

李逸冰, 刘乐军, 周庆杰, 等. 内孤立波破碎后对斜坡沉积物的动力作用过程及特性实验研究[J]. 海洋学报, 2022, 44(8): 42–50, doi:10.12284/hyxb2022174

Li Yibing, Liu Lejun, Zhou Qingjie, et al. Experimental study on the dynamic process and characteristics of slope sediments after breaking of internal solitary waves[J]. Haiyang Xuebao, 2022, 44(8): 42–50, doi:10.12284/hyxb2022174

# 内孤立波破碎后对斜坡沉积物的动力作用 过程及特性实验研究

李逸冰<sup>1</sup>, 刘乐军<sup>1\*</sup>, 周庆杰<sup>2</sup>, 惠扬<sup>3</sup>

(1. 自然资源部第一海洋研究所 海洋工程环境研究中心, 山东 青岛 266061; 2. 自然资源部第一海洋研究所 海洋地质与地球物理研究室, 山东 青岛 266061; 3. 中国石油大学(华东) 机电工程学院, 山东 青岛 266580)

**摘要:** 为完善内孤立波与海底斜坡沉积物相互作用研究, 本文着眼于内孤立波破碎后在斜坡上继续运动的阶段, 开展物理模拟实验, 分析斜坡响应的土压力和超孔隙水压力的变化状况, 揭示内波作用过程。研究发现: 斜坡沉积物颗粒在内孤立波破碎引起的涡旋和渗流的共同作用下, 会发生再悬浮, 斜坡坡度变化不改变沉积物产生动力响应的主导动力作用; 内孤立波振幅大小影响涡旋与渗流两者的比例, 即在小振幅条件下由涡旋作用主导, 在大振幅条件下由渗流作用主导; 破碎流体在沿斜坡冲出坡顶位置后形成新的涡流, 沉积物在新生涡流作用下的动力响应受斜坡坡度的影响。本文结果对于研究内孤立波再悬浮运移海底沉积物、改造海底地形地貌具有参考价值。

**关键词:** 内孤立波; 流速; 海底斜坡; 动力响应

中图分类号: P731.22; P737.2

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2022)08-0042-09

## 1 引言

内孤立波是一种特殊的非线性内波, 其在运动过程中会使海底沉积物再悬浮<sup>[1-4]</sup>。自 2002 年在南海北部东沙群岛陆坡区观测到内孤立波再悬浮海底沉积物以来, 内孤立波研究的视角从物理海洋学领域逐渐向对海底沉积物的动力作用上转移<sup>[1]</sup>。近年来的研究表明, 内孤立波为陆缘区提供了新的非对称悬浮沉积物搬运机制, 当距海底 1 m 以内的内孤立波流速超过 10 cm/s 时, 再悬浮的作用就会大幅增强<sup>[5]</sup>, 而且对悬浮沉积物的输运量甚至要远大于风生流、等深流等的输运量<sup>[6]</sup>。目前, 通过对南海陆坡进行现场观测, 认为内孤立波起运沉积物的水平速度约为 0.5 m/s<sup>[7]</sup>, 且

观测到的内孤立波导致的海底悬浮物浊度可达 3~4 FTU。研究内孤立波对海底沉积物的动力作用在海洋的物质运输以及陆坡形态塑造方面具有重要意义<sup>[8]</sup>。

内孤立波在沿坡运动的过程中, 随着水深变浅逐渐变形, 产生强烈的紊动和剪切力。以内孤立波破碎点为界, 破碎点前悬浮的沉积物被孤立波裹挟向上坡搬运<sup>[9]</sup>, 随后较粗颗粒的沉积物快速沉降而细粒沉积物则随回流向远岸输运较远距离<sup>[10]</sup>。有学者通过室内物理模拟对内孤立波与海底斜坡沉积物相互作用进行了更为细致的研究。乔路正等<sup>[11]</sup>对于内孤立波破碎位置处的动力响应情况进行了物理模拟实验。但对于内孤立波破碎后运动过程以及该过程下斜坡沉积物的动力响应的研究尚有欠缺。

收稿日期: 2021-09-16; 修订日期: 2021-12-27。

基金项目: 南海北部白云深水区现代海底峡谷内侵蚀地貌、沉积充填及其对峡谷演化的指示意义项目(41876061); 国家自然科学基金(41506071)。

作者简介: 李逸冰(1996—), 男, 山东省潍坊市人, 主要从事海洋工程地质与灾害地质方面研究。E-mail: yibing\_l@163.com

\* 通信作者: 刘乐军(1972—), 男, 山东省青岛市人, 主要从事海洋工程地质与灾害地质方面研究。E-mail: liulj@fio.org.cn

本文在前人研究基础上,以南海北部陆坡沉积物与内孤立波为参照,基于室内水槽物理模拟实验,分析了内孤立波破碎后继续运动对坡上沉积物的作用机制。研究结果对研究内孤立波再悬浮运移海底沉积物、改造海底地形地貌具有参考价值。

## 2 实验介绍

### 2.1 实验设计

#### 2.1.1 实验水槽

实验在中国海洋大学环境科学与工程学院的波浪水槽中进行。水槽尺度为 12.5 m×0.5 m×0.7 m(长、宽、高),如图 1 所示。水槽中注入上下两层水,上层

为 10 cm ( $h_1$ ) 厚的染色淡水(密度  $\rho_1$  为 998 kg/m<sup>3</sup>)和下层为 40 cm ( $h_2$ ) 厚的盐水(密度为  $\rho_2$ )。通过调节下层盐水的密度  $\rho_2$ , 产生不同振幅的内孤立波,振幅与密度关系详见表 1。

