

胡淑芳, 秦双龙, 李强, 蓝姝. 2018. 福建仙游震群的孔隙压扩散特征. 地震学报, 40(2): 160-171. doi: 10.11939/jass.20170136.

Hu S F, Qin S L, Li Q, Lan S. 2018. The pore pressure diffusion characteristics of Xianyou earthquake swarm in Fujian Province. *Acta Seismologica Sinica*, 40(2): 160-171. doi: 10.11939/jass.20170136.

福建仙游震群的孔隙压扩散特征^{*}

胡淑芳[†] 秦双龙 李 强 蓝 姝

(中国福州 350003 福建省地震局)

摘要 2010 年 8 月至 2015 年 12 月, 福建仙游地区发生了一系列小震群活动. 基于孔隙压力扩散机制对精定位的小震数据进行分析, 结果显示仙游震群序列在空间上呈从集分布, 且具有明显的分区现象, 发震时间受金钟水库水位变化的调制作用较为明显. 5 个分区(A—E)的流体孔隙压力扩散系数分别为 0.04, 0.08, 0.07, 0.12 和 0.05 m²/s, 伴随着地震活动性由强至弱, 孔隙压扩散系数呈先增后减的变化规律. 仙游震群位于断裂构造发育区内, 震中分布优势方向与石苍断裂一致, 沿着断裂走向的孔隙压扩散系数最大, 说明地下流体沿狭长的石苍断裂由 NW 向 NE 活动. 各分区的流体孔隙压系数与扩散最大距离、最大诱发地震震级及地震释放能量均有较好的相关性. 此外, 当金钟水库水位下降时, 各分区的扩散距离 r 呈现减小趋势, 震群范围收缩, 地震频次增加, 并伴有较大震级的地震, 说明水位下降时, 流体孔隙压力的扩散作用在同一地点反复作用, 使得触发源附近区域的应力水平更容易达到饱和或临界状态, 进而触发较大震级的地震, 这也解释了水位下降过程中地震更为强烈的原因.

关键词 水库诱发地震 仙游震群 孔隙压力扩散系数 金钟水库

doi: 10.11939/jass.20170136 中图分类号: P315.72[†] 文献标识码: A

The pore pressure diffusion characteristics of Xianyou earthquake swarm in Fujian Province

Hu Shufang[†] Qin Shuanglong Li Qiang Lan Shu

(Fujian Earthquake Agency, Fuzhou 350003, China)

Abstract: From August 2010 to December 2015, a series of small earthquake swarms occurred in the Xianyou area of Fujian Province. Based on the pore pressure diffusion mechanism, the small earthquakes data of precise location is analyzed, and it is found that the Xianyou earthquake swarm sequences are cluster distributed in spatial terms and have obvious zoned phenomenon. The origin time is obviously influenced by the modulation effect of water level change in Jinzhong reservoir. The pore pressure diffusion coefficients of five subregions (A to E) were 0.04, 0.08, 0.07, 0.12 and 0.05 m²/s, and along with the seismicity intensity changing from strong to weak, the pore pressure diffusion coefficients changed from increasing to decreasing. The Xianyou earthquake swarm is located in the area where the fault structures

* 基金项目 中国地震局震情跟踪定向工作任务(2017010307)资助.

收稿日期 2017-06-23 收到初稿, 2017-11-06 决定采用修改稿.

† 通信作者 e-mail: hsf2006mn@sina.com



developed, and the predominant direction of epicentral distribution is in accordance with the Shicang fault, and the pore pressure diffusion coefficient along the fault strike is the maximum, which shows that the active tendency of the underground fluid is along the Shicang fault from northwest to northeast. The fluid pore pressure coefficient in each subregion is closely related to the maximum diffusion distance, the maximum induced earthquake and the energy released by earthquakes. In addition, when the water level of Jinzhong reservoir falls, the distance from the first small earthquake (trigger source) to the triggered earthquake in the subregion has a decreasing trend, with the range of earthquake groups shrinking, and earthquake frequency and magnitude increasing. This could lead to the conclusion that, when the water level drops, fluid pore pressure diffusion acted repeatedly at the same site, which caused the stress level easier to reach the saturation or critical level in the area near the trigger source, and then triggered a larger earthquake, this is also a possible explanation for the occurrence of stronger earthquakes during the drawdown of water levels. This study will be of reference significance to the prediction of seismicity in Xianyou area in the future, and provide a scientific basis for quantitatively determining risk of reservoir induced seismicity.

Key words: reservoir induced seismicity; Xianyou earthquake swarm; pore pressure diffusion coefficient; Jinzhong reservoir

引言

2010年8月,福建仙游地区开始出现明显的地震活动,通过对比分析仙游震群地震活动与库区水位动态变化之间的关系,发现整个震群序列活动受金钟水库水位的调制作用十分明显,发震时间表现为从集—平静的特征,因此,普遍认为仙游震群是由金钟水库蓄水引发的水库地震(李强等,2015)。金钟水库属于大Ⅱ型水库,坝高为97.5 m,库容约为1.06亿m³,2010年5月开始蓄水,3个月后库区附近出现小震活动。依据 Simpson等(1988)给出的分类标准,仙游震群应属于“滞后型”水库诱发地震。Talwani和Acree(1984)认为“快速响应型”水库诱发地震是由库区岩体对库水载荷的不排水效应和弹性反应所造成,而“滞后型”水库诱发地震是由孔隙水压力的扩散效应引起的。

