

基于 Gassmann 方程的流体替换方法在 珊溪水库地震研究中的应用^①

钟羽云, 张 帆, 阚宝祥

(浙江省地震局, 浙江 杭州 310013)

摘要: 引入基于 Gassmann 方程的流体替换方法, 在分析地震波 P 波速度、波速比与岩石孔隙度和饱和度关系的基础上, 应用于珊溪水库地震波速比和 P 波速度变化特征研究, 得到: (1) 珊溪水库震中区岩石始终处于接近水饱和的饱和状态, 波速比和 P 波速度“下降-回升”的变化实质上反映了震中区岩石“孔隙度增大(饱和度减小)-饱和度增大”的变化, 每一丛地震的波速比由极小值逐渐增大为极大值是由于岩石从不饱和状态变化到饱和状态; (2) 根据每一丛地震波速比的变化, 计算得到珊溪水库流体扩散率 $\alpha_s = 1.06 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, 该数值与美国南卡罗莱纳水库、巴西 Acu 水库、广东新丰江水库的流体扩散率基本一致; (3) 震源区岩石孔隙度上限值为 $8.7\% \sim 2.0\%$, 该数值与华东勘测设计研究院通过室内岩石物理力学性质试验测定的珊溪水库坝址区新鲜流纹斑岩的孔隙度平均值一致。

关键词: Gassmann 方程; 孔隙度; 饱和度; 珊溪水库

中图分类号: P631.4

文献标志码: A

文章编号: 1000-0844(2015)03-0678-09

DOI: 10.3969/j.issn.1000-0844.2015.03.0678

Application of Gassmann Equation-based Fluid Substitution Method to the Research of Reservoir-induced Earthquakes at Shanxi Reservoir

ZHONG Yu-yun, ZHANG Fan, KAN Bao-xiang

(Earthquake Administration of Zhejiang Province, Hangzhou 310013, Zhejiang, China)

Abstract: By analyzing the relationship between seismic P-wave velocity, velocity ratio, and rock porosity and saturation in the Shanxi reservoir, the fluid substitution equation method based on the Gassmann equation was used to estimate the rock porosity and fluid diffusion rate in the reservoir's earthquake source region. The results show that the rock of the epicentral area is always close to the water-saturated state. The changes in P-wave velocity and the velocity ratio from decreasing to increasing reflect that the rock in the epicentral area changes from increasing porosity (decreasing saturation) to increasing saturation. The velocity ratio gradually increases from the minimum value to the maximum value because of the changes in rock conditions from unsaturated to saturated. Moreover, the fluid diffusivity of the Shanxi reservoir is $1.44 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ to $0.84 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, which is consistent with that of the South Carolina reservoir in the United States, the Acu reservoir in Brazil, and the Xinfengjiang reservoir in Guangdong, China. Further, the maximum rock porosity in the source area is $8.7\% \sim 2.0\%$, which is consistent with the average

① 收稿日期: 2014-12-25

基金项目: 浙江省公益技术应用研究项目(2012C23035)

作者简介: 钟羽云(1966-), 男, 硕士, 研究员, 主要从事地震预测方法、水库地震等研究。E-mail: hzyuyun@126.com。

value of porosity of new rhyolite porphyries in the Shanxi reservoir dam site measured by the East China Investigation and Design Institute by lab testing of the physical and mechanical properties of the rock.

Key words: Gassmann equation; porosity; saturation; Shanxi reservoir

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^[1-2],水在水库诱发地震中起着重要作用。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^[3-7]。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^[8]通过实验测量和理论计算认为当饱和度高于某值时,含水量的增加可使纵波波速增加 30% 左右。史譔等^[9]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。

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,岩石的地震特性也将随之发生变化^[10]。岩石物理研究的主要方法是通过一定的假设条件把实际的岩石理想化,通过内在的物理学原理建立理论模型。经过几十年的发展,根据不同的假设条件,科学家们提出了不同的岩石物理理论模型^[10]。Gassmann 建立了反映地震波速度、介质孔隙度以及孔隙流体模量相互关系的 Gassmann 方程^[11],成为岩石物理理论模型建立的里程碑。该模型属于球形孔隙模型,即假设岩石是由颗粒和球状孔隙组成的集合体。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,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^[12]。

本文首先从 Gassmann 方程出发,分析地震波 P 波速度、波速比分别与岩石孔隙度和饱和度的关系;其次分别使用重复地震方法、和达法计算珊溪水库地震 P 波速度和波速比的变化,给出水库地震波

速异常的物理解释,估算珊溪水库流体扩散率和震源区岩石孔隙度;最后探讨珊溪水库诱发地震的机理。

1 Gassmann 方程和流体替换

Gassmann 假设:(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相互作用等条件下,推导出 Gassmann 方程^[11]。

$$k = \left[k_b + \frac{\left(1 - \frac{k_b}{k_s}\right)^2}{\frac{\phi}{k_f} + \frac{1 - \phi}{k_s} - \frac{k_b}{k_s^2}} \right] \quad (1)$$

$$v_p^2 = \frac{1}{\rho} \left(k + \frac{4}{3} \mu_b \right) \quad (2)$$

$$v_s^2 = \frac{\mu_b}{\rho} \quad (3)$$

$$\rho = (1 - \phi) \rho_s + \phi \rho_f \quad (4)$$

$$\rho_f = s_w \rho_w + (1 - s_w) \rho_g \quad (5)$$

式(1)中, k 是以有效体积模量为 k_f 的孔隙流体所饱和岩石的有效体积模量; k_b 是干岩石(骨架)有效体积模量; k_s 是基质矿物(颗粒)体积模量; ϕ 是孔隙度; k_f 为孔隙流体体积模量。式(2)、(3)中, v_p 为纵波速度; v_s 为横波速度; μ_b 为岩石剪切模量; ρ 为岩石的等效密度。式(4)、(5)中, 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。