实验采用重力塌陷的方式生成内孤立波,通过挡板间隔出造波区,造波区内上层水的厚度为 0.25 m,长度为 0.6 m,挡板内外上层水体的厚度差异形成重力差,撤出插板后产生内孤立波。在水槽内设置斜坡模拟海底地形,并监测坡上土层内孔隙水压力和土压应力。在斜坡坡中上方的水层界面处设置小威龙流速测量仪(ADV),监测流速变化。水槽尾端设置消波段,坡度为 45°。

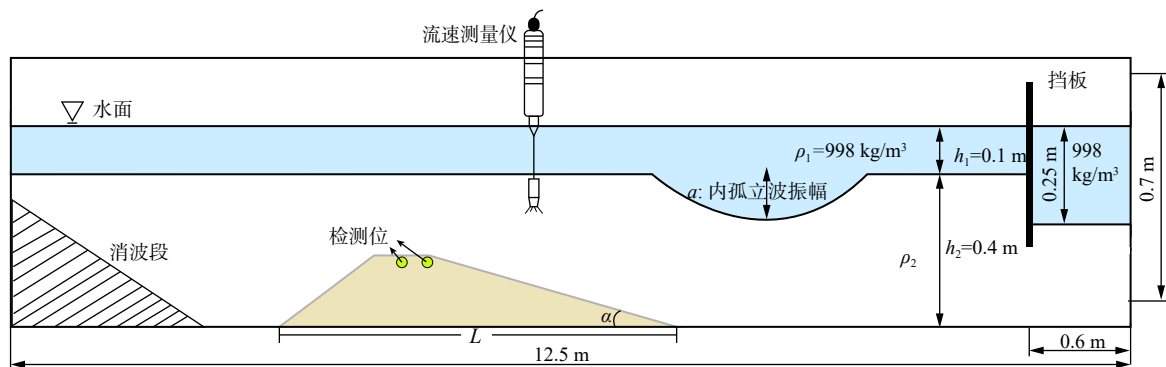


图 1 实验水槽示意图

Fig. 1 Schematic diagram of test sink

表 1 实验工况  
Table 1 Test conditions

实验组次	上层流体密度/(kg·m <sup>-3</sup> )	下层流体密度/(kg·m <sup>-3</sup> )	振幅/cm	斜坡角度 $\alpha$ (°)	坡体长度L/cm
实验1	998	1 020	12	3	622
实验2	998	1 028	15	3	622
实验3	998	1 020	12	9	239
实验4	998	1 028	15	9	239

#### 2.1.2 实验材料及斜坡

实验用土的配置以南海 DLW3101 和 DLW3102 孔顶层 5 cm 沉积物实测级配曲线为参考。将粉质土与高岭土按 1:1 的比例均匀混合配置成为实验用土,级配曲线对比如图 2 所示。

斜坡土采用分层铺设的方式,实验时铺设 3°和 9°坡度的斜坡(图 3)。首先铺设砾石骨架,砾石坡层厚 0.25 m,并通过骨架调节坡度,然后在骨架缝隙中填入实验用土,压实后在其上铺设 4 cm 的土层。平整坡面后在斜坡坡顶边缘(1号检测位)、坡顶中部(2号检测位)两个位置分别设置一组土压传感器和孔压传感器。传感器布设完毕后,继续在上方铺设

1 cm 厚的土层。考虑到注水后坡面改变,在铺设配置土层时多铺设约 5 mm 的土层,以确保注水后的斜坡形态。

#### 2.1.3 实验方法

斜坡铺设完成后,按照表 1 的设计参数,制备分层流体并静置 12 h,架设流速测量仪,待流体密度界面和斜坡土体力学性质稳定后,将挡板插入,挡板底部距水槽底部约 0.1 m,将塑料膜铺设在挡板右侧水面之上,在塑料膜上缓慢注入染色淡水,将挡板右侧的下层盐水缓慢沿挡板底端挤压至挡板左侧,直至挡板右侧染色淡水深度达到 0.25 m,待水体稳定后抽出挡板造波(图 4),同时打开测试仪器进行数据采集与存储,并使用高频相机记录内孤立波的生成以及斜坡表面沉积物的变化。

