

缓坡地形上内孤立波的破碎及能量分析

杜 辉, 魏 岗, 曾文华, 孙 鹰, 屈子云, 靖树一

(解放军理工大学 气象海洋学院, 江苏 南京 211101)

摘要: 在大型重力式分层流水槽中对内孤立波沿缓坡地形的演化特征进行了实验研究, 利用分层染色标识方法和多点组合探头阵列技术对其传播特性做了定性分析和定量测量。实验表明: 下凹型内孤立波沿缓坡地形传播过程中的破碎先从波背部发生, 继而演化出上凸型内孤立波; 内孤立波破碎不仅与入射波波幅相关, 而且受到地形坡度的强烈影响; 入射波幅参数 $\alpha > 0.4$ 是内孤立波不稳定及破碎的实验判据, 内孤立波能量损失出现跃升是其发生破碎的重要特征。研究进一步获得了内孤立波沿缓坡地形的三维演化结构、破碎发生条件和能量变化特性, 对于复杂海洋环境中非线性内波传播特性认识及其动力学建模具有重要的科学意义。

关键词: 分层流; 内孤立波; 缓坡地形; 能量损失

中图分类号: TV131

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2014)10-0098-07

doi: 10.11759/hyxx20130124002

潮汐遭遇海脊、大陆架边缘等突变海底地形是激发海洋大振幅非线性内孤立波的重要因素之一。海底地形不仅与内孤立波的产生, 而且与其传播过程中的演化、破碎紧密相关^[1]。海洋内波是海洋能量级串中的重要环节, 其生成、传播及破碎过程中将引起能量交换及耗散, 对海洋环境产生重要影响^[2]; 海洋内波破碎混合及其附加载荷也是海洋工程结构设计中必须考虑的重要问题之一^[3]。因此, 内孤立波的演化及其能量特性的研究具有重要的理论和应用价值。

早期 Osborne^[4]、Apel^[5]等分别对安达曼海和苏禄海的内孤立波近岸传播特性进行了实地观测, 得到了内孤立波向浅水区域传播的实测资料。中国、美国等海洋学者在南海进行了大量内孤立波的观测, 对该海域内孤立波的特征、生成机理及传播特性进行了分析研究, 取得了若干具有重要科学意义的成果。Nash 等^[6]通过海洋观测数据来估计内波能量通量, 由此解释了内波生成、传播及耗散机理。Orr 等^[7]利用 CTD 及 ADCP 实测数据研究了南中国海大陆坡架内孤立波的传播特性, 分析了部分区域内孤立波能量损失率。刘志宇等^[8]根据南海北部实测流速及温盐深剖面资料, 给出了南海北部海域跃层上部平均湍动耗散率的地理分布特征及其与内波场的联系。由于实际海洋中地形条件不同、跃层结构复杂以及内波随机性等因素, 目前对海洋内波能量的耗散及转化的认识仍然十分有限。

实验室环境中, Kao 等^[9]研究了内孤立波在两层流体中沿斜坡的演化特征, 证实了界面强剪切流动是导致流动不稳定直至内波破碎的主要原因; Helfrich 等^[10]通过内孤立波在临界条件下的演化实验, 证实了内孤立波破碎与其极性变化有着重要的关联; Wallace 等^[11]研究了两层流体中周期性内波沿斜坡演化及破碎问题, 证实了破碎发生在内波爬坡出现翻滚时的回流位置; Helfrich 等^[12]完成了两层流体中下凹型内孤立波在斜坡上的传播实验, 获得了破碎与湍斑的发生位置, 估算了第一模态波从破碎点转到垂向混合时的能量损失; Chen 等^[13]完成了大振幅内孤立波沿陡坡地形传播的试验, 分析了内孤立波的演化特性及能量转化。受实验条件限制, 目前用于内孤立波破碎及能量转化研究的分层流试验水槽尺寸较小(最大横截面积小于 0.5 m^2), 水槽边界效应限制了对内孤立波沿地形传播的三维演化结构的认识。

