利用地震海洋学方法研究南海东北部东沙海域内孤立波的结构特征

拜阳^①, 宋海斌^{①*}, 关永贤^②, 杨胜雄^②, 刘伯然^{③④}, 陈江欣^{③④}, 耿明会^{③④}

① 海洋地质国家重点实验室, 同济大学海洋与地球科学学院, 上海 200092;

② 国土资源部海底矿产资源重点实验室, 广州海洋地质调查局, 广州 510760;

③ 中国科学院油气资源研究重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

④ 中国科学院大学, 北京 100049

* 联系人, E-mail: hbsong@tongji.edu.cn

2014-09-01 收稿, 2014-11-21 接受, 2015-02-13 网络版发表

国家自然科学基金(91128205, 41076024)和国家重点基础研究发展计划(2011CB403503)资助

摘要 主要利用地震海洋学方法研究了南海东北部东沙海域内孤立波的结构特征, 内孤立波的类型是第一模态下沉型, 最大振幅有85.5 m. 内孤立波自最大振幅所处深度向下, 其振幅大体呈线性减小趋势, 振幅随深度的减小率为0.2左右. 海底对内孤立波的波形会产生一些影响, 一方面海底可能会“切割”内孤立波底部, 使之出现间断, 另一方面海底的“摩擦”会导致近海底的内孤立波处会发育有较多次一级尺度的波动. 横向上看, 由地震剖面所得到的内孤立波视宽度, 需经过一定的校正才能获得真实宽度, 本文所研究的两个内孤立波视宽度分别是4.52和3.36 km, 校正后的宽度为0.5~3 km. 另外内孤立波处存在的垂向噪音反映出内孤立波具有很强的垂向剪切力. 内孤立波水平波数谱与GM模型谱的对比研究表明, 其能量在低波数段比GM谱大两个数量级左右.

关键词

内孤立波
孤子
地震海洋学
南海
东沙

南海的内孤立波(Internal Solitary Wave, ISW)一般是由内潮在特殊地形条件下所激发的存在于密度跃层中的大振幅波动^[1]. 南海具有复杂的地形与潮流分布, 其东北部^[2]和西北部^[3]均为内孤立波的高发区, 东北部相对更强, 是世界上内孤立波最为发育的海域之一. 由于南海东北部的内孤立波具有振幅强、出现频次规律等特点, 因此在最近十几年中成为了研究的前沿和热点区域. 南海东北部的内孤立波发育受季节影响, 夏季发育比冬季的好, 出现频次也较多^[4,5]. 相对于普通的大洋内波, 内孤立波的形成需要有足够强的能量^[6,7], 潮汐与地形的相互作用提供了内孤立波发育所需的最主要能量, Liu等人^[8]认为潮汐中对内孤立波产生起到主要作用的是M2半日

潮, 黑潮入侵南海也可能为内孤立波的产生提供一些能量^[8,9]. 内孤立波的形态可分为单个的孤子(soliton)和内孤立波群两类^[2], 其中孤子通常位于深海区域, 在孤子向陆行进的过程中, 有可能演化为内孤立波群^[2,10]. 另外也可根据模态对内孤立波进行划分, 目前大多数的研究都是针对第一模态, 关于高模态内孤立波的研究和报道近些年也呈增多趋势^[11,12]. 虽然南海海底地形地貌的类型比较齐全, 但是对于内孤立波影响最大的是位于吕宋海峡的吕宋火山弧(又叫兰屿海脊)和恒春海脊^[8], 这两座海脊与潮汐运动方向呈垂直状, 如门槛一样立在太平洋与南海的通道——吕宋海峡处. 吕宋火山弧位于恒春海脊的东侧(图1), 除了吕宋海峡最北部一段, 吕宋火

引用格式: 拜阳, 宋海斌, 关永贤, 等. 利用地震海洋学方法研究南海东北部东沙海域内孤立波的结构特征. 科学通报, 2015, 60: 944-951

Bai Y, Song H B, Guan Y X, et al. Nonlinear internal solitary waves in the northeast South China Sea near Dongsha Atoll using seismic oceanography (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 944-951, doi: 10.1360/N972014-00911

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/N972014-00911>

图1 本文测线采集位置和方向图。红色带箭头的线段表示本文使用的测线所处的位置，箭头方向表示测线的采集方向，黑色加粗部分对应于图2和3所使用的地震剖面。测线采集时间是2009年9月。底图所使用的是GEBCO(General Bathymetric Chart of the Oceans)提供的1'×1'的全球海洋测深数据，海岸线和河流数据是由GMT(Generic Mapping Tools)提供

