

求取水文地质参数的测井方法

武毅^{1,2}

(1. 中国地质大学(武汉) 430074

2. 中国地质调查局水文地质工程地质技术方法研究所 河北保定 071051;

3. 河北保定市自来水总公司, 保定 071051)

摘要 利用测井资料求取水文地质参数是地下水勘查工作中的一个重要内容,也是降低勘探成本,提高勘查成果质量的一个重要措施。本文介绍了利用测井资料求取地层孔隙度、地层含水量、地层水矿化度等技术方法,既包括常规方法,也简单介绍了核磁共振、介电常数新的测井技术与方法。

关键词 测井技术与方法 水文地质参数

地球物理测井是地下水勘查工作中的一个重要内容,通过测井可以获取地下含水层的位置、厚度、准确划分咸淡水以及求取各含水层的含水率、孔隙度、渗透率等重要的水文地质参数。其结果不但对指导成井具有重要意义,也是地下水资源评价的重要参考依据。

1 测定地层孔隙度的测井方法

地层孔隙度是评价地下水资源量的一个重要参数。目前,用于求取地层孔隙度的测井方法有以下 5 种。

1.1 电阻率测井

电阻率测井求取地层孔隙度的基础是阿尔奇公式,对不含泥质的纯地层,当孔隙完全充水时,地层的电阻率 R_o 与孔隙水电阻率 R_w 成正比,其比例系数 F 称为地层因素。即:

$$R_o = FR_w \quad (1)$$

大量岩样测量数据表明, F 与孔隙度 Φ 有以下实验关系。

$$F = \frac{a}{\Phi^m} \quad (2)$$

由(1)(2)式可以得出:

$$f = \sqrt[m]{\frac{aR_w}{R_o}} \quad (3)$$

该孔隙度代表地层水所占的孔隙度，称之为含水孔隙度。

在应用阿尔奇公式时应注意以下两点：

公式中 m 、 a 参数对该公式的应用效果有十分重要的影响，而且他们又是随着地区甚至解释层段而变化。故应根据本地区地质特征，用实验统计方法得出适合于本区的解释参数值。

应用该公式的理想条件应是具有颗粒孔隙的纯地层。对泥质较多的地层和裂缝性地层，直接应用该公式时，得不到令人满意的结果，此时应作相应的泥质校正。

1.2 声波测井

1.2.1 纯砂岩地层

声波测井测量的沿井壁滑行的纵波，孔隙度与声波传播时差之间存在线性关系，即：

$$\Delta t = \Phi t_f + (1 - \Phi) \Delta t_{ma}, \text{ 或 } \Phi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \quad (4)$$

式中： Δt ：由声波时差曲线上所读出的地层声波时差； Δt_{ma} ：岩石骨架的声波时差；

Δt_f ：孔隙中流体的声波时差。

式(4)适用于压实和胶结良好的纯砂岩。但对于疏松的未压实、未胶结地层，由于孔隙直径较大，矿物颗粒间接触不好，故矿物颗粒与孔隙水的交界面对声波传播影响较大，使孔隙度相同的疏松砂层的声波时差要比压实砂岩大，因此需引入压实校正系数 cr 进行校正，即：

$$\Phi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \cdot \frac{1}{cr} \quad (5)$$

cr 为压实校正系数其值大于等于 1，确定其值的方法有：

(1) 声波孔隙度与岩芯分析孔隙度对比：

对一个地区的某个层段，找出岩芯分析孔隙度与相应的声波时差的经验关系，然后把取得的经验关系式与上式比较，便求出这个层段的压实系数 cr ；

(2) 声波孔隙度与密度孔隙度对比：

对于比较纯的砂岩，按 $\Phi_D = \frac{r_{ma} - r_b}{r_{ma} - r_f}$ 式计算出密度孔隙度 Φ_D ，可认为是岩石的有效孔隙度，故可选择饱和液体的纯砂岩，按声波孔隙度计算式求出声波孔隙度 Φ_s ，则压实