每一组实验结束后,放空水槽,将水槽内的斜坡清理出去,并按下一组实验参数重新铺设。

## 2.2 数据处理

### 2.2.1 土压和孔压数据处理

在实验开始前,先对各个土压传感器进行率定,得到输出电信号与压力之间的关系。根据二者间的关系将实验中采集到的电信号转化为压力值,即标定

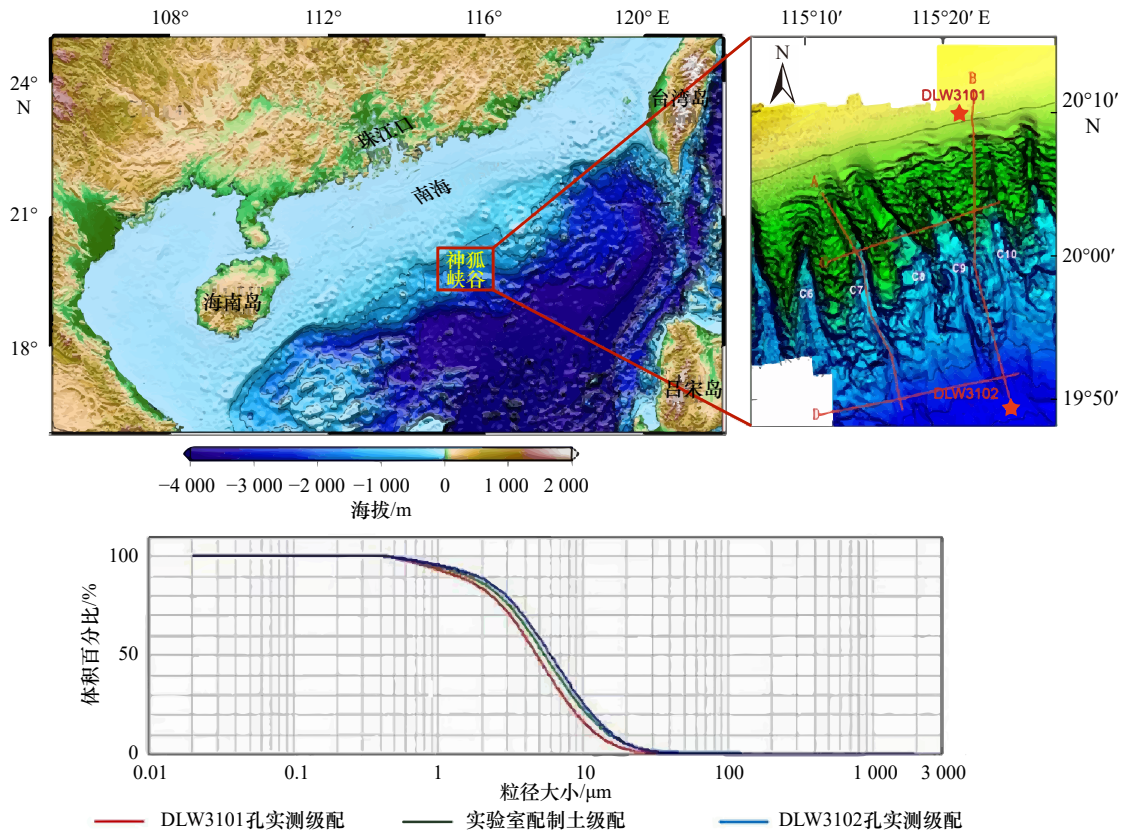


图 2 DLW3101 孔和 DLW3102 孔位置和粒径级配曲线对比

Fig. 2 The location of boreholes DLW3101 and DLW3102 and comparison of soil size classification curves

A-D 为测线; C6-C10 为峡谷

A-D are survey lines; C6-C10 are canyons

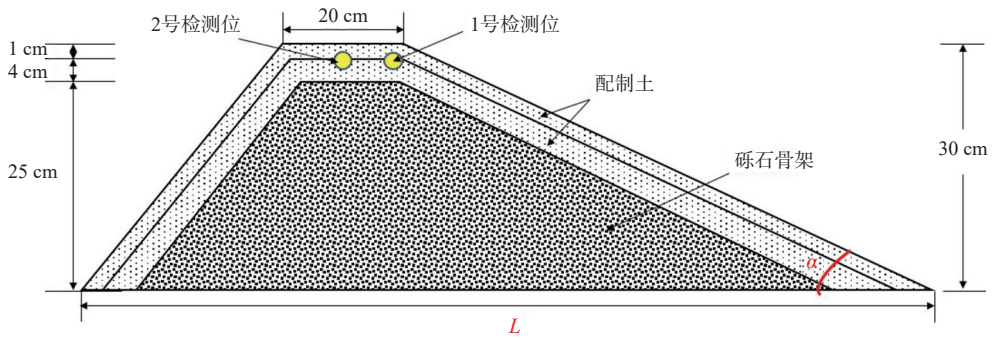


图 3 斜坡截面示意图

Fig. 3 Schematic diagram of slope section

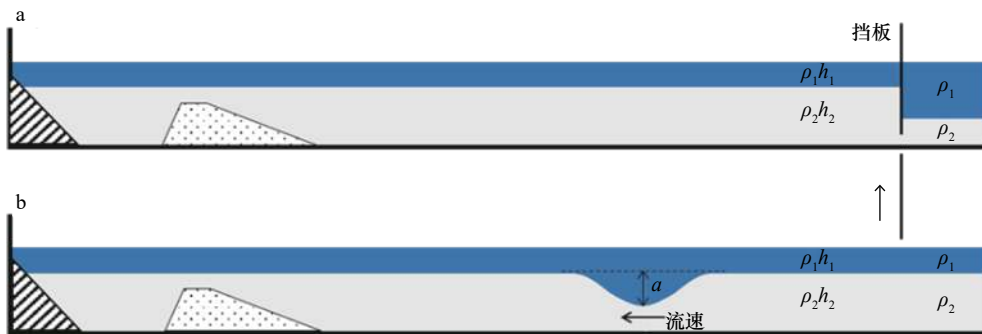


图 4 重力塌陷造波示意图

Fig. 4 Schematic diagram of gravity collapse wave making

方程:

$$p = k\gamma + n, \quad (1)$$

式中,  $p$  为压力值;  $\gamma$  为电信号值;  $k$ 、 $n$  为系数。

将实验中记录的坡脚和坡中的土压数据进行归一化处理, 并绘制成土压变化时程曲线; 将实验记录的坡顶和顶中位置处的孔隙水压力  $P$  减去静水压力  $P_0$  得到超孔隙水压力  $\Delta P (\Delta P = P - P_0)$ , 并将其绘制成超孔隙水压力时程变化曲线(以内孤立波开始时间为 0 s)。

### 2.2.2 流速数据处理

实验时, ADV 测量坡中位置上方水层界面以下 30 mm 的水柱剖面, 剖面分为 30 层, 每层 1 mm。将

ADV 输出信号值导入 Matlab 软件进行处理, 得到  $x$ 、 $y$ 、 $z$  方向的流速与合成流速, 其中  $x$  方向为内孤立波前进方向,  $y$  方向为水槽横截方向,  $z$  方向为水槽垂向。

