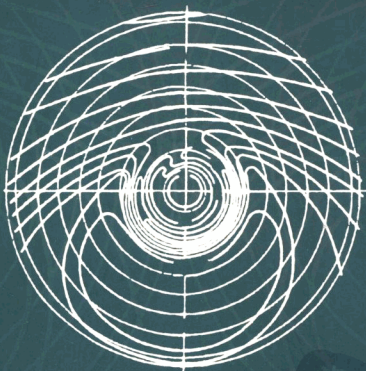
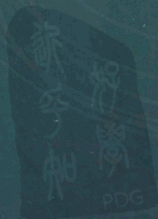


电磁测深

[俄罗斯] А.А. 万扬 著



海洋出版社





ISBN 7-5027-5209-9



9 787502 752095 >

藏
子
知
PDG

ISBN 7-5027-5209-9/P · 604

定价: 20.00 元

电 磁 测 深

(俄罗斯) И. И. 万扬 著
孔祥儒 曾治权 译 校

海洋出版社

2001 年 · 北京

图书在版编目(CIP)数据

电磁测深/(俄罗斯)Л.Л.万扬著;孔祥儒,曾治权译. - 北京:海洋出版社,2001.2
ISBN 7-5027-5209-9

I. 电… II. ①万… ②孔… ③曾… III. ①电测深法勘探 ②磁法勘探 IV. P631

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2001)第 01475 号

合同登记 图字:01-2001-0237 号

责任编辑:王加林

海洋出版社 出版发行

<http://www.oceanpress.com.cn>

(100081 北京市海淀区大慧寺路 8 号)

北京市燕山印刷厂印刷 新华书店发行所经销

2001 年 5 月第 1 版 2001 年 5 月北京第 1 次印刷

开本:787×1092 1/16 印张:8.75

字数:165 千字 印数:1~800 册

定价:20.00 元

海洋版图书印、装错误可随时退换

中译本前言

本书是根据莫斯科“科学世界”出版社 1997 年出版的 Л. Л. 万扬 (Л. Л. Ваньян) 著的《电磁测深》(Электромагнитные зондирования) 翻译的。

从 20 世纪 50 年代初至今, 电磁测深学科的发展已走过半个世纪的历程, 研究的领域已从大陆扩大到海洋, 从地表下延到地幔深部乃至地核; 测深的方法和手段也已是多种多样。本书的特点在于从电磁测深的基本原理出发, 导出不同测深形式接近的普遍原理, 用视电阻率和有效距离的概念把它们统一起来。本书不仅阐述了陆地(包括月球)电磁测深的基本原理、方法和实例, 还用了较大篇幅阐述了海洋电磁测深的方法、技术和成果。另外, 本书还特别注重对电磁测深数学和物理基础的阐述及公式推导。因此, 本书适合于生产单位、高校和科研单位的地球物理工作者以及高校地球物理研究生的参考用书。

本书的翻译和出版工作获得国家自然科学基金委员会的支持和资助(49774221), 在此表示感谢。参加本书译校工作的还有阎永利、于晨、张凤玉、杨志强、马晓冰、刘宏兵等同志; 译稿的复印、打字等工作是由李宗舜、王彦强、王洋等同志完成的, 在此一并致谢。

由于译者水平所限, 译稿中的错误和不受之处在所难免, 敬请读者批评指正。

译者

2000 年 8 月

前 言

从 20 年代末期开始,电磁测深的第一种形式——施伦伯格装置——成功地在苏联的地质实践中应用。在 20 年间,利用恒定电流测深的理论和工作方法在苏联得以迅速发展。带有照相记录信号的、有可能过渡到偶极子测深的、功率强大的发生器装置已经建立起来[Л.М.阿尔平,1950]。然而,尽管在 50 年代初期已很清楚地认识到,在电流方式的范围内不可能解决一系列重要的任务,比如获得关于由高电阻岩层遮蔽的沉积地层的可靠信息,确定各向异性地层的厚度等。但为了有助于提出切实可靠的理论,把希望寄托到了电磁场的感应方式上;在苏联有 А.Н.吉洪诺夫[1946, 1950a, б, 1959], А.Н.吉洪诺夫和 Г.В.穆欣娜[1950], А.Н.吉洪诺夫和 Л.Н.沙赫苏瓦罗夫[1956, 1959], А.И.克拉耶夫[1965], А.И.科拉耶夫等[1948], С.М.沙因曼[1947];在罗马尼亚有 S.S.斯蒂芬内斯卡[1934, 1936, 1947]。大多数地球物理学家认为,新的方法将绝对不像现有的方法。