鉴于上述, 本文在大型分层流水槽中, 以密度跃层结构和缓坡地形为背景, 考虑内孤立波在沿地形传播过程中的临界点, 即存在上、下液体层厚度相

收稿日期: 2013-01-24; 修回日期: 2013-06-03

基金项目: 国家自然科学基金(11072267, 11472307); 国家 863 计划项目(2008AA09Z316); 解放军理工大学预研基金(KYLYZLXY1202)

作者简介: 杜辉(1987-), 男, 安徽亳州人, 在读博士, 主要从事分层流体中水动力学研究; 魏岗(1962-), 通信作者, 教授, 博士生导师, E-mail: weigangweigang12@163.com

等的位置,对内孤立波在缓坡地形上的传播演化特征进行了试验研究,探讨了内孤立波在缓坡地形上的三维演化结构以及能量的变化规律。

1 试验技术与分析方法

1.1 实验装置与测量技术

实验在解放军理工大学重力式分层流试验水槽系统^[14]中进行,水槽主尺度为 12 m×1.2 m×1.0 m(长×宽×高),采用“双试管”方法制取密度分层流体,首先在水槽中注入深度 $d_+ = 20$ cm、密度 $\rho_+ = 0.998$ g/cm³ 的淡水,再利用重力式水箱通过水槽底部的蘑菇形进水口,缓慢地注入深度 $d_- = 60$ cm、密度 $\rho_- = 1.0175$ g/cm³ 的盐水,总水深 $d = d_- + d_+ = 80$ cm。图 1 为实验获得的具有典型海洋跃层特征的密度和浮

力频率垂向剖面结构,图中密度分布为 $\rho(z)$,浮力频率分布为 $N(z) = \sqrt{(g/\rho_+)(\partial\rho/\partial z)}$,密度跃层厚度约为 $\Delta z = 6$ cm,在 $z = 20$ cm 处浮力频率最大,即 $N_{\max} = 2.34$ rad/s。

图 2 为本文实验原理示意图,在试验水槽两端分别安装有重力式旋转百叶门内波造波机^[15]和消波装置。内孤立波造波采用了重力塌陷式原理,可在任意跃层位置产生下凹型或上凸型内孤立波;内波消波采用了三角楔形装置,可根据跃层位置与波幅大小调节楔角角度,以获得最佳消波效果;将长 400 cm、宽 115 cm 平板(材料密度略大于盐水)按一定的倾斜角放入水槽中以满足不同缓坡地形的要求。内孤立波沿缓坡地形的演化特征由染色界面的扰动显示,并由高分辨摄录系统记录。

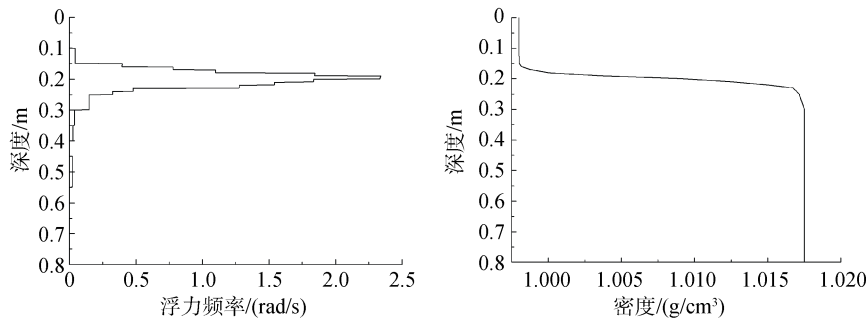


图 1 典型分层流体密度及浮力频率分布示意图

Fig.1 Typical distributions of density and Brunt-Vaisala frequency in the stratified fluid