## 3 实验结果

### 3.1 内孤立波流速

已有内孤立波研究发现, 内波流速激增且水体运动方向与内波前进方向相反<sup>[12]</sup>。从图 5 试验结果可知, 内孤立波经过 ADV 时, 水体流速先增大后减小, 且流速为正值, 即方向与内波运动反向相反, 与已有研究结果相互验证。

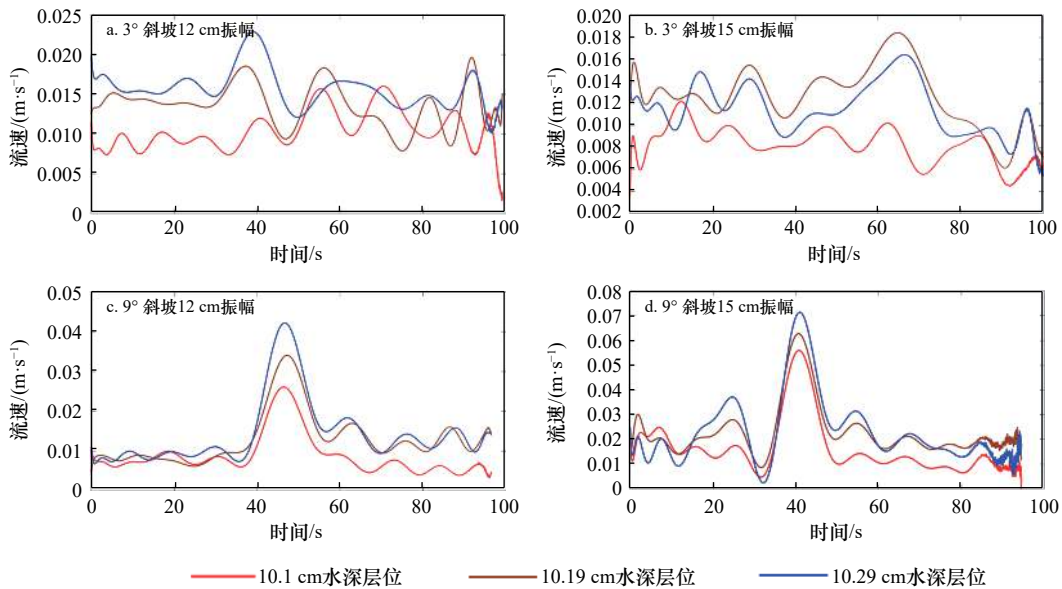


图 5 模拟试验 ADV 流速时程曲线

Fig. 5 ADV current rate time curves

对比不同深度层位的流速变化可以发现, 振幅为 12 cm 时, 3° 斜坡(图 5a)不同深度流速增量相差较小, 流速层化不明显, 最大流速约为 0.023 m/s。当斜坡角度为 9° 时(图 5c), 不同深度流速增量差异大, 层位越深流速增量越大, 最大流速约为 0.04 m/s。当 15 cm 振幅时, 9° 斜坡(图 5d)出现明显的流速层位分化, 且最大流速约为 0.07 m/s; 3° 斜坡(图 5b)不同深度流速层化依旧不明显, 最大流速并未出现在深度大的层位, 且最大流速约为 0.018 m/s, 并未随着振幅的增大而增大。此现象与缓坡对大振幅内孤立波的抑制作用有关, 缓坡坡面较长, 一方面使得波土间的摩擦力增大, 另一方面促进了内孤立波的能量耗散, 此现象也与杜辉等<sup>[13]</sup>实验结果一致, 进一步验证了物理模型的可靠性。

内孤立波在斜坡行进过程中, 流速增幅受到斜坡

坡度的影响, 在相同振幅的内孤立波条件下, 陡坡能产生更大的水体流速。

### 3.2 超孔隙水压力结果

由图 6 可知, 两种振幅内孤立波在 3° 斜坡的 1 号检测位超孔隙水压力均出现了上升: 12 cm 振幅时上升后逐渐稳定(图 6a); 15 cm 振幅时表现为上升, 但期间出现了较大幅度的波动(图 6c); 而 2 号检测位传感器均出现负超孔隙水压力的现象: 12 cm 振幅时负超孔隙水压力持续减小(图 6b); 15 cm 振幅时超孔隙水压力在 -9 kPa 上下波动(图 6d), 推测实验土发生液化<sup>[14]</sup>。结果表明 2 号检测位处的沉积物动力响应强于 1 号检测位。

由图 7 可知, 在 9° 斜坡, 12 cm 振幅时, 1 号检测位(图 7a)和 2 号检测位(图 7c)处超孔隙水压力均发生上升, 并产生了超孔隙水压力的积累, 且 2 号检测

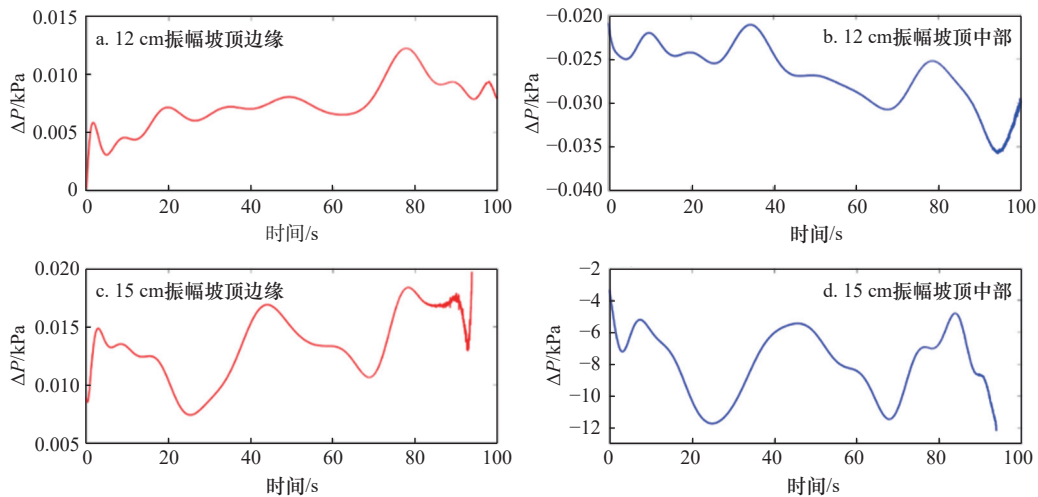


图 6 不同振幅作用下 3° 斜坡不同位置超孔隙水压力时程曲线

Fig. 6 Time-history curves of excess pore water pressure in the different locations on 3° slope under different amplitudes wave