法国地球物理学家 L.卡尼亚尔[1953]第一个强调要注意所建立方法的继承性。他的文章批驳了圣经的劝告——“旧皮囊里不能装新酒”,同时指出,大地电磁场的观测结果可以表示成视电阻率和有效距离的常见的和合理的形式。

莫斯科和列宁格勒的许多团体的努力,已经由有独创组织才能的 А.М.扎加尔米斯特尔统一起来了,无论是对实际的要求和理论的可能性都有非常好的了解。短期内,大地电磁测深和频率测深的仪器、工作方法和解释的基础以及场形成的方法的作品出现了。А.М.扎加尔米斯特尔的心脏于 1961 年停止了跳动,然而他赋予地电学的强有力的推动因素的影响直到现在还能感觉得到。

在最近 10 年,发表了一系列的著作,详尽无遗地解释了各种类型的电磁测深。本书的目的是:

——以统一的观点看一看所有测深的形式;

——研究在两种谱函数中反映的感应方式和电流方式的普遍性质。

60 年代就已着手的第一次尝试达到了这个目的[Л.Л.万扬,1965]。然而,在 30 年内,地电学得以特殊的发展,不得不迫使它回到所提出的任务上来。本书篇幅有限,因此主要注意该发展的五个阶段:

1. 在近距离地区场的形成;
2. 水平趋肤效应在海底频率测深中的作用;
3. 大陆地壳深部地带高电导率的发现;
4. 月球的磁变测深;
5. 磁层—电离层电流的现代模型对大地电磁测深的影响。

作者衷心感谢 З.Ю.贾季耶娃、А.М.波赖-科希茨和 Т.А.科瓦奇耶娃,没有他们的积极帮助,本书不可能出版。

应该特别感谢俄罗斯基础研究基金会的财政支持。

目 次

中译本前言

前 言

第一章 地电断面模型	(1)
第一节 沉积表层	(1)
电解液的电阻率	(1)
间隙空间的孔隙度和几何学	(2)
沉积表层的累计纵向电导	(3)
第二节 固结地壳	(4)
第三节 上地幔	(6)
活跃区上地幔的地电断面	(9)
第四节 综合地电断面	(10)
第二章 电磁测深的数学物理基础	(11)
第五节 电磁测深的任务	(11)
第六节 场源	(11)
第七节 麦克斯韦方程和矢量位	(13)
第八节 均匀介质中偶极子的矢量位	(17)
第九节 层状各向异性介质中偶极子的电磁场	(19)
第十节 均匀半空间表面上的垂直磁偶极子	(27)
谐波状态	(27)
场的形成	(34)
第十一节 均匀半空间表面上的水平电偶极子	(36)
谐波状态	(36)
场的形成	(40)
水平趋肤效应	(41)
第三章 大地电磁场对地球的激励	(42)
第十二节 大地电磁变化的类型	(42)
第十三节 近地空间的电学性质	(44)
大气层	(44)
电离层	(44)
磁层	(46)
第十四节 大地电磁变化在磁层中传播的规律性	(47)

