
第二章 地质作用	(22)
第一节 地质作用的概念	(22)
第二节 内力地质作用	(23)
第三节 外力地质作用	(30)
第四节 内外力地质作用的关系	(38)
第三章 矿物	(40)
第一节 矿物及其物理性质	(40)
第二节 矿物的分类和命名	(47)
第三节 常见造岩矿物的鉴定特征	(49)
第四章 岩 石	(51)
第一节 岩浆岩	(51)
第二节 沉积岩	(60)
第三节 变质岩	(82)
第五章 沉积相	(91)
第一节 沉积相的概念	(91)
第二节 陆 相	(93)
第三节 海 相	(95)
第四节 海陆过渡相	(97)
第五节 岩相古地理图的简单判读	(99)
第六章 地层及地史概述	(103)
第一节 古生物的基础知识	(103)
第二节 地 层	(106)
第三节 地质年代	(114)
第四节 地壳历史简述	(117)
第五节 我国各地史时期成油湖泊的产生与发展	(126)
第六节 地层柱状剖面图的绘制方法	(128)
第七章 地质构造	(131)
第一节 岩石的力学属性及影响岩石变形的因素	(131)
第二节 岩层的产状及其测定	(137)
第三节 地层的接触关系	(141)
第四节 水平岩层	(141)

第五节	倾斜岩层	(146)
第六节	褶皱构造	(152)
第七节	断裂构造	(161)
第八节	地质构造的表示方法——地质制图	(177)
第八章	大地构造学简介	(192)
第一节	地槽-地台学说	(192)
第二节	板块构造学说	(196)
第九章	石油地质基础知识	(207)
第一节	石油及天然气的化学成分及物理性质	(207)
第二节	石油和天然气的成因及生油层	(213)
第三节	储集层、盖层及生储盖组合	(222)
第四节	石油和天然气的运移	(230)
第五节	圈闭与油气藏	(234)
第六节	油气藏的保存和破坏以及油气田的概念	(249)
第十章	含油气盆地	(255)
第一节	含油气盆地的概念	(255)
第二节	中国含油气盆地的一般特征	(260)
第三节	含油气盆地中的油气聚集带	(264)
第四节	中国主要含油气盆地中的几个典型盆地分论	(265)
参考文献		(281)

绪 论

一、地质学研究的对象和内容

地质学是研究地球的一门自然科学。现阶段主要是研究地球的表层——地壳。因此，具体的讲：地质学是研究地壳的物质组成及其变化规律、地壳构造和地壳运动、古生物特征及其演化规律、有用矿产的形成及其分布规律、探矿方法等服务于生产的自然科学。

地质学是地学中的主要学科。自公元十八世纪后半期开始成为一门独立的学科至今，已有近三百年的研究历史。它的发展与其它学科有相似之处，即由概略到详细、由总体研究到越来越细的分科研究。十九世纪中期，由于岩石显微镜的引入，大大促进了地质学研究的领域，促使地质学向纵深发展。

随着资料的大量积累，一个人无力对地球上各种地质作用进行全面的研究，从而产生了按照研究内容和性质的不同分支越来越细、研究深度越来越高、彼此又有机地联系着的分科。例如，研究地壳物质成分、成因和变化规律的学科有结晶学、矿物学、岩石学、矿床学、地球化学等；研究地壳形成和演变历史的学科有古生物学、地史学、地层学等；研究地壳运动变化和发展规律的学科有动力地质学、构造地质学、大地构造学等。

随着科学技术的进步，地质学与其它自然科学的关系越来越密切，彼此间互相渗透、互相促进。20世纪以来，相继产生并发展了地球物理学、地球化学、同位素地质学、数学地质学等一系列边缘学科。此外，地质学方面的应用学科也相继产生并获得了飞跃发展。例如，石油地质学、煤田地质学、矿产地质学、工程地质学、水文地质学等。