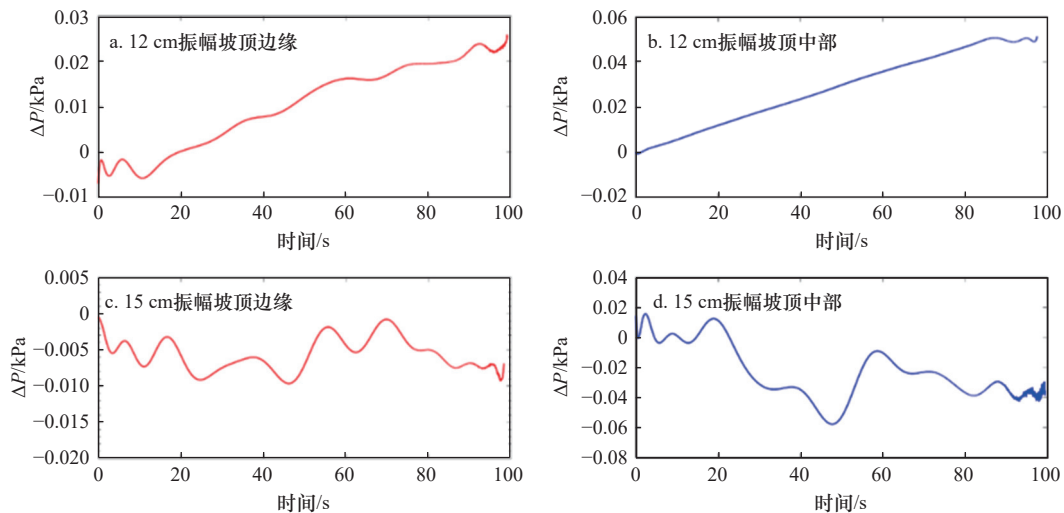


图 7 不同振幅作用下 9° 斜坡不同位置处超孔隙水压力时程曲线

Fig. 7 Time-history curves of excess pore water pressure in the different locations on 9° slope under different amplitudes wave

位超孔隙水压力积累量大于 1 号检测位；而 15 cm 振幅时，1 号检测位(图 7b)和 2 号检测位(图 7d)均出现了负超孔隙水压力并持续下降，也观察到了坡上沉积物再悬浮的现象，表明坡上土层的稳定性受到破坏。且 2 号检测位处动力响应更为剧烈。

## 4 讨论

### 4.1 内孤立波破碎后斜坡动力响应分析

内孤立波破碎时会形成涡旋，涡旋的存在会使得垂向速度增大，进而引起垂向的吸力。而在内孤立波的作用下海床沉积物颗粒间存在渗流力，同样会促使沉积物再悬浮<sup>[15]</sup>。内孤立波本身会对斜坡沉积物产生沿坡面向下的拖拽力以及垂直向上的上举力<sup>[12]</sup>。综上可以得到内孤立波破碎过程对沉积物颗粒产生的动力作用(图 8)。由图 8 可以看出，斜坡沉积物在内

孤立波破碎前后受力存在差异，主要表现为沉积物颗粒垂向上的作用力发生了改变。

超孔隙水压力响应结果表明，坡顶边缘和坡顶中部的动力响应强度不同，坡顶中部位位置动力响应强于坡顶边缘位置。在两种振幅内孤立波作用下，3° 斜坡坡顶边缘位置未发现再悬浮现象，而坡顶中部位位置发现了微弱的沉积物再悬浮现象。结合表层土压强变化时程曲线(图 9)可以发现，沉积物表层土压波动，并且观察到沉积物再悬浮的现象。

由图 9 可知，坡顶边缘和坡顶中部位位置处的表层土压变化却存在很大的差异，在缓坡内孤立波耗散作用下使得 12 cm 和 15 cm 振幅内孤立波造成的水体流速增量相似(图 5a, 图 5b)，进而可以排除底部水流的影响。由图 8 可知，涡旋造成的垂向吸力和沉积物颗粒间的渗流力成为影响坡顶边缘和坡顶中部位位置沉

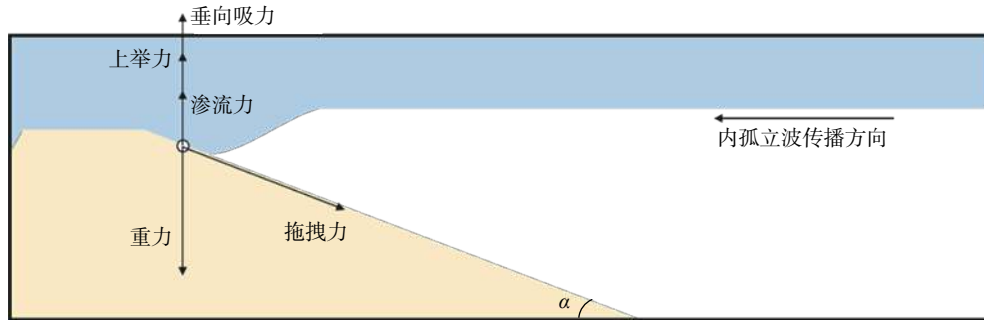


图8 内孤立波破碎时斜坡沉积物颗粒受力示意图

Fig. 8 Schematic diagram of the force on the slope sediment particles when the internal solitary wave breaks