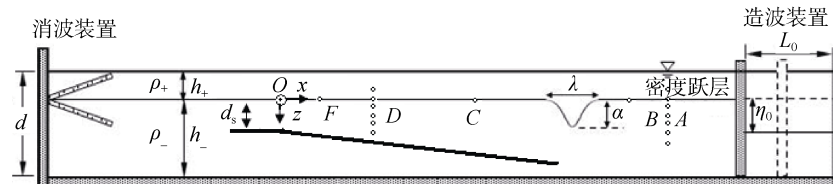


图 2 典型实验过程示意图

Fig.2 Sketch of experiment

取正 x 轴为水槽长度方向从左至右,正 y 轴为垂直于水槽长度方向由内向外,正 z 轴为铅垂方向从上至下,坐标原点 $O(0,0,0)$ 位于斜坡顶端的跃层处。 $d_s = 10$ cm(为斜坡顶部距跃层的距离, ε 为斜坡地形坡度, λ 、 a 和 c 分别为内孤立波波长、波幅和传播速度。 η_0 和 L_0 分别为方势阱扰动造波模型中的势阱深度和势阱宽度^[14]。利用内波动态测量系统对内孤立波在缓坡地形坡面上的演化结构进行定量测量,在图中 $A(515,0,0)$ 、 $B(415,0,0)$ 、 $C(215,0,0)$ 、 $D(111,0,0)$ 和 $F(46,0,0)$ 位置布置了电导率探头阵列,

其中位置 A 垂向设置 7 只探头,间距为 2 cm,位置 B 设置单只探头,用来测量初始内孤立波波形、波高及波速。位置 D 垂向设置 6 只探头,间距为 3 cm,位置 C 和 F 各布置 1 只探头,用来测量内孤立波演化过程中的波形、波高及波速。

1.2 能量近似分析方法

内孤立波沿缓坡地形传播中的能量变化是其动力学特征结构改变的重要标志。根据能量守恒,入射下凹型内孤立波的能量转化为三部分^[12]:第一部分为演化生成的上凸型内孤立波及其波列的能量;第

二部分为热力能, 即内孤立波传播过程中由于内孤立波破碎诱发的湍流及边界区域(水槽底部、边壁及密度跃层)的黏性而耗散的能量; 第三部分为势能, 即内孤立波的破碎可引起垂向混合, 部分能量转化为水体势能。热力能和势能之和即为内孤立波破碎产生的能量损失。

记内孤立波在 $\Delta t = t_2 - t_1$ 时间内, 经垂向位移 Δh 所具有的能量^[12]

$$E = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^{\Delta h} [p(z)u(z) + \rho u(z)^3] \quad (1)$$

其中, $p(z)$ 、 $u(z)$ 分别为波致压力和波致水平流速。在严格的两层流体模型中, 式(1)简化为

$$E = c_0 g (\rho_+ - \rho_-) \int_{t_1}^{t_2} \eta(t)^2 dt + o(\alpha) \quad (2)$$

其中, $\eta(t)$ 为界面垂向位移, c_0 为线性波传播速度。由于内孤立波沿地形传播过程中下层液体厚度 d_- 连续改变, 为估算能量值, c_0 近似取厚度为 d_- 处的传播速度

$$c_0 = \left(g \frac{\Delta \rho}{\rho} \frac{d_+ d_-}{d_+ + d_-} \right)^{1/2} \quad (3)$$

并将先后经历位置 1 和位置 2 的内波能量变化记为

$$E_c = E_1 - E_2 \quad (4)$$

则 E_c 为能量损失, 引入能量损失率 $\beta = E_c/E_1$, 即能量损失与总能量之比。将试验测量数据代入式(2)、(3)和(4), 可估算内孤立波沿缓坡地形传播过程中的能量损失。

2 试验结果与分析

试验过程中, 保持总深度 d 和两层流体的相对密度 $\Delta \rho / \rho = (\rho_- - \rho_+) / \rho_-$ 不变。无缓坡地形条件时, 上下层厚度分别为 $d_+ = 20$ cm 和 $d_- = 60$ cm; 有地形时, d_- 随内孤立波的爬坡而逐渐减小, 坡顶处 $d_- = d_s$ 。引入无量纲量 α 及 δ , 分别用来表征入射波幅参数和上下层流体的厚度关系, 即