在剪切模量保持一致的条件下,利用式(2)、(3)可以求取纵波速度和横波速度。

2 地震波速度、波速比与岩石孔隙度和饱和度的关系

利用 Gassmann 方程进行波速计算时,需先确定方程组中的各项参数。各参数确定方法为:

(1) 岩石基质模量与密度的确定

当已知岩石的矿物组成和各种矿物组成的百分含量以及相应弹性模量和密度时,利用 Vogit-Russ-Hill 平均方法可确定基质的弹性模量,利用加权算

术平均即可确定基质的密度^[10,13]。马中高^[14]通过砂岩样品试验测试结果,得到干燥岩石体积模量与孔隙度间关系:

$$k_b = k_s \left[1 - \left(\frac{\phi}{\phi_c} \right) \right]^n \quad (6)$$

式中, n 的取值范围为 $0 \sim 1$; k_s 、 k_f 、 ϕ 含义与前面相同; ϕ_c 为临界孔隙度。

珊溪水库库区在太古代的结晶基底上沉积了巨厚的中生代火山碎屑及河湖相沉积,库区岩性主要为侏罗系上统火山碎屑岩和白垩系下统河湖相沉积岩夹火山岩^[15]。华东勘测设计研究院在工程地质勘测中通过室内岩石物理力学性质试验,得到珊溪水库坝址区侏罗系上统磨石山群 d 段新鲜流纹斑岩比重平均值为 2.64 g/cm^3 ,干岩石抗压强度平均值为 207.00 MPa ,孔隙度平均值为 3.41% 。通过现场岩体弹性波(地震法)测试,得到新鲜流纹斑岩的泊松比为 $0.22 \sim 0.28$ ^①。刘素梅等^[16]根据丹江口水库库区 6 种岩样在干燥状态下共 108 个试件的实测数据,通过拟合得到弹性模量 E 和抗压强度 R 之间的关系为:

$$R = 0.0043E + 31.949 \quad (R \text{ 和 } E \text{ 的相关系数为 } 0.946) \quad (7)$$

$$\mu = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad k = \frac{\frac{2}{3}\mu(1+\nu)}{1-2\nu} \quad (8)$$

根据华东勘测设计研究院对珊溪水库坝址区的测试结果,取 $\rho_s = 2.64 \text{ g/cm}^3$,干岩石抗压强度 $R = 207.00 \text{ MPa}$,泊松比 $\nu = 0.26$;参考马中高^[14]的砂岩样品试验研究结果,取 $n = 2/3$, $\phi_c = 0.5$;然后通过式(6)、(7)、(8)计算得到 $\mu = 16.2 \text{ GPa}$, $k_s = 30.5 \text{ GPa}$ 。

(2) 孔隙流体特性的计算

在 Gassmann 方程中,孔隙流体的影响是通过孔隙流体体积模量 k_f 体现出来的。当其为多种流体的混合物时, k_f 可利用著名的 Wood 方程,由构成混合物的各种流体的体积模量与相应的体积百分比计算得到。水库区岩石孔隙内的流体主要为气、水混合物,其体积模量 k_f 可由下式给出。

$$\frac{1}{k_f} = \frac{s_w}{k_w} + \frac{1-s_w}{k_g} \quad (9)$$

式中各符号的含义与前面相同。

确定式(1)、(2)、(3)中的各项参数后,就可以根据式(2)和式(3)计算出地震波纵、横波速度,进而计算出地震波波速比。式(1)表明,岩石的有效体积模

量与岩石基质体积模量、干岩石体积模量、岩石孔隙度、饱和度有关。岩石基质体积模量与组成岩石各矿物组分的体积模量有关,对于某一特定区域来说岩石基质体积模量不随时间变化。因此,岩石的有效体积模量主要与孔隙度和饱和度有关。本文主要研究岩石纵波速度、波速比(v_p/v_s)与岩石孔隙度和饱和度的关系。图 1 给出了水饱和度一定时波速比和 P 波速度随孔隙度的变化曲线。曲线显示,随着孔隙度增大,波速比和 P 波速度均逐渐变小。

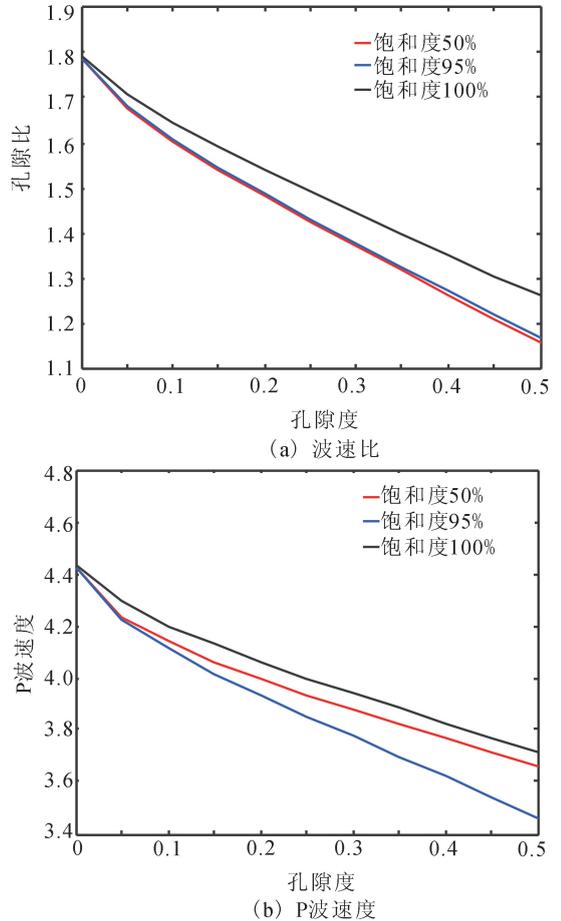
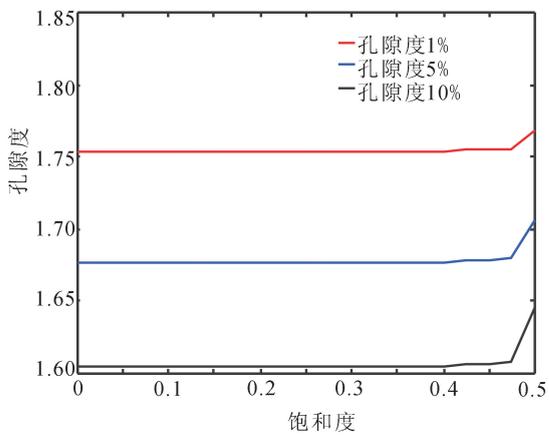