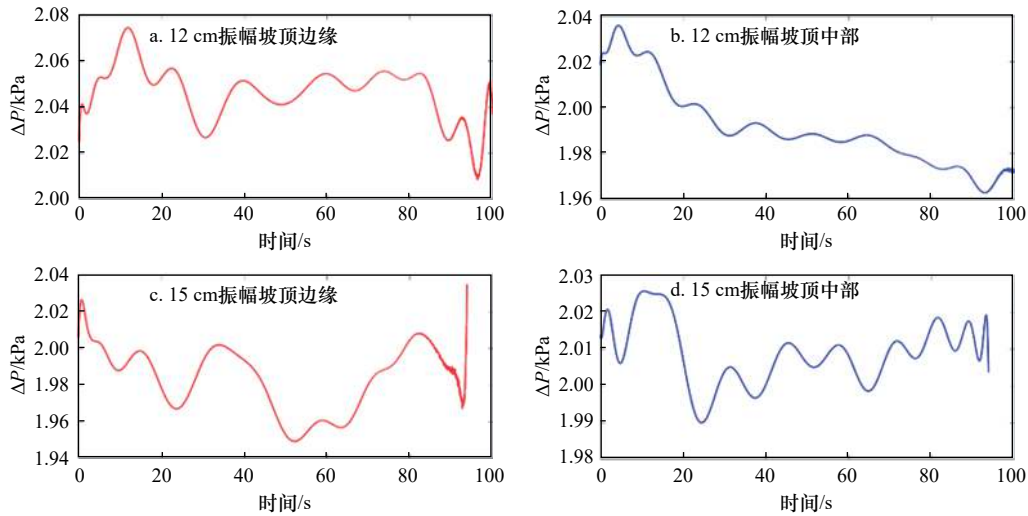


图9 3°坡顶边缘和坡顶中部的土压时程曲线

Fig. 9 Soil-pressure time curves at the top edge and middle of the 3° slope

积物动力响应差异的主要因素。因此推测 12 cm 振幅于坡顶中部位置时, 表层土压力发生较大的减弱 (图 9b), 水体中垂向吸力增强, 坡顶中部位置可能有新的涡旋生成; 15 cm 振幅时, 表层土压没有出现较大的增强或者减弱 (图 9d), 垂向吸力不再是影响沉积物表层土压变化的主要因素; 表层土压的较高频率波动可能反映土颗粒间渗流作用的增强, 使得沉积物发生液化 (图 6d), 从而渗流力成为影响沉积物动力响应的主要因素。

在 9° 斜坡, 内孤立波产生的水体流速增大, 反映波土间产生了更强的底部水流。在 12 cm 振幅时, 坡顶中部位置土压出现了增大 (图 10b), 表明水体产生了向下的作用力, 推测可能是底部水流流速增大, 惯性作用使得底部高密度水体在冲出坡顶位置后继续爬升, 初始速度耗尽后下落内卷, 使得表层沉积物所受压力增大, 而土颗粒间的渗流力增长较小, 总土压力上升。而在 15 cm 振幅时, 内孤立波破碎使土体产生较大的渗流作用, 且内孤立波破碎位置较前, 在行进过程中受底部摩擦力的作用, 速度耗散大, 进而使

坡顶中部位置动力响应由渗流力主导。

综上所述, 在内孤立波破碎后继续行进过程中, 沉积物表面作用力的变化主要是涡旋和渗流共同作用的结果, 斜坡坡度会造成动力作用的变化但不影响斜坡沉积物动力响应过程由哪种动力作用主导及各动力组分产生的作用效果。而内孤立波的振幅不同, 斜坡沉积物所受的动力因素也不同, 在小振幅时由涡旋作用主导, 在大振幅时由渗流作用主导。

#### 4.2 动力作用过程分析

通过对坡顶边缘和坡顶中部位置处的动力响应分析推测内孤立波破碎后存在新涡旋, 即内孤立波破碎后在斜坡坡面形成了很强的底部水流, 形成的水流在沿斜坡冲出坡顶位置后受重力作用, 会在坡顶边缘之后形成涡流, 进而使得坡顶中部沉积物受到更大的作用力。使沉积物发生再悬浮如图 11。

不同坡度不同位置土压力变化过程 (图 9b, 图 10b), 表明新生涡旋产生了不同方向的垂直流速。推测在缓坡条件下, 内孤立波破碎后形成的水流初始流速小, 而由于缓坡坡面较长, 水土间的摩擦力