目前,流体的孔隙压力扩散作用被认为是触发水库地震和影响震群活动的重要因素之一,水库蓄水将会导致地壳流体孔隙压力扩散,并诱发地震(Bell, Nur, 1978); Shapiro等(2005a)总结了孔隙压力扩散诱发地震的时空演化特征,主要表现为延迟特征和抛物包络线特征; Talwani和Acree(1984)计算出美国南卡罗来纳州两座水库附近诱发地震的孔隙压力扩散系数为0.5—50 m²/s,提出水库诱发地震的时空特征可通过孔隙压扩散的力学作用来解释; 刘远征(2014)以紫坪铺水库为例,讨论分析了孔隙压力扩散系数的分布对水库地震研究的重要性,并通过不同模型的计算,说明孔隙压力扩散系数存在不均匀性和各向异性等特点; 随着地震精定位技术的发展,水库诱发地震的分布特征得到进一步的研究, El Hariri等(2010)基于巴西ACu水库附近1994—1997年所发生地震的精定位数据,计算得到了非均质断裂带中的孔隙压力扩散系数约为0.06 m²/s,认为该库区的地震时空分布符合孔隙压力扩散特征; 刘耀炜等(2011)基于多源孔隙压力扩散机制分析了龙滩水库的小震精定位数据,得到5个分区的流体孔隙压力扩散系数为0.04—0.65 m²/s,并基于不同孔隙压力扩散程度对震群进行分类,认为库区两次 $M_L \geq 4.0$ 地震均发生在裂隙较发育、孔隙压力扩散系数较大(0.45—0.65 m²/s)的I型区域,这一研究结果对震群强度分析及水库地震危险性判定具有指

示意义。随着人工诱发地震、地震成像、地震精定位、深部钻探和数值模拟等技术方法的发展,人们对地震过程中孔隙压力的作用有了更深入的理解和认识,孔隙压力扩散机制影响钻孔注水诱发地震、水库诱发地震、火山地震等震群序列的时空分布过程,结合实地应力状态和孔隙压力分布等特征,进一步研究震群和余震活动过程以及探索通过数值模拟和地球物理反演验证流体孔隙压力作用对地震触发、震群和余震活动影响的理论解释和模型是我们今后努力的方向(陈涛等, 2012)。

本文拟以金钟水库 2010 年 8 月至 2015 年 12 月蓄水过程中的地震精定位资料为基础,对不同小震群活动区的孔隙压力扩散系数进行估算,并结合当地的地质构造背景及金钟水库水位的变化,对各小震群活动区孔隙压力扩散系数之间的差异性以及可能影响孔隙压力扩散特征的因素进行分析,试图寻找孔隙压力扩散系数与最大诱发地震震级、最大扩散距离、扩散持续时间、地震数目及地震能量之间的关系,进而得到仙游震群所在区域的流体孔隙压力扩散作用与诱发地震的关系,这将有利于分析该区可能发生的最大地震的震级和发震地点,为定量判定水库诱发地震的危险性提供一定的参考。

1 数据来源

本文所用地震序列来源于福建省地震台网的地震目录(段刚等, 2017)。福建省地震台网建有 88 个测震台,平均台间距约为 30 km,沿海地区台间距约为 20 km。观测仪器采样率为 100 Hz,台网内的地震定位精度可达 I 类(震中误差 ≤ 5 km)。

表 1 福建沿海地区速度结构模型

Table 1 The velocity structure model of Fujian coastal area

地层界面	深度/km	$v_p/(\text{km}\cdot\text{s}^{-1})$
结晶基底面	4	5.6
上地壳低速层分界面	12	6.1
中地壳低速层分界面	18	6.0
中下地壳分界面	25	6.4
莫霍面	30	6.9

注: 引自张路(2008)。

基于福建省地震台网 2010 年 8 月至 2015 年 12 月的地震观测震相报告,采用双差定位方法(double-difference hypocenters location, 简写为 hypoDD)对仙游震群序列中 $M_L \geq 0$ 地震进行重新定位,并利用 P 波和 S 波的走时数据,设置 P 波的权值为 1, S 波的权值为 0.5。选取福建省地震台网中 35 个台站所记录到的 2 942 次地震进行重新定位。重新定位后震中分布出现明显的线性集中现象,条带性和分区性分布更加突出,相比定位前,震中有向内收敛的趋势(图 1)。本

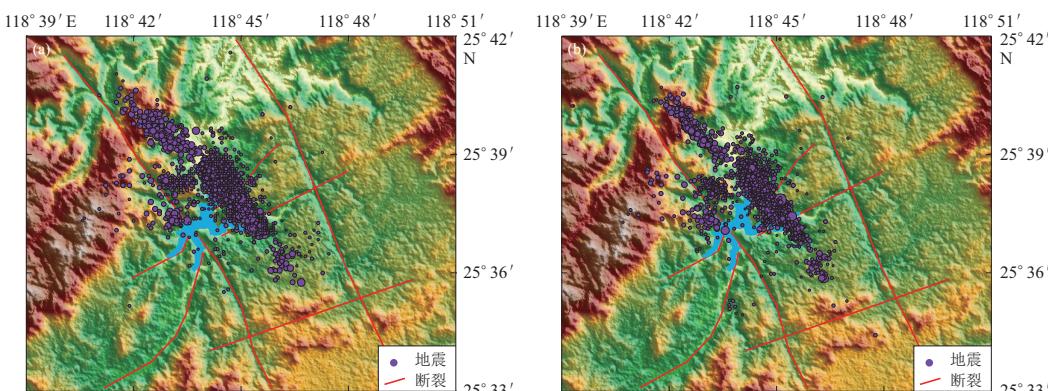


图 1 仙游震群定位前 (a) 后 (b) 震中分布 AAA

Fig. 1 Distribution map of epicenters of Xianyou earthquake swarm before (a) and after (b) location

文采用福建东南沿海地壳结构模型(张路, 2008), 其中 $v_p/v_s=1.73$ (表1)。

2 孔隙压力扩散系数估算

本文采用 Shapiro 等(1997, 1999, 2000, 2002, 2005a, 2006) 和 Parotidis 等(2004) 提出的方法, 将单孔注水的压力扩散问题视为一个慢波的传播过程(图2), 具体原理如下:

Biot (1962) 给出了非均匀各向异性孔隙弹性介质中的孔隙压力扩散方程, 即

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \mathbf{x}_i} \left[\mathbf{D}_{ij} \frac{\partial P}{\partial \mathbf{x}_j} \right], \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (1)$$

式中, \mathbf{D}_{ij} 为扩散系数张量, P 为孔隙压力, \mathbf{x}_i 和 \mathbf{x}_j 为观测点到注水点的矢量。

当介质为均匀各向异性时, 式(1)可变换为

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \mathbf{D}_{ij} \frac{\partial P}{\partial \mathbf{x}_i \partial \mathbf{x}_j}; \quad (2)$$

当介质为均匀各向同性时, 式(1)可变换为

$$\frac{\partial P}{\partial t} = D \nabla^2 P, \quad (3)$$

式中, D 为孔隙压力扩散系数, ∇ 为矢量微分算符。一般认为, 岩石的孔隙压力扩散系数 D 介于 10^{-4} — $10 \text{ m}^2/\text{s}$ 之间。

在全空间球坐标系中, 球体中心存在一个半径为 a 的小球体, 球表面的孔隙压力波动为 $P_0 e^{-i\omega t}$, 在距球心 r 处的压力方程为

$$P(r, t) = P_0 e^{-i\omega t} \frac{a}{r} \exp \left[(i-1)(r-a) \sqrt{\frac{\omega}{2D}} \right], \quad (4)$$

式中, r 为距离注水点的距离, ω 为频率。在实际注水过程中, 假设地震活动由方波触发, 在 t_0 时刻, 流体压力刚好触发了地震活动, 即当 $0 \leq t \leq t_0$ 时, $P(t) = P_0$; 当 $t < 0$ 或 $t > t_0$ 时, $P(t) = 0$, 触发地震的应力为 0(图3)。方波具有如下能量谱:

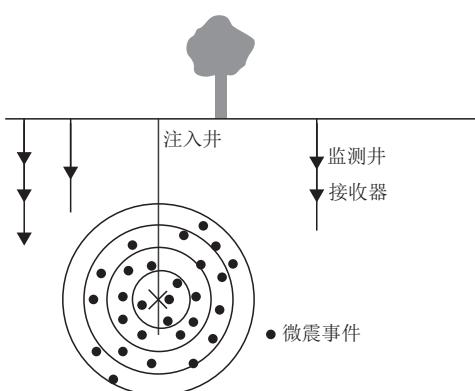


图2 注水诱发地震的示意模型(引自 Shapiro et al, 2005a)

Fig. 2 A model of water injection induced earthquake (after Shapiro et al, 2005a)

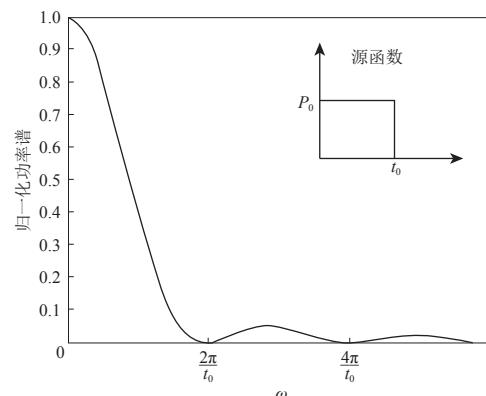


图3 方波的能量谱(引自 Shapiro et al, 2002)

Fig. 3 Square wave energy spectrum (after Shapiro et al, 2002)

$$\frac{4P_0^2 t_0^2}{\omega^2 t_0^2} \frac{\sin^2\left(\frac{\omega t_0}{2}\right)}{\omega^2 t_0^2}. \quad (5)$$

从能量谱方程可以看出, 当频率为 $2\pi/t_0$ 时可能是地震触发前缘包络线. 由此可得到如下表达式:

$$r = \sqrt{4\pi Dt}, \quad (6)$$

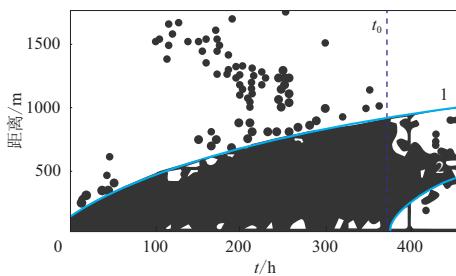


图 4 法国 1993 年在 Soultz 干热岩石实验中获得的 $r-t$ 曲线(引自 Shapiro *et al.*, 1999)

1 表示外包络线, 2 表示延迟曲线

Fig. 4 Schematic map of $r-t$ achieved from the hot dry rock experiment in Soultz, France in 1993 (after Shapiro *et al.*, 1999)
Curve 1 denotes the envelop line, while curve 2 denotes the delay line

间的三维延迟方程, 即

$$r = \sqrt{6Dt\left(\frac{t}{t_0} - 1\right)\ln\left(\frac{t}{t-t_0}\right)}, \quad (7)$$

将上式中的常数 6 替换为 4, 则表示二维延迟方程.

式(7)描述了在流体注入结束后注入点附近地震平静的情况, 使用与抛物包络线相同的扩散系数即可得到图 4 中的延迟曲线 2.

延迟曲线不仅可验证抛物包络线特征中估算的孔隙压扩散系数的正确性, 还可用于估算地震活动区的孔隙压力扩散系数. 通过延迟曲线还可以粗略地估计孔隙压力源注入停止的时刻 t_0 . 另外, 由于受到数据长度的限制及地震活动不确定性的影响, 并非所有的扩散过程均可看到延迟曲线, 但这并不妨碍我们通过分析震群前缘边界来估算孔隙压力扩散系数, 以及通过分析震群发生区域的地质构造背景、水文地质条件等与孔隙压力扩散系数的特征关系来判定震区地震活动的特征及趋势(刘耀炜等, 2011).