第十五节	电离层在大地电磁变化传播方面的作用	(49)
第十六节	外磁场的空间结构	(50)
	磁暴	(50)
	太阳日变化	(51)
	湾形磁扰	(51)
	地磁脉动	(55)
第十七节	两类大地电磁场在地球电磁激励中的作用	(57)
	磁暴	(57)
	日变化和地球内部的电磁感应	(58)
	湾形扰动磁场对地球的激励	(59)
	脉动磁场在地球内部的感应	(61)
第四章	感应测深和几何测深原理	(62)
第十八节	均匀各向异性半空间电阻率的确定	(62)
第十九节	有效距离	(66)
第二十节	视电阻率	(68)
	非稳定状态下的视电阻率	(71)
	场在近距离区域的形成	(72)
第二十一节	感应测深的某些特性	(73)
第二十二节	几何测深	(79)
第二十三节	水底频率测深	(83)
第五章	薄岩层对电磁测深的影响	(85)
第二十四节	薄岩层的等效性	(85)
第二十五节	不大导电的盖层的影响	(88)
第二十六节	两类各向异性	(91)
第六章	关于深部导电性的电磁响应	(98)
第二十七节	电流方式	(98)
第二十八节	感应方式	(99)
第七章	从电磁测深的结果看沉积表层、地壳和地幔	(103)
第二十九节	沉积表层	(103)
	萨马尔斯科耶-扎沃尔日耶	(104)
	彼尔姆斯科耶-普里卡米耶	(105)
	西伯利亚陆台	(106)
	亚速夫海西部	(107)
第三十节	固结地壳	(108)
	海洋地壳	(108)
	大陆地壳(大陆地壳上部·导电性好的地壳中部)	(109)
第三十一节	软流圈	(115)
	海洋地台	(116)
	过渡地带	(117)

大陆活跃区.....	(117)
第三十二节 地幔.....	(117)
第三十三节 月球深部的电导率.....	(119)
后记.....	(120)
参考文献.....	(121)
中、俄(英)人名姓氏对照表	(128)

第一章 地电断面模型

研究沉积地层、固结地壳和上地幔的电性参数的特征,不仅要依据实验室的测量数据,而且还要依据野外作业的结果。这些特征作为一种先验论的信息在进行电磁测深时被利用。

第一节 沉积表层

在沉积岩成分中含有的矿物的特点是其电阻率通常超过 $10000 \Omega \cdot m$,但导电的矿物如石墨或硫化物则例外。在大多数情况下,间隙电解液的电导率通常要比骨架的电导率高几个数量级,因而后者的电导率可以忽略不计。因此,沉积岩的电阻率由电解液的性质、它的体积含量(即间隙空间的孔隙度和几何学)来确定。

电解液的电阻率

随着电解液浓度的提高,它的电阻率 ρ 因单位体积内离子数目的增加而减小。由图 1.1 可以看到,在温度为 20°C 时,氯化钠溶液的电阻率由含盐量为 0.06 g/dm^3 的溶液中的 $100 \Omega \cdot m$ 减少到饱和溶液中的 $0.03 \Omega \cdot m$ 。当温度升高到 $100 \sim 150^\circ\text{C}$,即在沉积表层的平常的温度范围内,电导率增大。实验数据证明,从 18°C 起,由温度的提高引起的电导率增大为 $\Delta\sigma = \sigma - \sigma_{18}$, 其电导率随温度呈如下线性关系:

$$\Delta\sigma/\sigma_{18} = \alpha(t - 18). \quad (1.1)$$

在这种情况下,比例系数 α 大约等于 0.025 。随着深度增加,温度的提高导致沉积表层下部的电导率大约提高 $1 \sim 2$ 倍。在更高的温度时,电导率的增加不仅依赖于温度,而且还依赖于施于电解液上的压力。非常遗憾,描述这种依赖关系的实验数据极少。由图 1.2 可以看到,当温度超过 150°C 时,氯化钠溶液的电导率的生长缓慢下来、电导率达到最大值、然后略微减少。施于电解液上的压力越高,曲线图上电导率的最大值就越大。当压力达到足够大时,表示上面引用的电导率的增

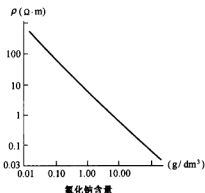


图 1.1 在温度为 20°C 时,电解液的电阻率对氯化钠含量的实验室依赖关系

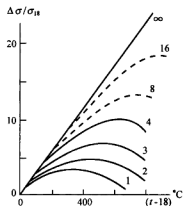


图 1.2 氯化钠溶液电导率相对增量对温度和压力的依赖关系(引自 A.C. 库伊斯特和 V.Л. 马尔沙尔)

虚线表示内插的结果;曲线上的数字是以 10^2 MPa 为单位的压力

大仅仅依赖于温度的直线即曲线族的包络线。利用这包络线有可能估计在给定温度下电导率的最大增长量。例如,在温度为 500℃ 时的电导率可能比相应于 18℃ 时的电导率大 14 倍。然而,如果在这种情况下压力不超过 2×10^2 MPa(2 k bar),那么电导率则增加 4 倍。