由于地质学各分支学科研究的不断深入，人们又发现各种地质作用是相互联系和制约的，一种地质现象在地质历史过程中的出现，是整个地球历史进程中的一部分，若要解决某一地质作用的演化规律，必须研究不同的分支学科之间的关联特征才能解决。因此，地质学的研究，目前又发展为综合研究阶段，出现了建造学、板块构造学等综合性地质学科。

未来地球科学发展的主要方向，将是全面、系统地研究地球物质和地质作用成因（动力）的研究。地球科学进入真正的成熟阶段已为期不远了。

二、地质学研究对象的特点

1. 时间的悠久性

表现在两个方面。一是地球和地壳自形成至今，已有几十亿年的历史；二是地球上的多数地质变化往往要经过百万、甚至千万年才能完成。人类经历的历史时间是无法与之相比的。因此，学习地质学时，要充分考虑时间悠久性这一特点。

2. 地区的差异性

地球的发展历史虽然有着统一的发展规律，但是，由于地球拥有巨大的空间，就可能产生在同一时期内，不同的地区有不同的物质基础、不同的外界条件有不同的变化过程。因此，在研究不同地区的地质发展过程时，应根据各地区的情况进行具体分析，既要认识它们的共性，也要分析它们的差异性，这样才能得到客观的正确认识。

3. 变化的复杂性

地球是一个复杂的球体。既包括有机界，也包括无机界；既有漫长的历史，又有广阔的空间。因此，在其发展过程中，多种变化因素起作用，使其变化复杂化。所以在研究地质问题时，一是要考虑各方面因素的影响；二是要抓主要矛盾。

三、研究地质学的基本方法

1. 野外观察研究

观察是人们对自然现象在自然条件下进行考察的一种方法。为了认识地壳发展的客观规律，必须进行野外调查研究。目的在于收集积累大量第一手感性资料。将这些资料再加以去粗取精、去伪存真的整理、分析，综合归纳成为理论。然后用这些理论去指导生产实践，并在实践中检验、补充、丰富和发展这些理论。实践、认识，再实践、再认识，以求正确地反映客观事物的本质，这就是地质学最基本的研究方法。

2. 实验和模拟实验分析

实验是人们根据研究的目的，利用科学仪器、设备，人为地控制或模拟自然现象，排除干扰，突出主要因素，在有利的条件下去研究自然规律。模拟实验则是采用间接的实验方式，即先设计与该自然现象或过程（原型）相似的模型，然后通过模型间接地研究原型的规律性。例如，在室内进行地质力学的模拟实验，可以得出各种构造产生的条件和展布规律。

3. 将今及古（历史比较）法

根据有共同特征的事物可能具有共同起源的道理，可以追溯其历史渊源；根据差异较小的事物在时间上相较接近，反之相隔则较远的道理，可以确定其历史顺序，从而推知其发展过程的来龙去脉。这就是历史比较法。应用在地质学中，概括的说，就是根据现代的地质作用，推断过去的地质作用；利用现在的已知，推断过去的未知；以现在分析过去，恢复地质历史。例如，在现代海洋中不断有泥沙沉积，并且繁殖着各种螺蚌等软体动物。假如在组成高山的地层里找到了海生螺蚌化石，就可以判定这高山所在地曾经是一片海洋。进而得出地球表面的山脉并不是从来就存在的，是地壳历史发展的产物之结论。

运用历史比较法必须以辩证唯物主义思想作指导。因为历史的发展不是简单的重复和循环，过去和今天不会完全一样，今天也不是过去的重演。所以只有用辩证的、唯物论的、综合的思想作指导，才能得出客观的正确结论。

四、学习地质基础的必要性和重要性

“科学的发生和发展从开始起便是由生产所决定的”。石油地震勘探亦是如此。它是在具有一定地质资料为依据的前提下，利用人工激发的地震波来研究地下各种地质现象，并结合油气分布规律等进行综合地质解释，从而达到寻找出地下油气藏的一种手段和方法。因此，对石油地震勘探工作者来说，掌握地质学中的部分原理、方法和技能，不仅为掌握地震勘探的原理打下必备的基础，也能在工作中针对不同的地质情况进行合理的施工，达到少花钱多办事、优质高效的目的。对地震资料进行地质解释、提供准确可靠的勘探井位时，则更需要有地质方面的知识作指导。