3 仙游地区地震地质构造及历史地震活动

从新构造分区上看, 仙游震群活动区位于武夷—戴云隆升区, 该区以继承性的断裂活动和区域性的断块差异活动为主, 除局部的断陷盆地和坳陷盆地外, 大部分地区的地质构造呈间歇性上升趋势. 仙游震群活动区的主要构造有 NW 向展布的沙县—南日岛断裂带的两条次级断裂石苍断裂、潼关断裂和 NE 向展布的长乐—招安断裂带的一条次级断裂游洋断裂(图 5).

此式在 $r-t$ 图中描述的抛物线特征是分析由孔隙压力扩散触发震群的重要理论基础.

Shapiro 等(1999)应用该特征研究了在干热岩石中注入流体后触发地震的实验, 得到了孔隙压力扩散的抛物包络线(图 4), 曲线 1 为外包络线, 描述流体孔隙压力扩散触发地震的前缘特征, 曲线 2 为内包络线, 描述流体停止注入后孔隙压力扩散的延迟特征, t_0 为流体停止注入的时刻, 应用外抛物包络线特征估算出孔隙压力扩散系数 D 为 $0.05 \text{ m}^2/\text{s}$.

孔隙压力扩散的时间延迟特征是指流体注入期间或停止注入之后, 触发地震的过程可能持续几天甚至更长时间. Parotidis 等(2004)依据延迟特征拟合相同扩散率数据, 证实了 D 的估计值的合理性, 并给出孔隙压力扩散时

经过遥感卫片解译可见金钟水库库区附近存在两条NW向的线性影像,这两条NW向断裂分别为石苍断裂和潼关断裂,两条断裂均延伸20 km以上,走向较为笔直,主要表现为深切沟谷。石苍断裂长约为20 km,总体走向为NW310°,倾向NE或SW,倾角较陡,大多达80°以上,主要表现为断裂破碎带和节理密集带,从断面擦痕判断,该断裂经历了多期活动,力学性质以张性和张扭性为主,断裂控制NW向V型谷地貌发育,局部沟谷笔直深切达200 m以上,断崖发育,其最新活动时代为第四纪早期;潼关断裂长约22 km,总体走向为NW330°,倾向SW,倾角70°—80°,由硅化破碎带构成,沿断裂节理发育,力学性质以张性、张扭性为主,断裂控制NW向河谷、沟谷地貌发育,其最新活动时代为第四纪早期;游洋断裂走向为NE35°—70°,倾向NW或SE,倾角为60°—80°,主要表现为硅化、舒缓波状断面,局部发育构造角砾岩,擦痕清晰,显示多期活动特征,力学性质以压扭性为主,断裂沿线为冲沟、河谷地貌,其最新活动时代为第四纪早期。

仙游震群周边地区历史地震活动较弱,该震群50 km范围内仅记录到1次 M_L 5.0地震,即1544年德化 M_L 5.2地震。1971年至仙游震群开始活动前,震区周边50 km范围内无 $M_L \geq 4.0$ 地震发生。因此,仙游震群周边地区属于典型的少震、弱震区。

4 仙游震群活动的孔隙压力扩散特征

4.1 仙游震群序列活动及其空间分布特征

仙游地区自2010年8月出现明显地震活动以来,小震活动频次与金钟水库的水位变化密切相关(图6),按照丛集—平静的特征将仙游序列分为5个不同时段:时段I为2010年8

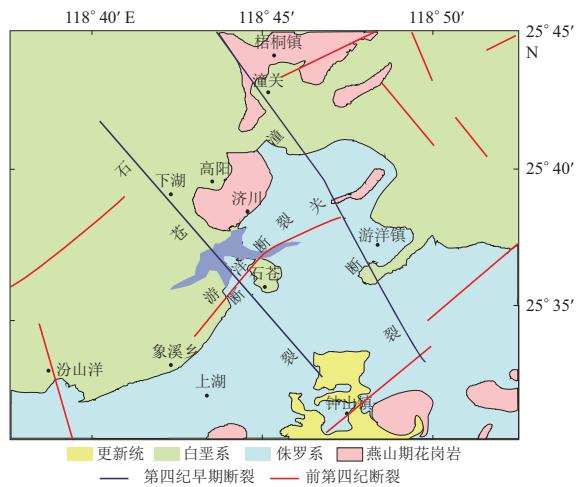


图5 仙游地区地震地质构造图

Fig. 5 Seismogeological structure around Xianyou area

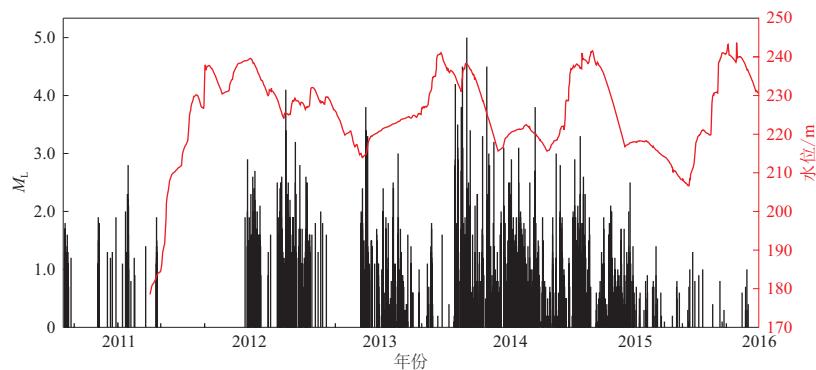


图6 金钟水库水位变化及仙游震群 M - t 图

Fig. 6 The water level change of Jinzhong reservoir and M - t map of Xianyou earthquake swarm