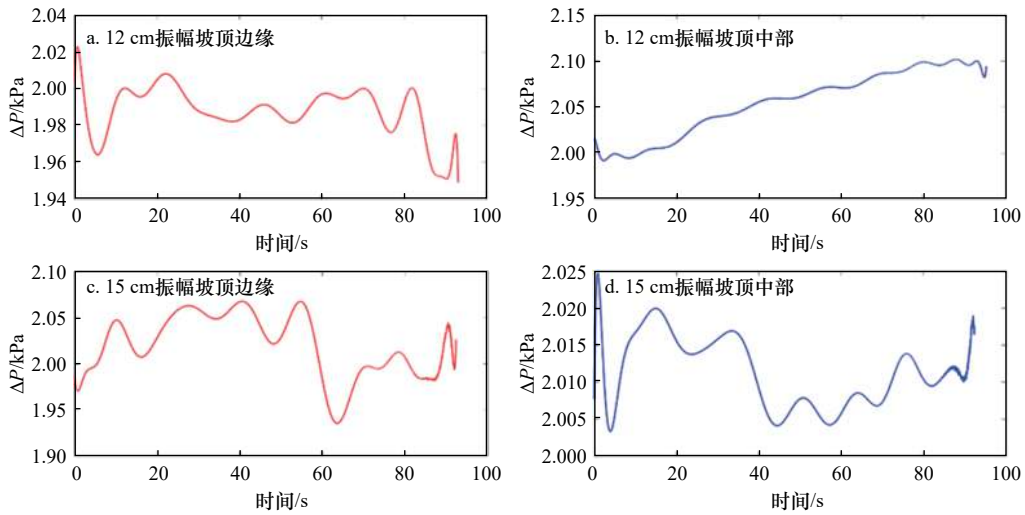


图 10 9°斜坡坡顶边缘和坡顶中部土压时程曲线

Fig. 10 Soil-pressure time curves at the top edge and middle of the 9° slope

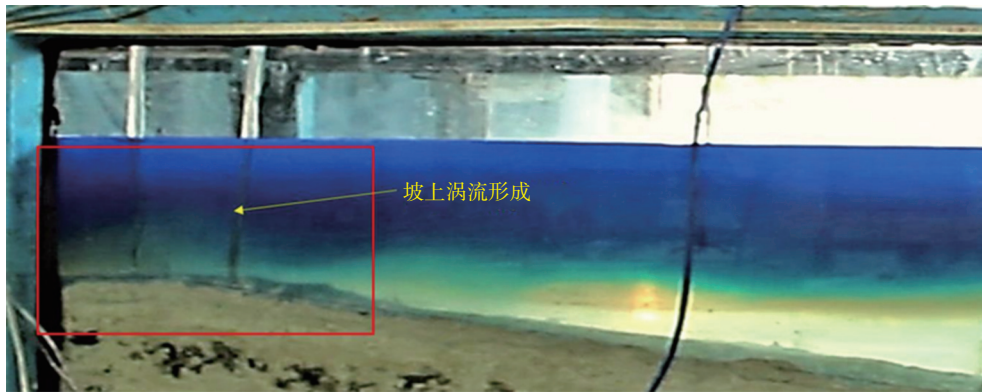


图 11 9°斜坡顶部上方涡流生成

Fig. 11 Vortex generated above the 9° slope top

产生了较大的能量耗散, 在冲出坡顶位置时没有足够冲量向上爬升(图 12), 仅因斜坡角度的改变发生内

卷, 产生向上的通量, 使得土表面压力下降。相反, 陡坡时内孤立波破碎后水流速度较大(图 5c), 且水土

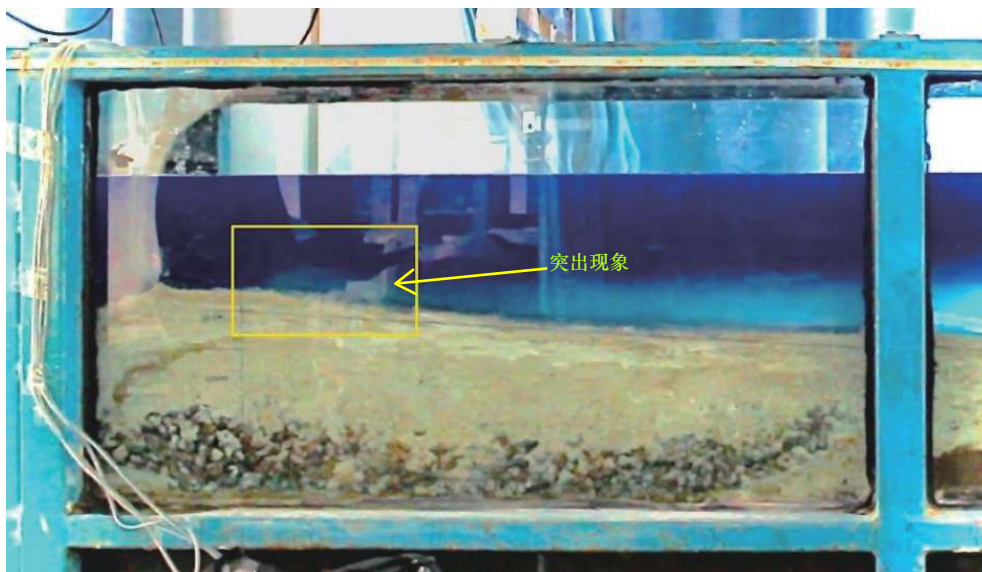


图 12 3°斜坡坡顶部上方涡流生成

Fig. 12 Vortex generated above the 3° slope top

摩擦耗散小,使得底部水流较大程度地冲入上层流体后下降,产生的冲击力使得沉积物表层土压力上升,使得缓坡坡顶边缘处沉积物受到更大的动力扰动。

综上所述,在内孤立波破碎后形成的水流在沿斜坡冲出坡顶位置后,会在坡顶上方形成新的涡旋,而受到斜坡坡度的影响,造成新生涡旋对斜坡沉积物动力的改变。

## 5 结论

本文通过物理模拟试验,研究斜坡坡顶边缘和坡顶中部两个位置的孔压传感器和土压传感器变化特征以及观测到土再悬浮现象,分析了内孤立波破碎后

继续运动过程中斜坡沉积物的响应过程,给出坡顶边缘和坡顶中部两个位置作用力的差异原因,结论如下:

(1)斜坡沉积物在内孤立波破碎引起的涡旋和渗流的共同作用下,会发生再悬浮,斜坡坡度变化不改变沉积物所受的动力作用。

(2)内孤立波振幅大小影响涡旋与渗流两者的比例,即在小振幅条件下由涡旋作用主导,在大振幅条件下由渗流作用主导。

(3)破碎流体在沿斜坡冲出坡顶位置后形成新的涡流,沉积物在新生涡流作用下的动力响应大小受斜坡坡度的影响。

## 参考文献:

- [1] Chen Chenyuan, Hsu J R C, Chen H H, et al. Laboratory observations on internal solitary wave evolution on steep and inverse uniform slopes[J]. *Ocean Engineering*, 2007, 34(1): 157-170.
- [2] Helfrich K R. Internal solitary wave breaking and run-up on a uniform slope[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1992, 243: 133-154.
- [3] Wang B J, Bogucki D J, Redekopp L G. Internal solitary waves in a structured thermocline with implications for resuspension and the formation of thin particle-laden layers[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2001, 106(C5): 9565-9585.
- [4] Ribbe J, Holloway P E. A model of suspended sediment transport by internal tides[J]. *Continental Shelf Research*, 2001, 21(4): 395-422.
- [5] 田壮才, 郭秀军, 乔路正, 等. 南海北部海底沉积物临界起流速空间分布特征分析[J]. *岩石力学与工程学报*, 2016, 35(S2): 4287-4294.  
Tian Zhuangcai, Guo Xiujun, Qiao Luzheng, et al. Analysis of spatial distribution characteristics of seabed sediments critical starting velocity in the northern South China Sea[J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2016, 35(S2): 4287-4294.
- [6] Nakayama K, Shintani T, Kokubo K, et al. Residual currents over a uniform slope due to breaking of internal waves in a two-layer system[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C10): C10002.
- [7] Smith J M, Larson M, Kraus N C. Longshore current on a barred beach: field measurements and calculation[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1993, 98(C12): 22717-22731.
- [8] Thorpe S A. The generation of alongslope currents by breaking internal waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1999, 29(1): 29-38.
- [9] Southard J B, Cacchione D A. Experiments on bottom sediment movement by breaking internal waves[M]//Swift D J P, Duane B B, Pilkey O H. *Pilkey Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Stroudsburg, PN: Dowden, Hutchinson and Ross, 1972.
- [10] Jia Yonggang, Tian Zhuangcai, Shi Xuefa, et al. Deep-sea sediment resuspension by internal solitary waves in the northern South China Sea[J]. *Scientific Reports*, 2019, 9(1): 12137.
- [11] 乔路正, 郭秀军, 田壮才, 等. 内孤立波浅化破碎过程斜坡沉积物孔压响应特征实验分析[J]. *海洋学报*, 2018, 40(1): 68-76.  
Qiao Luzheng, Guo Xiujun, Tian Zhuangcai, et al. Experimental analysis of pore pressure characteristics of slope sediments by shoaling internal solitary waves[J]. *Haiyang Xuebao*, 2018, 40(1): 68-76.
- [12] 方欣华, 杜涛. 海洋内波基础和中国海内波[M]. 青岛: 中国海洋大学出版社, 2005.  
Fang Xinhua, Du Tao. *Fundamentals of Oceanic Internal Waves and Internal Waves in the China Seas*[M]. Qingdao: China Ocean University Press, 2005.
- [13] 杜辉, 魏岗, 张原铭, 等. 内孤立波沿缓坡地形传播特性的实验研究[J]. *物理学报*, 2013, 62(6): 064704.  
Du Hui, Wei Gang, Zhang Yuanming, et al. Experimental investigations on the propagation characteristics of internal solitary waves over a gentle slope[J]. *Acta Physica Sinica*, 2013, 62(6): 064704.
- [14] 胡瑞庚, 刘红军, 时伟. 驻波作用下粉土海床累积液化机制分析[J]. *岩土工程学报*, 2021, 43(7): 1228-1237.  
Hu Ruiheng, Liu Hongjun, Shi Wei. Mechanism of residual liquefaction of silty seabed under standing waves[J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 2021, 43(7): 1228-1237.
- [15] Diamessis P J, Jacobs G B. Near-Bottom Turbulence and Sediment Resuspension Induced by Nonlinear Internal Waves[R]. Ithaca: Cornell University, 2015.

## Experimental study on the dynamic process and characteristics of slope sediments after breaking of internal solitary waves

Li Yibing<sup>1</sup>, Liu Lejun<sup>1</sup>, Zhou Qingjie<sup>2</sup>, Hui Yang<sup>3</sup>

(1. *Marine Engineering Environment & Geomatic Center, First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266061, China*; 2. *Laboratory of Marine Geology and Geophysics, First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266061, China*; 3. *Mechanical and Electrical Engineering, China University of Petroleum School (Huadong), Qingdao 266580, China*)

**Abstract:** In order to improve the study of the interaction between internal solitary waves and submarine slope sediments, the stage of continued motion on the slope after internal solitary waves fragmentation is focused on in this paper, and conducts physical simulation experiments to analyse the changes in earth pressure and super-pore water pressure in response to the slope to reveal the process of internal wave action. The results show that the sediment particles on the slope are resuspended under the combined action of vortex and seepage caused by the internal solitary waves fragmentation, and the change in slope gradient does not change the dominant dynamic role of the sediment in generating the dynamic response; the amplitude of the internal solitary waves affect the ratio between vortex and seepage, i.e. the vortex is dominant under small amplitude conditions and the seepage is dominant under large amplitude conditions; the fragmented fluid forms a new dynamic role when it rushes out along the slope. The dynamic response of the sediment to the new vorticity is influenced by the slope of the slope. The results of this paper are useful for the study of internal solitary waves resuspension transporting seafloor sediments and modifying seafloor topography.

**Key words:** internal solitary wave; velocity; submarine slope; dynamic response