Figure 1 The location and direction of seismic line. The red line denotes the location of the seismic line, with the arrow representing the acquisition direction, and the black bold part corresponding to the section used in Figures 2 and 3. The base map uses GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) data, with a resolution of 1'×1'. The locations of coastlines and rivers are provided by GMT(Generic Mapping Tools)

山弧的海拔都高于恒春海脊，数值模拟的结果显示吕宋火山弧对于内孤立波的形成起着更主要的作用；在海峡北部恒春海脊因高度增加，对于内孤立波的形成也能起到一定的作用^[13]。

目前对于内孤立波的研究总体来讲有遥感观测、锚系观测、声学观测、数值模拟以及物理模拟等几种方法。遥感手段对于内孤立波的观测非常直观，比较容易把握内孤立波的规模及强弱。在遥感影像图上，孤立子(内孤立波群)表现为一条(一系列)黑白相间的条纹，条纹的弯曲形态通常可指示内孤立波的行进方向^[2,8]，条纹的黑白分布也可指示出内孤立波在水下的大体形态^[8]。虽然遥感方法对于内孤立波的观测非常方便快捷，但是也有一定的不足，首先电磁波在海水中的衰减非常快，只能给出浅表层信息；其次遥感观测受天气影响比较大。锚系观测是目前研究内孤立波在海水内部结构形态的最主要方式，其主要测量的物理量是海水的温度，其次针对某些特定的研究，盐度、流速、耗散率或某些与生物活动相关的信息等也会被测量。内孤立波的到来经常会使海水的温度场发生急剧的下拉或者上抬，分别对应于下沉型(depression wave)或者上抬型(elevation wave)的内孤立波^[14]。声学方法也常用来对海水内部的内孤

立波结构进行观测。与锚系的定点观测不同，声学方法通常使用走航式观测，因此具有较高的横向分辨率，并且可以在相对较短的时间内对海洋内部的空间结构进行快照式的成像。目前最常使用的是利用背散射强度对海水的内部结构进行成像，这是一种高频声学方法，探测频率通常可以达到数百千赫^[15,16]。然而无论哪种观测方式，都难以对内孤立波进行连续监测和研究，因此若要对内孤立波的演化过程进行系统地认识，还需借助模拟手段。目前做得相对较多的是数值模拟，数值模拟经常将海洋简化成为一个两层的模型，即上混合层和底层，通过KdV方程对内孤立波进行描述，并研究其在此两层模型下的演化过程^[6,8]。然而实际的海洋毕竟比两层模型复杂得多，因此近些年来的数值模拟已经逐渐开始将海洋视作垂向连续分层的模型进行研究^[13,17]。与数值模拟相比，物理模拟更能反映自然情况，但是由于物理模拟研究相对比较困难，因此这方面的工作也相对较少。Cheng等人^[18]通过物理模拟研究了双海脊结构(对应于吕宋火山弧和恒春海脊)对内孤立波形成及演化的影响，并验证了内孤立波在变浅作用过程中所发生的相位倒转现象。

对内孤立波的研究具有非常重要的意义。从物

理海洋学方面讲,内孤立波对于海洋能量传输,对于垂直混合都有着非常重要的影响;从海洋地质学方面讲,内孤立波或许对沉积物的搬运以及部分海底沉积地貌的形成有着重要的影响;从海洋工程方面讲,内孤立波对于海上钻井平台,海底电缆和输油管道的安全都有着非常大的威胁^[1].虽然前人对内孤立波的研究已经取得了很多有益的成果,但是在内孤立波细结构研究方面仍然缺乏理解,利用地震海洋学方法有望在这个方面取得重要突破.地震海洋学是反射地震学与物理海洋学的交叉学科,主要利用海洋多道反射地震的方法来研究海水的细结构及一些物理性质^[19~27].