月至2011年4月,该时段水库已经蓄水,但未记录水位资料,地震活动水平偏低,以 $M_L \leq 3.0$ 的小震活动为主,震级和频次水平均较低;时段Ⅱ为2011年12月至2012年8月,该时段水库水位处于下降过程,地震活动的频次和强度水平有所提升,发生了序列中第一次 $M_L 4.0$ 地震,即2012年4月15日仙游 $M_L 4.1$ 地震;时段Ⅲ为2012年11月至2013年6月,该时段水库水位处于上升过程,地震活动以 $M_L \geq 3.0$ 震群活动为主;时段Ⅳ为2013年7月至2014年8月,该时段水库水位经历了下降和上升两个过程,地震活动最为强烈,发生了4次 $M_L \geq 4.0$ 地震,最大地震为2013年9月4日仙游 $M_L 5.0$ 地震;时段Ⅴ为2014年9月至2015年12月,该时段水库水位亦经历了下降和上升两个过程,地震活动呈高频次、低震级的特点。

假设仙游震群序列是由单源触发模式所引起,即以金钟水库蓄水诱发的第一个小震为初始流体孔隙压力注入点(25.62°N , 118.72°E),该处“注水”触发了库区附近的小震群活动,由此可以获得后续发生的一系列小震与注入点之间的 $r-t$ 图(图7),其中 r 为以研究区内第一次小震作为触发源,计算得到该区内小震震中与触发源之间的距离。

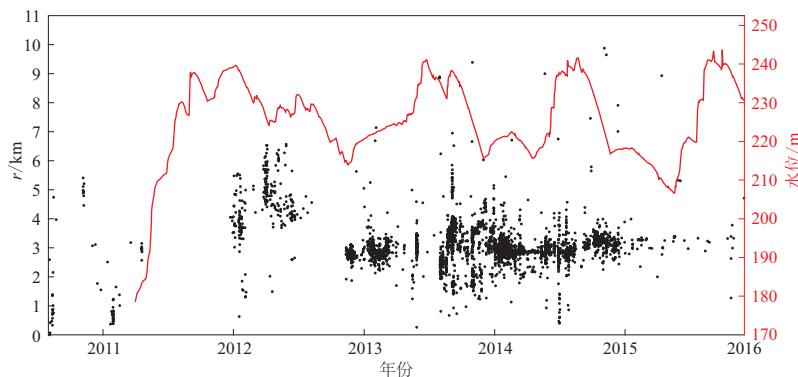


图7 基于单源触发模式得到的仙游震群的 $r-t$ 图

Fig. 7 Plot of $r-t$ for Xianyou earthquake swarm based on single source triggering model

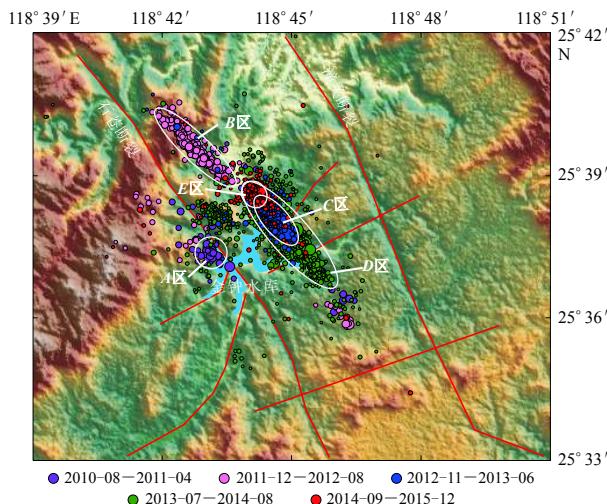


图8 仙游震群序列震中与区域构造分布

Fig. 8 The epicenters of Xianyou earthquake swarm and regional structure distribution

由图7可以看出,单源注入流体模式下震群活动的抛物包络线特征并不明显,而是随着时间的推移,相对密集的小震群发生在与假定注入点的距离相对固定的几个区域内。说明在水库水位发生波动时,震群活动仅限于金钟水库附近的几个区域内,而且从形态上看,不同区域中的地震演化过程也有所不同,这种在大区域内分散而在小区域内集中的现象与孔隙压力作用下的地震群簇发生的空间分布特点相吻合。因此,我们将地震活动相对集中的几个小区域作为相对独立的地震活动区域(图8),采用多点注入的孔隙压力扩散触发地震机制,分析

各小区域内的水库诱发地震的特征. 其中, 划分诱发地震活动区域的主要依据是时间连续原则和空间集中原则(刘耀炜等, 2011).

基于上述原则, 将仙游震群划分为 $A-E$ 5 个区域(图 8). 其中, I 时段地震主要集中在 A 区, 地震数目少且相对松散; II 时段地震集中在 B 区, 地震数目增多, 且呈狭长状分布; III, IV, V 时段地震分别集中在 C, D, E 区, 其中, D 区地震数目最多, 分布范围也最大; C 区和 E 区包含于 D 区中, C 区位于 D 区的中段区域, 地震数目较多且空间集中度较高; E 区位于 D 区的西北部, 地震数目相对较少且集中, 因而地震分布范围较小. 上述区域内的地震序列均表现出流体孔隙压力扩散作用的特征, 下文就各个分区的孔隙压力扩散系数进行计算分析.

4.2 各分区孔隙压力扩散系数估算

选取仙游震群 $A-E$ 这 5 个分区中的主体地震群为研究对象, 以各分区蓄水后的第一次小震作为触发源, 利用式(6)得到各分区小震活动的 $r-t$ 图(图 9), 使各分区的绝大部分小震位于抛物包络线内, 进而估算出 $A-E$ 区的孔隙压力扩散系数分别为 0.04, 0.08, 0.07, 0.12 和 0.05 m^2/s . 用于计算孔隙压力扩散系数的具体参数列于表 2.

