

DOI: 10.11779/CJGE202107007

驻波作用下粉土海床累积液化机制分析

胡瑞庚¹, 刘红军^{*1, 2}, 时伟³

(1. 中国海洋大学环境科学与工程学院, 山东 青岛 266100; 2. 海洋环境与生态教育部重点实验室, 山东 青岛 266100;
3. 青岛理工大学土木工程学院, 山东 青岛 266033)

摘要: 波浪被防波堤或岸壁反射时形成驻波, 使其前面的水域发生强烈振荡, 海床发生液化, 可能导致结构物失稳破坏。以黄河三角洲粉土海床为研究对象, 进行一系列驻波水槽试验, 研究驻波作用下波腹剖面土体累积液化机制, 在此基础上, 采用数值模型进一步研究驻波作用下波浪参数(水深、波陡)和土体参数(饱和度)对海床累积液化的影响规律。结果表明: 驻波作用下海床累积液化的发生与循环应力水平有关, 当循环应力比 χ 达到累积液化所需的临界值 χ_{cr} 时, 发生累积液化, 深层土体累积液化所需的 χ_{cr} 大于浅层土体。波腹剖面土体液化所需的 χ_{cr} 远大于波节剖面, 发生初始液化所需的时间大于波节剖面, 液化深度小于波节剖面。波腹剖面土体累积液化是由波节及相邻位置向波腹剖面传递的超孔隙水压力 P_{res1} , 和波腹剖面土体受循环正应力影响发生静压屈服引起的超孔隙水压力 P_{res2} 两部分共同作用所致。本试验中, 在深度 $z=-0.05\text{ m}$, 波浪作用时间 $t\approx600\text{ s}$ 时, 前者贡献比 $\alpha_1\approx54.3\%$, 后者 $\alpha_2\approx45.7\%$ 。波节和波腹剖面土体累积孔隙水压力沿深度分布模式有差异, 随水深减小, 波陡增加, 饱和度减小, 海床液化深度在波节和波腹剖面均增大。

关键词: 驻波; 累积液化; 超孔隙水压力; 波腹剖面; 波节剖面

中图分类号: TU443 文献标识码: A 文章编号: 1000-4548(2021)07-1228-10

作者简介: 胡瑞庚(1990—), 男, 博士研究生, 主要从事海洋岩土工程方面的科研工作。E-mail:hurigeng@126.com。

Mechanism of residual liquefaction of silty seabed under standing waves

HU Rui-geng¹, LIU Hong-jun^{1, 2}, SHI Wei³

(1. College of Environmental Science and Engineering, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Key Lab of Marine Environmental Science and Ecology, Ministry of Education, Qingdao 266100, China; 3. School of Civil Engineering, Qingdao University of Technology, Qingdao 266033, China)

Abstract: The standing waves exist when the progressive waves are reflected by the breakwater or the bank wall, which leads to the water surface oscillating where it is and the waveform doesn't advance. Seabed soil will undergo liquefaction under standing waves, resulting in the instability of seabed foundation of marine structures. Based on the silt seabed in the Yellow River Delta of China, a series of wave flume experiments are conducted under standing waves so as to investigate the liquefaction mechanism at the antinodal section. Then, a parametric study is conducted with the proposed model to investigate the effects of the soil and wave characteristics on residual liquefaction. The results indicate that the onset of residual liquefaction is linked with cyclic stress ratio. The residual liquefaction occurs when the cyclic stress ratio χ equals the critical value χ_{cr} , and the required χ_{cr} in deeper layer is larger than that of the shallow layer. The required χ_{cr} at the antinodal section is far more than that at the nodal section, and the required wave loading time is longer and the liquefaction is smaller than that at the nodal section. The horizontal transporting of pore pressure and the accumulating of plastic volumetric strain induced by cyclic normal stress contribute to the liquefaction at the antinodal section simultaneously, and the experimental results reveal that the former and the latter contribute to 54.3% and 45.7% respectively at the depth of 0.05 m. The discrepancy of the distribution pattern of the excess pore water pressure exists between the nodal section and the antinodal section. The shallower the water depth, the higher the wave steepness, and the smaller the saturability results in a deeper liquefaction depth.

Key words: standing wave; residual liquefaction; excess pore water pressure; nodal section; antinodal section

0 引言

驻波是两个周期相同、方向相反的行进波叠加后

基金项目: 国家自然科学基金项目(41572247); 中央高校基本科研业务费专项项目(202061027)

收稿日期: 2020-10-09

*通信作者(E-mail: hongjun@ouc.edu.cn)

产生的波动现象, 运动特点是波节点位置不变、波峰波谷分别叠加, 波面只是在原处起伏振动, 波形并不前进^[1-2]。当波致超孔隙水压力大于初始有效应力时, 海床会发生液化, 海床液化可能导致结构物的失稳破坏。线性驻波引起的超孔隙水压力幅值是入射波(行进波)的2倍^[3], 因此, 相比入射波, 驻波作用下海床更易发生液化。

Sekiguchi等^[4]、Sassa等^[5]分别进行了驻波作用下海床响应离心机试验, 发现在波浪作用初期, 超孔隙水压力显著增加并在2, 3个波浪循环后达到最大值。大量的试验和理论研究证明了海床超孔隙水压力的累积与波致剪应力引起的塑性体应变有关, 并有学者提出了弹塑性模型用于计算超孔隙水压力^[6-8]。与行进波不同的是, 驻波作用下波节剖面土单元体仅受到循环剪应力作用, 波腹剖面土单元体仅受循环正应力作用, 然而一些试验结果表明在波节和波腹剖面均有超孔隙水压力产生并发生累积液化^[9-12]。目前, 已有研究认为波腹剖面土体累积液化主要有两种机制: ①波腹剖面土体累积液化仅是由于海床内超孔隙水压力扩散所致^[10]。液化区首先在剪应力最大的波节剖面出现, 之后, 波节处累积超孔隙水压力向附近节点传递, 液化区域朝水平和竖向方向发展, 最终, 在一定数量的波浪循环作用下, 波腹剖面的土体发生液化^[13-14]。②波腹处循环正应力导致土单元体发生塑性体应变, 引起超孔隙水压力累积进而发生液化^[11]。然而, 驻波作用下波腹剖面的累积液化可能受以上两种机制的共同作用。因此, 对两种机制的耦合作用而导致波腹剖面土体的累积液化问题值得进一步研究。

基于此, 本文以黄河三角洲普遍发育的粉土海床为研究对象, 设计一系列驻波水槽试验, 研究驻波作用下波腹剖面土体累积液化机制, 在此基础上, 采用数值模型研究驻波作用下波浪参数(水深、波陡)和土体参数(饱和度)对海床累积液化的影响规律。