图 1 饱和度一定时波速比及 P 波速度随孔隙度的变化
Fig.1 Wave velocity ratio and P wave velocity change with the porosity when the saturation is constant

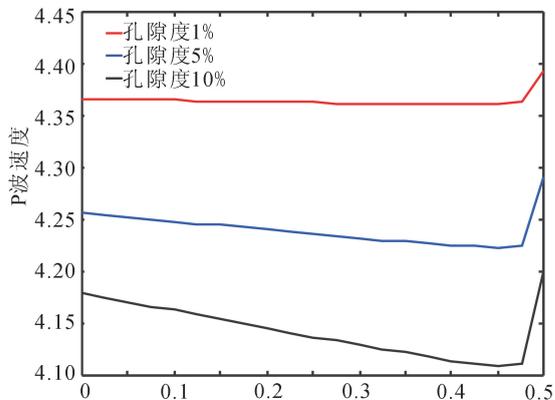
图 2(a)给出了孔隙度一定时波速比随水饱和度的变化曲线。曲线显示,当饱和度较小时(约小于 95%),饱和度的变化对波速比的影响很小;当岩石接近饱和时(约大于 95%),波速比随着饱和度增大迅速增大。图 2(b)给出了孔隙度一定时 P 波速度随水饱和度的变化曲线,曲线的变化趋势不是单调的,

① 华东勘测设计研究院. 浙江省飞云江珊溪水库工程可行性研究工程地质勘察报告. 1994.

随着岩石的饱和度增大 P 波速度先减小而后增大。



(a) 波速比



(b) P波速度

图 2 孔隙度一定时波速比和 P 波速度随饱和度的变化

Fig.2 Wave velocity ratio and P wave velocity change with the saturation when the porosity is constant

岩石所处的饱水状态不同,波速比和 P 波速度随饱和度的变化趋势也不同。当岩石接近饱和时(如饱和度大于 90%),波速比和 P 波速度均随饱和度的增加而迅速增大;当岩石饱和度较小时(如饱和度小于 90%),波速比随饱和度增加而增大,P 波速度随着饱和度的增加而减小,两者的变化趋势不同(表 1)。因此,可以根据波速比、P 波速度随水饱和度的变化趋势是否相同,判定岩石的饱水状态。

如果已知波速比,根据式(1)、(2)、(3)可以得到某一饱和度下的孔隙度,也可以得到某一孔隙度下的饱和度,并在一定的假设条件下计算和分析震源区岩石的渗透和孔隙变化。

表 1 P 波速度、波速比的影响因素

Table 1 The influence factors of P wave velocity and wave velocity ratio

波速比增大	波速比减小	P 波速度增大	P 波速度减小
		接近饱和时,水饱和度增大	接近饱和时,水饱和度减小
水饱和度增大	水饱和度减小	饱和度小时,水饱和度减小	饱和度小时,水饱和度增大
孔隙度减小	孔隙度增大	孔隙度减小	孔隙度增大

3 珊溪水库地震波速比与 P 波速度

珊溪水库于 2000 年 5 月下闸蓄水,2002 年 7 月开始发生地震,其地震具有成丛、成组分布的特点(图 3)。对地震进行重新定位后显示^[15,17];2002 年地震主要发生在水库淹没区,震中比较集中(图 4);2004—2005 年地震开始向水库南岸迁移,震中变得分散;2006 年后地震震中的优势分布方向为 NW,与穿过水库区的一条 NW 向断层走向一致^[18]。

3.1 地震波速比

上世纪 50 年代初已开展了波速比方面的研究,共计算方法已经非常成熟。采用多台和达法计算珊溪水库地震波速比^[19],即根据 P 波走时和 P、S 波到时差的线性关系得到 v_P/v_S 波速比值、线性相关系数 R 和波速比的计算误差 γ :

$$\frac{v_P}{v_S} = 1 + \frac{n \sum_{i=1}^n \Delta t_i^2 - (\sum_{i=1}^n \Delta t_i)^2}{n \sum_{i=1}^n \Delta t_i t_{Pi} - \sum_{i=1}^n t_{Pi} \sum_{i=1}^n \Delta t_i} \quad (10)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (t_{Pi} - \overline{t_{Pi}})(\Delta t_i - \overline{\Delta t_i})}{\left[\sum_{i=1}^n (t_{Pi} - \overline{t_{Pi}})^2 \sum_{i=1}^n (\Delta t_i - \overline{\Delta t_i})^2 \right]^{1/2}} \quad (11)$$

