

南海文昌海域内孤立波特征观测研究*

柯自明¹ 尹宝树² 徐振华¹ 侯一筠²

(1. 中国科学院海洋研究所 中国科学院海洋环流与波动重点实验室 青岛 266071; 中国科学院研究生院 北京 100049;
2. 中国科学院海洋研究所 中国科学院海洋环流与波动重点实验室 青岛 266071)

摘要 内孤立波对大陆架边缘海区的混合和生态有着显著影响,近年来已成为物理海洋学研究的热点。但是南海北部陆架的内波现场资料极为缺乏。2005年4—7月,中国科学院海洋研究所在文昌海区进行了文昌内波实验。通过此次现场观测数据发现,在4月下旬文昌海域有着强盛的内孤立波,其振幅在40 m左右,产生的斜压流接近1 m/s,且传播方向平行于等深线切线方向,向西南方向传播。分析还得出此类内孤立波并非发源于吕宋海峡,应该属于潮地相互作用局地生成的内孤立波。

关键词 南海,文昌,内孤立波,现场观测,斜压流

中图分类号 P731.21

世界上较早对大陆架内波的系统观测在 Andaman 海(Osborne *et al.*,1980)。南海北部具有宽广的大陆架和大陆坡,陆架区潮汐现象显著,其陆架外缘陆坡梯度变化较大,为内波产生提供了良好的条件(方欣华等,2005):横跨吕宋海峡的海底巨大海岭的剧烈地形变化,并有着较强的海流,会触发强内潮并传入该海区;同时在海南岛以东和东南地区,海底地形坡度很大,加之当地有着旺盛的不正规日潮并且受到南海暖流的影响,使得琼东沿岸海区内波活动频繁。

近年来,利用数值模拟、现场观测及结合卫星遥感观测等手段,对南海北部内波现象的研究逐步增多(方文东等,2005)。特别是“亚洲海洋国际声学试验”(Duda *et al.*,2004; Ramp *et al.*,2004)不仅获取了大量的现场资料,对南海北部东沙岛北面大陆坡区较大面积海域内观测到的内潮、内孤立波特征进行了分析,并且以这些资料为基础进行了深入的数值模拟和理论研究,获得了一些有价值的研究成果。Lien 等(2005)通过在南海北部陆架以及吕宋海峡的定点观测,研究了南海非线性内波能量,证实吕宋海峡所产生的强内潮会以束状辐射传播进入南海,并且在经过

东沙群岛时,会受岛屿和陆坡的作用演变出非线性内波,同时指出内潮也可直接产生于南海陆架区。

但是,同时应该注意到的是这些研究都仅仅局限于东沙到吕宋海峡的南海北部陆架偏东部分。相对而言,琼东沿岸陆架的内波研究还很薄弱,更多地局限在卫星遥感研究上(Jackson *et al.*,2004)。这些卫星图片大多集中在夏季拍摄,可以感性地了解琼东沿岸内波(特别是内孤立波)的传播方向:位于文昌海域(观测海域)的海洋内波的主要传播方向为西北方向和西方向,以西北方向居多。结合该海域海底地形图,可以看出,内波波峰线的方向基本与局地等深线的分布一致,表明该海域的内波传播受海底地形的影响明显。通过对比不同时间的合成孔径雷达内波图像发现,不同时间内波的空间分布特征差异很大,主要可分为两类(范植松,2002;申辉,2005¹⁾; Fan *et al.*,2008),一类是具有长波锋线的内波,该类内波存在时,整个文昌海域普遍存在内波信号;另一类是具有相对较短的波锋线分布,波形以单一波为主要特征的内波。该两类内波构成文昌海域主要内波特征。

为了更深入地了解琼东海区的内波特点,中国

* 国家 863 资助项目,2006AA09A109-2 号和中国科学院知识创新工程重大项目资助, KZCX1-YW-12 号。柯自明, E-mail: keziming@ms.qdio.ac.cn

通讯作者: 尹宝树, 研究员, E-mail: bsyin@ms.qdio.ac.cn

1) 申辉, 2005. 海洋内波的遥感与数值模拟研究. 博士论文, 17—21

收稿日期: 2008-10-05, 收修改稿日期: 2009-02-14

科学院海洋研究所与中国海洋石油总公司进行合作, 实施了“文昌内波实验”(WCIWE)。该实验从 2005 年 4 月到 2005 年 10 月, 采用单点锚系测量的方法, 分两阶段进行观测, 获得了大量琼东内波状况的第一手资料。本文中作者将讨论本次实验第一阶段观测到的典型内孤立波并进行详细分析。

