钟羽云、朱新运、张震峰,2016,用地震资料估算珊溪水库岩层孔隙度和饱和度,中国地震,32(4),627~641。

用地震资料估算珊溪水库 岩层孔隙度和饱和度

钟羽云 朱新运 张震峰

浙江省地震局,杭州市古荡湾塘苗路7号 310013

摘要 本文首先从室内岩石力学实验数据出发,利用 Biot-Gassmann 方程和 Pride 模型建立 的岩石骨架与岩石基质体积模量函数关系式求出珊溪水库区岩石基质模量和固结系数,然后分 别利用联合地震波走时方程组和多台和达曲线求得 P 波速度和波速比,最后以流纹斑岩为例, 计算了岩石饱和度、孔隙度,并分析了地震中造成的饱和度和孔隙度的变化。结果表明:①地震 过程中岩石饱和度均大于 99%,且大多为 100%,即地震中岩石处于水饱和或接近水饱和状态, 波速和波速比的变化主要由岩石孔隙度的变化引起。②珊溪水库震中区流纹斑岩孔隙度的上 限值为 6.6%~15.5%,下限值为 3.6%~4.2%。下限值与地震前由实验室测得的孔隙度相近。如 果实验室测得的流纹斑岩孔隙度是其初始值,则地震中岩石孔隙度增大了 3.2%~12.09%。③ 2008 年 1 月地震以后震中区岩石孔隙度逐渐闭合,直到 2014 年 8 月孔隙度开始迅速增大,9 月 15 日起原震区再次发生一组新的地震活动,震群活动前岩石出现了扩容现象。

关键词: 珊溪水库 孔隙度 饱和度 P 波速度 波速比 [文章编号] 1001-4683(2016)04-0627-15 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

水库地震诱发机理研究表明,水库蓄水后将导致库水向下渗透,改变库基岩体的应力状态和介质性质,诱发地震活动。因此,水库地震与库水向地下渗透运移有着不可分割的联系(刘远征等,2010),水在水库诱发地震中起重要作用。由于水的作用,介质的物理性状将产生一系列变化,如出现微破裂、扩容、塑性硬化及相变等,地震波通过地壳介质时,地震波速、波速比、地震波 Q 值等与震源区介质有关的参数均将发生变化。近几年来,有关水库区域地震波速异常、波速比异常、地震波 Q 值变化的震例越来越多(冯德益等,1993;周连庆等,2009;王惠琳等,2012;卢显等,2013)。地震岩石物理学研究表明,岩石的压力、温度、饱和度、流体类型、孔隙度、孔隙类型等许多因素都将影响到岩石的地震特性(密度、速度、体积模量等),即当这些因素中的一个或多个发生变化时,岩石的地震特性将随之发生变化(马淑芳等,2010)。岩石力学实验也表明,岩石中流体的存在将会影响岩石介质的地震波传播特性。例如,施行觉等(1995)通过实验测量和理论计算认为,当饱和度高于某值时,含水量的增加

[[]收稿日期] 2016-05-26; [修定日期] 2016-09-20

[[]项目类别]浙江省公益技术研究社会发展项目(2012c23035、2014C33050)资助

[[]作者简介] 钟羽云, 男, 1966 年生, 研究员, 主要从事地震预测方法和水库地震研究。E-mail: hzyuyun@126.com

可使纵波波速增加 30% 左右, 史謌等(2003)的实验表明, 地震波速度不仅与岩石饱和度有 关, 还与不同饱和阶段的孔隙流体分布有关, 并且进水和失水过程中纵、横波速度与饱和度 关系显示出不同规律。近年来, 岩石物理技术广泛用于估算岩石的孔隙度和饱和度, 以及预 测储层条件下油气层的纵、横波速度等, 在油田勘探开发中发挥了重要作用(云美厚等, 2006)。

地震波在岩石中的传播除了由于反射、透射、折射、扩散等传播路径造成的能量损失外, 还包括散射衰减和本征衰减。这2种衰减都与岩石内部的非均匀性密切相关,而在地震波 长远大于岩石内部的非均质尺寸的情况下,地震波的散射衰减几乎可以忽略,岩石的本征衰 减则成为主要因素。研究表明,本征衰减与岩石孔隙中的流体紧密相关(巴晶,2013)。实验 室在完全干燥岩样中测得的波衰减远低于含液体(例如,水)的情况,即孔隙流体在波激励下 发生的局部振荡导致了弹性波能量的大量损失。诱发流体局部流动的非均质性可能来自岩 石内部孔隙结构的非均匀性,也可能来自岩石内部非饱和流体分布的非均匀性。局部流体 流动被认为是影响非均匀岩石地震波传播规律的重要机制。对含流体孔隙岩石(即流-固双 相介质)中地震波传播问题的研究始于 20 世纪 50 年代,Gassmann(1951)与 Biot(1956)进行 的研究工作奠定了双相介质理论的基础。在 1956~1962 年间完善起来的 Biot 理论,其零频 极限与 Gassmann 方程等效,这一成果被后继的研究者称作 Gassmann-Biot 理论。自该理论 提出以来,已被作为描述孔隙含流体的多孔介质的应力波理论,为研究含流体的多孔介质中 的弹性波传播特征提供了一个基础平台,并已广泛应用于地震勘探、岩土工程、黏土力学、材 料工程等多个领域。