间隙空间的孔隙度和几何学

大多数岩石是二相系统,即由通常不大导电的固态骨架和比较导电的充满孔隙的液态所组成。虽然许多研究者通常都不拥有足够多的关于间隙通道的几何学的信息,但毫无疑问,这些通道中的一部分不会形成电流的直通路线。因此,通常采用两种研究方法:1)计算理想化岩石模型的电阻率;2)实验室研究电阻率与孔隙度的关系。

已有的计算方法有可能研究由其中载满球体、立方体或椭球体的流质组成的二相模型。最简单的模型——具有电导率为 σ_0 且被流质包围起来的立方晶粒(边长为 A),而这种流质具有的电导率为 σ_f , 并且形成厚度为 a 的穿透薄层。我们可以看出,不是所有的电解液都参与电流的迁移。与应力所施于的面平行的成分不参与迁移。

不难计算立方体的电导:

$$\Sigma = \sigma_f \frac{2aA}{A+a} + \frac{A^2}{A/\sigma_0 + a/\sigma_f}.$$

如果同时考虑到 $A \gg a$, $A/\sigma_0 \gg a/\sigma_f$, 那么

$$\Sigma \approx 2a\sigma_f + A\sigma_0.$$

如果 $a \leq 10^{-3} A$, 那么通常被认可的流质和骨架的电导率的关系为 $2a\sigma_f \gg A\sigma_0$, 因而 $\Sigma \approx 2a\sigma_f$ 。

引入二相介质的有效电导率

$$\sigma = \Sigma / (A + a).$$

于是, $\sigma \approx 2\sigma_f a / A$, 比例 a/A 不难通过流质的体积浓度表示出来。体积为 A^3 的固相小立方体被三个平行六面体围住,而平行六面体的厚度为 a , 侧面的面积为 A^2 。因此,流质与骨架的体积的比例(即孔隙度) $K_n = 3a/A$, 于是

$$\sigma = 2K_n\sigma_f/3. \quad (1.2)$$

这样一来,二相介质的电导率与流质的电导率以及它的体积含量成比例。系数 $2/3$ 反映了这样的事实,即不是所有的流质都参与电流的迁移。这个系数对于由同样大小的许多球形晶粒组成的模型也是正确的。对于具有更为复杂间隙空间几何学的模型,可以引入与穿透通道的份额 p 相联系的系数 c , 即 $\sigma = cK_n\sigma_f$ 。为了弄清楚系数 c 对 p 的依赖关系, T. Д. 申克列恩德和 Г. С. 瓦夫进行了数量上的试验。他们研究了由 2340 条支线组成的网格线模型。根据随机数规律,支线的部分断开时,研究者们便得到了这种依赖关系,而根据这种依赖关系,如果所有通道只

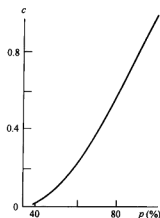


图 1.3 相对电导率对联通气孔份额的依赖关系

有一半形成穿透系统的话(图 1.3), 系数 c 的量值减小一个量级。

把晶粒挑选出来会对电导率与孔隙度的相互关系给予极大的影响。在图 1.4 上表示出了对于不同尺度的椭球晶粒理论计算的结果。曲线 1 和曲线 2 分别与电流方向沿着和横过椭球体的长轴相符合; 曲线 3 为曲线 1 和曲线 2 的均方值。将这些资料与实验室研究的结果作比较。

根据试验建立起的电导率与孔隙度关系(阿尔奇规律)通常用公式 $\sigma/\sigma_\phi = K_n^2$ 来描述。将试验公式与理想模型的表达式进行比较时可以通过孔隙度来表示系数 c : $c = K_n$ 。例如, 在 $K_n = 10\%$ 时, 按照上面提到的 T. Д. 申克列恩德和 Г. С. 瓦夫的结果, 大约 50% 的通道形成穿透网络。随着孔隙度的减小, 流质被隔开范围的部分增大, 对电流的迁移没有带来贡献, 这反映在系数 c 的减少上。