$$\alpha = \frac{a}{d_s}, \quad \delta = \frac{d_+}{d_-}$$

显而易见, 内孤立波在传播过程中, 将从 $\delta < 1$ 的区域经过临界点 $\delta = 1$ 传播到 $\delta > 1$ 的区域。

2.1 内孤立波沿缓坡地形的演化特征

取典型环境参数: $\Delta \rho / \rho = 0.0192$ 、 $\varepsilon = 0.0714$ 和 $\alpha = 0.78$, 借助染色液标注方法, 图 3 记录了下凹型内孤立波沿缓坡地形从深水区域($\delta < 1$)传播至浅水区域($\delta > 1$)的全过程。在进入缓坡区域前, 单个下凹型内孤立波呈对称的 sech^2 型波形。当内孤立波在进入缓坡区域时, 波形开始发生变化, 波前部被拉长而变平缓, 波后部被挤压而变陡, 如图 3a 和 3b 所示。当内孤立波传播至临界点($\delta = 1$)附近时, 波的变形程度加强, 波前部趋于平行斜坡面, 并贴斜坡向上移动, 波后部向上隆起并发生轻微程度的混合, 如图 3(c)和 3(d)所示。在临界点到斜坡顶部区域, 内孤立波平缓的前部与隆起的背部基本成直角, 混合程度进

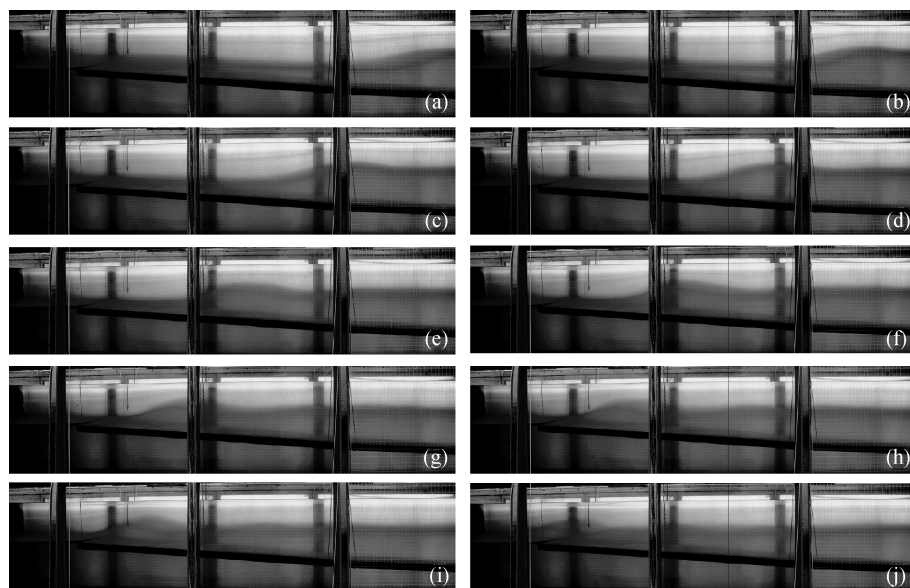


图 3 内孤立波沿缓坡地形传播过程的可视化

Fig.3 Internal solitary wave evolving on the gentle slope

(a) $t = 0$ s; (b) $t = 8$ s; (c) $t = 14$ s; (d) $t = 20$ s; (e) $t = 24$ s; (f) $t = 26$ s; (g) $t = 28$ s; (h) $t = 30$ s; (i) $t = 32$ s; (j) $t = 36$ s

进一步加强,如图 3(e)、3(f)和 3(g)所示。在斜坡顶部附近区域,内孤立波隆起的背部产生破碎,引发剧烈的混合,且破碎引起的混合流体沿波的正反传播方向扩散,其中,沿反向扩散的混合流体在临界点附近基本停止,而沿传播方向扩散的混合流体逐渐演化为上凸型的内孤立波,波幅较小,如图 3(h)、3(i)和 3(j)所示。上述内孤立波的演化特征也印证了实际的现场观测结果^[16]。

利用探头阵列可记录内孤立波沿缓坡地形传播过程中的密度扰动,由此获得包括内孤立波破碎、分裂等演化特征的定量信息。图 4 为跃层位置 B、C、D 和 F 处探头记录的时间序列密度扰动值。