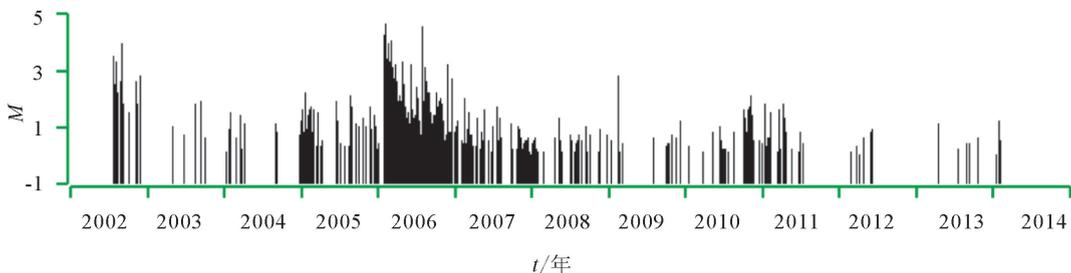


图 3 珊溪水库地震分布

Fig.3 Earthquake distribution in Shanxi reservoir area

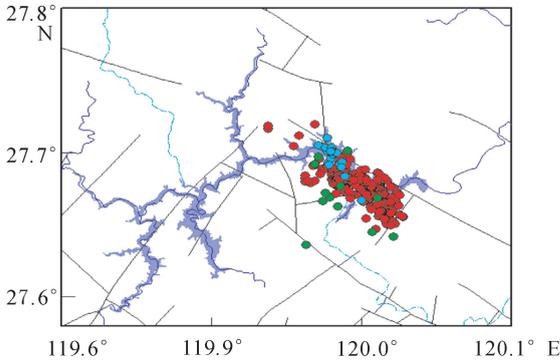


图4 珊溪水库震中分布(蓝:2002—2003年; 绿:2004—2005年;红:2006年以后)

Fig.4 Epicenter distribution in Shanxi reservoir area (blue: 2002—2003; green: 2004—2005; red: after 2006)

$$\gamma = \left(\frac{v_P}{v_S} - 1 \right)^2 \left\{ \frac{n \sum_{i=1}^n (\delta t_{P_i})^2}{(n-2) \left(n \sum_{i=1}^n \Delta t_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n \Delta t_i \right)^2 \right)} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (12)$$

式(10)、(11)、(12)中, t_{P_i} 为 P 波走时; t_{S_i} 为 S 波走时; $\Delta t_i = t_{S_i} - t_{P_i}$; n 为每个地震到时数据个数; γ 为波速比的计算误差; $\delta t_{P_i} = (t_{P_i} - t_0) - \Delta t_i (v_P/v_S - 1)^{[9]}$ 。

地震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低到最小,选择 P、S 波到时差 $\Delta t \leq 14$ s 的台站数据,即距离震中约小于 120 km 的台站直达波到时资料进行计算。珊溪水库地震集中分布在一个由 NW 走向和 NE 走向断裂围限的小菱形块体(约 6 km × 8 km)内^[20]。由于震中非常集中,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 120 km 范围内有 18 个台站,震中 20 km 范围内有 7 个台站。参与计算每次地震波速比的台站到时数据(一律采用 Pg 和 Sg 震相数据)至少在 4 个台站以上的数据,最多达到 18 个台站数据。地震震相的判读精度将直接反映在相关系数和计算误差中,如果震相的判读精度较低,则将导致波速比计算误差过大,淹没波速比的异常信息。本文使用重新定位后的发震时刻数据进行波速比计算,选取相关系数 $R \geq 0.95$, 计算误差 $\gamma \leq 0.085$ (即大于 5% 的波速比异常是可信的)的结果,得到 768 次地震波速比计算结果。珊溪水库 90% 的地震波速比集中分布在 1.66~1.75,波速比平均值为 1.70(图 5(a)),并随时间经历了多个“下降-回升”的变化过程(图 5(b))。

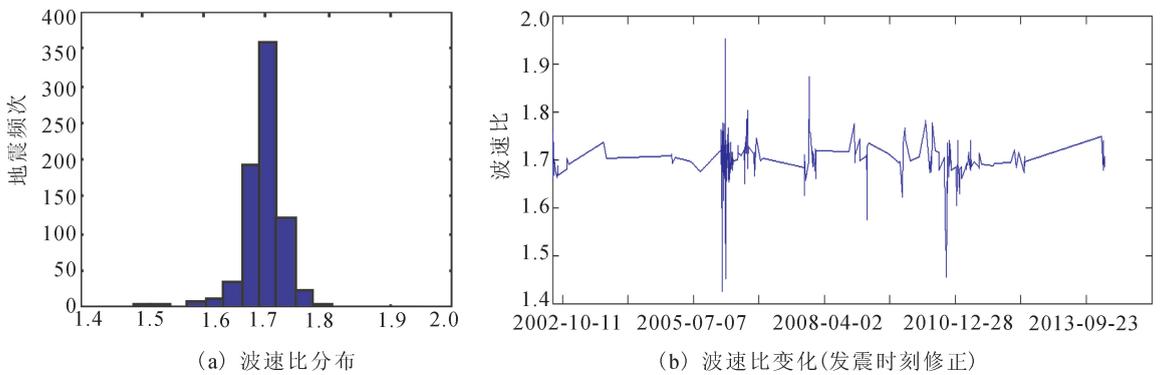


图5 珊溪水库波速比分布及波速比随时间变化

Fig.5 Wave velocity ratio distribution and wave velocity ratio changes over time in Shanxi reservoir area

3.2 地震 P 波速度变化

采用同一台站记录的重复地震的 P 波走时变化来研究 P 波速度变化。由于天然重复地震并不是完全意义上的重复,震源之间存在一定的的位置差异,因此同一台站接受重复地震时具有射线路径偏移,从而引起走时差变化。周龙泉等^[21]提出采用射线追踪技术以及波形互相关方法来消除由于射线路