第一章 地球的基本知识

第一节 地球的大小及表面形态

一、地球的形状和大小

1. 地球的形状

地球是一颗围绕太阳旋转的不发光的行星。近年来,根据一批人造地球卫星轨道资料的分析,证明地球是一个实心的旋转椭球体。地球赤道呈椭圆形,长轴比短轴约长430米,长轴指向西经20°和东经160°。再者,地球不是以赤道为界南北对称的。北半球稍尖而凸出,比地球的椭球面高出18.9米;南半球稍肥而凹入,比地球的椭球面凹进25.8米。从整体看,地球近似梨的形状,见图1-1。

2. 地球的大小

赤道半径长度 (a): 6378.245公里

极半径长度 (b): 6356.863公里

平均半径长度 (r): 6371.110公里

$(a^2 \cdot b)^{1/3}$

扁率 (e): $\frac{1}{298.3} \left(\frac{a-b}{a} \right)$

表面积 (S): 510 083 042 平方公里

体积 (V): 1 083 200 000 000 立方公

里

二、地球表面的形态特征

1. 地球表面概况

地球上的陆地和海洋总称为地球的表面。其中海洋面积为3.61亿平方公里,占

地球表面积的70.8%;陆地面积为1.49亿平方公里,占地球表面积的29.2%。海洋和陆地约为2.4与1之比,各大陆和各大洋在地表总面积中所占的百分比如表1-1所示。

表 1-1 大陆和海洋在地表总面积中所占的百分比

大 陆	占地表总面积, %	海 洋	占地表总面积, %
欧亚大陆	10.8	太平洋	36.4
非洲	6.0	大西洋	18.4
北美洲	4.3	印度洋	14.5
南美洲	3.5	北冰洋	2.4
南极洲	3.1		
大洋洲	1.1		

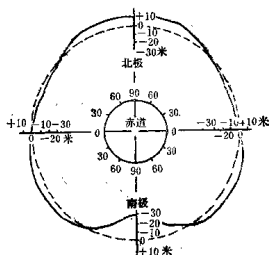


图 1-1 地球的形状
虚线代表椭球体;实线表示地球的实际

地球上的海陆分布极不均匀,陆地多集中在北半球,占北半球面积的39%,南半球的陆地面积只占南半球面积的19%。

地球表面起伏不平,自然形态多种多样。我国西南边陲的珠穆朗玛峰是现今地球上的最高点,海拔高程为8848.13米。西太平洋中的马里亚纳海沟是地球上的最低点,其深度为-11 034米。地球表面的高差将近20公里。陆地的平均海拔为875米,海水的平均深度为-3794米,如图1-2所示。

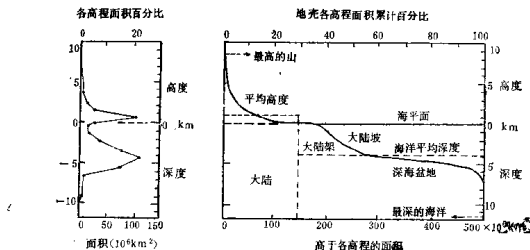


图 1-2 地球表面海陆起伏曲线

2. 陆地表面形态

按陆地的高度和起伏状况可简单分为以下六个地形单元:

(1) 山地, 山脉

山地是海拔高度500米以上低山、1000米以上中山和高山山脉分布地区的总称。山地中间常有一个狭长的主脊,叫山岭。若干条山岭(山体)呈线状延伸很远,就叫做山脉。同一山脉都有成因上的联系。地球上最大的山脉有两个地带:一个在美洲西部,呈南北向延伸;一个横贯欧、亚大陆,近东西向延伸。