系数 $cr = \frac{\Phi_s}{\Phi_D}$ ；

(3) 非压实泥岩与压实泥岩声波时差的比较：

砂岩的压实程度经常是与附近泥岩的压实程度一致的，泥岩时差在 300~330 μ s/m 时常是压实的，则非压实泥岩声波时差 Δt_{sh} 与压实泥岩声波时差之比为压实系数，即

$$c r = \Delta t_{sh} / 300。$$

实际资料表明，在地层孔隙度较大时，声波时差与孔隙度关系变为明显的非线性关系。1980 年 Raymer 等人提出一个非线性经验公式：

$$V = V_{ma} (1 - f)^2 + V_j V f f \quad (6)$$

式中 V 、 V_{ma} 、 V_f 分别为地层、岩石骨架、孔隙流体的声速。1986 年 J.P.Martin 等人在 Raymer 等人工作基础上，提出声波地层因素公式：

$$V = V_{ma} (1 - f)^x \quad (7)$$

x 是声波传播的迂曲度系数，又称为骨架岩性系数，只与岩石孔隙结构的几何特征有关。对砂岩取 $x = 1.6$ 。

1.2.2 泥质砂岩地层

泥质在地层的分布形式有分散、层状、结构三种，泥质砂岩的声波时差与泥质的分布形式有关。对于分散泥质，声波与孔隙中的水或泥浆滤液的声波相近；层状泥质和结构泥质可看作是孔隙空间以外的泥质骨架。因此，声波时差与孔隙度的关系式为：

$$f = f_s - \Delta f_{sh} \quad (8)$$

$$\text{式中 } f_s = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_{mf} - \Delta t_{ma}}$$

$$f_{sh} = \frac{\Delta t_{sh} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_{mf} - \Delta t_{ma}}$$

$$\Delta f_{sh} = (V_{dic} + V_{lma} + V_{ar}) f_{sh}$$

Δt_{mf} 、 Δt_{sh} 分别为泥浆滤液、结构与层状泥质的声波时差，

V_{dic} 、 V_{lma} 、 V_{ar} 分别为分散、层状、结构泥质相对体积。

对于非压实的泥质砂岩，还应考虑压实程度对声波时差的影响。此时其关系应为：

$$f = (f_s - \Delta f_{sh}) \cdot c p \quad (9)$$

1.3 中子测井

1.3.1 纯砂岩地层

中子测井的读数基本上反映了岩石的含氢量，当岩石骨架不含氢元素，孔隙内饱含淡

水时，含氢量与孔隙度成正比关系，中子测井读数 H 与孔隙度 Φ 的关系为：

$$H = \Phi H_f + (1 - \Phi) H_{ma} \quad (10)$$

式中： H_f ：孔隙中水的含氢指数； H_{ma} ：岩石骨架的含氢指数。

1.3.2 泥质砂岩地层

泥质砂岩地层中子测井响应在纯砂岩地层的基础上，考虑泥质的影响作用，由于泥质孔隙度一般比砂岩孔隙度大，故泥质影响使泥质砂岩的中子孔隙度增大。其间的关系式为：

$$f = f_{Nma} + V_{sh} f_{sh} \quad (11)$$

其中 f_m 、 f_{sh} 分别为纯砂岩、泥质孔隙度； V_{sh} 为泥质含量。

$$\text{其中：} f_{sh} = \frac{H_{ma} - H_{sh}}{H_{ma} - H_{mf}}$$

1.4 伽马—伽马测井（又称密度测井）

1.4.1 纯砂岩地层

伽马—伽马测井是在一定范围内岩石平均体积密度的综合反应，按质量平衡关系；它应等于岩层内各组成部分的密度乘以各自所占体积百分比的总和，对于不含泥质的地层各部分之间关系为：

$$r_b = \Phi r_f + (1 - \Phi) r_{ma}$$

$$\text{或} \quad \Phi = \frac{r_b - r_{ma}}{r_f - r_{ma}} \quad (12)$$

式中： r_f ：孔隙内流体的密度； r_{ma} ：岩石骨架中矿物颗粒密度； r_b ：测得地层的密度。

通常孔隙中充水，其密度即 r_f 在 $1.0 \sim 1.1 \text{g/cm}^3$ 变化，如果地层含泥质，需根据泥质含量 v_{sh} 的大小作相应的泥质校正。

