

大地电磁测深法

[美] A. A. 考夫曼 G. V. 凯勒 著

地震出版社



大地电磁测深法

[美] A.A.考夫曼 G.V.凯勒 著

刘国栋 晋光文 邓前辉 译
赵国泽 王宝钧 孙洁
朱佐全 校

地质出版社

1987

内 容 提 要

本书详细地介绍了天然电磁场源,系统论述了大地电磁法理论基础,其中包括:不同形式源的电磁场、地球内部不同形状导体的电磁分布特征、水平层状地球的电磁测深等理论问题,还讨论了大地电磁测深曲线的畸变效应、张量阻抗理论以及大地电磁资料处理等应用性较强的问题,在最后两章中描述了大地电磁法的仪器并给出了很多解释和应用实例。

本书译者为:晋光文(第一—三章)、邓前辉(第四、五、十五章)、赵国泽(第六—十章)王宝钧(第十一、十三章)、孙洁(第十二章)、刘国栋(第十四、十六、十七章),全书由刘国栋组织翻译并初校,最后由朱佐全校订。

THE MAGNETOTELLURIC SOUNDING METHOD

Alexander A. Kaufman and George V. Keller

Elsevier Scientific Publishing Company

Amsterdam-Oxford-New York 1981

大地电磁测深法

[美] A.A.考夫曼 G.V.凯勒 著

刘国栋 晋光文 邓前辉 译

赵国泽 王宝钧 孙洁

朱佐全 校

责任编辑:姚家榴

地 震 出 版 社 出 版

北京复兴路83号

广 益 印 刷 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

850×1168 1/32 19.75印张 531千字

1987年8月第一版 1987年8月第一次印刷

印数 0001—3000

统一书号: 13180·317 价定: 5.55元

前 言

大地电磁测深法是多种探测地球电阻率方法中的一种；它是研究地质学的一种直接手段。当 Cagniard 和 Tikhonov 在三十年前第一次提出这个方法的时候，它就引起了很多勘探工作者的兴趣。因为这种方法应用天然电磁场探测地球，避免了运送通常电磁法不可缺少的笨重的供电设备，所以对于边远地区来说，具有轻便、有价值的前景。此外，只要选择合适的天然电磁场频率区间，大地电磁法就可探测从地面直到地幔内数百公里深处的各点电性分布。

早期大地电磁法的应用效果一般不好。寻找其原因，逐步认识到天然电磁场的特性不同是其重要因素。这些特性不同的场与非平行层状地球结构的相互影响问题是很复杂的，在大地电磁法有效地应用于勘探工作之前，必须仔细对其加以分析。然而，充分考虑场源效应和非平行层状地球结构，则需要加强对变化地磁场形成机制的认识，以及它们与复杂的二维或三维地球结构之间的相互作用的数学分析。

本书的内容首要是提供数学分析方面的描述，使读者了解使用大地电磁法的数理基础，在进行分析时考虑了场源的几何形状、地球的曲率以及地下电性结构的三维特性。在汇集这些内容时，我们主要依据在发展大地电磁法中的一些先驱者们的工作，这包括苏联的 A. N. Tikhonov, M. N. Berdichevskiy, V. I. Dmitriev 和 G. G. Obukov, 以及美国的 T. R. Madden, C. M. Swift, Jr. T. Cantwell, F. X. Bostick, Jr. H. M. Smith 和 Keeva Vozoff.

这本书是科罗拉多矿业学院的、且由美国地质调查局资助的一项科研计划的副产品，这项计划的目的在于研究深穿透电测深

法、特别是关于这类方法在勘探地热能方面的应用。其它电测深方法，包括可控源电磁法和直流电法已较完善。我们在此选择大地电磁法加以研究，是因为这种方法在深部电性探测、地热能和石油勘探中比其它方法应用得更为广泛。

我们感谢 Susan Jenne 打印了这本书的手稿，感谢 Janice Williams 准备了很多插图，也感谢 Doo Sung Lee 检查了完稿中的数学公式。