(2) 高原

绝对高度在600米以上的、具有较平坦或表面略有起伏的宽阔地区,叫做高原。高原四周边缘常为崖壁与较低的地形单元分界。我国的青藏高原,海拔达4000米以上。

(3) 丘陵

地形起伏的高度较小,相对高度一般仅数十米,最大不超过200米的起伏地形,叫做丘陵。在我国有辽东丘陵、山东丘陵、东南丘陵、川中丘陵等。

(4) 平原

地面起伏不大、宽阔平坦的地带,称为平原。平原在陆地上的分布比较有规律,一般分布在山地与海洋之间,或者在大陆内部的山岳之间。

按照平原的海拔高程又将平原分为:

低平原:绝对高度在0~200米之间的平原。如我国的华北平原、松辽平原、长江中下游平原等。

高平原:绝对高度在海拔200~600米之间的平原。如我国的成都平原、内蒙平原等。

现代或古代大河口相连，此乃因断裂活动所造成的巨大裂缝扩展而成。在大陆坡上，多数地段为陆源碎屑物所覆盖，局部地段分布有生物或火山沉积物。

(3) 大洋盆地

大陆坡以下深度介于2500~6000米之间的广大区域，称为大洋盆地。这一部分是海洋的主体，约占海洋总面积的80%。盆地内的地形多姿多态，水深在4000~5000米的开阔水域称为深海盆地。深海盆地中最平坦的部分叫做深海平原，平均水深4677米。深海平原中可见到范围不大、地形比较突出的孤立高地，叫做海山。若海山呈锥状，比四周海底高出1000米以上，隐没水下或露出水面者，就称为海峰，例如夏威夷群岛，就是由一系列海峰所组成。此外，大洋盆地内还有一些比较开阔的隆起区，其相对高差不大，没有火山活动，称为海底高地（高原），如大西洋中的百慕大海底高地等。

大洋盆地中，一些矿产的储量极为丰富。例如深海平原中的锰结核矿，储量约达一亿五千万吨，是陆地上锰储量的四百倍。

(4) 海沟与岛弧

大洋盆地中水深超过6000米的海底狭长形凹地，称为海沟。它常出现在大洋的边缘与岛弧平行伴生。海沟的长度可达数千公里，宽度一般在数百公里左右，两侧坡度陡峭。如太平洋西部的马利亚纳海沟、菲律宾海沟，大西洋西侧的波多黎各海沟等。

大陆坡外缘以外的弧形岛屿，无论是这些岛屿的本身，还是把它们连接起来都成弧形，称为岛弧。岛弧主要分布在西太平洋的边缘，如阿留申群岛、千岛群岛、日本群岛、琉球群岛、台湾和菲律宾群岛等。从岛弧的结构来看，有单弧和双弧两种结构。单弧是由一条海沟和一条平行延伸的火山弧组成（在整个岛弧伸长地带全由单弧组成者少见）。双弧结构则是由一条海沟，一条外弧和一条内弧共同组成，内弧由火山形成，外弧则可以是非火山的。

岛弧和海沟是地壳剧烈变动的不稳定地区，有强烈的地震和火山活动。按照板块构造学说的理论，岛弧和海沟正好位于大洋板块向大陆板块俯冲的地方，是划分板块界线的基本标志。

岛弧与海沟也是大陆地壳和大洋地壳的分界处。包括岛弧在内的大陆坡与大陆架的基底性质和大陆地壳一样，是大陆地壳的水下延伸部分。

(5) 洋脊（洋中脊）

在大洋底部呈线状延伸，绵延6万多公里的隆起地带，宽度达1000公里以上，高差为2000~4000米的海岭，称为洋脊。洋脊是由地幔上升的超基性岩、玄武岩组成，分布于各大洋的中部（太平洋中的洋脊靠近东部）。洋脊两侧的洋底较为平坦，洋脊本身则往往被一系列的横向断裂（转换断层）所错开（见第七章图7-52）。在洋中脊的顶部，有边坡陡峭的中央深谷存在，其深度约为1000~2000米，宽度数十至数百公里。深谷是地幔物质上涌的通道，涌出地壳的熔岩冷却后形成新的地壳。如1963年，由于北大西洋中的断裂作用，在冰岛附近引起岩浆喷发形成了色特塞岛。它与冰岛同属于大西洋中脊位置上的火山岛。