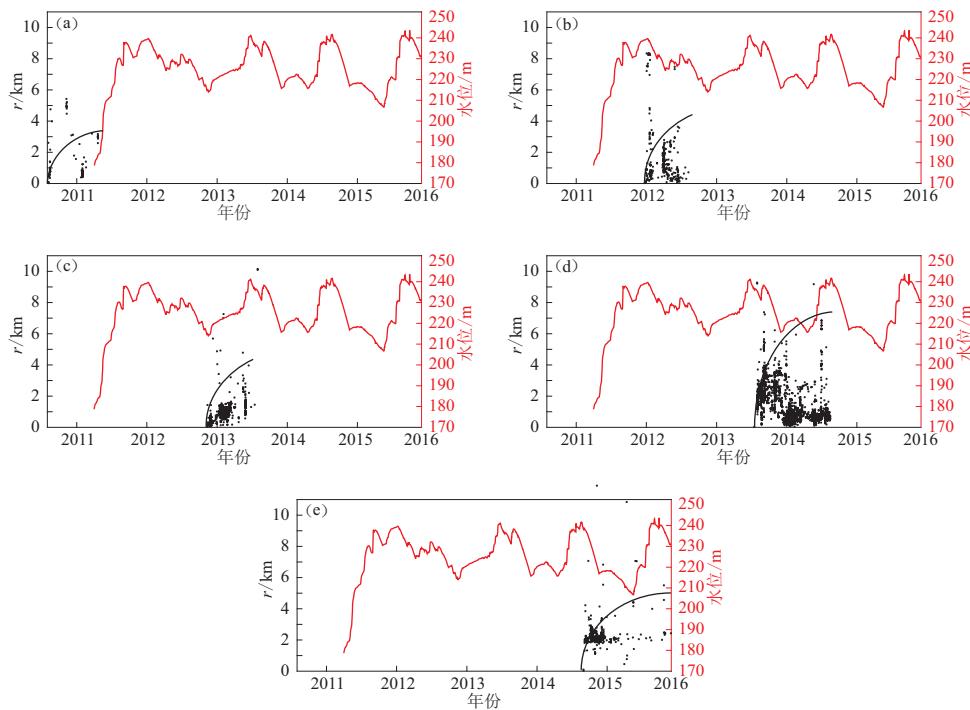


图 9 仙游震群 $A-E$ 分区小震群的 $r-t$ 图及相应的抛物包络线特征

Fig. 9 Plot of $r-t$ and corresponding parabolic envelopes characteristics for each earthquake swarm in subregions A to E of Xianyou

4.3 各分区孔隙压扩散特点

根据上述估算得到各分区的孔隙压力扩散系数, 结合 5 个分区的参数特征(表 3), 可以得出仙游震群活动具有以下几个特点:

- 1) 整个仙游震群均处在断裂发育区内, 优势分布方向与出露的 NW 向石苍断裂一致,

表 2 仙游震群 A—E 区孔隙压力扩散系数估算参数表

Table 2 Parameters for estimating diffusivity of pore pressure in subregions A to E of Xianyou earthquake swarm

时段	分区	第一次小震				最大扩散距离/km	小震扩散持续时间/d
		发震时间	北纬/°	东经/°	M_L		
2010-08—2011-04	A	2010-08-04	25.62	118.72	1.3	13	3.5
2011-12—2012-08	B	2011-12-23	25.65	118.72	1.9	10	4.5
2012-11—2013-06	C	2012-11-11	25.63	118.75	1.5	13	4.2
2013-07—2014-08	D	2013-07-16	25.64	118.74	0.4	9	7.2
2014-09—2015-12	E	2014-09-07	25.65	118.73	0.1	11	5.0

表 3 仙游震群 2010—2015 年 A—E 区地震活动特点

Table 3 Seismic characteristics in subregions A to E of Xianyou earthquake swarm from 2010 to 2015

时段	分区	水位变化	最大震级 M_L	地震次数	震源深度/km	r/km	小震扩散持续时间/d	$D/(m^2 \cdot s^{-2})$	地震能量 E/J
2010-08—2011-04	A	缺失	2.8	68	4—20	5.4	260	0.04	2.26×10^9
2011-12—2012-08	B	↓	4.1	230	4—21	8.4	229	0.08	1.12×10^{11}
2012-11—2013-06	C	↑	3.8	490	5—19	7.2	228	0.07	5.13×10^{10}
2013-07—2014-08	D	↓↑	5.0	1 803	3—13	9.3	397	0.12	2.97×10^{12}
2014-09—2015-12	E	↓↑	2.5	351	3—18	6.7	456	0.05	1.08×10^9

主体地震分布在 10 km 的狭长范围内。石苍断裂倾向 NE, 倾角较陡, 张扭性, 且断裂穿过库区, 张性断裂带成为库水的渗透通道, 库水沿断裂下渗破坏应力平衡, 从而诱发地震。另外, 金钟水库有温泉出露(粗溪温泉), 也构成了地下水良好的渗透通道, 有利于诱发水库地震。

2) 估算出仙游震群 5 个不同分区诱发地震的孔隙压力扩散系数, 各分区拟合得到的孔隙压力扩散系数均能很好地勾勒出金钟水库蓄水与地震活动过程之间的关系, 其中: A 区位于石苍断裂的西侧, 该区的孔隙压力扩散系数最小; B 区位于石苍断裂的东侧, 地震分布的优势方向与石苍断裂走向成一定角度; C 区位于石苍断裂的东侧, 地震主体分布较上一时段向东南方向迁移; D 区位于石苍断裂的东侧, 地震分布的优势方向与石苍断裂走向几乎平行, 该区的孔隙压力扩散系数最大; E 区与 D 区重合, 位于金钟水库大坝附近, 地震分布无明显的优势方向。通过对比各区的孔隙压力扩散系数, 可以看出在不同方向上孔隙压力扩散系数存在各向异性, 沿断层走向扩散系数最大。