1 现场观测

第一阶段观测从 2005 年 4 月 16 日到 2005 年 7 月 20 日, 在文昌石油平台实施单点锚系观测。观测点位置在海南岛以东, 水深 120 m 左右的大陆架区域 (112°E, 19°50'N) 见图 1。

观测使用的仪器是温度传感器(T)、温盐传感器(S/T) 和 ADCP 海流计。温度传感器(T)和温盐传感器(S/T)合计 29 台, 系于同一缆绳, 构成温盐观测链阵列。布设此观测链目的是同时获得高时空分辨率的海水温盐密资料和海水流速资料。温度的取样间隔为 1 min, 流速的取样间隔为 10 min。

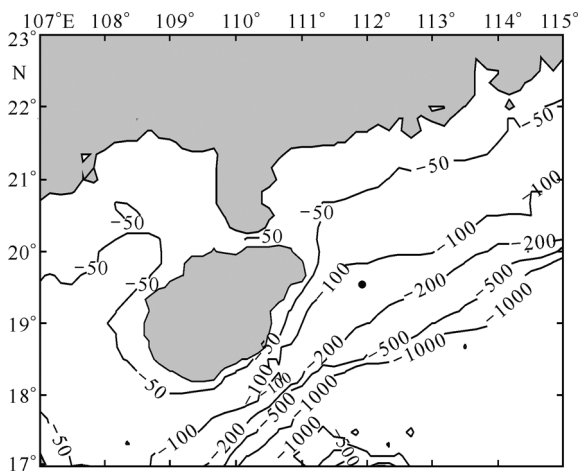


图 1 研究海区海底地形。圆圈表示观测点位置
Fig.1 The topography of the study area

2 观测到的内孤立波及分析

2.1 孤立波的波形和温度结构

Jackson 等运用搜集的遥感资料分析得出文昌海域向北和向西北传播的内孤立波(Jackson *et al.*, 2004)。本次实验观测到了大量向北和向西北传播的内波, 同时值得注意的是, 本次实验还观测到了许多向西南方向传播的内波, 这些内波多发生于春末。

在观测的第 7 天, 即在 4 月 23 日, 温度链捕捉到一个显著的内孤立波列过境过程。如图 2 所示, 从 4

月 23 日 0 h 到 6 h, 24 度等温线(黑色曲线)比较平稳, 并未出现很大的波动, 一直在 -25 m 深度(水面以下深度用负数表示)附近, 振幅不超过 5 m。但在 6 h 25 min 到 6 h 37 min, 第一个内孤立子到达, 在这 12 min 之内, 24 度等温线出现了剧烈震荡: 在 6 h 25 min, 等温线尚在 -26 m 深, 在 6 h 31 min 等温线在 -61 m 深, 在 6 h 37 min, 等温线回升到 -23 m 深。此过程一共持续 12 min, 此后还有 4 个振幅超过 25 m 的内孤立波经过, 其波峰到达时间分别为: 6 h 51 min, 7 h 07 min, 7 h 26 min, 8 h 06 min。每个孤立子的持续时间从 13 min 到 25 min 不等。在这组孤立波列后, 24 度等温线也呈现出一个全日内潮波的振动形态。纵观 4 月 23 日的 24 度等温线振动, 可概括为以 5 个强内孤立波(振幅超过 25 m)为先导的全日内潮波过程。同时此内孤立波列为典型下凹型内孤立波列, 在孤立波列到达前, 观察点 24 度等温线一直稳定在 -25m 左右, 而第一个内孤立波到达后等温线最大下探到 -61m。当 24 度等温线恢复到 -25m 左右后, 并未以 -25m 为平衡位置做简谐震荡, 此后数小时内该等温线的位置极少高于 -20m, 这是由于内孤立波的强非线性造成的。同时在观察 4 月 23 日全天的内潮过程时发现: 当内孤立波列到达后引起 24 度等温线全天的震荡, 虽然呈现一个近似的正弦结构, 但也没有以 -25m 为平衡位置做正弦振动, 仍然呈现一个下凹波的形态。这符合浅海孤立波理论: 强非线性的内孤立波列以及由其引发的内孤立波尾迹都是纯下凹, 其振幅都为负值(振幅向上为正)(Jackson *et al.*, 2004)。此种内孤立波列从第一个波峰到达, 到第二个波列的第一个波峰到达正好接近一个潮周期。说明观测到的这个内孤立波列可以很好的用内潮裂变为内孤立