第二节 地球的主要物理性质

一、地球的密度

物体的质量与其体积之比，称为物质的密度。地球的质量能用万有引力定律计算出

表 1-2 地球内部圈层和物理数据

圈 层	名 称	代 号	深度, km	地心加速度, km/s^2		g 比, $10^{-5} \text{g}/\text{cm}^3$		密度, g/cm^3	重力, cm/s^2	压力, 10^5atm	温度, $^{\circ}\text{C}$	附 注
				沿径	切向	体变模量	切变模量					
地 壳	A	A	0	5.6	3.4	0.41	0.26	2.6	981	0.00	14	岩石圈
			10	6.0	3.6	0.51	0.3	2.7	983	0.003	180~300	
	A'	A'	33	6.8	3.8	0.6	0.4	2.9				软流圈
				7.4	4.2	0.7	0.5	3.0	984	0.01	400~1000	
地 幔	上	L	60	8.0	4.4	1.17	0.63	3.32				软流圈
				8.2	4.6	1.2	0.88	3.34	984.7	0.019	500~1100	
	B	B	100	7.8	4.2	1.25	0.67	3.4	985	0.031	700~1300	软流圈
				7.7	4.0	1.38	0.64	3.5	987.5	0.049	800~1400	
地 核	B'	B'	250	8.2	4.55	1.46	0.7	3.6	989	0.068	1000~1500	软流圈
				9.0	4.98	1.87	0.92	3.85	991	0.11	1500~2000	
	C	C	400	10.2	5.65	2.58	1.32	4.1	995	0.219	1300~2250	软流圈
地 核	C'	C'	1009	11.43	6.35	3.63	1.87	4.6	994	0.1	1850~3000	软流圈
				12.8	6.92	5.11	2.48	5.1	988	0.87	2500~3000	
	D	D	2752	13.63	7.31	6.5	3.0	5.6	1050	1.31	2800~4300	软流圈
				13.22	7.11	8.45	2.96	5.7				
地 核	D'	D'	2803									软流圈
	E	E	3550	8.1	0.0	6.3	0.0	9.7	1030	1.57	2850~4400	软流圈
				9.9	0.9	8.2	0.0	10.1	880	1.83	3700~4700	
地 核	F	F	4814		2.67	12.2	0.51	12.9	610	2.98	4500~5500	软流圈
				10.1	1.21	12.2	0.3	12.3	3.6	3.2	4700~5700	
	G	G	5152	11.1	3.6	13.1	2.08	12.7	4.0	3.32	4720~5720	软流圈
				11.2	3.7	11.0	1.7	12.9	3.3	3.5	4900~5900	
地 核	G	G	6171	11.3	3.7	11.1	1.3	13.0			5700~6100	软流圈

为： 5.98×10^{27} 克，地球的体积为 1.083×10^{12} 立方公里，因此，地球的平均密度为 5.52 克/厘米³。

实际测得地表各种岩石的平均密度为 $2.7 \sim 2.8$ 克/厘米³，地表海水的密度（4℃ 时）为 1 克/厘米³，都比地球的平均密度小得多。因此，推测地球内部必然存在密度较大的物质。根据地震波在地球内部传播速度的变化资料，证实了地球内部物质的密度是随深度的增加而增加，但又不是均匀增加的。其在不同深度的密度值，参见表 1-2。

密度的变化反映出地球内部物质的成分和存在状态的分布是不均匀的。因此，利用地球的密度变化可以研究地球的内部构造。

二、地球的压力

地球内部的压力主要是受上覆岩石等重量影响产生的静压力。因此，地球内部的压力也是随深度增加而呈跳跃式增大（见表 1-2）。决定地球内部压力大小的主要因素是上覆物质的厚度、平均密度和平均重力。