图 4 位置 B 中记录了从造波区域产生的初始内孤立波,它由单个典型内孤立波及其尾波列组成。图 4 位置 C 中记录了沿斜坡传播但未经过临界点时的波形。对比两者,可以看出地形效应导致波的前部变平缓,波的背部变陡峭,整体波形展宽。图 4 位置 D 中为临界点与坡顶之间测量的波形,其前部被进一步拉伸,变得更加平缓,其背部发生破碎并引起混合,故导致等密度线的剧烈扰动。图 4 位置 F 中为坡顶附近的波形,它记录了一个充分变形的下凹型内孤立波,波的前部几乎贴着地形移动,波的背部由于破碎导致强烈的混合,并有上凸型内孤立波从破碎混合的扰动中演化出来,完成内孤立波的极性转化过程。

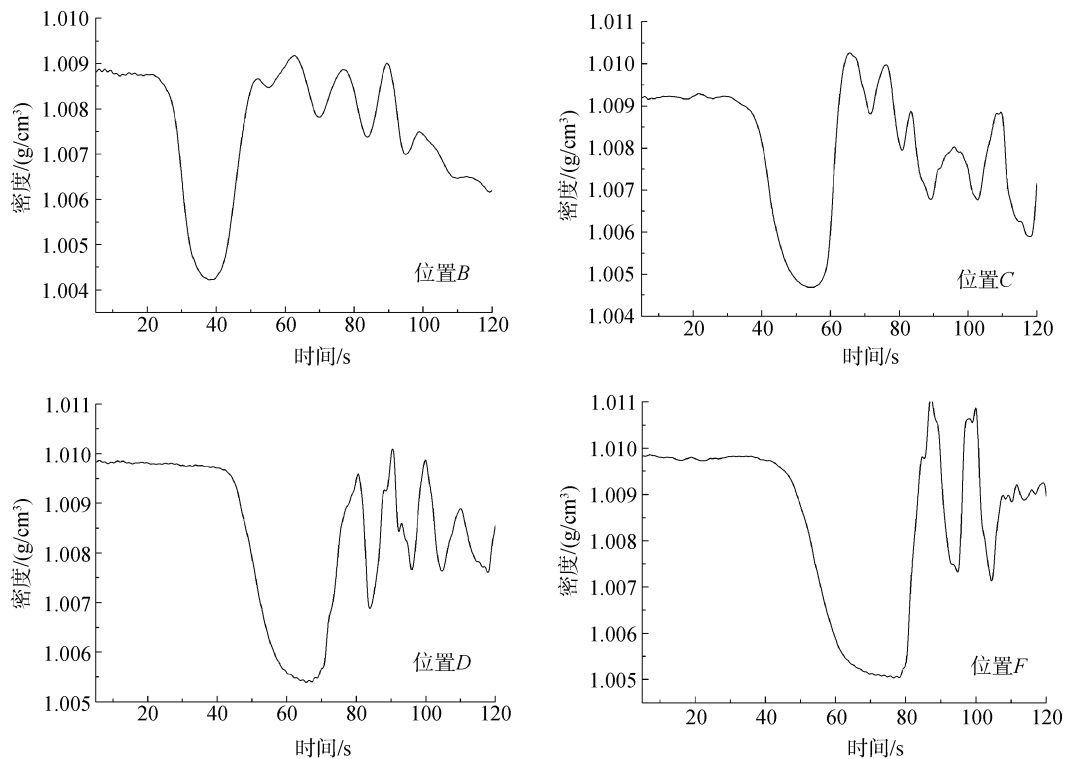


图 4 内孤立波演化的时间序列密度扰动值

Fig.4 Time series values of density disturbance to an evolving internal solitary wave

2.2 内孤立波的垂向演化结构

内孤立波从深水区域 ($\delta < 1$) 传播到浅水区域 ($\delta > 1$) 的过程中其垂向结构具有复杂的三维特征,这可从比较内孤立波在位置 A (未进入缓坡区) 和位置 D (极性转化区) 不同深度的时间序列密度扰动值中看出。在图 5 位置 A 处的记录中,图中未进入缓坡区内孤立波波形规则,最大垂向波幅出现在浮力频率最大位置处;在图 5 位置 D 处的记录中,内孤立波在跃层上方变形程度较大,波形延展更宽,波后部出现