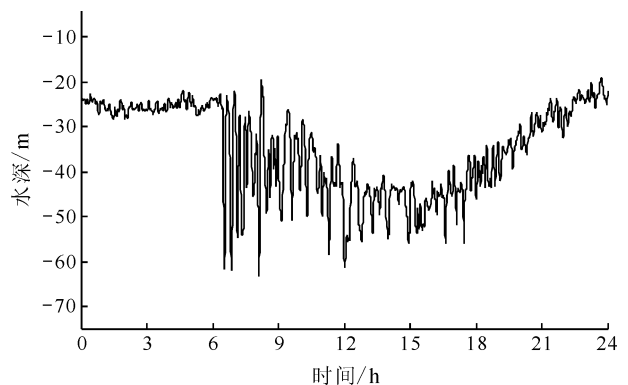


图 2 2005 年 4 月 23 日 24 度等温线震动图
Fig.2 The undulation at 24 isotherm

波列理论进行近似, 由此作者由 KDV 方程推算出该内孤立波的波长为 732 m, 传播速度为 1.5 m/s (Jackson *et al.*, 2004)。

再来分析第一个内孤立波到达前后的水体温度剖面。从图 2 中已经得知, 当第一个内孤立波到达前, 海水的温度状况基本保持稳定。那么就可以选取内孤立波到达前的一段时间的海水温度剖面来代表内孤立波到达前的海水层结状况。然后选取内孤立波波峰到达时的海水温度剖面来代表内孤立波期间的海水层结状况。对比二者, 即可了解内孤立波的到达对观测地海水层结状况的影响和该内孤立波的振幅等性质。如图 3 所示, 实线表示内孤立波到达前的海水平均剖面结构(4 月 23 日 4 h 到 5 h 海水温度剖面平均), 显示此时海水存在明显的温跃层。水面以下 -20 m 到 -30 m 之间的温度梯度绝对值超过 0.1 /m。而 -40 m 以下海水的温度梯度绝对值小于 0.02 /m。当第一个内孤立波的波峰到达时(虚线), 海水的温度结构发生了明显变化。此时, -40 m 以上的海水温度几乎都在 25.5 度左右, 与内孤立波发生前海面下 -4 m 处的海水温度相同。此时 -40 m 到 -75 m 处的温度结构与孤立波发生前 -4 m 到 -35 m 的温度结构非常相似。考虑到海水在孤立波经过这个短时期内不可能完全绝热, 那么这个孤立子内波的振幅超过 40 m。

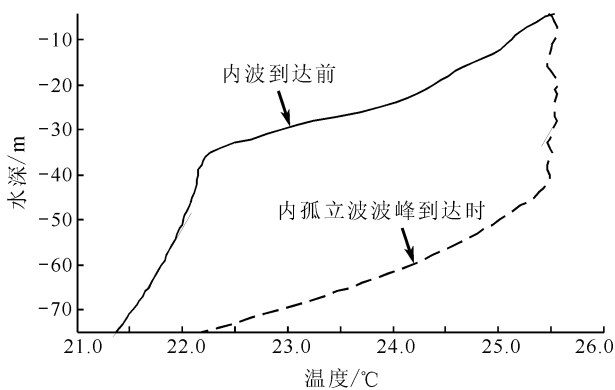


图 3 4 月 23 日第一个内孤立波到达前后的温度剖面结构图。其中实线表示 4 月 23 日 4 h 到 5 h 平均的水体温度剖面; 虚线表示 6 h 31 min(第一个内孤立波波峰到达时刻)测量到的水体温度剖面

Fig.3 The thermal structure of section before and after the arrival of the first internal solitary waves on April 23