三、地球的重力与地壳均衡

1. 地球的重力

地球对地面某点的引力和该点因地球自转产生的离心力之合力，即为该点的重力。其作用方向近似于垂直指向地心，如图 1-4 所示。

通过计算，地球的引力比离心力大得多，即使在惯性离心力最大的赤道上，离心力也只有该处地球引力的 $1/298$ ，因此，地球上的重力基本上是地球的引力。根据万有引力定律可知，引力的大小与物体至地心距离的平方成反比。由于赤道半径大于极半径，所以地面上的引力以两极最大，赤道最小。换句话说，就是地球的重力随纬度的增高而增大，随海拔高度的增加而减小。在赤道海平面重

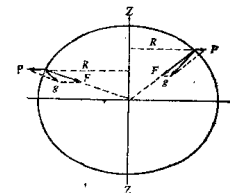


图 1-4 重力与地心引力和离心力关系示意图

ZZ—地球自转轴；G—重力；F—地心引力；P—离心力；R—纬度圆半径

1公斤的物体，拿到两极海平面时，重量要增加5.3克。不同纬度的海平面上，重力加速度的数值如表 1-3 所示。

表 1-3 不同纬度的海平面上重力加速度的数值

纬度	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
重力加速度 cm/s ²	978.0	978.2	978.6	979.3	980.2	981.1	981.9	982.6	983.1	983.8

按上述结论，即可计算出以海平面为基准的、代表地球物质是处于均匀状态的地表任何地方的理论重力值来，并将此重力值称为正常重力值或标准重力值。由于地下物质的分布不均匀，存在若各种地质构造和矿体，就造成了某些地区实测的重力值与该区的正常重力值产生差异，这种差异称为重力异常。一般地下埋藏有煤、石油、石膏、岩盐等非金属矿体、沉积岩体或储有大量地下水的地带，因其密度较小，就造成这些地区实测的重力值小于正常重力值，称之为重力负异常；若地下埋藏有密度较大的铁、铜、铅、锌等金属矿体或岩浆岩中的基性岩体时，则显示出实测重力值大于正常重力值，称之为重力正异常。

按重力异常的面积大小，可分为区域重力异常和局部重力异常两类。前者能用来了解地球的内部结构，后者可用来探矿。利用重力异常来寻找地下地质构造和矿体的方法，叫重力勘探法，是地球物理勘探的方法之一。

2. 地壳均衡（岩石圈均衡）

从地下某一深度起，相同的、足够大的面积所承载的质量趋于相等。或者说，地球表面的上升地区是由地表以下的质量缺乏所“补偿”。这个概念就叫做地壳均衡。

许多地球物理资料证实，地壳的厚度在不同的地形单元上是不一样的。例如，在大山的下面，地壳厚度要比陆地地壳的平均厚度几乎要大一倍，这种高程上的差异伴随而来的外部地壳厚度的差异，实质上就是阿基米德原理的体现，即外部的地壳是处在流体静力平衡状态，“浮”在一个密度较大的地壳下中层中。再者，虽然在高原和山岳地区的地壳厚度很大，但些地区的重力值却是负异常，表现出质量上的不足。相反，在平原地区，特别是大洋盆地中，却往往是重力正异常，表现出质量有余。这些现象证明了在地面上大面积的质量上的增或减，必然要在地下有所补偿，即地壳下面某个深度存在一个均衡面，在这个面以上的全部地壳柱状体具有相同的质量。如图 1-5 所示，高山和高原上部质量的剩余被深部质量的不足所抵消，形成了山愈高，山根沉入地球内部就愈深。在大洋盆地中，则由直接出露的玄武岩层以及深部的地幔也略向上凸出形成的质量剩余补偿了上部水体部分质量的不足。

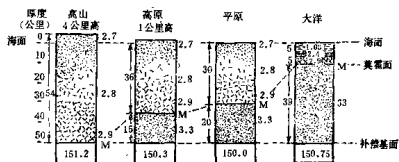


图 1-5 莫霍面和均衡补偿基面相对位置柱状剖面图

在图 1-5 中，每一柱状剖面的左侧数字表示岩层的厚度，右侧数字表示岩层的平均密度，将这些平均密度乘以相应的厚度直到海平面以下 50 公里处时，无论是高山、平原、还是大洋，其地壳柱状体对这一深度所施加的压力都大致相等。