显著的上凸型内孤立波;随着深度增加,波的变形程度减弱,极性转化现象不明显;此外,在极性转化区存在明显的二阶模态结构。

2.3 内孤立波破碎的波幅判据

取坡度 $\varepsilon = 0.111, 0.0714, 0.0588$ 的缓坡地形,完成不同波幅的下凹型内孤立波沿缓坡地形传播的系列试验。表 1 为内孤立波处于稳定态、过渡态和不稳定态的分布情况,表中当 $\alpha < 0.3$ 时,在不同坡度地形上内孤立波均未发生不稳定现象;当

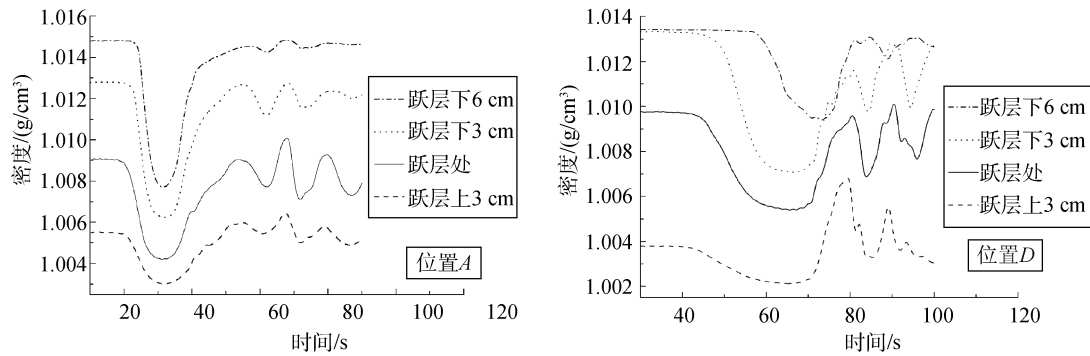


图 5 内孤立波垂直演化特征

Fig.5 Vertical evolution characteristics of internal solitary wave

表 1 内孤立波稳定、过渡和不稳定状态对应的波幅条件
Tab.1 Stability, transition and instability vs. amplitudes of ISW

ε	α	内孤立波状态
0.111	0.19, 0.2, 0.25	稳定
	0.35, 0.37, 0.38	过渡区
	0.5, 0.7, 0.72, 0.78	不稳定
0.0714	0.21, 0.23, 0.26	稳定
	0.34, 0.35, 0.37	过渡区
	0.48, 0.75, 0.77, 0.78	不稳定
0.0588	0.2, 0.22, 0.27	稳定
	0.34, 0.36, 0.37	过渡区
	0.44, 0.59, 0.65	不稳定

0.3 < α < 0.4 时, 内孤立波处于稳定与不稳定的过渡状态; 当 $\alpha > 0.4$ 时, 内孤立波总是不稳定的。可以看出, 对于缓坡地形, 坡度对内孤立波不稳定的波幅参数不敏感。对于坡度较小的地形条件, 下凹型向上凸型内孤立波的转化比较充分; 而坡度大的地形条件下, 没有观察到明显的上凸型内孤立波。试验进一步证实: 地形坡度越大, 内孤立波不稳定和破碎的位置越接近坡顶区域, 且破碎愈剧烈, 持续时间愈短。

2.4 内孤立波沿缓坡地形传播的能量特征

为了获得内孤立波沿缓坡地形传播的能量变化特性, 选择其演化经历的初始位置 A 和斜坡位置 D , 分别测量波幅值 $\eta(t)$, 利用式(2)和(3)计算两位置处内孤立波具有的能量 E_1 和 E_2 , 利用式(4)计算内孤立波的能量损失 E_c 。表 2 比较了不同地形条件下内孤立波的能量损失, 分析表明: 在无地形 $\varepsilon=0$ 的情形下, 内孤立波的能量损失大约为总能量的 4%, 该值与 Chen 等的结果一致, 表明内孤立波能量的耗散主要源于水槽边壁及密度跃层的边界黏性效应^[13]; 在