径不同以及走时读取引起的误差。对于一丛重复地震,地震事件 1、2 在同一台站的 P 波走时差 δ_i 主要受地震的相对位置、P 波到时读取精度、地震波传播路径介质物性变化、地震定位精度等因素的影响。由于地壳介质物性的变化,同一个台站接收到不同时期的重复地震,其走时具有差异。重复地震之间的走时差可以写成:

$$\delta_i = \Delta t - \Delta t_1 - \Delta t_2 + \epsilon \quad (13)$$

式中, δ_i 表示由于地震和台站之间射线路径上的介质变化引起的走时差; Δt 表示两个重复地震在同一台站的观测走时差; Δt_1 表示由于重复地震位置差异导致的射线路径不同引起的走时差; Δt_2 表示由于走时读取误差引起的走时差; ϵ 表示现有地震定位条件下的定位误差。

珊溪水库地震全部为数字地震记录,通过剔除震相不清晰地震事件、重新校核走时等工作,可以减小走时读取误差引起的走时差 Δt_2 ,使数字化波形走时误差在 0.02 s 左右。对于一个重复地震序列,选取第一个重复地震作为参考地震,将研究区域的速度结构模型视为介质未扰动时的速度模型,通过射线追踪计算所有地震到达同一台站的理论走时,然后将该理论走时减去参考地震到达台站的理论走时,就可以消除由于地震位置不同引起的走时差 Δt_1 。如果不考虑定位误差,根据式(13)消除射线路径不同引起的走时差 Δt_1 和走时读取误差引起的走时差 Δt_2 后,就可以得到由地壳介质变化引起的实际走时差。计算所有重复地震相对参考地震的走时差,可以得到 P 波走时差随时间变化的特征,分析 P 波速度随时间的变化。

2002 年 7 月珊溪水库发生地震时,水库区没有地震台,距离震中区最近的温州地震台距震中约 73 km。珊溪水库地震震中位置集中(图 4),选取 2002 年 7 月 28 日 $M_L 3.5$ 地震为参考地震,选择屯溪—温州剖面地壳速度模型^[22],计算参考地震 5 km 半径范围内所有地震与参考地震的走时差(图 6)。P 波走时差的变化反映了 P 波速度的变化,即走时差增大、速度减小,走时差减小、速度增大。图 6 显示,温州台 P 波走时差经历了多个“增大-减小”的变化过程,即 P 波速度经历了多个“减小-增大”的变化过程。

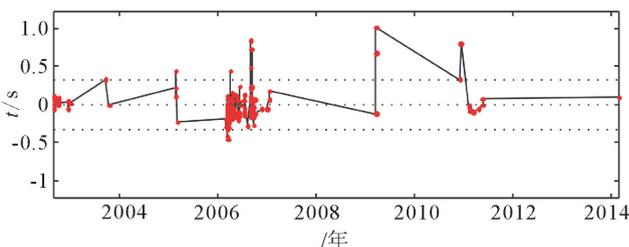


图 6 珊溪水库地震在温州台的 P 波走时差变化
Fig.6 Variation of P wave's travel time of Shanxi reservoir earthquake at in Wenzhou station

3.3 波速比与 P 波速度变化特征

珊溪水库地震波速比与 P 波速度具有相似的

变化特征,且与地震时空分布的阶段特征有一定关系。例如,2002—2003 年震中主要位于水库淹没区,这一丛地震的波速比和 P 波速度经历了一个“快速下降-缓慢回升”的过程;至 2002 年 8 月 30 日 $M_L 2.6$ 地震的波速比下降为这一丛的极小值 1.66 后,波速比逐渐增大,到 2003 年 8 月 21 日 $M_L 1.8$ 地震的波速比增大到这一丛的极大值 1.74。此次地震至 2005 年的一丛地震震中开始向水库南岸迁移,相应的波速比和 P 波速度经历了“缓慢下降-快速回升”的变化过程。图 5(b)和图 6 还显示,每一丛地震发生初期波速比和 P 波速度较大,随后有一个逐渐减小的过程,例如,2002 年、2006 年发生两丛地震,其波速比均有一个逐渐变小的过程。

一次地震就是一次岩体破裂或一次原有断裂的重新活动。小震的发生形成了良好的渗水通道,导致库水渗入较深部位或在周边其他地方引发后续地震。按照地震的时空分布,珊溪水库每一丛地震可以划分成 2 个阶段,开始阶段地震间的时间间隔短、频度高、震中位置集中,后一阶段地震之间的时间间隔逐渐增长、频度逐渐降低、震中开始向周边迁移。因此,每一丛地震的开始阶段由于地震密集发生,岩体破裂后水的渗透速率未能使岩石达到水饱和状态,岩体主要表现为孔隙度增加、饱和度减小,从而导致波速比和 P 波速度的下降。后一阶段由于地震间的时间间隔增加,水在岩体中的渗透更加充分,岩石的水饱和度逐渐增加,最终处于饱和状态,波速比和 P 波速度也缓慢回升。随着岩石的水饱和度增加,孔隙压力增大,断层面的有效剪应力减小,断层滑动的危险性增加,新的一丛地震又将开始。因此,每一丛地震的开始阶段,波速比和 P 波速度较大,随后逐渐减小。

3.4 流体扩散率和岩石孔隙度

假设水库诱发地震的物理机制是流体作用,那么上述波速比和 P 波速度“下降-回升”变化的实质就是“孔隙度增大(饱和度减小)-饱和度增大”变化,即波速比由极小值逐渐增大为极大值,就是岩石从不饱和状态变化到饱和状态的过程。Talwani 等^[23]认为水库诱发地震是由于流体孔隙压力前锋传递到震源位置所致,并且定义了流体扩散率 $\alpha_s = L_2/T$,其中 L 为孔隙压力前锋与震中的特征距离, T 为延迟时间。根据这一假设,可以根据每一丛地震的波速比极小值和极大值,估算珊溪水库的水力扩散率。