Golden, Colorado

1980 年 3 月 17 日

符号汇编

a	球半径, 椭球主半轴
A	A型三层电阻率系列, $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$
A	矢势, 定义为 $H = \text{curl} A$
A_x, A_y, A_z	矢势直角坐标分量
A, A_m, etc	常数或参数组
b	椭球半轴
B	磁感应矢量
B	常数或参数组
c	$(a^2 - b^2)^{1/2}$, a, b 为椭球的半轴
C, C_i	常数, 参数组
d	电流线的高 (第五章)
D	常数或参数组
Δ_i	地层界面之间的距离 (第十一章)
δ	$(2/\sigma\mu\omega)^{1/2}$, 趋肤深度
e_x, e_y, e_z	E_x, E_y, E_z 的傅立叶变换
E	电场矢量
E_x, E_y, E_z	直角坐标系中的电场分量
E_{0x}, E_{0y}, E_{0z}	初始电场分量
E_r, E_ϕ, E_z	柱坐标系中的电场分量
E_R, E_θ, E_ϕ	球坐标系中的电场分量
ϵ, ϵ_0	介电常数, 自由空间介电常数
ν_i	n_i/n_1 , 厚度比
ν_i	地层序列 (第十一章)
f	频率, 赫兹
ϕ	磁通密度 (第十六章)
ϕ_T	大地电磁阻抗的相位
ϕ_{Ex}, ϕ_{Ey}	电场分量的相位
ϕ_{Hx}, ϕ_{Hy}	磁场分量的相位
$\phi()$	相位 (自变量)

G	格林函数
ν	电荷密度
h	层厚度
h_x, h_y, h_z	H_x, H_y, H_z 的傅立叶变换
H	H 型三层电阻率系列, $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$
H	基底的总深度
H	磁场矢量
H_r, H_θ, H_ϕ	球坐标系中的磁场分量
H_x, H_y, H_z	直角坐标系中的磁场分量
H_{0x}, H_{0y}, H_{0z}	初始磁场分量
H_r, H_θ, H_z	柱坐标系磁场分量
$I_{[(1/4)+n(n+1)]^{\frac{1}{2}}}$	$[(1/4)+n(n+1)]^{\frac{1}{2}}$ 阶第一类修正贝塞尔函数
I_1	阻抗张量的第一不变量
I_2	阻抗张量的第二不变量
I_3	阻抗张量的第三不变量
j	电流密度
J	电流
J_0, J_1	0 阶、1 阶第一类贝塞尔函数
k	$(i\sigma\mu\omega)^{1/2}$, 波数
K	K 型三层电阻率系列, $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$
$K_{[(1/4)+n(n+1)]^{\frac{1}{2}}}$	$[(1/4)+n(n+1)]^{\frac{1}{2}}$ 阶第二类修正贝塞尔函数
$K_0(\tau r)$	0 阶第二类修正贝塞尔函数
K_{12}	$(k_1 - k_2)/(k_1 + k_2)$, 电磁反射系数
L	柱体的埋藏深度 (第十章), 退磁系数
λ	$2\pi\sigma$, 波长
m	分离常数, 距离倒数, 级数序号
M	偶极距
N	$(\sigma_i/\sigma_e)^{\frac{1}{2}}$, 柱体内部与外部电导率比的平方根 (第九章)
μ, μ_0	磁导率, 自由空间磁导率
μ_i, μ_s	ρ_i/ρ_s , 电阻率比
Ω	欧姆

ω	圆频率 (弧度/秒)
Q	Q 型三层电阻率系列, $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$
q	电荷密度 (第十二章)
$P_n^{(1)}(\cos\theta)$	第一类缔合勒让德函数
$Q_n^{(1)}(\cos\theta)$	第二类缔合勒让德函数
r, ϕ, z	柱坐标
R_n	n 层的边界函数
R, θ, ϕ	球坐标
ρ	电阻率
ρ_T	大地电磁方法确定的视电阻率
s	面电荷密度
S	h/ρ , 地层电导
σ	电导率
ξ, η	椭圆坐标
ξ, ϕ, η	椭球坐标
t	时间
T	周期, 高阻薄层的横向电阻 (第十一章), 倾角 (第十五章)
$T_m(N_p)$	$I_{m+1}(N_p)/I_{m-1}(N_p)$, 第一类修正贝塞尔函数的比
x, y, z	直角坐标
Y	标量导纳
Z	标量阻抗
$Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yy}, Z_{yz}$	平面内的张量阻抗元素
$Z_{[(1/4)+M]}^{\frac{1}{2}}(ikR)$	$[(1/4)+M]^{\frac{1}{2}}$ 阶修正贝塞尔函数