$\varepsilon=0.0588$ 和 0.0714 的情形下, 坡度的增加使得地形效应对内孤立波能量损失的影响增大, 对应的能量损失分别为总能量的 15%和 25%左右; 而当 $\varepsilon=0.111$ 时, 内孤立波的能量损失达到总能量的 40%。由此可见, 地形效应导致的内孤立波破碎和混合加剧了能量的损失, 而破碎诱发的能量损失远大于边界区域黏性耗散能量的损失。

表 2 地形坡度对应的内孤立波能量损失率
Tab.2 Different slopes vs. Energy loss rate of internal solitary wave

ε	$\beta(\%)$			
0	5.40,	4.63,	3.78,	4.50
0.0558	11.54,	14.44,	17.71,	10.55
0.0714	26.31,	25.44,	27.66,	24.47
0.111	40.00,	37.06,	36.48,	43.10

图 6 给出了 $\varepsilon=0.0714$ 和 0.111 两种坡度条件下内孤立波能量损失沿缓坡位置变化的规律, 图中横坐标 x 表示位置坐标, 纵坐标 β 为能量损失率。由图可知, 内孤立波沿缓坡地形传播过程中能量损失存在跃升区域, 地形 $\varepsilon=0.0714$ 的能量转化跃升区位于 $x=175$ cm 附近, 而地形 $\varepsilon=0.111$ 的能量跃升区位于坡顶 $x=75$ cm 附近, 对比试验中观察到的内孤立波破碎区域, 可知能量转化跃升区域就是内孤立波破碎区域。可见, 内孤立波的破碎消耗了部分能量, 产生了能量跃升区。

对于 $\varepsilon=0.0714$ 条件, 比较能量跃升区域(破碎区域)前后的能量变化趋势可知, 若没有破碎及混合发生, 地形效应对内孤立波能量损失的影响趋势基本相同, 由此可估算出内孤立波因破碎诱发能量损失大约占总能量的 15%左右。

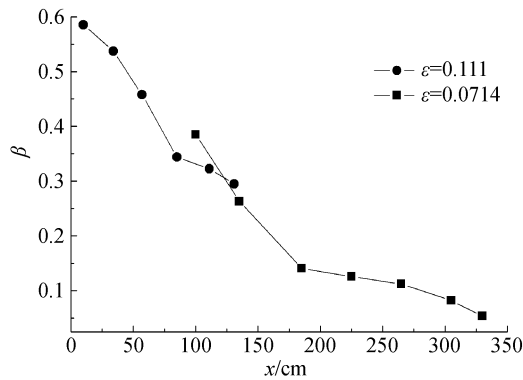


图6 内孤立波在缓坡不同位置处能量损失

Fig.6 The energy loss of the internal solitary waves in the different locations of the slope

3 结论

利用解放军理工大学大型重力式层流水槽, 采用染色液显示和内波动态测量的方法, 对下凹型内孤立波沿缓坡地形传播特征进行了实验研究, 获得主要结论如下。

(1) 在大型重力式分层流水槽中, 采用分层染色标识方法和多点组合探头阵列技术, 完成下凹型内孤立波沿缓坡地形传播中的波形演化、破碎和极性转化等物理过程的可视化分析和定量测量, 描述了下凹型内孤立波在波形背部先破碎混合、再逐渐演化出相反极性上凸型内孤立波的全过程, 获得了内孤立波从深水域($\delta < 1$)传播至浅水域($\delta > 1$)过程中的三维垂向结构特征。

(2) 确定了不同坡度缓坡地形条件下内孤立波破碎的实验判据, 即 $\alpha < 0.3$ 为稳定状态、 $0.3 < \alpha < 0.4$ 为过渡状态、 $\alpha > 0.4$ 为不稳定及破碎状态。

(3) 通过对内孤立波沿缓坡地形传播过程中能量转化的定量分析, 验证了地形坡度越大内波破碎能量损失越大的一般结论, 同时获得了内孤立波能量损失出现跃升是其发生破碎的重要特征。

参考文献:

[1] 蔡树群, 何建玲, 谢皆烁. 近十年来南海内孤立波的研究进展[J]. 地球科学进展, 2010, 26(7): 703-710.
 [2] 刘国涛, 尚晓东, 陈桂英, 等. 海洋内波破碎及其能量耗散的研究进展[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2007, 46(2): 167-172.
 [3] Banner M L, Babanin A V, Young Ian R. Breaking probability for dominant waves on the sea surface[J]. Journal of Physical Oceanography, 2000, 30(12): 3145-3160.