2.2 内波波致斜压流

虽然本次观测 ADCP 流速剖面仪的采样间隔为 10 min, 对于分辨内孤立波所引发的斜压流细节略显粗糙(因为大部分内孤立波的通过时间是 20 min, 要

准确捕捉该波形的信息需要该波至少 5 个点的信息, 意味着采样频率必须在 4 min 以内才能精确了解内孤立波所引发的斜压流的细节信息), 但是对于分析整个内孤立波列经过时的流场状况还是足够的。斜压流的获得要经过一系列的处理, 本文中获得的斜压流主要借鉴 Duda 的经验(Fang *et al.*, 1999; Duda *et al.*, 2004; Gill, 1982)。首先利用低通滤波器去掉原始流场中的常周期成分(周期大于 40 h), 然后对数据进行垂向平均获得正压流场, 此时的正压流场包括正压的天文潮流和余流。用经过滤波的数据减去正压流场数据获得各层变差流, 变差流里面以斜压的内波波致流为主。此次观测到的内孤立波较强, 斜压流也较强,

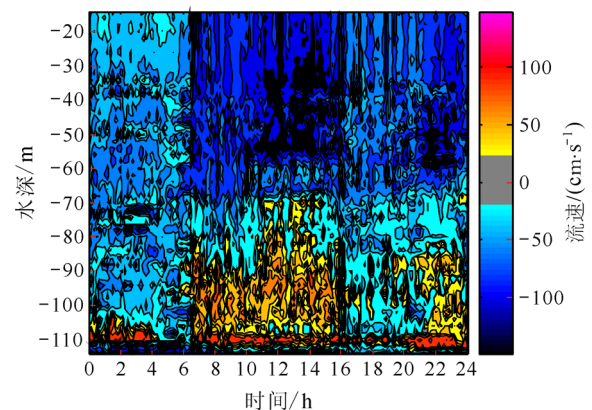


图 4 4 月 23 日观测到的正东向(u 方向)斜压流结构。颜色轴: 红色表示向东的海流, 蓝色表示向西的海流, 灰色代表流速在 -20 cm/s 到 20 cm/s 之间的海流。颜色深浅代表流速的大小, 单位 cm/s

Fig.4 The variation of eastward baroclinic currents on Apr. 23th

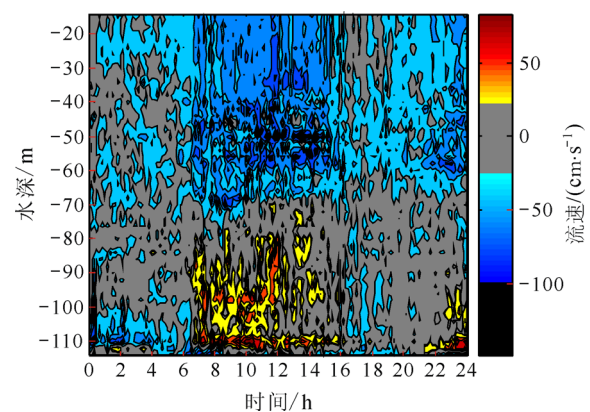


图 5 4 月 23 日观测到的正北向(v 方向)斜压流结构。颜色轴: 红色表示向北的海流, 蓝色表示向南的海流, 灰色代表流速在 -20—20 cm/s 之间的海流。颜色深浅代表流速的大小, 单位 cm/s

Fig.5 The variation of northward baroclinic currents on Apr. 23th

在数据分析时作者屏蔽掉流速绝对值在 0.2 m/s 以内的斜压流数据, 这样可以去掉很多噪音信号。

图 4、图 5 分别是 4 月 23 日 u (正东) 方向和 v (正北) 方向的斜压流。从图 4、图 5 中可以清楚看出, 当 6 h 20 min 左右, 第一个内孤立波到达时不管是 u 方向(图 4)还是 v 方向(图 5), 海水流速都出现了明显的剪切和反向, 符合以往对内孤立波的认识。从内孤立波发生到 11 h 以前, 斜压流的流速反向界面在 -90 m 到 -70 m 之间, 斜压流极大值常超过 1 m/s。而 11 h 到 16 h, 斜压流流速反向界面提升到 -60 m 到 -70 m 之间, 斜压流的强度也明显减小, 特别是 v 方向(图 5)。这又与图 2 中的等温线振动相对应。在 6 h 20 min 到 11 h, 由于强内孤立波列的到达, 引发了剧烈的等温线震荡, 同时流速也产生了强剪切。由于此时内孤立波较强, 斜压流的流速反向界面也相对较深。从 11 h 到 16 h, 图 2 中 24 度等温线序列显示内孤立波列已经完全通过了观测点, 只是由于内孤立波的尾迹效应使等温线下凹继续存在, 但强度已经大大减弱。所以这段时间的斜压流也相对减弱, 流速的反向界面也有所提升, 并且根据前文估计内孤立波发生前温跃层在 -30 m 左右, 内孤立波到达后振幅可能超过 40 m, 也就是说温跃层可能在内孤立波波峰到达时深入到了 -70 m, 甚至更深。所以观测到的斜压流的流速反向界面也相应地在 -90 m 到 -70 m。