夹在陆源碳酸盐导电地层中的岩盐、石膏、硬石膏岩层通常起着高电阻屏蔽的作用, 而结晶基底表面乃是陆台区域内电磁测深的主要基准面。地质地层通常是具有不同电阻率的较薄夹层的密集的互层。如果该地层用如同均匀岩层电测井的图表显示出来, 那么表现出具有微各向异性, 即沿着层理的电阻率 ρ_t 和垂直于层理的电阻率 ρ_n 数值之间表现出差别。

在水平层理的情况下, ρ_t 是水平(纵向)的电阻率, 而 ρ_n 是垂直(横向)的电阻率。它们之间的区别可以用微各向异性系数 $\Lambda = \sqrt{\rho_n/\rho_t}$ 表征。此外, 可以认为平方根电阻率

$$\rho_m = \bar{\rho} = \sqrt{\rho_n \rho_t} = \rho_t \Lambda = \rho_n / \Lambda \quad (1.3)$$

是由于均匀岩层所致。

对于大多数的沉积岩, 各向异性系数不超过 1.5~2.0。

沉积表层的累计纵向电导

沉积岩的厚度从地盾区的几十米变化到深洼地内的几公里。具有不同电阻率薄层的交互层演化出各种不同类型的沉积地层的地电断面, 然而所有这些都具有一个共同的特点: 在导电岩层之上和导电岩层之下均为高电阻介质所限制。上面是空气, 下面是具有较小孔隙度和电导率的基底岩层。在那样的情况下, 地电断面的广义参数——累计电导(或导纳)会对电磁场产生影响。如果边界的地形足够平稳(倾斜角小于 $10^\circ \sim 15^\circ$), 那么可以类似地把岩层比作被联结在一起的导体, 这样, 累计电导为

$$S = \sum_i S_i = \sum_i \sigma_i h_i.$$

当然, 累计纵向电导的概念只能在电磁场的足够长周期变化的范围内被利用, 那时衰减不是很大, 并且在沉积表层范围内纵深方面的电场实际上是恒定的。尽管有上述限制, 累计

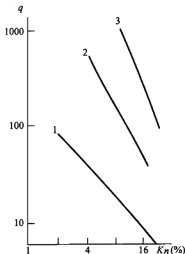


图 1.4 系数 $q = (cK_n)^{-1}$ 对电解液体积含量的理论依赖关系

电导未必不是沉积地层的最重要的普遍特征。

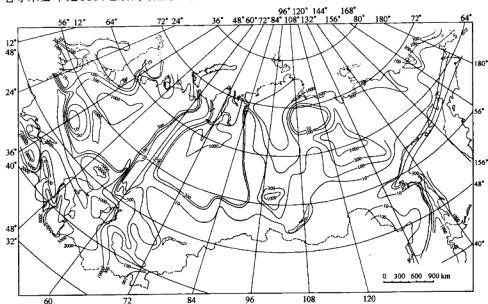


图 1.5 前苏联领土沉积表层累计纵向电导地图
(等值线单位:S)

前苏联领土上沉积表层的累计纵向电导图是根据 B.A. 西多罗夫和 Э. Б. 法因贝格等人所得到的地质-地球物理资料编制而成的(图 1.5)。这份地图若是没有关于水域电导的知识会是不完善的,而水域的电导应该包含有关依其含盐量的不同有足够大变化的海水层导电性的资料。在内海区域观察到比较低的含盐量(波罗的海为 $3 \sim 20 \text{ g/dm}^3$; 黑海为 $15 \sim 23 \text{ g/dm}^3$)。在开阔的大洋中,含盐量达到 $31 \sim 38 \text{ g/dm}^3$, 相对应的电阻率为 $0.25 \sim 0.30 \Omega \cdot \text{m}$ 。在沉积厚度比较小的地方(如波罗的海和沃龙涅什地盾、外贝加尔湖、锡霍特阿林山区、乌拉尔、哈萨克斯坦的东北部、阿尔泰山、萨彦岭),沉积表层的累计纵向电导小于 10 S 。在深的凹地,电导达到 10^4 S (里海附近、南里海和黑海凹地)。