1 试验方案和方法

1.1 试验仪器及土样制备

试验在波浪水槽(图1(a))中进行, 矩形土槽(长1.4 m, 高0.5 m)设置在水槽中下部。造波系统(图1(c))设置在水槽端部, 在水槽的另一端安装竖直墙面板, 当产生的行进波浪传播至竖直墙面板处, 将发生完全反射, 反射波与入射波叠加形成驻波, 通过调整气压活塞杆的冲程和频率使驻波波长等于土槽长度, 即L=140 cm。驻波波腹位于水槽长度剖面的中间位置, 波节位于左右两侧1/4位置。在泥面处, 沿水平方向布置5个孔隙水压力传感器, 分别在波节、波腹剖面位置沿深度方向布置3个孔隙水压力传感器(图1(b))。

试验海床所用土样取自黄河三角洲潮滩, 为砂质粉土, 试验土样粒径级配曲线如图2所示, 试验土样的基本力学参数: 中值粒径d₅₀为0.045 mm, 土颗粒几何标准偏差σ_g(σ_g=d₈₄/d₅₀, d₈₄为小于某粒径土质量累积百分含量为84%对应的粒径)为1.26, 塑限w_P为17.1%, 液限w_L为26.3%, 最大孔隙比e_{max}为1.1, 最小孔隙比e_{min}为0.52, 土粒相对质量密度d_s为2.64, 渗透系数k_s为1.2×10⁻⁶ m/s, 泊松比ν为0.29, 孔隙度n为0.41, 剪切模量G为5×10⁵ Pa。

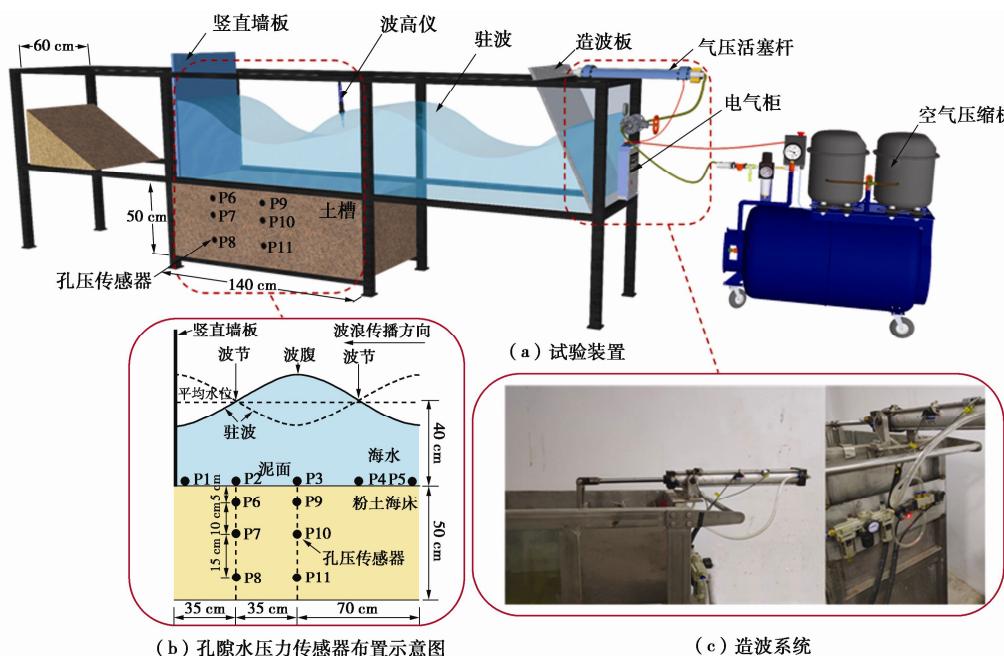


图1 试验装置

Fig. 1 Experimental setup

表 1 试验参数及液化情况
Table 1 Parameters of tests and liquefaction results

试验组次	波高/cm	循环应力比 χ	波节剖面不同深度处液化情况			波腹剖面不同深度处液化情况		
			0.05 m	0.15 m	0.3 m	0.05 m	0.15 m	0.3 m
1	12	0.179	×	×	×	×	×	×
2	16	0.238	√	×	×	×	×	×
3	20	0.298	√	√	×	×	×	×
4	24	0.357	√	√	×	×	×	×
5	28	0.417	√	√	×	√	×	×
6	32	0.477	√	√	√	√	√	√

注：“√”表示波浪作用期间（0~600 s）该位置发生液化，“×”表示未发生液化。

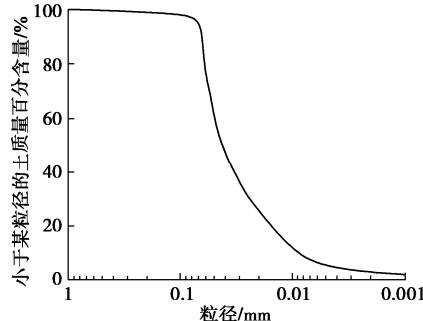


图 2 试验土样粒径级配曲线

Fig. 2 Grain-size distribution curve of test soil

试验前将土样烘干、碾碎并加水搅拌至泥浆状态，将泥浆经侧壁缓慢注入试验水槽至预定深度，沿水槽侧壁缓慢向水槽中注水，直至水面至土槽泥面高度为 40 cm，之后将海床静置 7 d 左右使土样在自重条件下初步固结，直至测试得到的不同深度孔隙水压力数值等于静水压力值。

1.2 测试方案

共进行 6 组驻波试验，驻波波长 L 为 140 cm，水深 d 为 40 cm，周期 T 约为 1.02 s，波高 H_w 为 12~32 cm，循环应力比 χ 采用 Sassa 等^[15]推荐的方法计算，具体试验参数见表 1。

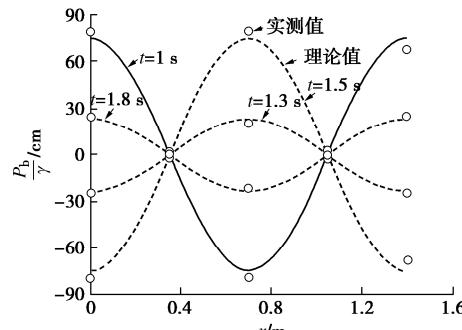
2 试验造波效果验证

为验证试验造波效果，首先将试验 5 床面处 P1~P5 位置（图 1）孔压传感器测试得到的波致孔隙水压力，与采用 Jeng^[16]提出的方法计算的理论值进行比较（图 3）。由图 3 可以看出，床面不同位置处波致孔隙水压力实测值与理论值基本一致，符合驻波对海床波压力的影响规律^[3, 16]。说明本文采用试验装置和方法造波效果较好，能准确地产生所需要的驻波。

3 试验结果与分析

3.1 波节剖面超孔隙水压力响应

各组试验得到的波节处超孔隙水压力的变化规律相似，以试验 5（表 1）为例，海床不同深度处波致超孔隙水压力变化如图 4, 5 所示。



注： γ 为水的重度 (N/m^3)

图 3 床面处不同位置波致孔隙水压力实测值与理论值比较

Fig. 3 Comparison of wave-induced pore pressure between experimental results and theoretical values at seabed surface