“九五”数字化地震台网建设项目完成以后,我

国地震监测能力有了很大的提高。珊溪水库 $M_L \geq 2.0$ 地震能够被浙江南部和福建北部的地震台站记录到,并在其中4个台站中有清晰地震记录,而2003年4月—2007年7月水库区先后新建了8个测震台,大大提高地震监测能力,从而可以对珊溪水库 $M_L \geq 2.0$ 地震进行重新定位。钟羽云等^[15]使用速度结构与震源参数联合反演方法,进行珊溪水库地震重新定位,定位偏差在纬度方向上平均为0.37 km,经度方向上平均为0.34 km,垂直方向上平均为0.39 km。本文使用钟羽云等^[15]的定位结果,估算珊溪水库岩体水力扩散率。

如上所述,每一丛地震的开始阶段波速比和P波速度逐渐减小,后一阶段则缓慢增大。表2给出了每一丛地震的后一阶段。例如,2002—2003年发生的一丛地震,波速比由2002年8月30日的极小值1.66增大到2003年8月21日的极大值1.74,岩石从不饱和状态变为饱和状态,历时 $T = 356$ 天。

表2 珊溪水库岩体流体扩散率估算值

Table 2 Estimated value of fluid diffusivity in Shanxi reservoir rock mass

起止时间	波速比	波速比极小				波速比极大				$\alpha_s / (\text{cm}^2 \text{s}^{-1})$
		波速比极小值	地震经纬度/(°)	深度/km	时间	波速比极大值	地震经纬度/(°)	深度/km	时间	
2002-08-30 —2004-12-31	增大	1.6618	27.7037, 119.9793	5.0	2002-08-30	1.7360	27.6667, 119.9667	9.0	2003-08-21	$1.44 \times 10^4 \sim 0.84 \times 10^4$
2005-03-04 —2006-02-04	增大	1.6737	27.6688, 120.0102	3.2	2005-08-27	1.7203	27.6749, 120.0108	6.7	2006-02-04	$1.38 \times 10^4 \sim 0.57 \times 10^4$
2006-07-26 —2006-07-31	增大	1.6977	27.6744, 119.9994	6.8	2006-05-09	1.7203	27.6857, 119.9820	7.5	2006-07-31	$1.27 \times 10^4 \sim 0.3 \times 10^4$
2007-03-30 —2009-12-31	增大	1.6260	27.7000, 119.9500	3.0	2007-11-01	1.7752	27.6880, 119.9830	5.0	2008-11-17	$0.71 \times 10^4 \sim 0.32 \times 10^4$

假设地震时岩石处于水饱和状态,即饱和度为100%,那么根据式(1)、(2)、(3)可以得到岩石孔隙度。珊溪水库90%的地震波速比分布在1.66~1.75,根据式(1)~(3)得到珊溪水库震中区岩石孔隙度分布在8.7%~2.0%。事实上,波速比与饱和度和孔隙度都有关,如果饱和度小于100%,那么波速比相同情况下计算得到的孔隙度会更小一些。因此8.7%~2.0%是珊溪水库岩石孔隙度的上限值分布范围。华东勘测设计研究院在工程地震勘察中,通过室内岩石物理力学性质试验测定了珊溪水库坝址区侏罗系上统磨石山群d段新鲜流纹斑岩的孔隙度平均值为3.41%,与本文计算得到的数值一致。

4 结论

水库诱发地震的物理机制研究表明,水在水库地震中起着重要作用,主要表现在两个方面:一是水

2002年8月30日 $M_L 2.6$ 地震震中位于 27.7037°N 、 119.9793°E ,震源深度5 km,2003年8月21日 $M_L 1.8$ 地震震中位于 27.6667°N 、 119.9667°E ,震源深度9 km,两次地震的距离 $L = 5.7$ km,计算得到珊溪水库岩体水力扩散率 $\alpha_s = 1.06 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 。考虑到定位误差,地震位置不是一个确定性的点,而是一个椭球体内的任何可能的点。计算时为了简单起见,认为地震位置是以震源坐标为球心、定位误差为半径的球体内的任何一点。本文选取定位误差为0.39 km^[15],计算得到的珊溪水库岩体流体扩散率 α_s 见表2。表2中流体扩散率 α_s 与 Talwani 等^[23]得到的美国南卡罗莱纳水库岩体水力扩散率 $\alpha_s = 5 \times 10^3 \sim 5 \times 10^5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 、Nascimento 等^[23]得到的巴西 Acu 水库水力扩散率 $\alpha_s = 3.4 \times 10^3 \sim 1.0 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 、以及龚钢延等^[25]得到的广东新丰江水库水力扩散率 $\alpha_s = 6.2 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 基本一致。

库蓄水后水体载荷作用;二是流体渗流作用。假设珊溪水库诱发地震的物理机制是流体作用,引入基于 Gassmann 方程的流体替换方法,根据珊溪水库地震波速比和P波速度的变化特征,分析讨论珊溪水库震中区岩石孔隙度和饱和度的变化,估算珊溪水库水力扩散率以及地震过程中岩石孔隙度的变化范围,得到如下结论:

(1) 饱和度对波速比和P波速度的影响与岩石的饱水状态有关。当岩石接近饱和状态时,波速比和P波速度均随饱和度的增大而增大,两者呈现出相同的变化趋势;当岩石的饱和度较小时,波速比随饱和度的增大而增大,P波速度则随饱和度的增大而减小,两者呈现出不同的变化趋势。珊溪水库地震波速比和P波速度的变化趋势相同,说明珊溪水库震中区岩石始终处于接近水饱和的饱水状态。