由于地质作用时时刻刻都在破坏这种均衡状态，因此，地壳均衡是暂时的。另外，也不能把所有的地壳升降运动都作为是地壳为求均衡来解释。

四、地球的温度

火山喷出的炽热岩浆、温泉的存在、油井随深度增加温度会升高等事实，都证实了地球内部是热的。地球所具热量的主要来源有两方面：一方面是来自太阳的辐射热能；另一方面是地球内部放射性元素蜕变产生的热能。地球表面每年接受太阳的热能约为 1.7×10^{13} 千瓦，是引起外力地质作用的主要能源。每年从地球内部到达地表的热能约为 2×10^{20} 卡，平均每秒一平方厘米受热 1.5 微卡。根据地内温度分布变化的状况，可分为三个温度层。

1. 变温（外热）层

指上主要受太阳辐射热影响而产生的自地表向下温度逐渐降低的地球表层。由于地球的自转和公转,使地表的温度随着昼夜、季节和地理位置的变化增高或降低在 $70^{\circ}\sim-70^{\circ}\text{C}$ 之间,因此叫变温层。由于岩石是热的不良导体等原因,变温层的温度变化只影响地表以下不很深的地方,一般日变化的影响深度为 $1\sim1.5$ 米;年变化为 $10\sim20$ 米,在内陆区可达 $30\sim40$ 米。

2. 恒温(常温)层

位于外热层的最下界。在此深度上,由于太阳的辐射热能达不到这里,从而使此层温度常年保持在当地的平均温度上,年变化幅度小于 0.1°C 。此层的深度大致是中纬度地区较赤道和两极地区深,这是因为中纬度和内陆地区的温度年变化大所造成的。

3. 增温(内热)层

位于恒温层以下至地心。在此区间温度随深度的增加而逐渐增大,因此叫做增温层。热能主要是来自地内的放射热。根据地球物理学研究资料证实,在地表恒温层以下20公里的深度范围内,具有每下降一定深度、便增高一定温度的规律性。深度再继续增加,将使地球内部物质的导热率随着增大,而造成地温的增长速度大大减慢,当深度超过5000公里时,温度随深度的变化就更加微弱。据推算,地球中心的温度约为 $5000\sim6000^{\circ}\text{C}$,地球的平均温度约为 2000°C 。

对于地内恒温层以下、20公里深度以上的区间,每增加一定深度便增高一定温度的规律性,目前采用“地温梯度”(又叫地地热增温率)来表示。所谓地温梯度就是当深度每增加100米时所增加的温度,单位是 $^{\circ}\text{C}/100\text{米}$ 。地温梯度随地区的不同而不同,一般介于 $0.9\sim5.2^{\circ}\text{C}/100\text{米}$ 之间,平均数值为 $3^{\circ}\text{C}/100\text{米}$ 。例如我国的一些含油气盆地,由于地理位置等的不同,地温梯度的数值也不同,见表1-4所示。

表 1-4 中国一部分含油气盆地地温梯度比较表

盆地名称	准噶尔	柴达木	酒泉	鄂尔多斯	四川	华北	松辽			
油气田名称	克拉玛依	花土沟	老君庙	庆阳	阳高寺	龙女寺	港东	独山	菊花花	其余II号
地温梯度 ℃/100m	2.0	2.7	3.2	3.0	3.4	2.6	3.5	3.6	4.0	6.1
深度范围 m	200~ 2030	500~ 2500	100~ 3000	350~ 2630	200~ 4000	100~ 6010	750~ 2978	600~ 3200	100~ 5300	100~ 790