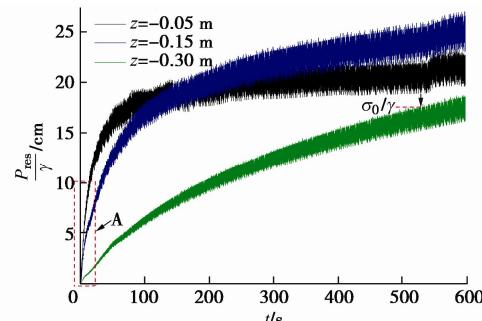


图 4 波节处超孔隙水压力时程曲线（箭头代表液化的起始）

Fig. 4 Time histories of excess pore water pressure under node

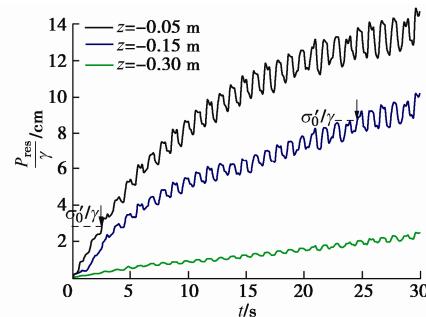


图 5 A(图 4)的放大部分

Fig. 5 Enlarged section of part A in Fig. 4

由图 4 可以看出，在波浪作用初始阶段 ($t=0\sim30$ s)，超孔隙水压力迅速累积，随着波浪作用时间增加，超孔隙水压力逐渐达到最大值并趋于稳定。当波浪作

用时间 $t=0\sim100$ s 时, 浅层土体 ($z=-0.05\sim-0.15$ m) 超孔隙水压力累积速率大于深层土体 ($z=-0.30$ m), 而且浅层土体超孔隙水压力达到稳定阶段需要的时间小于深层土体, 这说明波浪能量向海床深处传播存在滞后效应。

在波浪作用期间 ($t=0\sim600$ s), 波致超孔隙水压力最大值在不同深度处有差异, 以 $P_{\max,0.05}$ 表示深度 $z=-0.05$ m 处海床内的最大超孔隙水压力, 由图 4 可以得到: $P_{\max,0.15} > P_{\max,0.05} > P_{\max,0.30}$, 说明超孔隙水压力在距海床表层一定深度处达到最大值, 超过该深度后超孔隙水压力又逐渐衰减, 即在海床一定深度存在超孔隙水压力极值点。导致这种现象的原因是: 海床表面作为排水边界, 海床浅层内的超孔隙水压力消散速度快, 往往没来得及累积就消散了, 同时波浪对海床作用随深度逐渐减小, 所以到达一定深度后超孔隙水压力又逐渐衰减。

根据 Zen 等^[17]采用的液化准则: 当某一深度超孔隙水压力超过初始平均有效应力 σ'_0 时, 该位置发生液化。由图 4 可以看出, 随着波浪作用时间的增加, 土体中超孔隙水压力累积, 当累积达到一定程度后, 土体的表层开始发生液化现象。以深度 $z=-0.15$ m 处为例, 在波浪作用时间 $t \approx 24$ s 时, 发生初始液化。值得注意的是, 初始液化并不是发生在累积孔隙水压力达到 P_{\max} 时, 而是在达到 P_{\max} 之前, 即累积孔隙水压力达到临界孔隙水压力 P_{cr} 时即发生液化。以 $t_{0.05}$ 表示深度 $z=-0.05$ m 处土体开始液化对应的波浪作用时间, 由图 4, 5 可以得到: $t_{0.05} < t_{0.15} < t_{0.30}$, 说明波浪持续作用会造成液化层逐渐向下发展, 这与行进波作用下海床液化规律相似, 体现出渐进液化的特性。

不同循环应力比 χ 时, 波节剖面液化情况如表 1 和图 6 (a) 所示。由图 6 可以看出, 土体累积液化发生与循环应力水平有关, 只有当 χ 达到累积液化所需的临界值 χ_{cr} 时, 才能引起土体累积液化, 而且深层土体累积液化所需的 χ_{cr} 大于浅层土体, 即: $\chi_{cr,0.30} > \chi_{cr,0.15} > \chi_{cr,0.05}$ ($\chi_{cr,0.05}$ 表示深度 $z=-0.05$ m 处土体液化所需的 χ_{cr})。这可以解释为: 当 $\chi < \chi_{cr}$ 时, 波致循环剪应力引起的土体塑性体应变较小, 造成孔隙水压力的累积速率小于消散速率, 超孔隙水压力难以累积至液化程度; 当 $\chi > \chi_{cr}$ 时, 塑性体应变的增长速率较大, 导致孔隙水压力的累积速率大于消散速率, 发生累积液化; 同时, 波致循环剪应力随海床深度增加而减小, 虽然深层土体较海床表面排水边界较远, 但波致循环剪应力较小, 发生液化所需要克服的平均有效应力较大, 这两者的综合作用导致深层土体液化所需的 χ_{cr} 大于浅层土体。