1 方法及数据

本文主要利用地震海洋学的方法研究南海东北部东沙海域内孤立波的垂直结构.数据由广州海洋地质调查局资料处理所提供,震源容量是3810/5080 in³(1 in=2.54 cm),采样率是2 ms,炮间距25 m,道间距12.5 m,CDP间距6.25 m(CDP间距代表了反射地震法的横向分辨能力),最小偏移距250 m.处理过程与常规反射地震数据处理基本相同,更具体的流程可参考Ruddick等人^[21]的总结说明.然而由于地震海洋学的研究目标是海水,而直达波对水体结构的成像影响非常大,因此对直达波的压制相对于传统处理更为重要,本文使用的是中值滤波与匹配相减相结合的方法对直达波进行压制.研究区域大多属于相对较浅的海域,折射波的干扰比较严重,为了避免折

射波的干扰,在选道时通常只选择近道而剔除掉被折射波所影响到的道集,最终的叠加次数为25次左右.

2 结果及讨论

2.1 内孤立波振幅的垂向变化

锚系测量通常随着深度加深,采样间隔也会加大,因此并不便于研究内孤立波的垂向变化.相比较而言,反射地震方法具有均匀记录的特点,本文所使用的地震数据记录间隔是2 ms,对应于深度间隔约1.5 m,这一特点为研究海水细结构的垂向变化提供了便利.然而传统反射地震采集主频一般在30~40 Hz,受主频限制,其能够分辨的水层厚度一般约为10 m.

本文所使用的剖面捕获到两个明显的下沉型内孤立波,均属于第一模态.图2是原始叠加剖面,在内孤立波发育处存在一些垂向噪音.图3是经过倾角滤波后的剖面,通过倾角滤波可以去除垂向噪音,并增强同相轴的连续性,从而使内孤立波的结构更容易被看清楚.为了计算内孤立波的振幅,首先需要拾取各个波形的同相轴,之后通过距平运算可以获得每个波形相应的振幅及所处深度,从而给出振幅的垂向变化.根据理论,第一模态内孤立波的振幅自海面向下,应该是先增大后减小的^[11],但是地震数据处理过程中,由于动校正切除的缘故,100~150 m(视测线参数而定)以浅的数据在地震剖面中无法清晰地看到或根本无法看到,所以地震剖面只能研究

图2 对应图1测线中的黑色加粗部分的原始地震剖面图.数字1和2是对两个内孤立波的标号(下同),其中1号内孤立波下方给出了部分海底,即蓝色箭头所指的同相轴.红色箭头指示在内孤立波发育处存在一些垂向噪音,反映了内孤立波具有较强的垂向剪切力.黄色箭头所指的两条黑色同相轴本属于同一条,由于海底的“切割”作用而发生间断

Figure 2 The original seismic section, corresponding to the black bold part of the seismic line in Figure1. The two ISWs are designated by 1 and 2 respectively (the same below). The seafloor pointed by blue arrow under ISW1 is shown here. The vertical noise denoted by the red arrow is quite developed where the ISW locates, indicating the strong shear force of the ISW. The two horizons pointed by the yellow arrows were originally connected and then “cut off” by the seafloor

图3 对原始地震剖面进行倾角滤波后的结果. 红色实线表示针对内孤立波而拾取的同相轴. 蓝色箭头指向的部分表明, 近海底处发育更多次一级尺度的波动叠加在内孤立波之上, 而同位置较浅部位的波形则相对光滑, 反映了海底对内孤立波的“摩擦”作用

Figure 3 The dip-filtered result of the original seismic section. The red lines denote the horizons picked for the ISWs. The water column pointed by blue arrows indicates that there are more short waves near the seafloor than the shallow part, reflecting the “friction” effect of the seafloor to the ISWs

内孤立波在此深度之下的振幅变化情况. 本文中的两个内孤立波在地震剖面所能研究的深度范围内, 整体均随深度呈减小趋势. 两个内孤立波中, 1号内孤立波具有较大的振幅, 其最大振幅是85.5 m, 所处深度是131.8 m. 2号内孤立波整体相对1号偏小, 最大振幅是76.5 m, 所处深度是117.8 m(图4, 表1). 由于缺少浅部数据, 所以这里的“最大振幅”并不一定是内孤立波真实的最大振幅, 而是“能够观测得到的最大振幅”.