3) 从最大诱发地震震级、诱发地震次数及释放地震能量的统计结果看, 基本满足孔隙压力扩散系数越大, 断层附近诱发的最大地震震级越高, 释放的能量也最多; 但孔隙压力扩散系数的大小与诱发地震数目之间并无绝对的相关关系。

4) A—E 区最大扩散距离 r 与孔隙压力扩散系数直接相关, 两者均呈现出先增后减的变化规律, 但孔隙压力扩散系数与小震扩散持续时间之间的相关性并不明显。

5) 整个仙游地震活动与水库蓄水关系密切, 特别是 $M_L \geq 3.0$ 地震多发生在水库水位下降的过程中, 而水位上升过程中的地震频次和震级相对较小。程惠红等(2013)和蒋海昆等(2014)的研究表明, 通常情况下, 较大地震发生在水库水位急剧下降或快速上升阶段, 仙游震群具有水位急剧下降过程中活动强烈的特点(图 10)。另外, 从图 10 中可以看出: 水位下降时, 扩散距离 r 有明显减小的趋势, 小震分布范围收缩; 水位上升时, 扩散距离 r 有明显增大的趋势, 小震分布范围发散。说明水位下降时, 流体孔隙压力扩散作用在同一地点反复作

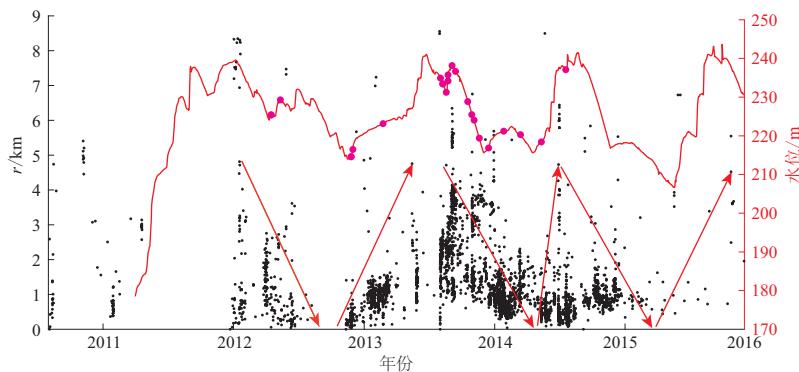


图 10 仙游 $M_L \geq 3.0$ 地震(粉色圆点)与金钟水库水位变化和扩散距离 r 之间的关系
红色箭头表示扩散距离 r 的变化趋势

Fig. 10 The relation between Xianyou $M_L \geq 3.0$ earthquakes (pink dots) and the water level change and diffusion distance r of Jinzhong reservoir
The red arrows represent the change trend of the diffusion distance r

用,使得在第一次小震(触发源)附近,应力水平更容易达到饱和或临界状态,从而触发较大震级的地震.

5 讨论与结论

本文以仙游震群精定位数据为基础,初步分析了金钟水库蓄水诱发地震的孔隙压力扩散机制,得到的主要结论如下:

1) 仙游震群序列完整,为“前震-主震-余震”型,水库初震的发生时间为2010年8月4日.时隔3年多,即2013年9月4日,发生了该震群序列的最大地震($M_L 5.0$).仙游震群在此 $M_L 5.0$ 地震前的最大前震为2013年8月23日 $M_L 4.5$ 地震,整个序列的最大余震,即2013年10月30日 $M_L 4.5$ 地震,发生之后,该序列的活动频次和强度水平显著降低.

2) 根据时间连续和空间集中的原则,将仙游震群划分为A—E等5个地震活动区.假设这5个地震活动区各自相对独立,其内部的小震群活动均由其自身的流体孔隙压力源所触发,则可估算出5个区域的孔隙压力扩散值为0.04—0.12 m^2/s .伴随着地震活动性由强至弱,孔隙压力扩散系数呈现先增后减的变化规律;序列最大地震和3次较大的 $M_L \geq 4.0$ 地震均发生在孔隙压力系数最大($0.12 m^2/s$)的D区域.

3) 仙游震群位于断裂构造发育区内,整个仙游震群沿着区域应力场的方向孕育、发生和发展.震中分布优势方向与断裂一致,沿着断裂走向的孔隙压力扩散系数最大.孔隙压力扩散系数与诱发地震的最大震级和地震释放的能量具有一定的相关性;各个分区的孔隙压力扩散系数与最大扩散距离的相关性明显,但与扩散持续时间的相关性不强.

4) 整个仙游震群序列活动的频次和较大震级与金钟水库水位变化关系密切,不同的水位升降过程,地震活动频度和震级的响应也不同,水位下降时地震活动性明显强于水位上升时, $M_L 3.0$ 地震活动多发生在水库水位长趋势的下降及转折上升过程中.

5) 金钟水库水位上升时,各分区的扩散距离有增大趋势,震群分布发散;水库水位下降时,各分区的扩散距离有减小趋势,震群分布范围收缩.说明水位下降时,流体孔隙压力扩散作用在同一地点反复作用,使得在第一次小震(触发源)附近,应力水平更易达到饱和或临

界状态, 从而触发较大震级的地震, 这也是水位下降过程中地震更为强烈的一种可能解释。

通过本研究获得了金钟水库诱发地震不同区域的流体孔隙压力特征, 这一特征对揭示水库诱发地震的机理, 以及判定未来金钟水库诱发地震的危险性均有重要的参考价值。此外, 实际的水库诱发地震不仅仅表现为扩散过程, 库水重力的直接加载作用也会诱发地震, 因此在研究孔隙压力扩散作用时如何去除这些因素的影响尚需进一步深入讨论。