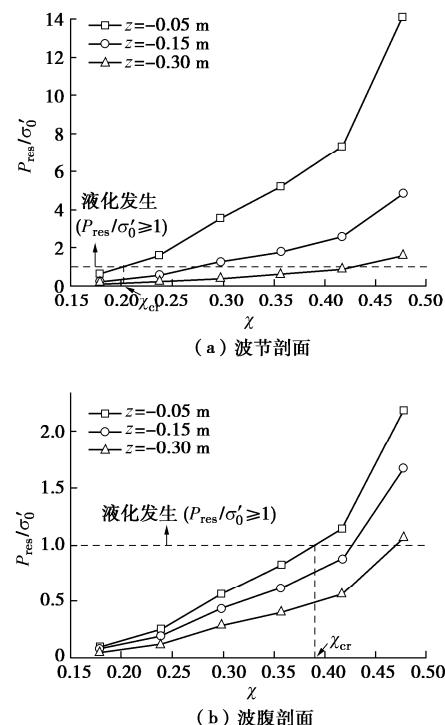


图 6 不同循环应力比 χ 时海床液化情况

Fig. 6 Liquefaction results with different cyclic stress ratios χ

3.2 波腹剖面超孔隙水压力响应

各组试验得到的波腹处超孔隙水压力的变化规律相似, 以试验 5 (表 1) 为例, 海床不同深度处波致超孔隙水压力变化如图 7, 8 所示。

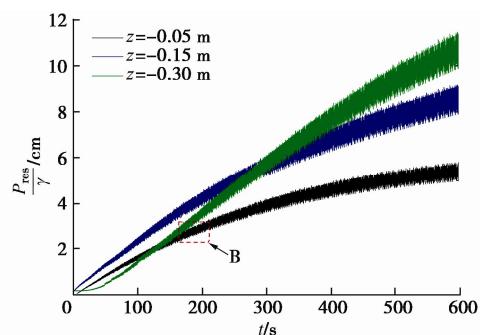


图 7 波腹剖面超孔隙水压力时程曲线

Fig. 7 Time histories of excess pore water pressure under antinode

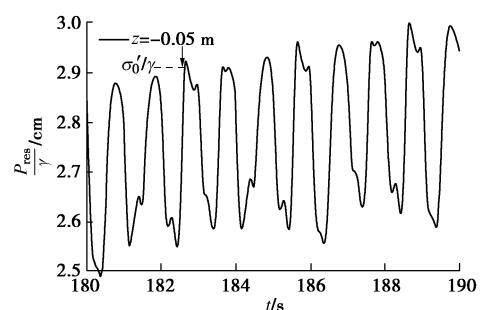


图 8 B(图 7)的放大部分

Fig. 8 Enlarged section of part B in Fig. 7

由图 7 可以看出, 波腹剖面超孔隙水压力累积模式与波节剖面相似, 随着波浪作用时间的增加, 波腹处海床内超孔隙孔隙水不断累积, 当累积达到一定程度后, 土体的表层开始发生液化, 以深度 $z=-0.05\text{ m}$ 处的超孔隙水压力变化曲线为例, 当波浪作用时间 $t \approx 182.6\text{ s}$ 时, 发生初始液化。试验期间深度 $z=-0.15$, -0.30 m 处未发生液化。

由图 6, 7 可以看出, 相比于波节剖面, 波腹剖面累积液化模式主要有 3 点不同: ① 波腹剖面初始液化所需要的时间远大于波节剖面, 如在 $z=-0.05\text{ m}$ 深度处, 波节剖面发生初始液化所需的波浪作用时间 $t \approx 24\text{ s}$, 而波腹剖面 $t \approx 182.6\text{ s}$; ② 波腹剖面液化深度小于波节剖面, 如在 $z=-0.15\text{ m}$ 深度处, 波节剖面发生液化, 而波腹剖面未出现液化现象; ③ 波腹剖面液化所需的 χ_{cr} 远大于波节剖面, 如在 $z=-0.05\text{ m}$ 深度处, 波节剖面 $\chi_{cr} \approx 0.2$, 波腹剖面 $\chi_{cr} \approx 0.39$ 。Sumer 等^[18]、Madsen^[19] 研究得出波致循环剪应力引起的土体塑性体应变导致了孔隙水压力的累积, 然而, 驻波作用下海床土单元体的受力状态(图 9)表明波腹处仅受循环正应力的影响, 没有循环剪应力, 试验中波腹剖面却发生了孔隙水压力累积, 甚至浅层液化($z=-0.05\text{ m}$)。Kirca 等^[10]指出: 驻波作用下孔隙水压力首先在波节处累积, 当累积到一定程度后会在海床中形成压力梯度场, 超孔隙水压力会从压力场高的区域传播至压力场低的区域, 即从波节向波腹传递, 波腹下的土体会受邻近波节处液化土单元的影响, 一定时间后也发生了液化, 这可以解释试验得出的波节与波腹剖面累积液化模式的差异。值得注意的是, Wang 等^[11]通过试验发现波腹剖面土体有塑性体应变累积, 并推断波致循环正应力导致了土体塑性体应变累积。因此, 与波节剖面土体液化机制不同, 波腹剖面土体累积液化可能由孔隙水压力传递和波致循环正应力两部分共同导致。

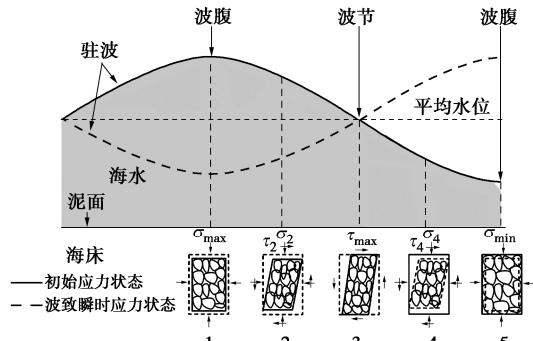


图 9 驻波作用下海床土单元体的受力状态示意图

Fig. 9 Sketch of representative soil elements stress-strain under standing wave loads

3.3 波腹剖面累积液化机制

为进一步研究波腹剖面累积液化机制, 进行了补充试验(试验 7)。波浪、海床参数与试验 6 相同。在试验 7 中, 为最大程度地避免相邻位置累积超孔隙水压力向波腹剖面传递, 将竖向隔水板放置在紧邻波腹剖面位置处, 竖向隔水板采用聚乙烯硬质塑料板, 其侧向刚度大于海床土体刚度, 相当于刚性隔水板, 试验布置如图 10 所示。

补充试验得到了波腹剖面不同深度位置处超孔隙水压力的变化规律, 并将其与试验 6(未设置竖向隔水板)的结果进行对比(图 11)。需要注意的是: 波致循环应力导致海床土骨架之间的孔隙体积改变, 压缩孔隙水压力, 当孔隙水压力不能及时排出时, 导致孔隙水压力累积。而邻近波腹处竖向隔水板的设置增加了对波腹剖面土单元体的侧向约束作用, 减弱了波腹处海床的水平振荡幅度, 减小了土单元体的侧向变形, 造成土骨架间孔隙体积改变量减小, 因此, 刚性隔水板的设置可能导致由波致循环应力引起的波腹剖面累积孔隙水压力值较未设置隔板的情况偏小。本文试验时采用的是竖向刚性隔水板, 而没有考虑隔水板刚度对波腹剖面累积孔隙水压力值的影响。

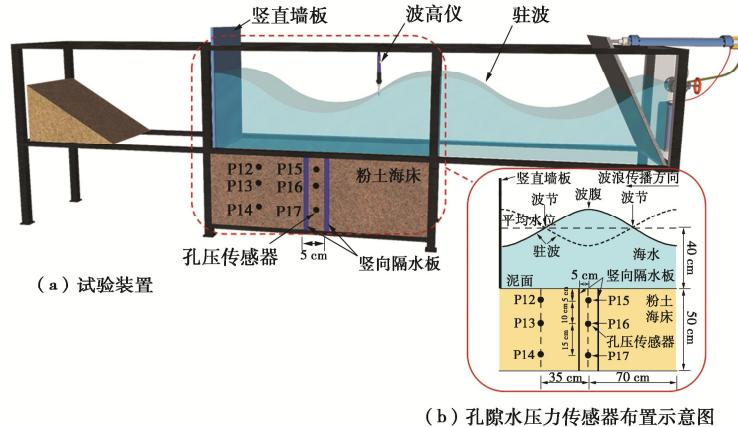


图 10 (a) 试验装置示意图; (b) 孔隙水压力传感器和竖向隔水板布置示意图

Fig. 10 (a) Experimental setup for supplementary experiment; (b) layout of pore pressure tranducers and vertical sealed plates