第二节 固结地壳

固结地壳上部的特点是它具有比沉积表层要小得多的孔隙度,因此沉积表层底板的电阻率总是明显增高。在固结地壳的上层,电阻率达 $10^4 \sim 10^6 \Omega \cdot \text{m}$ 。这个估计是根据垂直电测深、频率测深以及高频大地电磁测深资料获得的。但是,实验室试验(А. И. 帕尔霍维科和 А. Т. 邦达连科, 1972)表明,在温度为 $100 \sim 200^\circ \text{C}$ 时,即沉积表层的底板所具有的最高温度数值时,干燥的花岗岩和粗玄岩的电阻率不低于 $10^8 \sim 10^9 \Omega \cdot \text{m}$ 。因此,干燥骨架的电导率不会超出天然地层中岩石电导率的 1% 。为此,可以合理地假定,充满微裂缝的矿化溶液造成了固结地壳上层相对“高的”电导率。

随着深度的增加,地壳的干燥岩石变得更具导电性。这个现象的原因在于温度的升高。

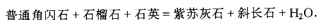
正如在图 1.6 中所见到的,地壳底板上的温度在 $400 \sim 600^{\circ}\text{C}$ 范围内变化,个别地方达到 800°C ,而压力在 $1 \times 10^3 \sim 1.6 \times 10^3 \text{ MPa}$ ($10 \sim 16 \text{ kbar}$) 范围内变化。与沉积表层相比较,地壳的相对高温使地壳岩石骨架的电阻率降低。正如根据哈萨克斯坦的花岗岩和高加索的玄武岩的资料得出的(А. И. 帕尔霍维科和 А. Т. 邦达连科, 1972),在温度从 200°C 增大到 800°C 时,电阻率大约减小 4 个数量级,即从 $10^8 \sim 10^{10} \Omega \cdot \text{m}$ 减小到 $1 \times 10^3 \sim 10^4 \Omega \cdot \text{m}$ 。压力对结晶岩电导率的影响比温度的影响要微弱得多。在它增大到 $2 \times 10^3 \text{ MPa}$ (20 kbar) 时,大约相当于 60 km 的深度,粗玄岩和粗玄武岩的电导率的增大不会超过 2~4 倍,并且在压力为 $10^3 \sim 2 \times 10^3 \text{ MPa}$ ($10 \sim 20 \text{ kbar}$) 范围内,电导率几乎为常数。



图 1.6 前苏联领土地壳底板上的温度分布图
(引自 Я. Б. 斯米尔诺夫)等值线上的数值以 $^{\circ}\text{C}$ 为单位

然而,由于温度的提高而引起的化学反应对电导率的影响要大很多。问题在于,组成地壳的许多矿物都含有化学束缚水。按照不同的估计方法其量值大约达到重量的 1%。在地壳深处,角闪岩是化学束缚水的主要负荷者。根据新的资料,在深度为 $20 \sim 30 \text{ km}$ 的范围内,角闪岩为岩石总质量的 35%~40%。

当加热到 $600 \sim 700^{\circ}\text{C}$ 时,包含在角闪岩组成中的普通角闪石随水的析出而分解:



计算表明,由含有 20% 普通角闪石组成的岩石析出的水为其重量的 0.4%。

当温度达到几百度时,微裂缝中高度矿化的流质的出现明显地降低地壳岩石的电阻率。在实验室条件下,要获得有关电阻率这样降低的信息是困难的,因为既不知道流质的矿化作用,也不知道微裂缝充满的特征。根据现代的认识,岩石的孔隙度和渗透性在压力的作用下随着深度的增加而减小,然而在足够高的压力下,岩石的物质好像穿过微裂缝网的粒状介质。物质的脆性和塑性性状之间的这一过渡性状获得假塑性的名称。出现的微裂缝在大陆地壳中部产生出对良导电质必要的孔隙空间,因而岩石的电导率增加几个数量级,使得电磁测深成为研究地壳地质力学状态的非常灵敏的工具(И. С. 费尔德曼, 1969)。

正如已经指出的,溶液的电导率随着温度的升高而增大。可以预计,当温度升高时,特别是在超过临界温度(对于纯水为 374°C ,而对于溶液则大约为 400°C)的情况下,由于矿物溶解度的增大,间隙液体的矿化度会提高。