1.4.2 泥质砂岩地层

当岩石中的泥质密度小于骨架密度时，泥质的存在使密度测井孔隙度增大；当泥质砂岩埋藏较深时泥质影响可忽略。

1.5 核磁共振测井

核磁共振测井利用造岩元素中各种原子核的核磁共振效应原理，是研究包含在流体（水、油和天然气）中氢的天然含量和赋存状态的一种测井方法。

核磁共振测井以氢核与外加磁场的相互作用为基础，测量孔隙流体的特征以提供丰富的地层信息，它是通过测量核磁共振信号强度和弛豫时间 T_2 来获得。研究表明，短 T_2 部分对应着岩石的小孔隙或微孔隙，而 T_2 长部分是岩石较大孔隙的反映。基于此，全部 T_2 分布的积分面积可以视为核磁共振孔隙度 $f_{NMR}(f_e)$ 。

$$f_{NMR} = \int_{T_{\min}}^{T_{\max}} S(T_2) dT_2 \quad (13)$$

通过选择一个合适的截止值 T_R 可以区分反映小孔隙或微孔隙水的快速弛豫组分与反映可动孔隙中的慢速弛豫组分，使得大于 T_R 的组分下面包围的面积与可产出的水相当。因此自由流体指数（或自由流体孔隙度 f ）可以表示为：

$$FFI = f = \int_{T_{\min}}^{T_{\max}} S(T_2) dT_2 \quad (14)$$

毛细管束缚孔隙度 b 可以通过上面求得的 f_{NMR} 和 FFI 相减来求得，或者直接对 T_2 分布小于 TR 的组分进行积分得到：

$$b = \int_{T_{\min}}^{TR} S(T_2) dT_2 \quad (15)$$

因此可以看出，核磁测井可以很容易地求出不受骨架岩性影响的有效孔隙度 f_e ，可动流体孔隙度 f ，毛细管束缚水孔隙度 b 等。

2 测定地层含水量的测井方法

地层含水量是指在一定状态下岩土中水的重量与固体颗粒重量之比，当地层孔隙内完全被水充满时的含水量称为饱和含水量，一般用含水率 w 、含水饱和度 S_w 表示含水量的大小，目前测定地层含水量的测井方法有：

2.1 电阻率测井确定地层的含水饱和度

阿尔奇公式建立的含水饱和度、孔隙度、地层电阻率、孔隙水电阻率之间的关系式为：

$$R_t = \frac{aR_w}{\Phi^m} \cdot \frac{1}{S_w^n} \quad (16)$$

式中： R_t 为地层电阻率； R_w 为孔隙中水的电阻率； Φ 为孔隙度， a 、 m 、 n 为与地层岩性、胶结物等因素有关的系数。

由上述关系式根据实测地层电阻率值得 S_w 。

2.2 中子测井确定含水率的方法

为求地层含水率 w 值，需要对中子测井按含氢指数进行刻度。为此，可制作不同含水率的模块地层，其中包括水（含氢指数为 1，质量含氢密度 1/9），其它介质的含氢指数可根据其化学分子式计算。刻度结果作为中子计数率 N 与含氢指数 H 的散点分布图，再用多元回归方法确定回归方程 $N = b - a \lg H$ 中的系数 a 和 b ，这样就可将中子读取转换为地层的含水率。

2.3 测定地层含水量变化的新方法—介电常数测井

介电常数测井是通过测量电磁波在穿过岩层后其相位的变化来确定所测岩石的介电常数，进而确定地层含水量的一种测井方法。理论研究指出，高频电磁波在介质中传播时，其幅度和相位均与电磁波的频率，介质的介电常数和电导率有关。采用较高频率时，电磁波的相位主要反映的是岩石介电常数的变化，而与电导率关系不大。因此，采用较高频率（如 60 兆赫）测量高频电磁波的相位测定介质的介电常数。