通过求解内孤立波垂向振幅的特征方程可知^[28], 内孤立波的最大振幅发生在跃层附近, 向上和向下振幅逐渐衰减. 尽管内孤立波振幅在整个深度范围内变化是非线性的, 但是仅从最大振幅所处深度向下来看, 其变化大体符合线性减小趋势. 本文所捕获

表1 本文所主要研究的两个内孤立波的部分特征参数
Table 1 Some characteristic parameters of the two ISWs studied in this paper

特征参数	内孤立波	
	1	2
最大振幅(m)	85.5	76.5
最大振幅所处深度(m)	131.8	117.8
振幅随深度减小率	0.1864	0.2401
视宽度(km)	4.52	3.36
校正后宽度(km)	0.94~3.20	0.54~2.22

到的两个内孤立波振幅的垂向变化也证实了这一点, 并且能够从观测角度给出实际的减小率. 图4中两条红色实线即是对两个内孤立波振幅进行线性拟合的结果, 通过拟合所得的斜率, 可以估算出内孤立波振幅随深度的减小率, 1号内孤立波的值为0.1864, 2号内孤立波是0.2401(表1). 振幅较小的2号内孤立波在垂向上的衰减更快一些.

2.2 内孤立波的水平波数谱以及与GM谱的对比

水平波数谱的计算一般需要使用浮力频率进行标定, 本文的浮力频率曲线使用WOA09(分辨率为1°)月平均数据计算得到(图5), 取自距离测线位置最近的点. 图6给出了两个内孤立波的水平波数谱以及与GM(Garrett-Munk)模型谱的对比, 所有波数谱均已使用各个内孤立波所对应深度范围的浮力频率的平均值进行了标定. 总体而言内孤立波在全波数段的能量都要大于GM谱, 在低波数段能量要比GM谱大1~2个数量级, 特别是小于 $1 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ 部分, 甚至

图4 两个内孤立波振幅的垂向变化曲线. 蓝色的圆圈和实线表示对内孤立波进行距平运算所得到的振幅垂向变化, 红色实线表示对蓝色曲线进行线性拟合的结果

Figure 4 The vertical change of the amplitudes of the two ISWs. The blue circles and lines represent the amplitudes and its vertical change obtained through anomaly. The red lines are the linear fitting of the blue lines

图5 浮力频率和海水密度. 两条曲线使用WOA09月平均数据计算得到, 取自距离测线位置最近的点. 实线表示浮力频率, 虚线表示海水密度

Figure 5 The buoyant frequency and seawater density. The two curves are computed from WOA09 monthly averaged data, using the closest grid point to the seismic line. The solid line denotes the buoyant frequency, while the dashed line denotes the seawater density

可以大到2个数量级以上; 相对来讲在中间波数段($3 \times 10^{-3} \sim 1 \times 10^{-2} \text{ m}^{-1}$)内孤立波的能量比GM谱大的不多, 特别是1号内孤立波在这部分几乎与GM谱重合; 高波数段内孤立波的波数谱比GM谱大得也较多, 但是这部分通常受随机噪声的影响较重, 所以除了波动本身能量较大以外, 噪声的影响也是一部分因素.

图6 内孤立波垂向位移的水平波数谱以及GM模型谱的对比图. 蓝色实线是由各个内孤立波同相轴计算而得, 红色实线是蓝色实线的平均值, 黑色实线是GM模型谱. 所有的波数谱均利用内孤立波所对应深度范围内浮力频率的平均值进行了标定

Figure 6 The horizontal wavenumber spectra of the vertical displacement of the two ISWs and the comparison with GM model spectra. The blue lines are the spectra of each horizons. The red lines are the mean value of the blue lines. The black lines denote GM model spectra. All the spectra are normalized by the mean value of the buoyant frequency within the depth range of the corresponding ISWs

2.3 海底对内孤立波的影响

传统的物理海洋学锚系测量属于原位测量方式, 出于对仪器安全的考虑, 通常不会将仪器放至海底, 而地震海洋学依靠声波传播带回海水中的信息, 因此能够较为容易地获取海底及附近水体的结构. 本文所研究的两个内孤立波均达到了海底, 这也就为我们认识海底对内孤立波的影响提供了基础, 其影响主要体现两个方面. 第一个是“切割”作用, 如1号内孤立波. 图2中黄色箭头所指的两条黑色同相轴本是一套, 但是却因海底的“切割”作用而发生间断, 为了方便观察, 将这一段的海底也给出(由于海底及以下的固体部分与海水的声速差别通常较大, 为了不在时深转换方面引起误解, 一般将海底隐去). 第二个是“摩擦”作用, 主要体现在近海底的内孤立波处会发育有更多次一级尺度的波动叠加于其上, 而同位置深度较浅的部分则要相对光滑, 如图3中蓝色箭头所指的部分.