珊溪水库大坝建设时,通过室内声波法对岩石变形特性进行了测试,获得了水库区 J₃ 地层中新鲜流纹斑岩等 5 种岩石的弹性模量、密度、泊松比、孔隙度和纵波速度等参数,本文 首先从该实验数据出发,联合 Biot-Gassmann 方程和 Pride 模型建立的岩石骨架与岩石基质 体积模量函数关系式求出岩石基质模量和固结系数,然后分别通过求解联合地震波走时方 程组的方法和多台和达曲线方法得到 P 波速度和波速比,最后以流纹斑岩为例,计算了岩石 饱和度、孔隙度,并分析了地震时其饱和度和孔隙度的变化。

1 方法

1.1 Gassmann-Biot 方程

Biot(1941)和 Gassmann(1951)认为,地下岩石是一种饱含流体的多孔介质。对于这种 饱含流体的多孔介质,可以将其看成是由干燥岩石骨架和流体两部分组成,并且假设岩石骨 架在宏观上是均匀的,孔隙中含有两种以上不相混溶的流体。

在地震波挤压含两相流体(如,水和气)岩石的过程中,若假设地震波的频率足够低,即 在压力的周期性变化过程中,两相流量之间有足够的时间进行压力均衡,使两相流体始终保 持压力平衡的最松弛状态,那么,水、气混合物作为一个整体可以用一个等效流体进行替换, 并且认为这一等效流体的等效体积模量与两种流体的体积模量之间服从 Wood 定律。

$$K_{f} = \left(\frac{S_{1}}{K_{f1}} + \frac{S_{2}}{K_{f2}}\right)^{-1}$$
(1)

式中, K_i 表示混合流体的等效体积模量, K_i 与 K_i 分别表示两种流体的体积模量, S_i 与 S_i 分

别表示 2 种流体的饱和度,且有 $S_1 + S_2 = 1$,即两种流体饱和度之和为 1。

在不同的假设条件下,不同学者提出了不同的岩石物理理论模型。Gassmann 假设(Gassmann,1951):①岩石(固体和骨架)宏观上是均匀的;②所有空隙都是连通的;③所有空隙都充满流体;④研究中的岩石-流体系统是封闭的;⑤孔隙流体不对固体骨架产生软化或硬化作用。基于这些条件,Gassmann导出了流体饱和多孔介质弹性模量与岩石骨架模量、孔隙及流体模量之间的关系,即

$$\frac{K_{\rm e}}{K_{\rm s} - K_{\rm e}} = \frac{K_{\rm b}}{K_{\rm s} - K_{\rm b}} + \frac{K_{\rm f}}{\varphi(K_{\rm s} - K_{\rm f})}$$
(2)

$$\boldsymbol{\mu}_{\mathrm{e}} = \boldsymbol{\mu}_{\mathrm{b}} \tag{3}$$

式中, $K_{\rm f}$ 、 $K_{\rm s}$ 、 $K_{\rm b}$ 、 $K_{\rm c}$ 分别为孔隙有效流体、基质矿物(颗粒)、干岩石骨架及流体饱和介质的体积模量, φ 为孔隙度。 $\mu_{\rm e}$ 、 $\mu_{\rm b}$ 分别为饱和介质和干岩石骨架的剪切模量。

岩石力学研究表明,弹性模量、传播速度、密度之间的关系为

$$v_{\rm P}^2 = \frac{1}{\rho} \left(K_{\rm e} + \frac{4}{3} \mu_{\rm e} \right) \tag{4}$$

$$v_{\rm S}^2 = \frac{\mu_{\rm e}}{\rho} \tag{5}$$

$$\rho = (1 - \varphi)\rho_{\rm s} + \varphi\rho_{\rm f} \tag{6}$$

$$\rho_{\rm f} = S_{\rm w} \rho_{\rm w} + (1 - S_{\rm w}) \rho_{\rm g} \tag{7}$$

式中: ρ 为岩石的等效密度, ρ_s 为岩石基质密度, ρ_f 为孔隙流体密度, ρ_w 为地层水的密度, ρ_g 为气体密度, S_w 为含水饱和度。 v_P 为纵波速度, v_s 为横波速度。将式(2)、式(3)代入式(4) 和式(5)可以得到含流体岩石的纵波速度 v_P 、横波速度 v_s 以及波速比 γ ,其分别为

$$v_{\rm p}^{2} = \frac{1}{\rho} \left[K_{\rm b} + \frac{4}{3} \mu_{\rm b} + \frac{\left(1 - \frac{K_{\rm b}}{K_{\rm s}}\right)^{2}}{\frac{\varphi}{K_{\rm f}} + \frac{1 - \varphi}{K_{\rm s}} - \frac{K_{\rm b}}{K_{\rm s}^{2}}} \right]$$
(8)

$$v_{\rm S}^2 = \frac{\mu_{\rm b}}{\rho} \tag{9}$$

$$\gamma = \frac{v_{\rm p}}{v_{\rm s}} = sqrt \left\{ \frac{1}{\mu_{\rm b}} \left[K_{\rm b} + \frac{4}{3}\mu_{\rm b} + \frac{\left(1 - \frac{K_{\rm b}}{K_{\rm s}}\right)^2}{\frac{\varphi}{K_{\rm f}} + \frac{1 - \varphi}{K_{\rm s}} - \frac{K_{\rm b}}{K_{\rm s}^2}} \right] \right\}$$
(10)