目 录

符号汇编	(vii)
第一章 天然电磁场	(1)
1.1 引言	(1)
1.2 地磁微脉动	(5)
1.3 磁暴	(17)
1.4 应用大地电磁勘探的有效性	(40)
第二章 大地电磁法的理论基础	(43)
2.1 引言	(43)
2.2 水平层状介质中平面波的阻抗	(44)
第三章 大地电磁测深中的视电阻率	(80)
3.1 引言	(80)
3.2 二层介质的视电阻率	(81)
3.3 二层介质参数的确定	(89)
3.4 三层介质的视电阻率曲线	(94)
第四章 水平层状介质的相位关系	(113)
4.1 引言	(113)
4.2 振幅和相位响应之间的关系	(113)
4.3 水平层状介质中阻抗的相位	(117)
第五章 平面波模型的有效性	(121)
5.1 引言	(121)
5.2 无限长线电流的电磁场	(122)
5.3 地表上方垂直磁偶极子的电磁场	(134)
5.4 水平轴磁偶极子的电磁场	(140)
5.5 似波带	(148)

5.6	一维场源电磁场的空间分析	(151)
5.7	确定水平层状介质阻抗的主要方法	(154)
第六章	球状地球和平面波假设	(165)
6.1	引言	(165)
6.2	均匀磁场内的导电球体	(165)
6.3	磁偶极子场中的导电球体	(177)
第七章	非水平层状介质中电磁场的计算方法 (E -极化)	(185)
7.1	引言	(185)
7.2	电场的积分方程(E -极化)	(185)
7.3	计算场的近似方法(E -极化)	(192)
第八章	均匀磁场内的柱状导体	(197)
8.1	引言	(197)
8.2	均匀磁场内的圆柱体	(197)
8.3	均匀磁场内的椭圆柱体	(201)
第九章	含柱状导体的介质中平面电磁波的场 (E -极化)	(210)
9.1	引言	(210)
9.2	E -极化情况下的二次场源	(210)
9.3	E -极化情况下二维模型的应用范围	(218)
9.4	电磁场的频率响应(E -极化)	(230)
9.5	电磁场和介质地电参数间的关系(E -极化)	(235)
第十章	含柱状导体的介质中平面电磁波的场 (H -极化)	(244)
10.1	引言	(244)
10.2	H -极化情况下电磁场的积分方程	(244)
10.3	H -极化情况下二次场的源及二维模型的应用范围	(249)

10.4	含椭圆柱体的半空间表面上的平面波场·····	(262)
第十一章	在包含小幅度构造的介质中的大地电磁测深·····	(269)
11.1	引言·····	(269)
11.2	具有轻微弯曲界面的层状导电介质中任意场源的场·····	(270)
11.3	H -极化情况下的主要公式·····	(287)
11.4	E -极化情况下的主要公式·····	(324)
11.5	具有三维小幅度构造的二层序列中的平面波激励·····	(336)
第十二章	电性水平非均匀性引起的大地电磁测深曲线的畸变·····	(343)
12.1	引言·····	(343)
12.2	垂直陡坎附近的 H -极化大地电磁场·····	(345)
12.3	倾斜陡坎上的 H -极化大地电磁场·····	(350)
12.4	三层介质垂直陡坎上的 H -极化大地电磁场·····	(354)
12.5	二层介质地垒构造上的 H -极化大地电磁响应·····	(361)
12.6	三层介质地垒构造上的 H -极化大地电磁场·····	(366)
12.7	二层介质地堑构造上 H -极化大地电磁场·····	(374)
12.8	三层介质地堑构造上的 H -极化大地电磁场·····	(378)
12.9	上层含有嵌入体的三层介质中的 E -极化大地电磁场·····	(384)
12.10	三层介质中第一层底部含有地垒状构造的 E -极化大地电磁场·····	(404)
12.11	地堑状构造上的 E -极化大地电磁场·····	(412)
第十三章	椭圆极化·····	(420)
第十四章	张量阻抗和磁极化图·····	(447)