在火山、地震、有构造运动的地区,地内温度和地温梯度比周围地区有显著增高的现象,这种现象称为地热异常。据此可发现地热田、用地热发电等。

五、地球的磁性

地球是一个巨大的磁体,表现在地面上的磁针有指示一定方向的性能。因此,在地球的周围就存在一个具有磁力作用的空间——磁场。它的范围可以延伸到地球以外1000公里以上,磁针所指的方向就是磁力线的方向。地球表面有两个点的磁力线垂直于地面,称为地磁两极。按地理学的习惯,规定北半球的那个点为地磁北极(它吸引磁针的南极),南半球的那个点为地磁南极(它吸引磁针的北极)。地磁极与地理极不在同一位置上,相距颇远,同时地磁极的位置也在不断改变。例如,1970年时,磁北极位于北纬 76° ,西经 101° 处;磁南极位于南纬 66° ,东经 140° 处。1975年时,磁北极则迁移到北纬 $76^{\circ}06'$,西

经 100° 处；磁南极也迁移南纬 $65^{\circ}48'$ ，东经 $133^{\circ}24'$ 处了。这种地磁极的迁移可能是由于地内深部物质的运动而引起的。在两磁极之间（与两磁极并不等距），有一个带的磁力线与地平面平行，这个带叫做地磁赤道。南北两磁极的连线叫做磁轴。地磁要素及地球周围磁力线的分布情况见图1-6。

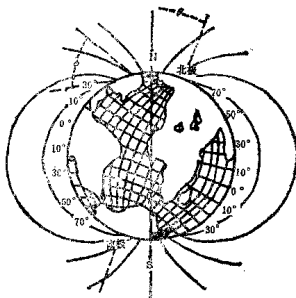


图 1-6 地磁要素及地球周围磁力线分布示意图

θ —磁偏角； ϕ —磁倾角；N—磁北极；S—磁南极

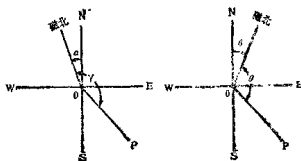


图 1-7 磁偏角校正

$\angle\alpha$ 、 $\angle\beta$ —西、东磁偏角； γ 、 θ —磁方位角

磁场强度：用来表示磁场方向和强弱的矢量，称为磁场强度。换句话说，就是使磁针发生偏和倾的磁力大小的绝对值。常用单位为奥斯特或伽马（1伽马=1/10万奥斯特）。实地测量得知，地磁赤道上的磁场强度为0.31奥斯特，磁北极的磁场强度为0.58奥斯特，磁南极的磁场强度为0.68奥斯特。

磁偏角：由于地磁极与地理极不相吻合，就使地磁轴与地球自转轴也不重合，因此形成地磁子午线（面）和地球子午线（面）之间有一个交角存在，这个交角就叫磁偏角。不同地点的磁偏角一般都不相同，同一地点的磁偏角也随时间而变动。偏角在地理子午线之东者，叫东偏，在子午线之西者，叫西偏。东偏角为正（+），西偏角为负（-）。在使用罗盘测量方向时，必须经过磁偏角的校正才能得到地理上的真北方向，如图1-7所示。例如某地若为西偏，磁偏角 4° ，校正时就将罗盘上的刻度盘向逆时针方向转动 4° ，此时的指南针方向就是地理的真北方向。

磁倾角：由于磁针重合磁力线，而且磁力线只有在地磁赤道才与水平面平行，向南、向北都与地表水平面相交，这个磁针与水平面的夹角就称为磁倾角（ $0^{\circ}\sim 90^{\circ}$ ）。在北半球，磁针指北的一端向下倾为正（磁力线方向在水平面之下）；在南半球，磁针指南的一端向下倾为正（磁力线方向在水平面之上）。

通过地磁观测台的磁场连续记录证明，任何一个地磁要素的数值都是在逐时逐年地改变着。在过去的350年中，地磁北极的纬度变动了 12° ，经度变动 45° ；地磁南极的纬度变动 14° ，经度变动 29° ；均为经度上的向西偏移。结合对古代岩石磁化方向的研究还发现，地磁两极在过去的450万年间，已经发生过三次颠倒。