如果已知岩石基质体积模量 K_a、干岩石骨架体积模量 K_b和岩石孔隙度 φ,则可以根据式 (2)求得岩石的有效体积模量 K_a。如果已知岩石所含流体的体积模量、相应流体的饱和度和 密度,则可以根据式(1)和式(7)分别求得混合流体的等效体积模量和密度,再由式(8)、式(9) 和式(10)分别求得含流体孔隙岩石中传播的地震波纵波速度、横波速度和波速比。

Gassmann-Biot 方程表明流体饱和岩石的体积模量可以用岩石骨架体积模量、组成岩石 基质的体积模量、孔隙流体的体积模量和岩石孔隙度共同决定,并且岩石剪切模量不受孔隙 流体饱和状态的影响。Gassmann-Biot 方程通常用来研究饱和流体对岩石地震特征的影响以 及描述地震响应与岩石物性的关系。

1.2 岩石骨架模型

岩石骨架体积模量和剪切模量是 Gassmann-Biot 方程中非常重要的参数,通常可以在实验室直接测定或用各种理论、经验公式计算得到,然而 Gassmann-Biot 理论并没有阐述岩石骨架与岩石基质的关系,因此出现了各种各样的岩石骨架模型,如 Krief 模型、Nur 模型(临界孔隙度模型)和 Pride 模型等,利用这些模型分别从不同角度建立了岩石骨架与岩石基质之间的函数关系。张佳佳等(2010)认为,Pride 模型的适用范围比 Krief 模型和 Nur 模型更广,本文岩石骨架体积模量的计算采用 Pride 模型。

Pride 等(Pride et al, 2004)将固结岩石的体积模量和剪切模量的关系表述为

$$K_{\rm b} = \frac{K_{\rm s}(1-\varphi)}{(1+c\varphi)} \tag{11}$$

$$\mu_{\rm b} = \frac{\mu_{\rm s}(1-\varphi)}{(1+1.5c\varphi)}$$
(12)

式中, *c* 是固结系数,表示岩石的固结程度,与岩石岩性、沉积环境等有关。等效介质理论指出,固结系数 *c* 与孔隙的形状、基质的体积模量和剪切模量比 *K_s/µ_s* 有关。对于砂岩,通常取 2<*c* <20。

把(6)、(11)和(12)代入(8)得到 P 波速度方程,把(11)和(12)代入(10)得到波速比 方程,如果已知 P 波速度和波速比,则可以求解 P 波速度和波速比的联立方程求解得到岩石 孔隙度和饱和度。

2 珊溪水库地震 P 波速度和波速比

2.1 珊溪水库地震及监测概况

珊溪水库位于浙江省温州市飞云江干流的上游, 坝址位于文成县珊溪镇上游 1km 的峡谷地段, 水库绝对坝高 156.8m, 坝长 308m, 设计最高库容 18.24m³, 最高水位 154.75m。水库于 2000 年 5 月 12 日开始下闸蓄水, 2002 年 7 月 28 日水库区发生 *M*_L3.5 地震, 之后库区每年都有地震活动, 截至 2014 年 12 月 31 日, 地震台网已经记录到 0 级(为 *M*_L 震级, 下同) 以上地震计 8073 次(图 1), 其中 1.0~1.9 级 1897 次, 2.0~2.9 级 420 次, 3.0~3.9 级 89 次, 4.0 级以上 21 次, 最大为 2006 年 2 月 9 日 4.6 级地震。地震序列具有成丛、成组分布的特点, 活动最为显著的有 3 组。第一组从 2002 年 7 月 28 日至 2002 年 9 月中旬, 发生 2.0 级以上地震 25 次, 其中 3.0 级以上 4 次, 最大 3.9 级。第二组从 2006 年 2 月 4 日至 2006 年年底, 发生 2.0 级以上地震 270 次, 其中 3.0~3.9 级 42 次, 4.0 级以上 13 次, 最大 4.6 级。第 3 组从 2014 年 9 月 12 日开始, 截止到 2014 年 12 月 31 日, 已经发生 2.0 级以上地震 229 次, 其中 3.0~3.9 级 43 次, 4.0 级以上 8 次, 最大 4.4 级。

地震绝大部分发生在水库大坝上游的文成县珊溪镇与泰顺县包垟乡交界处的库首区, 非常集中,基本上分布在水库淹没区及两侧沿岸,震中与水体的最大距离约为5km,震中分 布优势方向为NW向,震中区主要有北西、北东两组断裂通过(图2)。2002年7月水库区开 始发生地震时,震中50km范围内没有地震台,100km范围只有温州台和庆元台两个地震台 站。区域台网对震中区的地震监测能力为2.0级,定位精度不高,有近一半地震定位精度为



图 2 珊溪水库地震构造与震中分布

II类^①,即震中误差为 5~15km。2003 年库区新建了珊溪、黄坛 2 个数字地震遥测台,监测能力大大提高,地震定位精度也得到一定程度的改善。2006 年 2 月 4 日地震后,震中区先后新建了 5 个地震台站,2010 年以后,珊溪水库震中 30km 范围内有 8 个测震台站(图 2)。