14.1	引言	(447)
14.2	张量阻抗	(447)
14.3	磁参数 X_{zx} 和 X_{zy}	(470)
第十五章 大地电磁资料处理		(474)
15.1	引言	(474)
15.2	频谱分析	(475)
15.3	数字滤波	(486)
15.4	Fourier 变换的计算	(492)
15.5	大地电磁阻抗的最小二乘估算	(498)
15.6	远参考资料分析	(505)
15.7	资料的图象	(506)
15.8	反演	(515)
第十六章 测量技术		(520)
16.1	引言	(520)
16.2	传感电场	(521)
16.3	磁场传感器	(529)
16.4	记录系统	(559)
第十七章 解释和实例		(563)
17.1	一般原则	(563)
17.2	实例	(568)
17.3	大地电磁法的应用经验总结	(604)
参考文献		(612)

第一章 天然电磁场

1.1 引言

大地电磁法是利用天然电磁场研究地下电性结构的一种方法。天然电磁场，其频谱很宽，能量极高。例如每月多次发生的一种地球亚磁暴现象（本章将详细描述亚磁暴），相应电磁场的能量大约是 10^{21} 到 10^{22} 尔格。这种电磁能量的强度比在地表用人工场源产生的强度大若干个数量级。当需要提供相当大的能量来研究地球深部的电性构造时，起码在基本原理上，利用天然电磁场能担此重任。

地球的天然电磁场是由各种各样的原因引起的。频率高于几赫兹的外界电磁场，起因于人工的电力分布系统和气象活动。人工电磁场主要是由电力分布系统和无线电台的场构成。虽然这些人工场源的总能量比天然场源的能量要小，但是由于人工场源集中在少数几个频率上，这就可能导致这些频率附近很窄的频带内人工场源常常占优势。人工场源当然可以用来有效地研究地球，然而在许多情况下，因为它们离观测点太近，很难对其性状进行数学描述和处理。

频率几赫兹以上的天然电磁场主要来自气象活动，特别是与雷暴有关的闪电。因为在地球上的某些地方，几乎总有雷暴发生，所以它们提供了很均匀的电磁能源。雷暴活动的中心主要位于赤道区域，该区域内的某些地区每年至少发生 100 天雷暴，而在中心区域的更小范围内，每年发生 200 天以上的雷暴（见图 1.1）。此外，在温带地区还观察到了与冷锋运动有关的频繁的雷暴活动。

如果观测雷击近处的电磁场，那么在 1—10 千赫兹的频率范



图 1.1 地球周围每年平均的雷暴数

围内，将会观测到很高的能量密度，而在较低的频率上，仅具有较低的能量密度（见图 1.2）。电磁场传播得愈远，其高频分量衰减得愈厉害，而低频分量由于其能量在地球的导电表面和电离层的空气游离层之间来回反射通过波导传播从而得到增强（在某些频率上）。

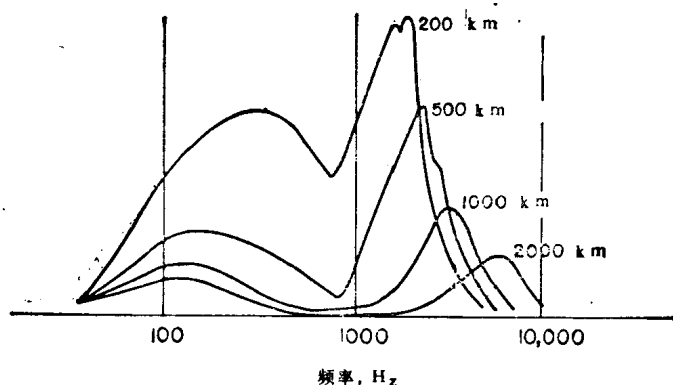


图 1.2 雷击能量密度谱随距离的变化

近年来，在大地电磁测深中已相当普遍地使用高于几赫兹的频率（Strangwar 等人，1973）。在许多教科书和刊物中，均可找到声频频谱部分的描述（Kaller 和 Frischknecht，1966）。然而，应用大地电磁法的主要兴趣在于勘探更大的深度，因此频率低于 1 赫兹的电磁场，意义更为重大。这些低频天然电磁场，起源于地球恒定磁场与太阳等离子体流之间复杂的相互作用。近年来，基于地面和卫星综合研究，对于高空大气层的相互作用已有很多了解。最近，Yanovskiy（1978）归纳并发表了由太阳效应引起的地球磁场变化的有关认识。本章其余部分将严格地遵循 Yanovskiy 的方式讨论地球磁场的变化部分。