2.4 内孤立波的垂向剪切力

本文所研究的两个内孤立波在其发育处都存在一些垂向噪音, 其中1号内孤立波处较为明显, 如图2红色箭头所指. 在地震数据处理的过程中为了滤除涌浪噪音, 已经对数据做了去低频滤波, 去除了数据中小于6 Hz的频率成分, 然而这些垂向噪音还是残留了下来, 说明其频率要高于涌浪噪音. 与涌浪噪音类似, 这种类型的噪音其信号来源并非是气枪震源, 而是海水的运动直接作用于负责接收信号的拖缆而

造成,所以在内孤立波处多存在这种较强的垂向噪音,正是体现了内孤立波对拖缆强烈的垂向剪切作用.这种强烈的垂向剪切力对海洋设施及海洋作业是一个很大的安全隐患,另外这种剪切力也可以对沉积物进行长距离的搬运,这些都是内孤立波备受关注的原因.

3 宽度校正

除了垂向结构以外,地震剖面还可以给出内孤立波的一些横向结构信息,如内孤立波的宽度(表1).但是这个宽度并不能代表内孤立波的真实宽度(true width),而只能被称为视宽度(apparent width),即由地震剖面所能反映出的宽度.其中有两个原因:一方面因为地震采集船与内孤立波都具备一定的行进速度,从而导致两者之间存在类多普勒效应;另一方面两者的行进方向通常并不平行,而是存在一定的夹角.因此可以使用式(1)进行校正,根据内孤立波的视宽度得到其真实宽度:

$$X_{\text{true}} = \frac{|-v_{\text{ship}} \cdot \cos \theta + v_{\text{wave}}|}{v_{\text{ship}}} \cdot X_{\text{apparent}} \quad (1)$$

式中, X_{true} 和 X_{apparent} 分别是内孤立波的真实宽度和视宽度, v_{ship} 和 v_{wave} 分别是船与内孤立波行进速度的大小, θ 是船与内孤立波速度矢量的夹角, “ $|\cdot|$ ”表示绝对值运算符.地震采集船的速度一般是5节,即2.5 m/s左右,采集方向如图1测线的箭头所示,即以正北作为起点,顺时针夹角为正,方位角是210°.内孤立波的传播速度及方向并不能通过反射地震方法得到,因此本文根据Cai等人^[28]的研究,结合本文的水文背景参数,计算得到1号和2号内孤立波的传播速度分别为1.77和1.65 m/s.方向经验性地取正西到偏西北向,即方位角是270°~300°^[2,10].两个内孤立波的视宽度分别为4.52和3.36 km.将以上参数及内孤立波的视宽度代入到式(1),可获得两个内孤立波校正后的

宽度分别为0.94~3.20和0.54~2.22 km(表1).而根据Cai等人^[28]的研究也可以结合水文参数来获取内孤立波的宽度,1号和2号内孤立波的计算结果分别为1.52和1.36 km,落在了上述计算所得到的范围内.

4 结论

本文主要利用地震海洋学方法研究了南海东北部东沙海域内孤立波的结构特征.与传统的物理海洋学测量手段相比,反射地震方法具有非常高的横向分辨率(6.25 m),并且在垂向上具有均匀记录的特点,因此无论对于研究内孤立波的横向结构还是垂向结构变化,反射地震方法都具有一定的优势.

在结构方面,本文所研究的内孤立波类型是准对称的第一模态下沉型,最大振幅有85.5 m.内孤立波自最大振幅所处深度向下,其振幅大体呈线性减小趋势,振幅随深度的减小率约为0.2.海底对内孤立波的波形会产生一些影响,一方面海底可能会“切割”内孤立波底部,使之出现间断,另一方面海底的“摩擦”会导致近海底的内孤立波处发育有较多次一级尺度的波动.而反过来看,内孤立波的“冲刷”也可能对海底造成一定的影响.从地震剖面来看,两个内孤立波的视宽度分别为4.52和3.36 km,而根据式(1)校正之后,其宽度为0.5~3 km,此范围较为符合前人在东沙海域内孤立波宽度研究方面的认识.

在其他方面,内孤立波所引起的水体垂向扰动会对地震数据采集所使用的拖缆造成较大干扰,从而导致数据中出现较为严重的垂向噪音,所以内孤立波之处所存在的垂向噪音也正是内孤立波垂向剪切力的一个反映.内孤立波水平波数谱与GM模型谱的对比研究表明,其能量在低波数段比GM谱大2个数量级左右,这种强大的能量无论是对于物理海洋学、海洋地质学、还是海洋工程设施的安全都具有重要的意义或影响.