2.2 用和达法计算 P 波速度和波速比

对于均匀介质,根据直达 Pg 波走时和 Pg、Sg 波到时差的线性关系可以得到波速比值 (γ)、和线性相关系数 R_{γ} (公式(13)、(14))。根据 Pg 波走时和相应台站震中距的线性关 系可以得到 P 波速度($v_{\rm P}$)和线性相关系数 R_{γ} (公式(15)、(16))。

$$\gamma = \frac{v_{\rm P}}{v_{\rm S}} = 1 + \frac{n \sum_{i=1}^{n} \Delta t_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} \Delta t_i\right)^2}{n \sum_{i=1}^{n} \Delta t_i t_{\rm Pi} - \sum_{i=1}^{n} t_{\rm Pi} \sum_{i=1}^{n} \Delta t_i}$$
(13)
$$R_{\gamma} = \frac{\sum_{i=1}^{n} (t_{\rm Pi} - \overline{t_{\rm Pi}}) (\Delta t_i - \overline{\Delta t_i})}{\left[\sum_{i=1}^{n} (t_{\rm Pi} - \overline{t_{\rm Pi}})^2 \sum_{i=1}^{n} (\Delta t_i - \overline{\Delta t_i})^2\right]^{1/2}}$$
(14)

$$v_{\rm p} = \frac{n \sum_{i=1}^{n} D_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} D_i\right)^2}{n \sum_{i=1}^{n} D_i t_{\rm pi} - \sum_{i=1}^{n} t_{\rm pi} \sum_{i=1}^{n} D_i}$$
(15)

$$R_{v} = \frac{n \sum_{i=1}^{n} (D_{i}t_{p_{i}} - \sum_{i=1}^{n} t_{p_{i}} \sum_{i=1}^{n} D_{i}}{\left\{ \left[n \sum_{i=1}^{n} D_{i}^{2} - \left(\sum_{i=1}^{n} D_{i} \right)^{2} \right] \left[n \sum_{i=1}^{n} t_{p_{i}}^{2} - \left(\sum_{i=1}^{n} t_{p_{i}} \right)^{2} \right] \right\}^{1/2}}$$
(16)

上式中, t_{Pi} 、 t_{Si} 、 D_i 分别表示第 *i* 个台站的 Pg 波到时、Sg 波到时和震源距, $\Delta t_i = t_{Si} - t_{Pi}$, *n* 为 每次地震到时数据的个数(冯德益, 1981)。

波速比计算的关键是震相判读的精度和可靠性,影响波速比计算精度的主要因素有直达 P 波和 S 波的到时判读精度、参与拟合的台站个数、地震定位精度等。为了将上述因素的影响尽可能降到最小,选择 Pg 和 Sg 震相到时差 $\Delta t \leq 14$ s 的台站数据,即距离震中约小于 120km 的台站直达波到时资料进行计算。珊溪水库地震震中非常集中,减少了地震分布过于分散而导致路径差异增大的影响,提高了波速比计算的稳定性。珊溪水库地震震中 120km 范围内有 18 个台站,其中震中 30km 范围内有 8 个台站。计算中发现,当参与计算的台站数少于 13 个台时,结果与台站数相关,因此选取具有 14 个以上台站到时数据参与计算、且相关系数 $R \geq 0.99$ 的结果,得到 2010 年以后的 643 次地震 P 波速度和波速比。P 波速度分布在 5.79~6.31km/s,平均值为6.02km/s,其中,波速 5.9~6.1km/s的有 625 次,占总数的 97.2%。波速比分布在 1.656~1.719,平均值为 1.694,其中,波速比为 1.68~1.71 的有 615 次,占总数的 95.6%(图 3),并且波速比并不随震源深度的变化而变化(钟羽云等,2015)。



图 3 用和达法得到的 P 波速度和波速比

2.3 联合多次地震走时方程组计算 P 波速度和波速比

对于均匀介质,直达 P 波走时方程为

 $(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + h^2 = (t_{P_i} - t_0)^2 v_P^2$ $(t_0 v_P)^2 - (x^2 + y^2 + h^2) + 2x_i x + 2y_i y - 2t_{P_i} t_0 v_P^2 + t_{P_i}^2 v_P^2 = (x_i^2 + y_i^2)$ (17) 式中 x,y,h 为地震的震源位置坐标, t_0 为地震的发震时刻, v_P 为地震的 P 波速度, t_{P_i} 为地震

在第*i*个台站中的 P 波到时, x_i, y_i 分别为第*i*个台站的位置坐标, *i* = 1, 2, …, $m(m \ge 5)$ 。

假设

$$z_{1} = (t_{0}v_{P})^{2} - (x^{2} + y^{2} + h^{2}) \qquad a_{i1} = 1$$

$$z_{2} = x \qquad \qquad a_{i2} = 2x_{i}$$

$$z_{3} = y \qquad \qquad a_{i3} = 2y_{i}$$

$$z_{4} = t_{0}v_{P}^{2} \qquad \qquad a_{i4} = -2t_{Pi}$$

$$z_{5} = v_{P}^{2} \qquad \qquad a_{i5} = t_{Pi}^{2}$$

$$b_{i} = x_{i}^{2} + y_{i}^{2}$$

则式(17)可以写成

 $a_{i_1}z_1 + a_{i_2}z_2 + a_{i_3}z_3 + a_{i_4}z_4 + a_{i_5}z_5 = b_i(i = 1, 2, \dots, m, m \ge 5)$ (18) $\end{tabular} \label{eq:alpha}$

$$\begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \cdots & a_{15} \\ a_{21} & a_{22} & \cdots & a_{25} \\ \vdots & & & \\ a_{m1} & a_{m2} & \cdots & a_{m5} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} z_1 \\ z_2 \\ \vdots \\ z_5 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_m \end{bmatrix}$$
(19)