[4] 徐振华. 南海西北部陆架海域内孤立波特征及机理研究[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2009.
 [5] Cai Shuqun, Xie Jieshuo, He Jianling. An overview of internal solitary waves in the South China Sea [J]. Surv Geophys, 2012, 33: 927-943.
 [6] Nash J D, Alford M H, Kunze E. On estimating internal-wave energy fluxes in the ocean [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2005, 22: 1551-1570.
 [7] Orr M H, Mignerey P C. Nonlinear internal waves in the South China Sea: observation of the conversion of depression internal waves to elevation internal waves [J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(C3): 3064.
 [8] 刘志宇, Lozovatsky I. 南海北部海域跃层上部的湍流耗散[J]. 科学通报, 2012, 57(15): 1377.
 [9] Kao T W, Pan P S, Renouard D. Internal solitons on the pycnocline: generation, propagation, and shoaling and breaking over a slope [J]. J Fluid Mech, 1985, 195: 19-53.
 [10] Helfrich K R, Melville W K. On interfacial solitary waves over slowly varying topography [J]. J Fluid Mech, 1984, 149: 305-317.
 [11] Wallace B C, Wilkinson D L. Run-up of internal waves on a gentle slope in a two layered system [J]. J Fluid Mech, 1988, 191: 419-442.
 [12] Helfrich K R. Internal solitary wave breaking and run-up on a uniform slope [J]. J Fluid Mech, 1992, 243: 133-154.
 [13] Chen Chenyuan, Hsu J R C, Chen Hsinhsun, et al. Laboratory observations on internal solitary wave evolution on steep and inverse uniform slopes [J]. Ocean Engineering, 2007, 34: 157-170.
 [14] Wei Gang, Du Hui, Xu Xiaohui, et al. Experimental investigation of the generation of large-amplitude internal solitary wave and its interaction with a submerged slender body[J]. Science China: Physics, Mechanics & Astronomy, 2014, 57(2): 301-310.
 [15] 魏岗, 苏晓冰, 杨建国, 等. 旋转百叶门重力式内孤立波造波装置[P]. 中国(发明)专利: ZL 2010101-03635.6, 2012-01-11.
 [16] Xu Zhenhua, Yin Baoshu, Hou Yijun, et al. A study of internal solitary waves observed on the continental shelf in the northwestern South China Sea[J]. Acta Oceanol Sin, 2010, 3: 18-25.

Breaking and energy analysis of internal solitary wave over a gentle slope

DU Hui, WEI Gang, ZENG Wen-hua, SUN Ying, QU Zi-yun, JING Shu-yi

(College of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101, China)

Received: Jan., 24, 2013

Key words: stratified fluid; internal solitary wave; gentle slope; energy analysis

Abstract: The experimental investigation on the propagating and breaking of the internal solitary waves over a gentle slope was conducted in a largely gravitational stratified fluid tank. The qualitative analysis on the evolving characteristics of the internal solitary waves was accomplished by using the dye-tracing technique and the quantitative measurement was carried out by using the multi-channel conductivity-probe arrays. Three-dimensional evolving structure of the internal solitary waves of depression, breaking condition and the characteristics of waves' energy transformation were also obtained. The experimental results showed that the waves of depression breaking occurred in the back of the wave and from the breaking region the waves of elevation were produced. The breaking of the wave was not only related to the amplitude of the incident wave, but also strongly affected by the grade of slope. The experimental criterion of the instability and breaking is $\alpha > 0.4$. The severe loss of internal solitary waves' energy is a symbol of the waves' breaking.

(本文编辑: 刘珊珊 李晓燕)