如果假定临界温度以上的间隙溶液接近饱和,那么可以试图估计为了使地壳电阻率降低到 $10\sim 15\ \Omega\cdot\text{m}$ 所要求的流质的量。考虑到当温度为 $400\sim 500^{\circ}\text{C}$ 时,电解液的电阻率大约比温度在 18°C 时低一个数量级,即对于 NaCl 的饱和溶液电阻率减小到 $10^{-3}\ \Omega\cdot\text{m}$,可以求得在相联系的通道上流质的相对体积。它只含有 0.1% 。甚至如果电解液的体积(考虑到不相联系的微孔)足够大的话,看来它也不会提高百分之零点几。

在大陆地壳电导率的背景上叠加着岩石石墨化作用引起的异常。这是延伸性(长度达到 $100\ \text{km}$)的比較窄的晶带,在这些晶带中,积分电导往往达到 $10000\ \text{S}$ 。看来,所研究的这些异常被认为是岩石圈地台的碰撞地带。在这些地带,有机的和地幔来源的碳在高压作用下变成良导电的石墨(A. A. 扎马列特季洛夫和 B. И. 帕夫洛夫斯基, 1976; A. C. 谢苗诺夫, 1970)。

在大洋下面的地壳比在大陆下面的地壳要薄得多,它的平均厚度不超过 $6\ \text{km}$ 。因此,在它的底板上的温度估计大约在 $100\sim 200^{\circ}\text{C}$ 范围内。尽管如此,这些量只有间隙电解液临界温度的几分之一,类似上述在大陆地壳中部和下部导电带的导电层很难预料能在海洋地壳中发育。

由厚度为 $500\sim 1100\ \text{m}$ 的枕状熔岩叠起来的以及由水下沉积物超覆的海洋地壳的玄武岩层具有很高的孔隙度(达到 10%)。饱和的海水层具有很低的电阻率——不超过 $5\sim 10\ \Omega\cdot\text{m}$ 。更深处理藏着具有电阻率为几万欧姆米的单一岩脉综合体。枕状熔岩层的底板正是海洋地壳中鲜明的电学界限。

第三节 上地幔

地壳底下为上地幔岩层,它的电阻率随着深度的增加在温度升高和压力增大的作用下发生变化。在温度达到 $1000\sim 1500^{\circ}\text{C}$ 、压力达到 $(5\sim 7)\times 10^3\ \text{MPa}$ ($50\times 10^3\sim 70\times 10^3\ \text{bar}$) 的实验室条件下的模型试验是一个非常复杂的技术问题。因为具有关于压力的影响比温度的影响要相对弱些的说法,所以在实验室测量的大多数情况下人们对温度作用的研究更加关心。最近几年,研究者们以更多的注意力转向消除实验室测量的系统误差上。这样,实验开始在阻止样品氧化的介质中进行。在图 1.7 上表示出了 C. C. 列伊和 M. Г. 曼扬(Л. Л. 万扬和 И. И. 希洛夫斯基, 1983)在氩气中进行的超基性岩电导率的研究结果。看来,认为属于最具代表性的这些数据落到多数作者的相互分散数据范围的中心部分(Л. Л. 万扬, A. C. 杰巴波夫和 M. H. 尤金, 1984)。

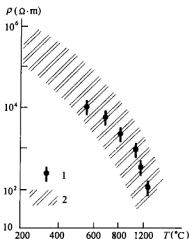


图 1.7 超基性岩的电阻率与温度的关系

1—C. C. 列伊和 M. Г. 曼扬的数据;
2—不同作者实验结果的范围

为了利用图 1.7 的曲线来建立上地幔的地电模型, 必须认定这样或那样的地热模型。美国地球物理学家 Г. H. 波拉克和 Д. С. 切普曼做出了地球大陆地区的地温分布图(图 1.8)。可以看出, 所算出的大陆上地幔的温度随深度而单调地增加。在 100 km 的深度处, 对于前寒武纪地盾所特有的 40 mW/m^2 的热流量密度值, 温度达到 800°C ; 对于高达 90 mW/m^2 的热流量密度值, 则温度升高到 1300°C 。

由地温计算得出的重要推断在于, 对于足够大的热流量密度而言, 存在着一个深度间距, 在那里的温度超过熔点(即固液相曲线)。目前所拥有的关于上地幔岩石固液相曲线的试验数据(图 1.9)相当分散, 影响着局部熔化区域深度的地温测定的精确性。尽管图中曲线之间存在着明显的差异, 但所有这些资料都表明熔化开始的温度随着深度的增加而增大(Н. И. 希塔罗夫和 А. Б. 斯卢茨基, 1965)。