如果有 $m(m \ge 5)$ 个台站记录到某次地震,则可以通过式(19)求解出 z_1, z_2, z_3, z_4, z_5 ,进 而求得 P 波速度 v_P 。对于单个地震,如果台站布局不合理,由式(19)得到的 P 波速度 v_P 很可能是错误的,改进的办法是通过一批地震的到时资料进行计算(国家地震局地球物理研究 所,1978)。假设有 N 次地震,其中第 1、2、…、N 次地震分别有 m_1, m_2, \dots, m_N 个台站的 P 波 到时数据,则可以将式(19)扩展为由 N 次地震走时方程、包含有 $m_1 + m_2 + \dots + m_N$ 个方程的 大方程组(式(20)),求解该大方程组得到 P 波速度 v_P 。同理,可以建立由 N 次地震 S 波走 时方程组成的方程组,求解 S 波速度,进而求得波速比。

式(20)中矩阵元素 $a_{m_N^2}^N$ 的上角标 N 表示第 N 次地震,下角标 m_N 表示第 m_N 个台站,例如 $a_{m_N^2}^N$ 表示第 m_N 个台站、第 N 次地震 P 波走时方程中第 2 个未知数 z_2^N 的系数。计算时选取 N = 4, 并按照发震时刻的先后顺序逐次地震向后滑动建立方程组,依次求解,计算 P 波速度,即联 合 4 次地震的到时数据求解 P 波速度。一共求得 2008 年以后的 1624 次地震 P 波速度和波 速比。P 波速度分布在 4.72~6.20 km/s,平均值为 5.78 km/s,其中,波速 5.6~5.9 km/s的有 1437 次,占总数的 88.5%。波速比分布在 1.585~1.777,平均值为 1.703,其中,波速比 1.69~ 1.72 的有 1465 次,占总数的 90.2%(图 4)。



图 4 由联合求解多次地震走时方程组方法得到的 P 波速度和波速比

3 珊溪水库震中区岩石孔隙度和饱和度

3.1 震中区地层岩性及弹性模量

水库区出露的地层主要为中生界侏罗系上统磨石山组火山岩和火山碎屑岩以及白垩系 下统馆头组河湖相碎屑岩、朝山组碎屑岩和火山岩,其次为少量的侏罗系下统河湖相含煤沉 积岩。侏罗系上统磨石山组J,地层出露面积广、厚度大,岩相变化复杂,根据岩相组合特征 和接触关系,侏罗系上统磨石山组可划分为 c、d 两段。c 段地层以玻屑凝灰岩为主,并普遍 含角砾,间夹多层陆相沉积层。d 段地层主要为流纹斑岩。

珊溪水库大坝建设时,电力工业部华东勘测设计院对水库大坝坝址区进行了详细的工程地质勘查^①,通过室内声波法对岩石变形特性进行了测试,获得了珊溪水库震中区J,地层中新鲜流纹斑岩等 5 种岩石的弹性模量、密度、泊松比、孔隙度和纵波速度等参数(表1)。 实际上,表1中各实测数据是岩石在某一孔隙度下、含气含水状态下的测量结果,属于某一状态下的岩石密度和等效弹性模量 K_e 。式(8)和式(10)表明,计算波速和波速比需要已知岩石基质密度 ρ_s 和基质弹性模量 K_s ,因此,应首先根据某一状态下的岩石密度 ρ 和等效弹性模量 K_e 计算出基质密度 ρ_s 和基质弹性模量 K_s 。如果孔隙岩石所含流体为气和水,则含流体孔隙岩石的等效密度 ρ 是饱和度的单调增函数。假设表1中的岩石密度、体积模量、纵波速度等实测数据为岩石水饱和度 $S_w = 0$ 或 $S_w = 1$ 时的取值,则通过式(6)和式(7)可以分别求得 $S_w = 0$ 和 $S_w = 1$ 时的取值,则通过式(6)和之(7)可以分别求

①电力工业部华东勘测设计院,1979,浙江省飞云江珊溪水电站初步设计工程地质勘察报告

表 1

珊溪水库震中区部分岩石的物理参数

	岩石物理参数	火山角砾岩	层凝灰岩	流纹斑岩	英安质晶屑凝灰岩	凝灰质砂岩
实 测 结果	$v_{\rm P}/m \cdot s^{-1}$	5535	4990	6178	5940	5180
	密度 ρ /g・m ⁻³	2.58	2.65	2.57	2.59	2.62
	孔隙度 φ /%	4.11	2.94	3.41	2.27	2.57
	泊松比 <i>v</i>	0.17	0.19	0.2	0.23	0.26
	杨氏弹性模量 E/GPa	75.01	61.2	90.60	80.42	57.16
Pride 模型	$ ho_{ m s}$ 均值	2.67	2.72	2.64	2.64	2.68
	(上限~下限)/g·m ⁻³	(2.69~2.65)	(2.73~2.70)	(2.62~2.65)	(2.65~2.63)	(2.69~2.66)
	c 均值	2.38	3.12	3.39	4.45	17.85
	(上限~下限)	(3.64~1.12)	$(4.58 \sim 1.65)$	(4.17~2.61)	(6.19~2.7)	$(26.72 \sim 8.97)$
计算 结果	基质体积模量 K _s 均值	43.18	36.8	57.7	55.62	61.94
	(上限~下限)/GPa	$(45.42 \sim 40.93)$	(38.46~35.12)	$(59.52 \sim 55.88)$	(57.93~53.3)	(73.72~50.15)