致谢 感谢广州海洋地质调查局资料处理所提供二维反射地震资料.

参考文献

- 1 Cai S Q, Xie J S, He J L. An overview of internal solitary waves in the South China Sea. *Surv Geophys*, 2012, 33: 927-943
- 2 Zhao Z X, Klemas V, Zheng Q A, et al. Remote sensing evidence for baroclinic tide origin of internal solitary waves in the northeastern South China Sea. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L06302, doi: 10.1029/2003GL019077

- 3 Xu Z H, Yin B S, Hou Y J. Response of internal solitary waves to tropical storm Washi in the northwestern South China Sea. *Ann Geophys*, 2011, 29: 2181–2187
- 4 Shaw P T, Ko D S, Chao S Y. Internal solitary waves induced by flow over a ridge: With applications to the northern South China Sea. *J Geophys Res*, 2009, 114: C02019, doi: 10.1029/2008JC005007
- 5 Yang Y J, Fang Y C, Chang M H, et al. Observations of second baroclinic mode internal solitary waves on the continental slope of the northern South China Sea. *J Geophys Res*, 2009, 114: C10003, doi: 10.1029/2009JC005318
- 6 Cai S Q, Long X M, Gan Z J. A numerical study of the generation and propagation of internal solitary waves in the Luzon Strait. *Oceanol Acta*, 2002, 25: 51–60
- 7 Warn-Varnas A, Hawkins J, Lamb K G, et al. Solitary wave generation dynamics at Luzon Strait. *Ocean Modell*, 2010, 31: 9–27
- 8 Liu A K, Chang Y S, Hsu M K, et al. Evolution of nonlinear internal waves in the East and South China Seas. *J Geophys Res*, 1998, 103: 7995–8008
- 9 Du T, Tseng Y H, Yan X H. Impacts of tidal currents and Kuroshio intrusion on the generation of nonlinear internal waves in Luzon Strait. *J Geophys Res*, 2008, 113: C08015, doi: 10.1029/2007JC004294
- 10 Li X F, Zhao Z X, Pichel W G. Internal solitary waves in the northwestern South China Sea inferred from satellite images. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L13605, doi: 10.1029/2008GL034272
- 11 Liu A K, Su F C, Hsu M K, et al. Generation and evolution of mode-two internal waves in the South China Sea. *Cont Shelf Res*, 2013, 59: 18–27
- 12 Xu Z H, Yin B S, Hou Y J, et al. Variability of internal tides and near-inertial waves on the continental slope of the northwestern South China Sea. *J Geophys Res*, 2013, 118: 197–2112
- 13 Chao S Y, Ko D S, Lien R C, et al. Assessing the west ridge of Luzon Strait as an internal wave mediator. *J Oceanogr*, 2007, 63: 897–911
- 14 Lynch J F, Ramp S R, Chiu C S, et al. Research highlights from the Asian seas international acoustics experiment in the South China Sea. *IEEE J Ocean Eng*, 2004, 29: 1067–1074
- 15 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 Geophys Res*, 2003, 108: 3064, doi: 10.1029/2001JC001163
- 16 Chiu C S, Ramp S R, Miller C W, et al. Acoustic intensity fluctuations induced by South China Sea internal tides and solitons. *IEEE J Ocean Eng*, 2004, 29: 1249–1263
- 17 Guo C, Vlasenko V, Alpers W, et al. Evidence of short internal waves trailing strong internal solitary waves in the northern South China Sea from synthetic aperture radar observations. *Remote Sens Environ*, 2012, 124: 542–550
- 18 Cheng M H, Hsu J R C, Chen C Y, et al. Modelling the propagation of an internal solitary wave across double ridges and a shelf-slope. *Environ Fluid Mech*, 2008, 9: 321–340
- 19 Holbrook W S, Páramo P, Pearse S, et al. Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling. *Science*, 2003, 301: 821–824
- 20 Song H B, Dong C Z, Chen L, et al. Reflection seismic methods for studying physical oceanography: Introduction of seismic oceanography (in Chinese). *Progr Geophys*, 2008, 23: 1156–1164 [宋海斌, 董崇志, 陈林, 等. 用反射地震方法研究物理海洋——地震海洋学简介. *地球物理学进展*, 2008, 23: 1156–1164]
- 21 Ruddick B, Song H B, Dong C Z, et al. Water column seismic images as maps of temperature gradient. *Oceanography*, 2009, 22: 192–205
- 22 Dong C Z, Song H B, Hao T Y, et al. Studying of oceanic internal waves spectral in the northeast South China Sea from seismic reflections (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2009, 52: 2050–2055 [董崇志, 宋海斌, 郝天珧, 等. 南海东北部海洋内波的反射地震研究. *地球物理学报*, 2009, 52: 2050–2055]
- 23 Song H B, Pinheiro L M, Wang D X, et al. Seismic images of ocean meso-scale eddies and internal waves (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2009, 52: 2775–2780 [宋海斌, Pinheiro L M, 王东晓, 等. 海洋中尺度涡与内波的地震图像. *地球物理学报*, 2009, 52: 2775–2780]
- 24 Song H B, Bai Y, Dong C Z, et al. A preliminary study of application of empirical mode decomposition method in understanding the features of internal waves in the northeast South China Sea (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2010, 53: 393–400 [宋海斌, 拜阳, 董崇志, 等. 南海东北部内波特征——经验模态分解方法应用初探. *地球物理学报*, 2010, 53: 393–400]
- 25 Huang X H, Song H B, Pinheiro L M, et al. Ocean temperature and salinity distributions inverted from combined reflection seismic and XBT data (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2011, 54: 1293–1300 [黄兴辉, 宋海斌, Pinheiro L M, 等. 利用反射地震数据和 XBT 数据联合反演海水的温盐分布. *地球物理学报*, 2011, 54: 1293–1300]
- 26 Chen J X, Song H B, Bai Y, et al. The vertical structure and physical properties of Mediterranean eddy (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2013, 56: 943–952 [陈江欣, 宋海斌, 拜阳, 等. 地中海涡旋的垂向结构与物理性质. *地球物理学报*, 2013, 56: 943–952]
- 27 Huang X H, Song H B, Bai Y, et al. Estimation of Geostrophic velocity from seismic images of mesoscale eddy in the South China Sea (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2013, 56: 181–187 [黄兴辉, 宋海斌, 拜阳, 等. 利用地震海洋学方法估算南海中尺度涡的地转流速. *地球物理学报*, 2013, 56: 181–187]