再从细节上来观察斜压流的剖面, 如图 6, 4 月 23 日 6 h 50 min 的东方向和北方向的斜压流剖面。斜压流在剖面上都显示出明显的第一模态特征, 而东方向斜压流明显大于北方向的斜压流, 最强斜压流接近 0.8 m/s。而海水上下层的斜压流相对流速在东方向超过 1.1 m/s, 在北方向相对流速也超过 0.5 m/s, 并且在东方向和北方向, 上层流速都小于下层流速。

最后分析内孤立波列通过期间斜压流的流向。定义 -4 m 到 -70 m 的海水为上层海水; -90 m 到 -110 m 的海水为下层海水。此定义是依据图 4、图 5 中流速反

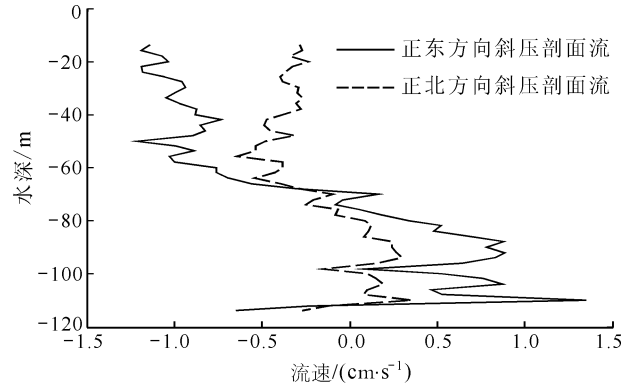


图 6 2005 年 4 月 23 日 6 时 30 分, 斜压流剖面
Fig.6 The baroclinic currents profile at 18:30 pm, April 23, 2005

向界面的位置来制定的。分析上下层海水的流速矢量可以了解内孤立波的方向和上下层水体的剪切状况。因为上述已经分析了此内孤立波列为下凹型内孤立波列, 且呈现第一模态的特点。因此可以把观测到的内孤立波近似为第一模态的两层流体的内孤立波。根据内孤立波理论(Jeans *et al.*, 2001), 无论是 KDV 方程还是 KDV 方程的改进, 对于下凹型第一模态的内孤立波, 上层海水的流向与此孤立波的传播方向相同, 而下层海水流向正好与内孤立波传播方向相反, 如图 7。在孤立波列通过时, 6h 至 18h, 现场实测数据观察到上层海水与下层之间有明显的流速反向, 且在此过程中一直保持近似 180 度的流向差。同时还可以利用流速矢量图判断内孤立波列的传播方向。因此当日的内孤立波传播方向是西南向, 近似与等深线切线方向平行, 如图 7。

3 讨论

4 月 23 日观测到的西南方向传播的内孤立波在本次观测中并非个例, 特别是在观测的前 14 天, 从 4 月 17 日到 4 月 30 日, 观察到多个向西南方向传播的内孤立波列, 且振幅较大和斜压流较强。这与 Apel

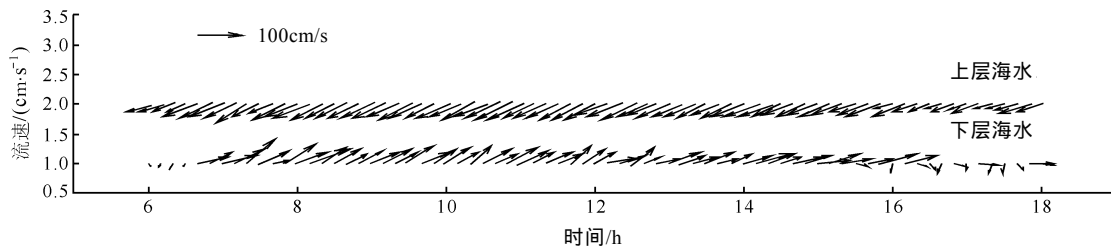


图 7 4 月 23 日 6h 至 18h, 海水的流速矢量图。上层矢量表示海水上层斜压流矢量随时间的变化; 下层矢量表示海水下层斜压流矢量随时间的变化 (单位 cm/s)

