

从海底发射接收电磁波进行海洋地质探测

陈 芸

(山东海洋学院)

隋 彭 年

(青岛师范专科学校)

电磁测深法是电法勘探的一个分支。其场源可以利用天然电磁场(大地电磁测深法),在陆地上已广泛应用于地壳—上地幔深部构造与地球物理的研究。在研究方法和手段上均已成熟,并取得相当重要的成果。在陆地上,从地面向地下发射电磁波,在不同距离外的地面上,接收从地下反射回来的电磁波进行地质探测,也已经有多年的历史;利用为潜艇通讯导航的长波台所发射的甚低频电磁波,可探测大的断层、破碎带、石墨化地层和矿化带^[1]。对地层电导率的探测已经成为物探金属矿体最重要的方法。

上述办法,并不完全适于海底地质探测,这是由于海水对电磁波具有强烈的吸收作用,若把电磁波的发射源和接收器都置于海面上,电磁波从海面向下发射,经过海水到达海底地层,经地层反射后,经过海水,再到达海面接收器,如此往返经过海水两次强烈吸收之后,再到达海面接收器的电磁波信号就太弱了。

海水中的各种盐类几乎完全电离,使海水含有大量离子而成为导体^[2]。电磁波进入海水之后,电磁波中的电场使海水中的带电离子加速,电磁波中的磁场也使运动的带电离子加速,离子的动能增加,这个能量取自电磁场,致使电磁场的能量减小。海水离子撞击水分子,使水分子的动能增加,这就使得电磁场能量转化为海水的热能,因而电磁波的振幅在海水中逐渐衰减。电磁波振动的频率越高,衰减

越快。电磁波进入海水后,其振幅每衰减为原来的 $\frac{1}{e}$ 时的传播距离,称为“穿透深度”或“趋肤深度” D 。当电磁场的频率远小于1千兆赫时^[3],

$$D \doteq \frac{1}{(\pi\mu\sigma f)^{\frac{1}{2}}} \doteq \frac{250}{\sqrt{f}}$$

其中 f 为电磁场的振动频率, μ (海水磁导率) $\doteq \mu_0$ (真空磁导率) $\doteq 4\pi \times 10^{-7} \text{H/m}$, σ (海水电导率) $= 3-5 \text{s/m}$,例如:

频率 (c/s)	1	10^2	10^6
$d_{\frac{1}{e}}$ 即 D (M)	250	25	0.25

$d_{\frac{1}{1000}}$ (M)	1160	116	1
--------------------------	------	-----	---

其中 $d_{\frac{1}{e}}$ 、 $d_{\frac{1}{1000}}$ 分别为电磁波振幅每衰减为

$\frac{1}{e}$ 、 $\frac{1}{1000}$ 的传播距离。电磁波的振幅即使衰

减为 $1/1000$ 、 $1/10000$,……还可能收到。当发射机发射电磁波的功率越大、接收机的灵敏度越高,当地的电磁“噪音”越小,电磁波的频率越低,就能在越远的地方(不仅仅是 $d_{\frac{1}{e}}$ 的距离)接收到。

对洋底进行大地电磁探测是从1965年开始的。大地电磁探测能测到自然界产生的电磁波(包括雷电),但频率小于10周/小时(0.003c/s)的电磁波才能穿透大洋,到达地幔,用它能测出几百km范围内地幔电导率。但这种方法对地

壳和最上部地幔导电结构的测量，并不灵敏^[4]。

在海面上，通过一系列电磁探测器拖在船后，测量大陆架海床的电阻率，已能分辨固结的沉积物和基岩，并能探测硫化矿物的矿体，但这种方法对深海却不适用^[4]。

Kawfman(1979)从海床上发射电脉冲，向下传播，进入岩层后反射回到在海床上和发射机处于同一位置的接收机，检测岩石内涡电流的衰减。从1980年起，美国加利福尼亚大学克利普斯海洋研究所Cox等人用连续波法，将电磁波发射机和天线置于海底，向海底岩石圈发射0.25—2.25c/s的电磁波，透入地层，可达30km以上；再反射回到海底，由在18.9km范围内、处于海底和发射机在同一水平位置的接收机接收，获得一些结果，引起各国地球物理和地质学家的注意。认为，这项新技术、新方法的继续发展，有可能解决其他海洋地质调查方法所不能解决的一系列海洋地质和地球物理问题^[4]。

不同的矿物和岩石具有不同的电导率。测量海底地层的电导率，可以探测海底矿物和地质情况。温度对岩石的电导率也有较大的影响。有裂缝和孔隙的海底岩层，由于被海水注入（海水的电导率比岩石大得多）大大影响了岩石的电导率。测量海底地层的电导率，可以探测海底岩层的类别、温度、裂缝和孔隙度，由此研究海底岩层地质构造等^[5]。