石基质密度的取值范围。

用 Pride 模型建立的岩石骨架与岩石基质体积模量的关系式(11),联合 Gassmann-Biot 方程和岩石骨架模型可以分别求解出 $S_w = 0 \pi S_w = 1$ 时的岩石基质模量 K_s 和固结系数 c,得 到岩石基质模量和固结系数的取值范围(计算结果见表 1、图 3)。由于泊松比与岩石含水饱 和度之间的关系不明显(王桂花等,2001;王晋等,2014),因此计算中假设泊松比不随饱和度 的变化而变化。

使用表 1 中的岩石基质密度 ρ_s 均值、基质体积模量 K_s 均值以及固结系数 c 均值计算 P 波速度随孔隙度变化曲线(图 5),并把表 1 中 5 种岩石的实测 P 波速度和孔隙度示于图 5, 结果表明,理论计算结果与实测数据吻合得很好。因此,在以下计算岩石孔隙度和饱和度 时, ρ_s 、 K_s 和 c 就取表 1 中相应的均值。



3.2 震中区岩石孔隙度和饱和度

分别根据第2节中两种方法得到的 P 波速度和波速比计算岩石孔隙度和饱和度,为了 分析地震中孔隙度的变化特征和变化范围,根据 P 波速度、波速比变化特征,选取波速、波速 比曲线中拐点或极值位置对应的数据进行计算。

联合走时方程组方法得到了 2008 年以来的 1624 次地震的波速和波速比,共选取了 19 组数据,如图 6(b)、图 6(c)中黑点所示位置。多台和达法得到了 2010 年以来的 643 次地震的波速和波速比,共选取了 19 组数据,如图 6(d)、图 6(e)中黑点所示位置。以新鲜流纹斑岩为例,通过求解式(8)和式(10)组成的联立方程组,得到了与图 6(b)、(c)、(d)、(e)中黑点位置相对应的岩石孔隙度、饱和度(见表 2、表 3、图 7)。表 2和表 3均表明,岩石饱和度均





图中黑点位置是 P 波速度和波速比发生较大变化或转折变化的拐点,选取该点相对应的值用于计算孔隙度, 图(b)和(c)黑点对应的地震列于表 2 中,图(d)和(e)黑点对应的地震列于表 3 中 大于 99%, 且大多为 100%, 即地震中岩石处于水饱和或接近水饱和状态, 饱和度变化很小, 地震中波速和波速比的变化主要由岩石孔隙度的变化引起。需要指出的是, 表 2 和表 3 中出 现了饱和度大于 100% 的情况, 这可能是由于计算中 ρ_s、K_s和 c 的取值为 3.1 节中估算的平 均值, 而不是实测值所致。

表	2

流纹斑岩饱和度、孔隙度计算结果($v_{\rm P}$ 和 γ 为联合地震波走时方程的解)

地震时间	波速 v _P ∕m・s ⁻¹	波速比	新鲜流纹斑岩	
年-月-月		γ	孔隙度 φ /%	饱和度 S _w /%
2008-01-15	4.718	1.585	0.144	1.000
2008-01-31	5.004	1.631	0.127	1.000
2009-07-13	5.516	1.692	0.095	0.999
2010-11-06	5.856	1.673	0.060	0.999
2010-11-15	5.261	1.679	0.116	1.001
2010-11-27	5.602	1.692	0.087	0.999
2012-02-26	5.779	1.701	0.074	1.000
2013-10-23	5.604	1.692	0.087	0.999
2013-10-24	5.705	1.677	0.074	0.998
2014-01-18	5.611	1.680	0.083	0.997
2014-08-29	5.885	1.699	0.065	1.000
2014-09-15	5.689	1.709	0.084	1.000
2014-09-23	5.477	1.776	0.124	1.000
2014-09-24	6.100	1.777	0.069	1.000
2014-09-25	5.854	1.775	0.089	1.000
2014-10-03	5.916	1.762	0.080	1.000
2014-10-03	5.750	1.609	0.051	1.000
2014-10-03	5.740	1.618	0.054	1.000
2014-10-04	5.081	1.737	0.155	1.000
2014-10-08	6.200	1.727	0.049	1.000
2014-10-21	6.118	1.678	0.042	1.000
2014-12-15	5.140	1.698	0.135	0.992
均值	5.777	1.703	0.075	1.000

表 2 中流纹斑岩孔隙度为 4.2% ~ 15.5%,表 3 中流纹斑岩孔隙度为 3.6% ~ 6.6%。水库 大坝建设时即地震前由实验室测得的流纹斑岩孔隙度为 3.41%(表 1),该数值与表 2 和表 3 中的孔隙度最小值相近。如果地震前由实验室测得的数值为流纹斑岩孔隙度初始值,则说 明地震后震中区岩石孔隙度增大了,按照表 2 的结果,孔隙度增大了 12.09%,按照表 3 的结 果,孔隙度增大了 3.2%。2 种方法求得的孔隙度在数值上存在差异,但孔隙度的变化趋势相 似(图 7)。