Fig.7 The vector quantities of baroclinic currents

(Jackson *et al*, 2004) 对海南岛周围内孤立波状况的描述并不相同。Apel 指出(Apel *et al*, 1985), 在海南岛周围的内孤立波多发于夏季, 且垂直于等深线传播, 并且举证了大量卫星图片。另外方欣华等(2005)也绘制了南海北部陆架区内波传播方向示意图。从图中可以看出, 相对吕宋海峡到东沙附近海域的内孤立波而言(Lien, 2005 *et al*; Hsu *et al*, 2000), 文昌海域的内孤立波波峰线更短, 并且 Ramp 等(2004)在分析亚洲声学实验所获得的资料时指出: 东沙海域的天文潮以半日潮为主, 当地的内潮也是以半日潮为主, 而内潮所诱发的内孤立波也同半日潮有着相同的频率, 每天出现两次。然而本次实验所观测到的内孤立波以全日频率为主。因此, 可以判断本次实验所观测到的内孤立波应该是在文昌海域局地生成, 而并非从吕宋海峡传播而来。

同时, Jackson 等(2004)中的 South China Sea 一节展示了 MODIS 资料, 给出了 3 张卫星图片, 拍摄时间分别为 1983 年 6 月 23 日、2003 年 7 月 7 日和 2003 年 7 月 9 日。同时给出一张 ASTER 图像, 拍摄时间为 2000 年 7 月 26 日。这些图像都清晰地显示, 该地区内孤立波的传播方向是垂直于等深线切线方向。

这里不妨把传播方向与等深线切线方向垂直的内孤立波叫做第一类内孤立波, 把传播方向和等深线切线方向平行的内孤立波叫做第二类内孤立波。

本次实验中不仅观测到了大量第一类内孤立波, 同时也观测到了第二类内孤立波, 这与以往对该海域的描述有所区别。特作以下几点说明: 第一, 本次实验和以往的卫星图片都频繁证实了第一类内孤立波的存在, 说明在观测地第一类内孤立波是普遍存在的。第二, 本次观测所发现的第二类内孤立波主要出现在 4 月和 5 月, 而以往缺乏这个时间段的卫星图片(拍摄的卫星图片集中在 7 月和 8 月), 所以以往的研究可能遗漏了第二类内孤立波。第三, 内孤立波卫星遥感的成像机理是内孤立波所诱发的流场对海表 Bragg 波产生的调制作用(申辉, 2005)¹⁾。以往用卫星图片观测到的内孤立波, 如 Apel 等(1985)在 Sulu 海的观测结果显示, 内孤立波的最大振幅发生在深度 -100 到 -200m(温跃层深度), 但是最大波致斜压流速(可达 1m/s)发生在深度 -40 到 -100 m; Fan 等(2008)在南海北部(20°30'N, 114°E)依据若干观测资料对半日潮潮流生成的内孤立波的模拟结果显示, 8 月份在该

海域内孤立波的最大振幅发生于深度 -35m(温跃层深度), 但是最大波致斜压流速(可达 2m/s)发生于深度 -20m。因此, 卫星图片所观测到的内孤立波的条件是最大内孤立波波致斜压流接近海表。而本次实验中所观测到的第二类内孤立波的现场流场, 如图 4、图 5 所示, 实测最大波致斜压流在温跃层的下层, 靠近海底。它们在靠近海面的水层生成的斜压流较弱。因此, 第二类内孤立波可能难以被卫星遥感发现。第四, 全日潮潮流生成的内潮和内孤立波在其传播过程中受地转作用的影响较大, 因为其周期较长。这可能是由此发源的内孤立波有在观测点呈现西南传播的可能的原因之一。至于观测海域地转作用对全日潮潮流生成的内潮和内孤立波的影响如何, 需进行数值模拟研究。