- 28 Cai S Q, Gan Z J, Long X M. Some characteristics and evolution of the internal soliton in the northern South China Sea (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2001, 46: 1245–1250 [蔡树群, 甘子钧, 龙小敏. 南海北部孤立子内波的一些特征和演变. *科学通报*, 2001, 46: 1245–1250]

Nonlinear internal solitary waves in the northeast South China Sea near Dongsha Atoll using seismic oceanography

BAI Yang¹, SONG HaiBin¹, GUAN YongXian², YANG ShengXiong², LIU BoRan^{3,4}, CHEN JiangXin^{3,4} & GENG MingHui^{3,4}

¹State Key Laboratory of Marine Geology, School of Ocean and Earth Science, Tongji University, Shanghai 200092, China;

²Key Laboratory of Marine Mineral Resources, Ministry of Land and Resources, Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou 510760, China;

³Key Laboratory of Petroleum Resources Research, Institute of Geology and Geophysics, Beijing 100029, China;

⁴University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

We studied nonlinear internal solitary waves in the northeast South China Sea near Dongsha Atoll, mainly using seismic oceanography. The type of internal solitary wave examined was the first mode depression wave, with maximum amplitude 85.5 m. From the depth of this amplitude and below, the amplitude of solitary waves generally decreased linearly, and the rate of decrease with depth was about 0.2. The seafloor can influence the waveforms of these waves. Specifically, the seafloor can “cut” the bottom of solitary waves, making them discontinuous, and the seafloor “friction” can induce many short waves near it. The apparent width of solitary waves directly from seismic sections should be corrected to obtain true width. Apparent widths of two solitary waves studied were 4.52 and 3.36 km; these were about 0.5–3 km after correction. There was vertical noise at solitary wave locations, reflecting strong vertical shear forces there. The contrast between horizontal wavenumber spectra of the solitary waves and GM (Garrett Munk) model spectra indicate that their wave energy was about two orders of magnitude larger than the GM spectra at low wave numbers.

internal solitary wave, soliton, seismic oceanography, South China Sea, Dongsha Atoll

doi: 10.1360/N972014-00911