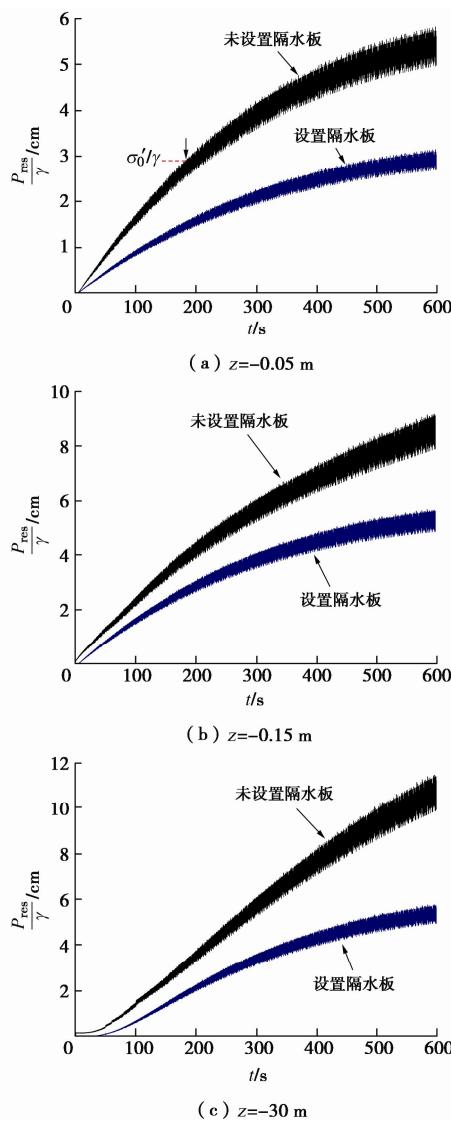


图 11 波腹处超孔隙水压力时程曲线

Fig. 11 Time histories of excess pore pressure under antinode at different depths

由图 11 可以看出, 与未设置隔水板相比, 设置隔水板后, 波腹剖面处超孔隙水压力明显减小, 试验期间均未发生液化, 说明设置竖向隔水板阻断了超孔隙水压力由波节及相邻位置向波腹剖面的传递。然而, 波腹剖面仍有超孔隙水压力累积, 超孔隙水压力累积对应土单元体产生了塑性体应变, 说明波腹剖面循环正应力导致了土单元体产生了塑性体应变, 这体现了土体的静压屈服特性, 因此, 波腹剖面土体累积超孔隙水压力是由两部分贡献产生, 分别是: ①波节及相邻位置向波腹剖面传递的超孔隙水压力 P_{res1} ; ②波腹剖面土体受循环正应力影响发生静压屈服, 产生塑性体应变引起的超孔隙水压力 P_{res2}

$$P_{res} = P_{res1} + P_{res2} \quad (1)$$

由波节及相邻位置向波腹剖面传递的超孔隙水压

力 P_{res1} 是土体中累积孔隙水压力扩散的结果, 孔隙水压力的扩散效率与土体固结系数 c_v 有关^[10]。孔隙水压力由波节剖面传递至相邻波腹剖面所需要的时间 Δt 的表达式为^[19]

$$\Delta t = \frac{l^2}{2c_v} \quad , \quad (2)$$

式中, l 为波节剖面与相邻波腹剖面的水平距离。

本文试验海床土体的 $c_v=0.0018 \text{ m}^2/\text{s}$, $l=0.35 \text{ m}$, 采用式(2)计算得到 $\Delta t \approx 34 \text{ s}$ 。图 12 为试验 6、试验 7 在 $t=0 \sim 60 \text{ s}$ 和 $t=540 \sim 600 \text{ s}$ 超孔隙水压力时程曲线。根据图 12, 在 $t_1=5 \text{ s}$ 位置 (A 点) 累积的孔隙水压力经过约 34 s 传递至 B 点, B 点处超孔隙水压力 P_{res} 包括由波节剖面向波腹处传递引起的超孔隙水压力 P_{res1} 和塑性体变引起的超孔隙水压力 P_{res2} , 其中 P_{res} 可由未设置竖向隔水板试验结果得到 (点 B), P_{res2} 可由设置竖向隔水板试验结果得到 (点 C), P_{res1} 可由 P_{res} 、 P_{res2} 根据式(1)计算得到。定义波腹剖面由传递引起的超孔压比为 α_1 ($\alpha_1 = P_{res1}/P_{res}$), 由塑性体变引起的超孔压比为 α_2 ($\alpha_2 = P_{res2}/P_{res}$)。在波浪作用的初始阶段 (以 $t=0 \sim 60 \text{ s}$ 为例, 图 12 (a)), 随着波节剖面超孔隙水压力不断累积, α_1 、 α_2 不断变化。当波节剖面超孔隙水压力达到稳定阶段 (以 $t=560 \sim 600 \text{ s}$ 为例, 图 12 (b)), 波腹处 (D 点) 的超孔隙水压力也达到稳定阶段, α_1 、 α_2 基本不再变化。在 $z=-0.05 \text{ m}$, $t \approx 600 \text{ s}$ 时, $\alpha_1 \approx 54.3\%$, $\alpha_2 \approx 45.7\%$ 。

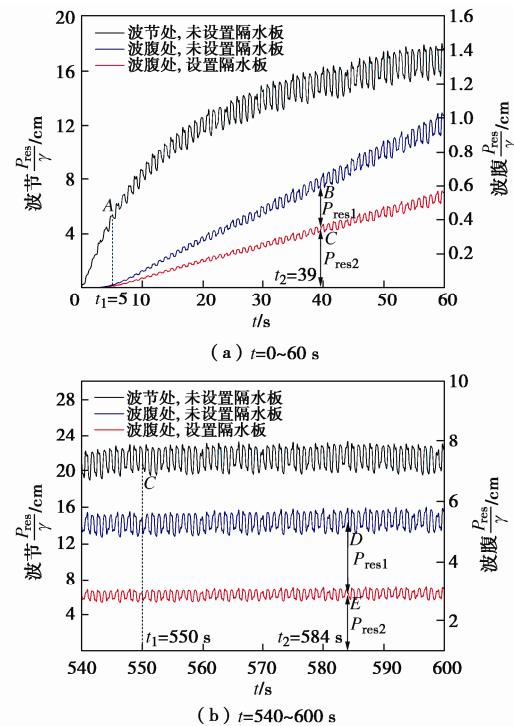


图 12 试验 6、试验 7 超孔隙水压力时程曲线

Fig. 12 Time histories of excess pore pressure for Test 6 and Test 7

4 数值模拟分析

对波浪作用下海床累积孔隙水压力发展模式的数值模拟分析, 目前主要有两种方法: ①控制方程当中采用 Biot 弹性方程, 并根据循环三轴试验获得的孔隙水压力发展模式, 即给固结方程增加一个描述孔压累积的源项^[2, 6, 8]; ②采用渗流-应力耦合的弹塑性本构模型, 计算循环波浪荷载作用下的累积孔隙水压力^[13]。后者尽管能够较好地模拟累积孔隙水压力发展规律, 但计算工作量较大, 求解效率不高。基于此, 本文采用第 1 种方法计算驻波作用下海床累积孔隙水压力的发展模式。