4 结论

通过分析南海文昌海域现场内波观测资料发现, 该海域不仅存在大量向北和向西北传播的内孤立波(第一类内孤立波), 同时存在许多向西南方向传播的内孤立波(第二类内孤立波), 这些内孤立波多发生于春末。观测发现, 4 月下旬文昌海域有着强盛的内孤立波, 其振幅在 40 m 左右, 产生的斜压流接近 1 m/s, 推算出该孤立波的波长为 732 m, 传播速度为 1.5 m/s, 而且其传播方向平行于等深线切线方向, 向西南方向传播。通过分析认为观测海域内孤立波由局地潮地相互作用产生。

参 考 文 献

- 方文东, 施平, 龙小敏等, 2005. 南海北部孤立内波的现场观测. 科学通报, 50(13): 1400—1404
- 方欣华, 杜涛, 2005. 海洋内波基础和中国海内波. 青岛: 中国海洋大学出版社, 1—300
- 范植松, 2002. 海洋内部混合研究基础. 北京: 海洋出版社, 1—205
- Apel J R, Holbrook J R, Liu Antony K *et al*, 1985. The Sulu Sea internal soliton experiment. *J Phys Oceanogr*, 15: 1625—1651
- Duda T F, Lynch J F, Irish J D *et al*, 2004. Internal tide and nonlinear internal wave behavior at the continental slope in the northern South China Sea. *IEEE J Oceanic Eng*, 29(4): 1105—1130
- Fan Zhisong, Zhang Yuanling, Song Mei, 2008. A study of SAR remote sensing of internal solitary waves in the north of the South China Sea: I. Simulation of internal tide transforma-

1) 申辉, 2005. 海洋内波的遥感与数值模拟研究. 博士论文, 17—21

- tion. *Acta Oceanologica Sinica*, 27(4): 39—56
- Fan Zhisong, Zhang Yuanling, Song Mei, 2008. A study of SAR remote sensing of internal solitary waves in the north of the South China Sea: II. Simulation of SAR signatures of internal solitary waves. *Acta Oceanologica Sinica*, 27(5): 36—48
- Fang G H, Kwok Y K, Yu K J *et al*, 1999. Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. *Continental Shelf Res*, 19(7): 845—869
- Gill A E, 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Orlando, FL: Academic, 50—105
- Hsu M-K, Liu A K, 2000. Nonlinear internal waves in the South China Sea. *Can J Remote Sens*, 26: 72—81
- Jackson C R, Apel J R, 2004. An atlas of oceanic internal solitary waves(<http://atlas.cms.udel.edu/>), South China Sea: 371—392
- Jeans D R G, Sherwin T J, 2001. The variability of strongly non-linear solitary internal waves observed during an upwelling season on the Portuguese shelf. *Continental Shelf Research*, 21: 1855—1878
- Lien R-C, Tang T Y, Chang M H, 2005. Energy of nonlinear internal waves in the South China Sea. *Geophys Res Lett*, 32(5): L05615
- Osborne A R, Burch T L, 1980. Internal solitons in the Andaman Sea. *Science*, 208: 451—460
- Ramp S R, Tang T Y, Duda T F *et al*. 2004. Internal solitons in the Northeastern South China Sea. Part I: Sources and deep water propagation. *IEEE J of Oceanic Engineering*, 29(4): 1157—1181

THE CHARACTERISTICS OF INTERNAL SOLITARY WAVES AT WENCHANG IN THE SOUTH CHINA SEA

KE Zi-Ming¹, YIN Bao-Shu², XU Zhen-Hua¹, HOU Yi-Jun²

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Chinese Academy of Science, Qingdao, 266071; Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049*; 2. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science; Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Chinese Academy of Science, Qingdao, 266071*)

Abstract Thermistor chains and acoustic Doppler current profiles were deployed at the east of Hainan Island to examine the thermal and hydrodynamic structure of the Wenchang Shelf. These instruments sampled temperature every minute and current velocity every 10 min from April 17th to July 21 in 2005. Analysis of the time series revealed that the in situ data were dominated by internal solitary wave packets signals. We found large-amplitude nonlinear internal solitary waves at the end of April and they propagated to the southwest paralleling with the isobaths in this area. They probably resulted from the local shelf break and were rarely observed in SAR data.

Key words South China Sea, Wenchang, Internal solitary wave, Observation, Baroclinic current