由于资料的关系,联合走时方程组方法得到了 2008 年以来的孔隙度(图 7(a)),而多台和达法方法只是得到了 2010 年以后的孔隙度(图 7(b)),2 种方法计算的孔隙度虽然在细节上有差异,但变化趋势基本相同。以图 7(a)为例,2008~2014 年 8 月孔隙度逐渐减小,即

表 3

流纹斑岩饱和度、孔隙度计算结果(v_P、γ为多台和达法计算结果)

地震地间	波速		新鲜流纹斑岩		
年-月-日	$v_{\rm P}$ /km · s ⁻¹	波速比γ	孔隙度 φ /%	饱和度 $S_w / \%$	
2010-11-05	5.966	1.704	0.060	1.000	
2010-11-06	6.002	1.678	0.050	1.000	
2011-01-14	6.181	1.719	0.048	1.000	
2011-03-24	6.111	1.689	0.045	1.000	
2011-04-21	6.075	1.694	0.049	1.000	
2012-06-11	6.175	1.707	0.045	1.000	
2014-01-30	6.019	1.682	0.050	1.000	
2014-09-08	6.037	1.714	0.057	1.000	
2014-09-10	5.968	1.699	0.058	1.000	
2014-09-12	6.089	1.701	0.050	1.000	
2014-10-03	5.968	1.717	0.063	1.000	
2014-10-07	5.789	1.674	0.066	0.998	
2014-10-12	5.888	1.704	0.066	1.000	
2014-10-15	5.983	1.656	0.046	1.001	
2014-10-17	6.018	1.657	0.044	1.003	
2014-10-26	5.795	1.670	0.064	0.993	
2014-12-11	6.230	1.711	0.042	1.000	
2014-12-16	6.314	1.707	0.036	1.000	
2014-12-18	6.210	1.696	0.040	1.000	
均值	6.024	1.694	0.053	1.000	



图 7 珊溪水库震中区流纹斑岩孔隙度

震中区岩石孔隙度逐渐闭合,2014年9月孔隙度开始迅速增大,9月15日起原震区再次发 生一组新的地震活动,即震群活动前岩石出现了扩容现象。

638

4 结论与讨论

Gassmann-Biot 方程反映了岩石骨架、孔隙流体对地震波传播的影响,将地震波速度、波速比与岩石孔隙度、饱和度联系了起来,因此可以利用 P 波速度和波速比估算出岩层孔隙度和饱和度。本文分别通过求解联合地震波走时方程组方法和多台和达曲线方法得到的 P 波速度和波速比,并以珊溪水库震中区流纹斑岩为例,计算了岩石饱和度、孔隙度,得到如下认识。

(1)地震过程中岩石饱和度均大于 99%,且大多为 100%,即地震中岩石处于水饱和或 接近水饱和状态,饱和度变化很小,地震中波速和波速比的变化主要是由于岩石孔隙度的变 化引起。

(2) 珊溪水库震中区流纹斑岩孔隙度的上限值为 6.6% ~ 15.5%, 下限值为 3.6% ~ 4.2%。 下限值与地震前由实验室测得的孔隙度相近。如果实验室测得的流纹斑岩孔隙度是其初始 值,则地震中岩石孔隙度增大了 3.2% ~ 12.09%。

(3)2008年地震以后震中区岩石孔隙度逐渐闭合,直到2014年8月孔隙度开始迅速增大,9月15日起原震区再次发生一组新的地震活动,震群活动前岩石出现了扩容现象。

流体替换的实质是指通过 Gassmann-Biot 方程(式(2))由岩石初始状态下的岩石物理参 数求取岩石在另一饱和流体状态下的岩石物理参数,初始状态可以是干岩石,也可以是某一 流体的饱和岩石。流体替换最常见的类型有:一是将干岩石替换为流体饱和岩石;二是将一 种流体饱和状态替换到另一种流体饱和状态。实际上空气也是一种流体,本研究认为珊溪 水库岩石孔隙被空气和水充填,干岩石相当于空气饱和岩石,饱和岩石相当于水饱和岩石, 因此,前面提到的两种流体替换类型实质上是相同的。本研究中首先假设水库大坝工程地 质勘查实验数据(表1)为干岩石状态的参数,并通过 Gassmann-Biot 方程计算岩石基质体积 模量,然后联立式(2)和式(11)计算岩石孔隙度。由于水库大坝工程地质勘查实验数据存 在实验误差,因此,由 Gassmann-Biot 方程计算得到的岩石基质体积模量也有误差。假设各 实验数据误差范围为5%,则计算的基质体积模量误差如图8,图8显示,如果干岩石体积模 量的测量误差为 5%,则计算出的基质体积模量误差可达 7%,是基质体积模量计算中影响最 大的参数,岩石孔隙度和流体体积模量误差的影响则相对小一些。基于 P 波速度和波速比 通过求解式(2)和式(11)组成的联立方程组计算岩石孔隙度时,由于地震资料计算得到的 P 波速度、波速比存在误差,岩石密度、泊松比、体积模量等岩石物理参数也存在误差,这些误 差都将对孔隙度产生影响。假设各参数的误差范围为5%,则不同参数的误差对孔隙度的影 响见图 9。图 9显示,如果 P 波速度误差为 5%,则孔隙度的计算误差将超过 30%, P 波速度 误差是孔隙度计算误差的最主要来源,而 P 波速度误差与震中周围台站布局密切相关(国家 地震局地球物理研究所,1978),珊溪水库震中区 30km 范围内有 8 个台站,且分布在不同方 向,能够产出较高精度的地震目录和地震波速度,两种方法得到的孔隙度具有较好的一致 性,结果是可信的。此外,岩石体积模量、泊松比、密度、固结系数等参数的误差也将影响孔 隙度计算结果,例如,如果实验室测定的干岩石体积模量误差为3%,则计算的基质体积模量 误差约为4%(图8),由此相应,计算的孔隙度误差约为17%(图9)。