参 考 文 献

- 陈涛, 刘耀炜, 杨多兴, 张磊, 方震, 许丽卿. 2012. 地震触发、震群与余震活动过程中的孔隙压力作用[J]. 地球物理学进展, 27(6): 2407–2417.
- Chen T, Liu Y W, Yang D X, Zhang L, Fang Z, Xu L Q. 2012. The role of pore pressure in earthquake triggering and process of swarm earthquakes and aftershocks[J]. *Progress in Geophysics*, 27(6): 2407–2417 (in Chinese).
- 程惠红, 张怀, 朱伯靖, 郑亮, 石耀霖. 2013. 卡里巴水库蓄水引起库区应力场变化影响分析[J]. 地震, 33(4): 32–42.
- Cheng H H, Zhang H, Zhu B J, Zheng L, Shi Y L. 2013. Stress field changes after the impoundment of Kariba reservoir[J]. *Earthquake*, 33(4): 32–42 (in Chinese).
- 段刚, 蔡杏辉, 陈惠芳, 游秀珍, 张丽娜, 林彬华. 2017. 福建台网地震目录[EB/OL]. [2017-06-22]. <http://www.fjdjz.gov.cn/ca/2017011419000006.htm>.
- Duan G, Cai X H, Chen H F, You X Z, Zhang L N, Lin B H. 2017. The earthquake catalog of Fujian network[EB/OL]. [2017-06-22]. <http://www.fjdjz.gov.cn/ca/2017011419000006.htm> (in Chinese).
- 蒋海昆, 张晓东, 单新建. 2014. 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: 35–55.
- Jiang H K, Zhang X D, Shan X J. 2014. *Statistical Characteristics and Prediction Methods of Reservoir Earthquakes in Chinese Mainland*[M]. Beijing: Seismological Press: 35–55 (in Chinese).
- 李强, 李军, 袁丽文, 邱毅, 李锋, 秦双龙, 曹轶. 2015. 福建仙游震群序列 $M_L \geq 4.0$ 事件震源机制与序列活动特征[J]. 地震, 35(4): 147–156.
- Li Q, Li J, Yuan L W, Qiu Y, Li F, Qin S L, Cao Y. 2015. Focal mechanisms and activity of $M_L \geq 4.0$ events in the 2013 Xianyou earthquake swarm sequence in Fujian Province[J]. *Earthquake*, 35(4): 147–156 (in Chinese).
- 刘耀炜, 许丽卿, 杨多兴. 2011. 龙滩水库诱发地震的孔隙压力扩散特征[J]. 地球物理学报, 54(4): 1028–1037.
- Liu Y W, Xu L Q, Yang D X. 2011. Pore pressure diffusion characteristics of Longtan reservoir-induced-earthquakes[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(4): 1028–1037 (in Chinese).
- 刘远征. 2014. 水库诱发地震与孔隙压力扩散系数研究: 以紫坪铺水库为例[D]. 北京: 中国地震局地质研究所: 30–60.
- Liu Y Z. 2014. *Study of Reservoir Induced Seismicity and Hydraulic Diffusivity: A Case Study of Zipingpu Reservoir*[D]. Beijing: Institute of Geology, China Earthquake Administration: 30–60 (in Chinese).
- 张路. 2008. 福建东南沿海盆地第四纪构造运动模式与动力学成因[D]. 北京: 中国地震局地质研究所: 149–151.
- Zhang L. 2008. *A Kinematic Model and Dynamic Cause of Quaternary Tectonic Movement of Southeastern Coastal Basins in Fujian Province*[D]. Beijing: Institute of Geology, China Earthquake Administration: 149–151 (in Chinese).
- Bell M L, Nur A. 1978. Strength changes due to reservoir-induced pore pressure and stresses and application to Lake Oroville[J]. *J Geophys Res*, 83(B9): 4469–4483.
- Biot M A. 1962. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media[J]. *J Appl Phys*, 33(4): 1482–1498.
- El Hariri M, Abercrombie R E, Rowe C A, do Nascimento A F. 2010. The role of fluids in triggering earthquakes: Observations from reservoir induced seismicity in Brazil[J]. *Geophys J Int*, 181(3): 1566–1574.
- Parotidis M, Shapiro S A, Rothert E. 2004. Back front of seismicity induced after termination of borehole fluid injection[J]. *Geophys Res Lett*, 31(2): L02612.
- Shapiro S A, Huenges E, Borm G. 1997. Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site[J]. *Geophys J Int*, 131(2): F15–F18.
- Shapiro S A, Audigane P, Royer J J. 1999. Large-scale in situ permeability tensor of rocks from induced microseismicity[J]. *Geophys J Int*, 137(1): 207–213.

- Shapiro S A, Audigane P, Royer J J. 2000. Reply to comment by F. H. Cornet on 'Large-scale in situ permeability tensor of rocks from induced microseismicity'[J]. *Geophys J Int*, **140**(2): 470–473.
- Shapiro S A, Rothert E, Rath V, Rindschwentner J. 2002. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity[J]. *Geophysics*, **67**(1): 212–220.
- Shapiro S A, Rentsch S, Rothert E. 2005a. Characterization of hydraulic properties of rocks using probability of fluid-induced microearthquakes[J]. *Geophysics*, **70**(2): F27–F33.
- Shapiro S A, Rentsch S, Rothert E. 2005b. Fluid-induced seismicity: Theory, modeling, and application[J]. *J Eng Mech*, **131**(9): 947–952.
- Shapiro S A, Kummerow J, Dinske C, Asch G, Rothert E, Erzinger J, Kümpel H J, Kind R. 2006. Fluid induced seismicity guided by a continental fault: Injection experiment of 2004/2005 at the German Deep Drilling Site (KTB)[J]. *Geophys Res Lett*, **33**(1): L01309.
- Simpson D W, Leith W S, Scholz C H. 1988. Two types of reservoir-induced seismicity[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **78**(6): 2025–2040.
- Talwani P, Acree S. 1984. Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity[J]. *Pure Appl Geophys*, **122**(6): 947–965.