利斯特十多年前第一次提出海水渗入新形成的海底地壳范围问题，各国海洋地质学界一直对这个问题很感兴趣。Cox等人从海底发射接收的电磁波，已探明在东太平洋海隆附近北纬21°处，海水渗入玄武岩的厚度不超过1.4km，海水使玄武岩的电导率提高到0.1s/m。这和后来在哥斯达黎加断裂区的深海钻探计划83测线上504-B钻孔进行的大范围电阻率测量获得的数据也是一致的^[4,5]。

应用地震波法已经获得了洋壳深部地质构造方面的大量知识。但由于某些不同的物质可以具有相近的弹性系数，弹性波在这些物质中

传播的速度相差不大，要用地震波分辨这些物质相当困难。相反，岩石裂隙若充满海水或硫化矿物，能使岩石的电导率增加2个数量级以上。人们认为在洋壳上层存在许多硫化矿体，每20km²中就有0.1km²的地区是矿体。若用钻孔方法，平均打200个钻孔才能发现一个矿体。用电磁波探测埋藏在枕状熔岩和沉积物下面的硫化矿体，肯定是有效的方法^[4,5]。

Cox等人的实验装置如图1，从船S上以导线C输送60c/s的交流电供给放置海底的电磁波发射机T，发射天线A是800m长的偶极子式的水平绝缘导线，其峰值电流约70A。天线终端E裸露，电流可以通过海水形成回路，发射频率为0.25—2.25c/s的极低频电磁波，从海底向下，可达30km深的下层岩石，经反射再向上传输，因而对其间地壳和上地幔岩石的电导率性质，可以进行测定。在距发射机水平距离18.9km范围内的海底放置若干接收器R，接收从不同深度反射回来的电磁波。接收器上装有9m长的两根相互交叉的天线，测量电场的两个水平分量。电磁波信号每个波列的长度为4秒钟，接收后经接收器放大累记在512秒长的磁带内。实验完毕，装有接收机和记录器的耐压容器与用石头镇住的天线自动分开后，耐压容器漂浮于海面，收回^[5]。

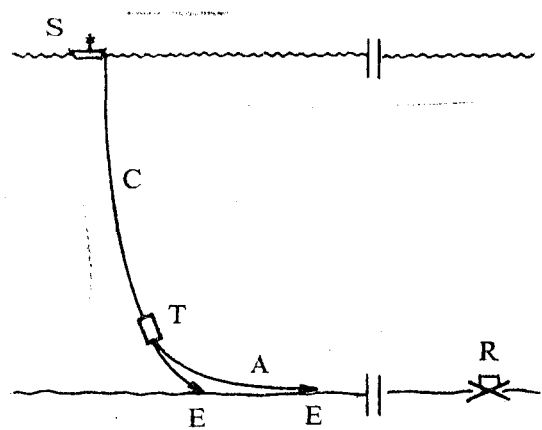


图1 海床上的发射机和接收器^[5]

C为从船S输送60Hz电力的电缆；T为发射机；A为绝缘发射天线；E为电极；R为接收机和天线。

那个地方海水的电导率为 3.2s/m ，下层地壳岩石的电导率约为 0.004s/m ，对 1.0c/s 的电磁波“穿透深度 D 分别为 0.28km 和 8km 。因此，距发射机 18.9km 范围内的接收机接收的电磁波信号是经岩石传播，而不是从海水直接传播。接收器记录了强度为 10^{-10}V/m 的信号电场，而海底上当地的本底电场（作为电磁信号的“噪音”）约为 10^{-12}V/m 伏，比记录到的信号要弱 100^{-1} 。这个发现有极为重要的意义（由于海水对电磁波有很强的吸收作用，这是海底电磁“噪音”低的原因）。

Cox 这个办法的一个要点是，控制发射机发射的电磁波的频率与功率，使电磁波达到岩石圈中有意义的层位后，反射回到海底接收器时，仍有足够的强度（ 10^{-10}V/m ）。若能发射在一定频率范围内的各种频率的电磁波，就能检测岩石圈电导率的深度剖面。

厚度超过几百米的沉积物盖层是这个方法的障碍，由于它的电导率较小，对往返通过它两次的电磁波具有较强的衰减作用。但由于深海区沉积物的沉积速度非常缓慢，因而大部分地区，即使如白垩纪那样古老洋壳上的沉积物，厚度也不到 100m 。在南北太平洋有些红粘土区，可能是这种方法测量固结成岩的岩石圈的合适地区。

洋壳电导率与深度关系检测的典型结果，以及从“深海钻探计划”钻入上部地壳的钻孔

中测到的电导率见下表。其中岩层厚度是用人工地震法测定的。

他们还用海水层以下，8个水平岩层的堆垛组成的模型，来拟合实验测量数据。由“最佳”拟合模型计算出来的海底岩层电导率随深度的分布，示于图2。在小于 1km 和大于 20km 深度上，实验数据与模型电导率并不是紧密符合的。因此，在此范围内图2示出的曲线是非常不确定的。即使把电导率模型限于一维情况也得不出单值的唯一解。即使解对数据相