4.1 数值模型建立

假设土骨架和多孔海床中的流体为可压缩介质, 土骨架力平衡方程满足 Biot 弹塑性方程, 孔隙流体满足渗流连续方程, 在 x, z 方向控制方程为

$$G\nabla^2 u + \frac{G}{1-2\nu} \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial x} = \frac{\partial p_t}{\partial x}, \quad (3)$$

$$G\nabla^2 w + \frac{G}{1-2\nu} \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial z} = \frac{\partial p_t}{\partial z}, \quad (4)$$

$$\nabla^2 p_t - \frac{\gamma n \beta}{k_s} \frac{\partial p_t}{\partial t} = \frac{\gamma_w}{k_s} \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial t}. \quad (5)$$

式中 u, w 分别为土体水平和竖向位移; ε_v 为土单元体应变; p_t 为波致孔隙水压力; β 为流体压缩系数, 可通过下式计算:

$$\beta = \frac{1}{K} + \frac{1-S_r}{p_w}, \quad (6)$$

式中, K 为孔隙流体体积模量, p_w 绝对静水压力, S_r 为土体饱和度。

海床累积孔隙水压力发展控制方程为^[8]

$$\frac{\partial p_{res}}{\partial t} = C_v \left(\frac{\partial^2 p_{res}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p_{res}}{\partial z^2} \right) + f, \quad (7)$$

式中, f 为孔隙水压力累积源项。

采用刘红军等^[20]建立的适用于黄河三角洲粉土的孔隙水压力发展模式:

$$f = \frac{ac\sigma'_0 t^{a-1} T^{-a} N_1^{-a}}{(bt^a T^{-a} N_1^{-a} + c)^2}. \quad (8)$$

式中 N 为动荷载循环次数; N_1 为土体达到累积液化时的循环次数; a, b, c 为经验系数, 选取模型试验所用的土样进行三轴试验得到, $a=0.326$, $b=0.8$, $c=0.75$ ^[20]。

根据驻波理论, 驻波作用于海床表面的波压力为

$$P_b = \frac{\gamma H}{2 \cosh kd} \cos(kx) \cos(\omega t), \quad (9)$$

式中, k 为波数, ω 为波浪圆频率, P_0 为床面处波致孔隙水压力幅值。

4.2 边界条件

海床表面边界条件为

$$\sigma'_0 = 0; \tau = 0; P_t = P_b; P_{res} = 0, \quad (10)$$

式中, τ 为波致海床剪应力。

海床底部为刚性不透水边界, 土体位移及孔隙水压力法向梯度为零:

$$u = w = 0; \frac{\partial p_{res}}{\partial z} = 0; \frac{\partial p_t}{\partial z} = 0. \quad (11)$$

海床两侧为周期性边界条件, 可表示为

$$p_{res,\text{左}} = p_{res,\text{右}}. \quad (12)$$

结合边界条件式 (10) ~ (12), 联立求解式 (3) ~ (9), 可得到驻波作用下海床波致累积孔隙水压力。

4.3 数值模型验证

首先, 将本文提出的数值模型与本文试验结果进行对比 (图 13), 模型输入土体参数与试验土样参数相同 (1.1 节), 由图 13 可以看出, 随着波浪作用时间增加, 超孔隙水压力逐渐累积。本模型计算的波腹处超孔隙水压力略小于试验值, 但整体来看, 超孔隙水压力累积模式与试验结果具有较好的一致性。表明了本模型处理驻波作用下海床累积孔隙水压力响应问题的可靠性。

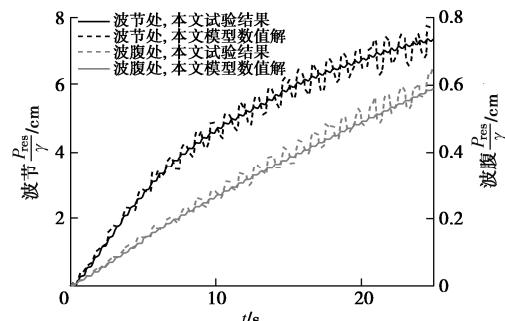


图 13 累积孔隙水压力数值解与试验结果 ($z=-0.15$ m) 对比

Fig. 13 Comparison between numerical and experimental results

4.4 数值模拟结果与分析

采用本文提出的数值模型对驻波作用下海床的累积液化问题进行参数研究, 分别研究了水深、波浪波陡、土体饱和度 3 个参数对海床累积液化的影响规律, 数值模型的参数取值见表 2。

(1) 水深的影响

分别取水深 $d=0.35, 0.40, 0.45$ m, 其余参数见表 2, 研究水深对驻波作用下海床累积液化影响规律, 得到 $t=600$ s 时波节、波腹剖面超孔隙水压力沿深度分布规律及液化情况 (图 14), P_0 为床面处波致孔隙水压力幅值。

表 2 数值模型的参数取值

Table 2 Input parameters for numerical study

土体浮重 度/(N·m ⁻³)	土体 饱和度 S_r	孔隙 度 n	泊松 比 ν	剪切模 量 G/Pa	渗透系数 $k_s/(\text{m}\cdot\text{s}^{-1})$	波长 L/m	水深 d/m	波周 期 T/s	波陡 H/L
9.2	0.95, 0.98, 1	0.48	0.3	5.0×10^5	1×10^{-6}	1.4	0.35, 0.40, 0.45	1.02	0.114, 0.143, 0.200

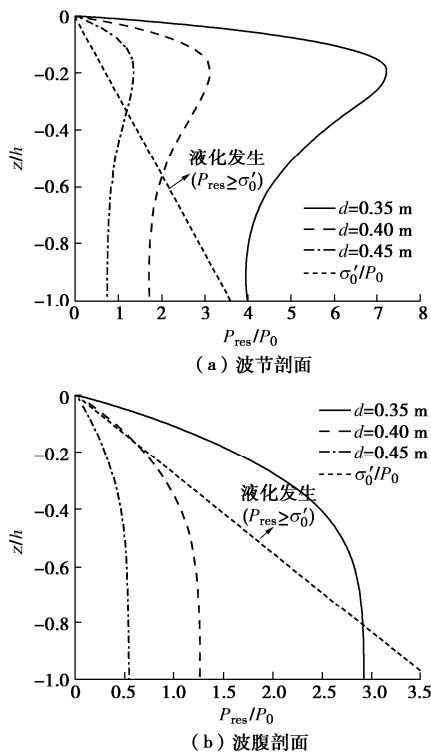


图 14 不同水深时超孔隙水压力沿深度分布及液化情况

Fig. 14 Vertical distribution of accumulated pore pressure at different water depths