震例研究表明,地震前波速比呈现出"下降-回升-发震"3个变化阶段。按照 DD 模式,



图 8 基质体积模量计算误差随模型参数误差的变化

图 9 孔隙度计算误差随模型参数误差的变化

波速比每一阶段的变化是与岩石微裂隙"张开-流体进入-饱和"相对应的(冯德益,1981),如 果能够计算出震中区岩石孔隙度的变化,则能够进一步研究地震发生前岩石孔隙的变化情况,具有重要意义。

参考文献

巴晶,2013,岩石物理学进展与评述,北京:清华大学出版社,150~157。

冯德益,1981,地震波速异常,1~14,北京:地震出版社。

冯德益、虞雪君、盛国英,1993,波速异常的进一步研究和问题讨论(三)——水库诱发地震前的 v_P/v_S异常,西北地震学报, 15(3),38~43。

国家地震局地球物理研究所,1978,近震分析,172~178,北京:地震出版社。

卢显、张晓东、周龙泉等,2013,紫坪铺水库区域地震波速比计算及研究,29(2),236~245。

刘远征、马瑾、姜彤等,2010,库水渗流与荷载对水库地震形成的影响分析,地震地质,32(4),570~585。

马淑芳、韩大匡、甘利灯等,2010,地震岩石物理模型综述,地球物理学进展,25(2),460~471。

施行觉、徐果明、靳平等,1995,岩石的含水饱和度对纵、横波速及衰减影响的实验研究,地球物理学报,38,281~28。

史謌、沈文略、杨东全,2003,岩石弹性波速度和饱和度、孔隙流体分布的关系,地球物理学报,46(1),138~142。

王惠琳、张晓东、周龙泉等,2012,紫坪铺水库区域地壳 Qs 动态变化及其与水库蓄水关系的研究,地震学报,34(5),676~688。

王桂花、张建国、程远方等,2001,含水饱和度对岩石力学参数影响的实验研究,石油钻探技术,29(4),59~61。

王晋、范晶晶、王向浩等,2014,不同含气饱和度下煤岩力学性质变化研究,科学技术与工程,14(18),6~9。

张佳佳、李宏兵、刘怀山等,2010,几种岩石骨架模型的适用性研究,地球物理学进展,25(5),1697~1702。

云美厚、丁伟、杨长春,2006,油藏水驱开采时移地震监测岩石物理基础测量,地球物理学报,49(6),1813~1818。

周连庆、赵翠萍、陈章立,2009,紫坪铺水库地区尾波 Qc 值研究,地震,29(4),44~51。

钟羽云、张震峰、阚宝祥,2015,珊溪水库地震波速比时空分布特征,大地测量与地球动力学,35(5),871~875。

Biot M A, 1941, General theory of three dimensional consolidation. Journal of Applied Physics, 12(2), 155~164.

Biot M A, 1956, Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low frequency range. Acoustical Society of America, 28(2), 168~179.

Gassmann F.1951, Uber die elastizat poroser medien: vierteljahrssch rift der naturforschenden gesellschaft in zurich. 96, 1~23.

Pride S R, Berryman J G, Harris J M, 2004, Seismic attenuation due to wave-induced flow, Journal of Geophysical Research, 109 (B1), B01201.

Estimation of rock porosity and saturation in the Shanxi reservoir using seismic data

Zhong Yuyun Zhu Xinyun Zhang Zhenfeng Earthquake Administration of Zhejiang Province, Hangzhou 310013, China

Abstract In this paper, based on the experimental data of rock mechanics, the matrix modulus and consolidation coefficient of rock in the Shanxi reservoir area were obtained by the method of combined Biot-Gassmann equation and Pride model. Then the P wave velocity and the wave velocity ratio were obtained by solving the combined seismic wave travel time equation group method and the multi station method. Finally, we calculated the rhyolite porphyry saturation and porosity, and analyzed the changes of rock saturation and porosity. The results are as follows: (1) The rock saturation were greater than 99%, and the greatest was 100%, that is to say, the earthquake rocks are always in water saturation or near saturation. Wave velocity and wave speed ratio change is mainly caused by the change of porosity. (2) The rhyolite porphyry porosity of the upper limit is $6.6\% \sim 15.5\%$, and the lower limit value of $3.6\% \sim 4.2\%$. The lower limit values are close to the porosity measured by the laboratory before the earthquake. If the hyolite porphyry porosity laboratory measurement is the initial value, rock porosity during the earthquake increases by 3.2% ~ 12.09%. (3) In 2008, after the earthquake epicentral area rock porosity gradually closed, until August 2014 porosity began increases rapidly. From September 15 on, a new set of seismic activities occurred again in primary seismic zone, and rock porosity showed an increase before this group of seismic activity.

Key words: Shanxi reservoir; Porosity; Saturation; P wave velocity; Wave velocity ratio