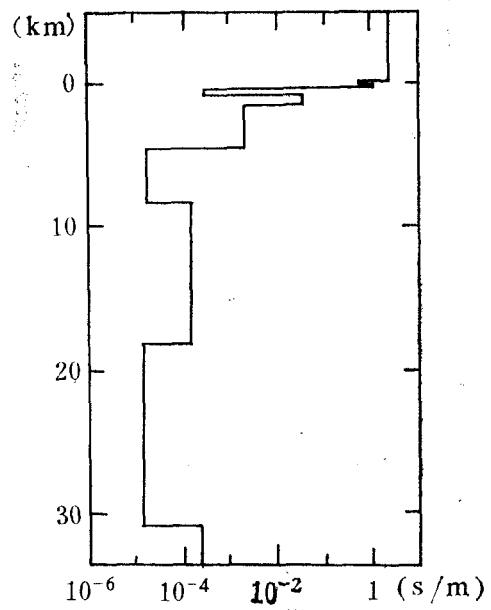


图2 海底岩层电导率随深度分布的拟合⁽⁵⁾

洋壳电导率与深度的关系及上部地壳的电导率表

层次	层的厚度 (km)	物 质	电 导 率 (s/m)	D(即 $d_{\frac{1}{2}}$) (1c/s, km)
海 洋	3—3.5	盐 水	3.2(2℃)	0.28
1	0—0.5	水饱和的沉积物	1—2	0.4—0.5
2	1.5	枕状玄武岩与岩流 海水在裂隙中	不定 0.3 (几何平均值)	2.9
	0.5	有支脉的岩墙	<0.03	>2.9
3	5	在扩张脊上最初形成的岩浆冷却为辉长岩	1—3	0.3—0.5
			0.004	8

当好的拟合也不能证明它所作的假设。不过,它能证实,横向各向同性、水平层化和低电导区(2—8 km深度)是同数据相当一致的^[5]。

从已经记录到的信号类型可以看出,海洋地壳有电导率相差很大的两层;上层厚度不超过1.5 km,其电导率高达0.1 s/m。它和钻孔504-B顶部附近发现的比较年轻的破裂玄武岩相对应。在这两个地方测到的电导率几乎相等,都是由于海水浸入裂隙大大提高了它们的电导率。在这层之下,有向下一直延伸6—7 km区域,它的电导率要低得多,约为0.004 s/m。这个地区的下部测得的电导率,很可能是地壳下部和上地幔的电导率的平均值。地壳深部的导电性,是由于穿过辉长岩层的海水所致。地幔的导电性是由于灼热岩石中的矿物致使的^[5]。

电磁波测量的结果,能够提供有关温度随深度变化以及地壳深部存在熔岩的独特资料。因此,这种新方法在今后几年内可能更清楚地阐明莫霍面附近地区的情况,这个地区用其他技术是很难进行调查。虽然用电磁波作海底地质探测新奇而引人注目,但也还只是目前用来探测大洋下面的地球上层的多种方法中的一种。过去十年,是这些方法迅速发展时期。可以预期,在今后十几年内,即本世纪结束之前,由于这些新的探测方法提供更多的结果,对覆盖于地球大部分表面的薄层大洋壳,人们可能会有新的更精确的了解和认识^[6]。

目前认为,把核火箭放置在大洋深处的核潜艇上比较安全。陆基和处于大洋深处核潜艇的通讯联络成为一个大难题。有人设想,含有

海水和电解质溶液的海底沉积层和下层温度较高的基岩的电导率都较高,若两者中间夹着高阻地层,(这三层就相似于波导管的上下两个金属版和中间传播电磁波的高阻空气层),可用来传播电磁波,构成地下电磁波通道(波导)。若这个高阻地层的电阻率不小于 $10^8 \Omega \cdot m$,相对介电常数约为6,对1.5 kC的电磁波的衰减可小于0.1 dB/km 可以作为陆基和停留于洋底核潜艇电磁通讯的波导层。这个想法,促使某些国家用电磁波探测海底地壳的电阻率和介电常数随深度的分布情况,以及侧向的连续性等,以探明是否存在这种可作为电磁波通道的地层结构。

参 考 文 献

- [1] 傅良魁, 1983. 电法勘探教程. 地质出版社, 330—331页。
- [2] Halley, P., 1974. Introduction to the electromagnetism of the sea. National Aeronautic and Space Administration. No. 74—2782: 38—53.
- [3] Liedermann, L. N., 1962. *The sea* Interscience publishers, pp. 470—472.
- [4] Fancies, T. J. G., 1982. Ocean floor conductivity measured Nature 295 (5850): 550.
- [5] Young, P. D. and C. S. Cox., 1981. Electromagnetic active Source Sounding near the east Pacific rise. Geophy. Res. Lett. 8 (10): 1043—1046.
- [6] Foucheteau, J., 1983. The Oceanic Crust. Scientific American 249(3): 114—129.