(2) 假设珊溪水库诱发地震的物理机制是流体作用,那么波速比和 P 波速度“下降-回升”的变化实质上反映了震中区岩石“孔隙度增大(饱和度减小)-饱和度增大”的变化,每一丛地震的波速比由极小值逐渐增大为极大值是由于岩石从不饱和状态变化到了饱和状态。根据每一丛地震波速比的变化,可以得到珊溪水库岩体的流体扩散率 $\alpha_s = 1.44 \times 10^4 \sim 0.84 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$,该数值与美国南卡罗莱纳水库、巴西 Acu 水库、广东新丰江水库的流体扩散率基本一致。

(3) 假设地震时岩石处于水饱和状态,可以根据 Gassmann 方程计算得到珊溪水库岩石孔隙度的上限值范围为 $8.7\% \sim 2.0\%$,该数值与华东勘测设计研究院在工程地震勘察中通过室内岩石物理力学性质试验测定的孔隙度平均值结果一致。

参考文献 (References)

- [1] 刘远征,马瑾,姜彤,等.库水渗流与荷载对水库地震形成的影响分析[J].地震地质,2010,32(4):570-585.
LIU Yuan-zheng, MA Jin, JIANG Tong, et al. Analysis of Effect of Reservoir Water Seepage and Loading on the occurrence of Earthquakes[J]. Seismology and Geology, 2010, 32(4):570-585. (in Chinese)
- [2] 焦姣,郭安宁,高思如,等.水库区地震前兆在地震预报中的意义[J].西北地震学报,2012,34(3):294-298
JIAO Jiao, GUO An-ning, GAO Si-ru, et al. Significance of the Earthquake Precursor in Reservoir Area for Earthquake Prediction[J]. Northwestern Seismological Journal, 2012, 34(3): 294-298. (in Chinese)
- [3] 冯德益,虞雪君,盛国英.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[J].西北地震学报,1993,15(3):38-43.
FENG De-yi, YU Xue-jun, SHENG Guo-ying. Further Study and Discussion on the Anomalies of Seismic Wave Velocity (III)—— v_P/v_S Variations before Reservoir Induced Seismic Events[J]. Northwestern Seismological Journal, 1993, 15(3): 38-43. (in Chinese)
- [4] 周连庆,赵翠萍,陈章立.紫坪铺水库地区尾波 Q_c 值研究[J].地震,2009,29(4):44-51.
ZHOU Lian-qing, ZHAO Cui-ping, CHEN Zhang-li. Coda Wave Q_c Values in the Zipingpu Reservoir Area, Sichuan Province[J]. Earthquake, 2009, 29(4):44-51. (in Chinese)
- [5] 王惠琳,张晓东,周龙泉,等.紫坪铺水库区域地壳 Q_s 动态变化及其与水库蓄水关系的研究[J].地震学报,2012,34(5):676-688.
WANG Hui-lin, ZHANG Xiao-dong, ZHOU Long-quan, et al. Relationship between the Reservoir Storage and Crustal Q_s Dynamic Variation in Zipingpu Reservoir Area[J]. Acta Seismologica Sinica, 2012, 34(5):676-688. (in Chinese)
- [6] 卢显,张晓东,周龙泉,等.紫坪铺水库区域地震波速比计算及研究[J].中国地震,2013,29(2):236-245.
LU Xian, ZHANG Xiao-dong, ZHOU Long-quan, et al. Calculation and Research on v_P/v_S Ratio in the Zipingpu Reservoir Area[J]. Earthquake Research in China, 2013, 29(2):236-245. (in Chinese)
- [7] 张小涛,韩丽萍,张新东,等.河北邯郸-邢台地区波速比和泊松比分布特征研究[J].西北地震学报,2012,34(1):84-87.
ZHANG Xiao-tao, HAN Li-ping, ZHANG Xin-dong, et al. Distribution Characteristics of Wave Velocity Ratio and Poisson's Ratio in Handan - Xingtai Areas, Hebei Province[J]. Northwestern Seismological Journal, 2012, 34(1):84-87. (in Chinese)
- [8] 施行觉,徐果明,靳平,等.岩石的含水饱和度对纵、横波速及衰减影响的实验研究[J].地球物理学报,1995,38:281-28.
SHI Xing-jue, XU Guo-ming, JIN Ping, et al. The Laboratory Study of Influence of Watersaturation on Rocks Velocity and Attenuation[J]. Acta Geophysica Sinica, 1995, 38: 281-28. (in Chinese)
- [9] 史譔,沈联蒂.岩石含水饱和度、频率、流体类型对声波振幅影响规律的探讨[J].北京大学学报:自然科学版,1993,29(4):458-465.
SHI Ge, SHEN Lian-di. The Investigation of the Influence of the Degree of Saturation, Frequency and Fluid Type on the Sonic Wave Amplitude in Sandstones, Aeta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis[J]., 1993, 29(4): 458-465. (in Chinese)
- [10] 马淑芳,韩大匡,甘利灯,等.地震岩石物理模型综述[J].地球物理学进展,2010,25(2):460-471.
MA Shu-fang, HAN Da-kuang, GAN Li-deng, et al. A Review of Seismic Rock Physics Models[J]. Progress in Geophys, 2010, 25(2):460-471. (in Chinese)
- [11] Gassmann F. Elastic Waves through a Packing of Spheres[J]. GeoPhysics, 1951, (16):673-682.
- [12] 云美厚,丁伟,杨长春.油藏水驱开采时移地震监测岩石物理基础测量[J].地球物理学报,2006,49(6):1813-1818
YUN Mei-hou, DING Wei, YANG Chang-chun. Petreophysical Measurements for Time-lapse Seismic Monitoring of Reservoir Waterflooding Recovery[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2006, 49(6):1813-1818. (in Chinese)
- [13] 云美厚,管志宁.储层条件下砂岩纵波和横波速度的理论计算[J].石油物探,2002,41(3):289-298.
YUN Mei-hou, GUANG Zhi-ning, The Estim Ation of P and S-wave Velocities in Sandstone under In-situ Conditions[J]. Geophysical Prospecting for Petroleum, 2002, 41(3):289-298. (in Chinese)
- [14] 马中高. Biot 系数和岩石弹性模量的实验研究[J].石油与天然气地质,2008,29(1):135-140.
MA Zhong-gao. Experimental Investigation into Biot's Coefficient and Rock Elastic Moduli[J]. Oil & Gas Geology, 2008, 29(1):135-140. (in Chinese)
- [15] 钟羽云,张帆,赵冬.珊溪水库 $M_L 4.6$ 震群精确定位与发震构造研究[J].地震研究,2011,34(2):158-165.