介电常数测井利用所测出相位差的变化反映地层含水量的变化。因此，含水层含水量（即孔隙度与含水饱和度和乘积）的增加，测出的相位差也随之增加。

2.4 测定地层地下水渗透率的新方法—核磁共振测井

由核磁共振参数建立求取渗透率的关系式多达几十种，但归纳起来可分为 3 种。

(1) 由 T_2 和 $f_{NMR}(f_e)$ 建立渗透率模型（斯仑贝谢）：

$$K = C \cdot (f_{NMR})^{a_1} (T_{2\log})^{a_2} \quad (17)$$

式中 $T_{2\log}$ 为 T_2 对数平均值，对砂岩地层通常取 $a_1=4$ ， $a_2=2$ 。

(2) 由 NMR 测得的束缚水和可动流体参数组合 f_{NMR} 、 $f_{FFI}(ff)$ 、 $f_{BVI}(fb)$ 渗透率 K 建立的关系式（Coatas 模型）：

$$K = C \cdot (f_{NMR})^{b_1} \left[\frac{FFI}{BVI} \right]^{b_2} \quad (18)$$

对于砂岩地层，通常取 $b_1=4$ ， $b_2=2$ 。

(3) 由 NMR 的视扩展系数 D 所求得的 S/V 组合 F 与渗透率 K 建立关系式：

$$K = C \cdot (1/F) \cdot (S/V)^{-2} \quad (19)$$

3 确定地层水矿化度的测井方法

地层水矿化度是指水中所含盐分的总量，它是评价水质的重要指标，也是研究水体污染以及地层岩性的重要参数。

3.1 自然电位测井法

该方法只适用于纯砂岩含水层，地层水成份主要是 NaCl 。对于这样的地层剖面，井中自然电场主要是由扩散吸附电动势所引起。假设地层水矿化度为 C_w ，井内泥浆矿化度为 C_m ，对于地层较厚时，自然电位 SP 值与扩散吸附电动势的理论值非常接近，视作 SSP(又称静自然电位值)，当 C_w 与 C_m 差别较大时：

$$ssp = -k \lg \frac{C_w}{C_m} \quad (20)$$

当 C_w 与 C_m 不高时，矿化度与电阻率近似成反比关系，即： $ssp = -k \lg \frac{R_{mf}}{R_w}$ ，

式中： k 为扩散吸附电位系数，它与地层温度 t 有关， $t = 18^\circ\text{C}$ 时， $k = 69.9\text{mv}$ ， R_{mf} 、 R_w 分别为泥浆滤液及地层水电阻率。

当 C_w 与 C_m 都比较高或地层水中除含 Na^+ 、 Cl^- 离子外还有其他离子，则其关系式为

$$ssp = -k \lg \frac{R_{mfe}}{R_{we}} \quad (21)$$

式中： R_{mfe} 、 R_{we} 可由 R_{mf} 、 R_w 及温度 t 查图版求得。

综上所述，利用自然电位测井求地层水矿化度有以下步骤：

确定 ssp 值：如果含水层厚度相当大，直接由自然电位测井曲线上读出对应纯泥岩层的幅度值作为 ssp 值，如果含水层厚度不大，则需要利用相应图版对其进行厚度校正，求得校正系数 v 后，再利用 $ssp = \frac{SP}{v}$ 算出 ssp 值；

确定 R_{mfe} 值，先由泥浆电阻率 R_m 值查图版求得泥浆滤液电阻率值 R_{mf} ，再由 R_{mf} 值根据温度 t 值查图版求得 R_{mfe} ；

利用 $ssp = -k \lg \frac{R_{mfe}}{R_{we}}$ 式计算求得 R_{we} 值；利用 R_{we} 值查相应图版求得 R_w 值；根据地层

温度 t 及水型转换图版将 R_w 转换成地层水矿化度 C_w 值。

3.2 电阻率和孔隙度测井组合法

根据阿尔奇公式，可将 R_w 表示为：

$$R_w = \frac{R_o \cdot \Phi^m}{a} \quad (22)$$

当 a 、 m 已知，由深探测的电阻率测井求得 R_o ，再由孔隙度测井求得地层孔隙 Φ ，最后算出 R_w 值，由 R_w 转换成地层水矿化度 C_w 值。

4 结束语

通过上述水文测井求取水文地质参数方法介绍，对以后地下水勘查工作具有有益的帮助，同时也可以看出，水文测井的发展方向是对测井资料的深分析、深处理及对新方法、新技术引进及应用分析，使水文测井能获取让地球物理学家和水文地质学家更感兴趣的水文地质参数，推动水文测井工作的进一步发展。