根据现代的认识, 大洋中部山脉断裂带中形成的岩石圈的冷却是海洋热演化的基础。由于沿着断裂带广大地区热流量导热部分分离的复杂性, 以致很难计算深部的温度。这与在被观察到的由热液热对流出热流量的极大贡献有关。在估计海洋下的上地幔的温度时, 建立在考虑到岩石圈年龄数据求解热传导方程基础上的方法看来是有效的。考虑到地壳的厚度不大, 放射产生的热的贡献通常可以忽略不计。图 1.10 上的地温说明在相对不太深的软流圈发育很好, 而该软流圈在具有 $2000 \sim 3000 \text{ km}$ 宽、数万公里长地区与世界上大洋的断裂带平行展布。

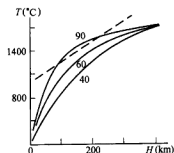


图 1.8 大陆的地温分布

虚线——熔化开始时的温度; 曲线旁的数字——以 mW/m^2 为单位的热流量密度的量值

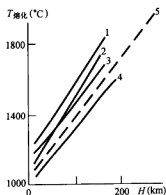


图 1.9 根据以下资料作出的上

地幔岩石的实验固液相曲线:

曲线 1 和 4——И. К. 库希罗;

曲线 2——А. Е. 林格武达;

曲线 3——К. 伊托;

曲线 5——本著作中被利用的固

液相曲线

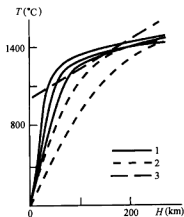


图 1.10 海洋的地温

曲线 1——取自 О. Г. 索罗赫金;

曲线 2——取自 X. 波拉克和 Д. 切普曼;

曲线 3——熔化开始的温度

如同大多数研究者所认为的那样,在 250~350 km 深度范围内温度的差别起伏不大,因此温度的分布接近于球对称。然而,在已知的一些结构中,在数百公里深度上的温度分布有别于球对称。首先这是俯冲带,例如沿千岛群岛岛弧。

为了建立地电断面的预测模型,利用到地温资料和图 1.7。首先,我们研究“冷的”前寒武纪地台,那里的热流量密度为 $40\sim45\text{ mW/m}^2$,而地温不通过固液相曲线。由图 1.11 可以看出,电阻率平稳地从大约 40 km 深度处的 $2\times10^5\ \Omega\cdot\text{m}$ 减少到大约 100 km 深度处的 $3\times10^2\ \Omega\cdot\text{m}$ 。上地幔地电断面电阻率的递减率特征是识别它的重要特点。

“冷的”陆台断面的特征——没有局部熔化的软流圈。这个断言基于两项事实:1)所算出的上地幔的温度没有达到二辉橄榄岩的固液相曲线,根据现有的知识判断,这些二辉橄榄岩是被擦起来的;2)地震学的观测没有发现低速波导管,而这种波导管通常与局部熔化的软流圈联系在一起。根据地震学资料,前寒武纪俄罗斯陆台上地幔纵波的速度从地壳底部到 300 km 的深度单调地增大。

这样,我们研究了“冷的”前寒武纪地台固有的地电断面,然而深部电导率的最有趣的特点是与“热的”活跃的区域相联系,下面我们转向对活跃区的分析。

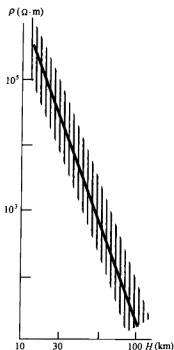


图 1.11 标准的“冷的”地电断面
结果的离散部分用细笔道描绘

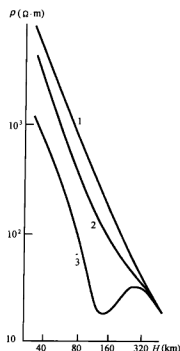


图 1.12 对于三种不同热流量密
度得出的大陆电阻率模型
1—— 40 mW/m^2 ;
2—— 60 mW/m^2 ;
3—— 90 mW/m^2