- ZHONG Yu-yun, ZHANG Fan, ZHAO Dong. Precise Relocation and Seismogenic Structure of the Shanxi Reservoir Earthquake Sequence in Wenzhou, Zhejiang Province[J]. Journal of Seismological Research, 2011, 34(2): 158-165. (in Chinese)
- [16] 刘素梅, 徐礼华, 李彦强. 丹江口水库岩石物理力学性能试验研究[J]. 华中科技大学学报: 城市科学版, 2007, 24(4): 54-58.
LIU Su-mei, XU Li-hua, LI Yan-qian. Experimental Study on Rock Physical and Mechanical Properties in Danjiangkou Reservoir Area[J]. J of HU ST: Urban Science Edition, 2007, 24(4): 54-58. (in Chinese)
- [17] 蒋海昆, 张晓东, 单新建, 等. 中国大陆水库地震统计特征及预测方法研究[M]. 北京: 地震出版社, 2014: 115-119.
JIANG Hai-kun, ZHANG Xiao-dong, SHAN Xin-jian, et al. Research on Statistical Characteristics and Prediction Methods of Reservoir Earthquake in Chinese Mainland[M]. Beijing: Seismological Press, 2014: 115-119. (in Chinese)
- [18] 钟羽云, 张震峰, 阚宝祥. 温州珊溪水库地震重新定位与速度结构联合反演[J]. 中国地震, 2010, 26(3): 265-272.
ZHONG Yu-yun, ZHANG Zhen-feng, KAN Bao-xiang. Simultaneous Inversion of Earthquake Relocation and Velocity Structure in the Shanxi-reservoir, Wenzhou[J]. Earthquake Research in China, 2010, 26(3): 265-272. (in Chinese)
- [19] 冯德益. 地震波速异常[M]. 北京: 地震出版社, 1981: 1-14.
FENG De-yi. Seismic Velocity Anomalies[M]. Beijing: Seismological Press, 1981: 1-14. (in Chinese)
- [20] 钟羽云, 周昕, 张帆, 等. 2006年温州珊溪水库地震序列特征[J]. 华南地震, 2007, 27(1): 21-30.
ZHONG Yu-yun, ZHOU Xin, ZHANG Fan, et al. Seismic Sequence Characteristics of the 2006 Shanxi Reservoir Earthquake in Wenzhou[J]. South China Journal of Seismology, 2007, 27(1): 21-30. (in Chinese)
- [21] 周龙泉, 刘桂萍, 马宏生, 等. 利用重复地壳观测地壳介质变化[J]. 地震, 2007, 27(3): 1-9.
ZHOU Long-quan, LIU Gui-ping, MA Hong-sheng, et al. Monitoring Crustal Media Variation by Using Repeating Earthquakes[J]. Earthquake, 2007, 27(3): 1-9. (in Chinese)
- [22] 熊绍柏, 刘宏兵, 王有学, 等. 华南上地壳速度分布与基度、盖层构造研究[J]. 地球物理学报, 2002, 45(6): 784-791.
XIONG Shao-bai, LIU Hong-bing, WANG You-xue, et al. A Study on Velocity Distribution in Upper Crustal Tectonics of Basement and Cover in South China[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2002, 45(6): 784-791. (in Chinese)
- [23] Talwani P, Acre S. Pore Pressure Diffusion and the Mechanism of Reservoir Induced Seismicity[J]. PAGEOPH, 1985, 122(1984/85): 947-965. (in Chinese)
- [24] Nascimento A F, Lunn R J, Cowie P A. Modeling the Heterogeneous Hydraulic Properties of Faults Using Constraints from Reservoir-induced Seismicity[J]. J Geophys Res, 2004, 110(B09201): 1-17.
- [25] 龚钢延, 谢原定. 新丰江水库地震区内孔隙流体扩散与原地水力扩散率的研究[J]. 地震学报, 1991, 13(3): 364-371.
GONG Gang-yan, XIE Yuan-ding. Research on the Diffusion of Pore Fluid and In-situ Hydraulic Diffusivity in the Epicentral Region of Xinfengjiang Reservoir Earthquakes[J]. Acta Seismologica Sinica, 1991, 13(3): 364-371. (in Chinese)
- [26] 冯锐. 新丰江 6.1 级水库地震前后的波速比变化[J]. 地球物理学报, 1977, 20(3): 211-221.
FENG Rui. On the Variations of the Velocity Ratio Before and After the Xinfengjiang Reservoir Impounding Earthquake of M6.1[J]. Acta Geophysica Sinica, 1977, 20(3): 211-221. (in Chinese)
- [27] 林凯, 贺振华, 熊晓军, 等. 基于 Gassmann 方程的流体替换流程[J]. 长江大学学报: 自然科学版, 2009, 6(1): 180-181.
LIN Kai, HE Zhen-hua, XIONG Xiao-jun, et al. Fluid Replacement Process Based on Gassmann Equation[J]. Journal of Yangtze University: Nat Sci Edit, 2009, 6(1): 180-181. (in Chinese)