由图 14 可以看出, 波节剖面超孔隙水压力沿深度分布存在极值点, 该峰值随着水深的增加而减小, 如当水深由 0.35 m 增加至 0.45 m 时, 峰值由 $7.2P_0$ 减小到 $1.3P_0$ 。与波腹剖面超孔隙水压力分布模式不同, 波节剖面超孔隙水压力沿深度增加而增大, 造成两者差异的原因可能是超孔隙水压力累积机制不同(见 3.3 节)。由图 14 还可以看出, 液化深度随水深的减小而增大, 如在波节剖面, 当水深由 0.45 m 减小至 0.40 m 时, 液化深度增大约 65.7%。此外, 当水深较小时($d=0.35 \text{ m}$), 水深对累积液化的影响变的更明显。

(2) 波陡的影响

波陡是影响海床累积液化的重要因素, 取不同波陡研究波陡对驻波作用下海床累积液化影响规律, 具体参数见表 2, 得到 $t=600 \text{ s}$ 时波节、波腹剖面超孔隙水压力沿深度分布规律及液化情况(图 15)。

由图 15 可以看出, 随着驻波波陡的增加, 累积超孔隙水压力和液化深度增大, 如在波节剖面, 当波陡由 0.114 增加至 0.200 时, 液化深度增加约 2.32 倍。

相比于波腹剖面, 波陡对波节处浅层($z>-0.2h$) 土体超孔隙水压力的影响更明显, 随波陡的增加, 浅层土体超孔隙水压力累积峰值越大。

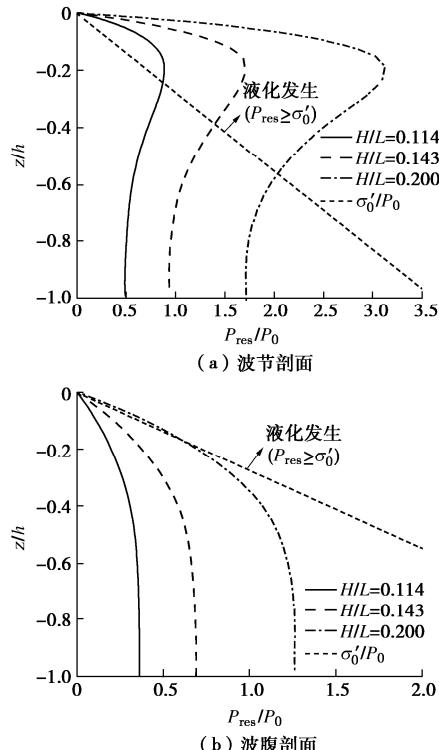


图 15 不同波陡时超孔隙水压力沿深度分布及液化情况

Fig. 15 Vertical distribution of accumulated pore pressure at different depths

(3) 饱和度的影响

除水力条件和波浪参数, 土体饱和度也对海床液化有影响。分别取波陡 $S_r=0.95, 0.98, 1.00$, 其余参数见表 2, 研究饱和度对驻波作用下海床累积液化影响规律, 得到 $t=600 \text{ s}$ 时波节、波腹剖面超孔隙水压力沿深度分布规律及液化情况(图 16)。

由图 16 可以看出, 随着饱和度的减小, 累积超孔隙水压力和液化深度增大, 如在波腹剖面, 当饱和度由 0.98 减小至 0.95 时, 液化深度增加约 66.6%。无论对波节还是波腹剖面, 相比于深层($z<-0.6 h$)土体, 饱和度对浅层($z>-0.2 h$)土体超孔隙水压力的影响更显著, 当 $z<-0.6 h$ 时, 超孔隙水压力沿深度的分布基本不再变化, 说明饱和度对海床累积超孔隙水压力分布的影响存在临界深度, 对饱和度 $S_r=0.95 \sim 1.00$, 临界影响深度 $z_{cr} \approx -0.6 h$ 。

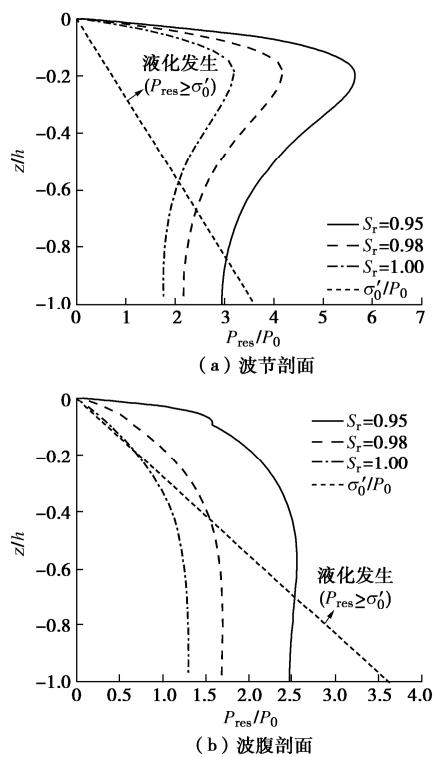


图 16 不同饱和度时超孔隙水压力沿深度分布及液化情况

Fig. 16 Vertical distribution of accumulated pore pressure under different saturabilities

5 结 论

(1) 驻波作用下海床累积液化的发生与循环应力水平有关, 当循环应力比 χ 达到累积液化所需的临界值 χ_{cr} 时, 发生累积液化, 深层土体累积液化所需的 χ_{cr} 大于浅层土体。

(2) 波腹剖面土体液化所需的 χ_{cr} 远大于波节剖面, 发生初始液化所需的时间大于波节剖面, 液化深度小于波节剖面。

(3) 波腹剖面土体累积超孔隙水压力是由波节及相邻位置向波腹剖面传递的超孔隙水压力 P_{res1} , 和波腹剖面土体受循环正应力影响发生静压屈服引起的超孔隙水压力 P_{res2} 两部分共同作用所致。本试验中, 在 $z=-0.05$ m, $t \approx 600$ s 时, 前者贡献比 $\alpha_1 \approx 54.3\%$, 后者 $\alpha_2 \approx 45.7\%$ 。

(4) 波节和波腹剖面土体累积孔隙水压力沿深度分布模式有差异, 波节剖面累积孔隙水压力在 $z=-0.2 h$ 处存在峰值点。随水深减小, 波陡增加, 饱和度减小, 海床液化深度在波节和波腹剖面均增大。

参考文献:

[1] 王小雯. 波浪作用下饱和砂质海床液化机理研究[D]. 北京: 清华大学, 2017. (WANG Xiao-wen. Research on

- Mechanics of Wave-Induced Liquefaction in Saturated Sandy Seabed[D]. Beijing: Tsinghua University, 2017. (in Chinese))
- [2] 王虎. 波浪作用下黄河三角洲粉质土海床不稳定机制研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2012. (WANG Hu. Mechanism of Wave-Induced Instability of the Silty Seabed in the Yellow River Delta[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2012. (in Chinese))
- [3] TSAI C P. Wave-induced liquefaction potential in a porous seabed in front of a breakwater[J]. Ocean Engineering, 1995, 22(1): 1 - 18.
- [4] SEKIGUCHI H, KITA K, OKAMOTO O, et al. Response of poro-elastoplastic beds to standing waves[J]. Soils and Foundations, 1995, 35(3): 31 - 42.
- [5] SASSA S, SEKIGUCHI H. Wave-induced liquefaction of beds of sand in a centrifuge[J]. Géotechnique, 1999, 49(5): 621 - 638.
- [6] JENG D S, LIN Y S. Poroelastic analysis of the wave-seabed interaction problem[J]. Computers and Geotechnics, 2000, 26(1): 43 - 64.
- [7] 周晓智, 陈育民, 刘汉龙. 驻波作用下有限厚度海床动应力路径特性研究[J]. 岩土工程学报, 2018, 40(5): 890 - 899. (ZHOU Xiao-zhi, CHEN Yu-min, LIU Han-long. Study on characteristics of dynamic stress path of finite-thickness seabed under standing waves[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2018, 40(5): 890 - 899. (in Chinese))
- [8] ZHAO H Y, JENG D S, LIAO C C, et al. Three-dimensional modeling of wave-induced residual seabed response around a mono-pile foundation[J]. Coastal Engineering, 2017, 128: 1 - 21.
- [9] JENG D S, ZHAO H Y. Two-Dimensional model for accumulation of pore pressure in marine sediments[J]. Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering, 2015, 141(3): 04014042.
- [10] KIRCA V S O, SUMER B M, FREDSOE J. Residual liquefaction of seabed under standing waves[J]. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 2013, 139(6): 489 - 501.
- [11] WANG H, LIU H J, ZHANG M S. Pore pressure response of seabed in standing waves and its mechanism[J]. Coastal Engineering, 2014, 91: 213 - 219.
- [12] YANG G X, YE J H. Nonlinear standing wave-induced liquefaction in loosely deposited seabed[J]. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 2018, 77(1): 205

- 223.
- [13] SASSA S, SEKIGUCHI H. Analysis of wave-induced liquefaction of sand beds[J]. Géotechnique, 2001, **51**(2): 115 - 126.
- [14] 蔡正银, 吴诗阳, 武颖利, 等. 高地震烈度区深厚覆盖砂层液化研究[J]. 岩土工程学报, 2020, **42**(3): 405 - 412. (CAI Zheng-yin, WU Shi-yang, WU Ying-li, et al. Liquefaction of deep overburden layers in zones with high earthquake intensity[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2020, **42**(3): 405 - 412. (in Chinese))
- [15] SASSA S, SEKIGUCHI H. Analysis of wave-induced liquefaction of sand beds[J]. Géotechnique, 2001, **51**(5): 115 - 126.
- [16] JENG D S. Soil response in cross-anisotropic seabed due to standing waves[J]. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 1997, **123**(1): 9 - 19.
- [17] ZEN K, YAMAZAKI H. Mechanism of wave-induced liquefaction and densification in seabed[J]. Soils and Foundations, 1990, **30**(4): 90 - 104.
- [18] MUTLU SUMER B, HATIPOGLU F, FREDSOE J, et al. The sequence of sediment behaviour during wave-induced liquefaction[J]. Sedimentology, 2006, **53**(3): 611 - 629.
- [19] MADSEN O S. Wave-induced pore pressures and effective stresses in a porous bed[J]. Géotechnique, 1978, **28**(4): 377 - 393.
- [20] 刘红军, 王小花, 贾永刚, 等. 黄河三角洲饱和粉土液化特性及孔压模型试验研究[J]. 岩土力学, 2005, **26**(增刊2): 83 - 87. (LIU Hong-jun, WANG Xiao-hua, JIA Yong-gang, et al. Experimental study on liquefaction properties and pore-water pressure model of saturated silt in Yellow River Delta[J]. Rock and Soil Mechanics, 2005, **26**(S2): 83 - 87. (in Chinese))

第七届地质(岩土)工程光电传感监测国际研讨会(一号通知)

苏州·中国 2021年12月3~5日

会议主题: 大地感知与大数据

主办单位: 南京大学

承办单位: 南京大学光电传感工程监测中心; 南京大学(苏州)高新技术研究院

地质(岩土)工程光电传感监测国际研讨会(OSMG)是地质和岩土工程领域唯一的有关光电传感监测技术及其应用的系列国际性研讨会。2005年,南京大学在国家自然科学基金委的支持下,创立了OSMG,并分别于2005、2007、2010、2012、2014和2017年各主办一届,取得了圆满的成功,总计参会代表超1500人次。目前OSMG已成为国内外该领域中具有一定影响的系列研讨会。

第7届OSMG的主题为“大地感知与大数据”。组委会将邀请国内外知名学者和专家围绕大地感知技术及其应用、大地感知中的大数据等前沿课题,分享最新进展。我们将提供一个供全球大地感知领域的科学家和工程师交流的平台,促进大地感知相关技术的发展。此外,研讨会期间将有来自工业界的新产品发布会。

会议议题: ①光电传感监测技术的最新进展(包括DSS, DTS, DAS, FBG, MEMS, GPS, 遥感, 无人机, 无线传感器, 化学传感器等); ②地质岩土工程光电传感技术(包括地质灾害, 基础设施, 大坝, 堤防, 隧道, 地下空间等); ③能源光电传感技术(包括地热, 风能, 水电, 太阳能, 核能, 页岩气, 石油等); ④大地感知中的大数据(包括AI, 机器学习, 云计算与存储, 数据处理等); ⑤监测网络与系统(包括无线

传感器网络, 数据通讯, 物联网, LoRa, ZigBee, 供电技术, BIM, GPS, 数值模拟等)。

论文征集: 作者应根据大会主题和议题自由选定论文题目,并按照《工程地质学报》论文格式,在2021年7月15日前将Word版本的论文(英文或中文均可)提交至:osmg@nju.edu.cn。大会组委会将组织专家对提交的论文进行评审,通过评审的论文将收录至会议论文集中。本次会议的论文集为非正式出版,部分优秀原创论文将推荐到相关的SCI、EI期刊发表。

重要日期: 论文提交截止日期:2021年7月15日;早鸟注册截止日期:2021年7月15日;参展商注册截止:2021年8月15日;现场注册:2021年12月3~4日;短期培训班:2021年12月3日;大会特邀报告:2021年12月4~5日;会后考察:2021年12月6日。

短期培训班: 本届研讨会将继续开设“分布式光纤感测技术培训班”,主题为“大地感知中的光纤监测技术”,并特别设有《基桩分布式光纤测试规程》规程解读环节。学员将可以了解到光纤监测技术在大地感知的广泛应用、优势及面临的挑战等,并能实际操作相关光纤监测设备。合格学员将签发培训证书。

联系方式: 联系人顾凯,电话13851856337;怀意君,电话18061722756,邮箱:osmg@nju.edu.cn; gukai@nju.edu.cn,会议网站:<http://www.fosmg.com>。

(大会组委会 供稿)