地磁场随时间变化的部分，起源于太阳喷发的电离物质微粒之间复杂的相互作用。地球内部产生的磁场，随时间变化非常缓慢，因而在大地电磁应用中并不重要。但是它的存在，使得从太

阳向四周运动的电离粒子在空间和它相遇时，在一定程度上引起了二次磁场的快速变化减慢。太阳喷发的物质大部分是氢，但是已经被电离了，成为由质子和电子组成的等离子体。等离子体的速度较低，到达地球需几天时间，所以太阳风这种物质的到达方向不是面对太阳的瞬时方向。

这种太阳风复杂多变且混乱无序，在它和地球磁场相遇时，电子与质子向相反方向偏转，形成了等离子体电流和磁场效应。这将抵消那里的地磁场，使地磁场急剧地下降到几个伽马。地球磁层的这一外边界叫做磁层顶，当太阳风的能量即“压力”改变时，该边界不稳定地来回移动。在太阳风到达的那一面，此边界最接近地球，位于距地表4到5个地球半径，即20000—25000公里处。而在地球背面，磁层延伸的距离要远得多，至少有10到20个地球半径。

当太阳黑子喷发出过量的物质微粒时，太阳风显著增强。这种情况通常每月发生一两次、持续几天时间。当这种较高能量的物质到达地球时，就出现较强烈的磁效应，此现象叫做磁暴。近年来已经判明，少量的高能等离子体到达地球时，也出现类似的效应，这种情况通常每月¹⁾出现几次，我们称这些较小的扰动为亚磁暴。

在80—160公里以上高空，地球大气层被电离，电离的程度随高度而不尽相同。在这个“电离层”中，电流的感应导致物质的位移。由于太阳等离子体的特性，磁力与惯性力的相互作用将产生磁流体力学波。因此磁层顶产生的磁效应、在它们达及地表被观测到时，已发生了强烈的变化。如果这些磁效应是由太阳风的各种瞬时变化产生的，当观测到它们时，就把它们归并为微脉动一类；如果它们是由地球在非对称磁层内旋转时的各种传输现象产生的，则把它们归并为日变效应一类。通常这些外磁场效应，

¹⁾ 原文为“每天”——译者注

较之于几乎不变的地球内场是相当小的。

1.2 地磁微脉动

1.2.1 一般特性

地磁脉动乃是地球磁场的瞬时变化，这些变化具有从毫赫兹到几赫兹频率范围的准周期性结构。已经查明，它们起因于地球磁层中传播的磁流体力学波（该波由电离层中耦合的机械波与电波组成）。大约一百年以前，伦敦附近丘观测台的 Stewart 首先研究了地磁场的这种特性。早期研究微脉动的一个主要困难是它的振幅很小，即使最强的微脉动，其振幅也很少超过 1 伽马，而在频谱的较微弱部分，振幅还要小得多。但是在极区，微脉动的振幅增大到几十伽马，而对于毫赫兹频率范围的变化，振幅有时候可达 100 伽马。

因为这些微脉动周期较长，仅在地壳的相对高导层中引起明显的感应电流。这种电流现在已被广泛地用于研究地球的电性结构。Troitskaya (1953) 是进行这项工作的先驱者之一，他在苏联首先对脉动作了系统的研究。此后，高灵敏度磁力仪的发展，使更细致地研究地磁微脉动成为可能。现在 (1978) 广泛使用的磁力仪，能够以很高的灵敏度 (0.001 到 0.002 伽马的门坎值)，记录到整个地磁脉动频率范围内的变化 (Kazak, 1967)。

全球规模微脉动的系统研究，早在国际地球物理年 (1957—1958) 期间就开始了，以后又做了大量的工作。不仅已在地球表面研究了微脉动的结构，而且还在周围宇宙空间进行了研究。通过这些研究识别出了许多不同的微脉动形态，它们对于研究磁层的基本物理性质具有重要价值。

研究微脉动物理性质的一个重要进展，是 1942 年 Alfvén 的磁流体力学波理论的出现。利用这个理论，可以定量地和定性地描述微脉动。现在已经清楚，微脉动的产生，除与磁层等离子体和外层空间邻近区域内等离子体的磁流体力学波有关外，还与磁