

王宏威, 乔玥, 冯学志, 等. 南海北部内孤立波影响海域悬浮颗粒物特征变化研究[J]. 海洋学报, 2024, 46(6): 114–129, doi:10.12284/hyxb2024057

Wang Hongwei, Qiao Yue, Feng Xuezhi, et al. Characteristics of suspended particulate matter in the northern South China Sea affected by internal solitary waves[J]. Haiyang Xuebao, 2024, 46(6): 114–129, doi:10.12284/hyxb2024057

南海北部内孤立波影响海域悬浮颗粒物特征变化研究

王宏威¹, 乔玥¹, 冯学志¹, 朱超祁^{1,3}, 陈天¹, 胡聪^{1,2}, 孙中强^{1,2},
孙均凯¹, 单红仙^{1,2}, 贾永刚^{1,2*}

(1. 中国海洋大学 山东省海洋环境地质工程重点实验室, 山东 青岛, 266100; 2. 中国海洋大学 海洋环境与生态教育部重点实验室, 山东 青岛, 266100; 3. 中国海洋大学 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 山东 青岛, 266100)

摘要: 悬浮颗粒物在“源-汇”沉积体系中扮演着关键角色, 而南海常见的动力现象——内孤立波, 则被证实是影响悬浮颗粒物分布和沉积过程的重要因素。该项研究于 2022 年 9 月在吕宋海峡至东沙群岛海域开展, 采用 LISST-deep 与 CTD 设备进行同步观测, 以研究悬浮颗粒物的粒径及体积浓度分布。通过调查期内的卫星遥感数据, 划定了内孤立波的影响范围, 并结合海床基观测内孤立波影响悬浮颗粒物分布过程, 从动力学的角度揭示了内孤立波对悬浮颗粒物在输运过程中特征变化的影响。研究发现: (1) 在内孤立波的振幅深度区间 (6~79 m) 内, 以较小粒径的悬浮颗粒物 (15~25 μm) 分布为主, 且越接近内孤立波的波谷深度, 出现较小粒径悬浮颗粒物的频率越高。(2) 悬浮颗粒物分布由内孤立波波峰线中心区域扩散到两侧, 在中心为体积浓度低值区 ($\leq 91 \mu\text{L/L}$), 而波峰线两侧区域与内孤立波传播路径远端区域为体积浓度高值区 ($\geq 500 \mu\text{L/L}$)。此外, 研究进一步揭示了内孤立波通过改造作用使聚集状态的悬浮颗粒物被分解为粒径较小、组成单一的颗粒, 通过控制作用改变悬浮颗粒物在波峰线不同位置、传播路径和振幅深度上的体积浓度分布, 为理解南海源-汇沉积体系提供了重要的理论依据。

关键词: 内孤立波; 悬浮颗粒物; 粒径分布; 颗粒特征; 改造控制作用

中图分类号: P736.21 文献标志码: A 文章编号: 0253-4193(2024)06-0114-16

1 引言

海洋中的悬浮颗粒物 (Suspended Particulate Matter, SPM) 是由矿物碎屑颗粒、浮游微生物及其残骸、有机胶体组成的絮凝体^[1]。SPM 通过地表生物和地球物理作用产生^[2], 进入海洋和沿海水域, 以平流、弥散等运输方式进行扩散^[3]。在输运过程中吸附和解吸附各种营养物和颗粒污染物, 介导海洋物理生化过程^[4], 因此 SPM 对海洋生态环境和生物地球化学循环具有

重要作用^[5-7]。

组成成分及粒径分布是研究 SPM 的重要参数^[8-9], 而海洋物理和生化条件是决定 SPM 粒径大小的关键因素, 如低湍流强度、高离子强度、黏性高分子物质有利于单个矿物颗粒絮凝形成粒径较大的 SPM^[10]。由于 SPM 的聚集体在生物和矿物成分上存在异质性, SPM 可分为矿物聚集体、生物聚集体^[11]。矿物聚集体多形成于富含沉积物的环境中^[12], 如海洋雾状层或近岸河口高浓度海水, 而生物聚集体 (海洋雪) 形成

收稿日期: 2023-10-30; 修订日期: 2024-05-13。

基金项目: 国家自然科学基金重点 (41831280); 国家自然科学基金面上项目 (42277137); 国家自然科学基金 (42207173); 山东省自然科学基金 (ZR2022QD002)。

作者简介: 王宏威 (1998—), 男, 河北省张家口市人, 研究方向为内孤立波对悬浮颗粒物特征影响研究。E-mail: whw1314220@foxmail.com

* 通信作者: 贾永刚 (1965—), 男, 吉林省伊通县人, 教授, 研究方向为海洋工程地质。E-mail: yonggang@ouc.edu.cn

于矿物含量少的环境中,通常出现在深海区域^[13]。

海洋动态过程是改变 SPM 组成成分及粒径分布的主要因素,例如在弱动力条件下,低流速的海水环境有利于 SPM 絮凝,进而形成粒径较大、可沉降的聚集体;而在峰值流量期间,高流速海水环境则不利于 SPM 絮凝,从而使聚集体分解为粒径较小、不易沉降的初级矿物颗粒^[14]。内孤立波作为南海重要的水动力过程,能够影响 SPM 的沉积过程,使向下沉降的 SPM 受到内孤立波的影响发生偏移,并使温跃层上方的 SPM 发生向岸方向的水平输运^[15];另一方面,由于内孤立波通常伴有强烈的湍流混合,SPM 主要分布在内孤立波前缘的表面和后缘的底部^[16]。相关研究表明海水中悬浮的细粒沉积物有很大一部分不会发生沉积,而是在海洋中一直保持长时间的悬浮状态,形成中部雾状层^[17]。在内孤立波破碎过程中,边界层的不稳定和涡旋分流引起沉积物再悬浮会进一步造成雾状层扩散^[18-19],因此雾状层是影响 SPM 扩散的主要原因。

目前,对于内孤立波影响海底沉积物产生侵蚀再悬浮现象并塑造雾状层方面已有相关研究,但是上述过程中 SPM 的粒径、体积浓度和聚集程度等特征变化与动态过程研究欠缺。本文根据 2022 年南海东北部及吕宋海峡航次的观测资料,通过卫星遥感影像数据计算研究区内孤立波的影响范围,建立与 SPM 粒径分布、组成的关系,探究了 SPM 处于内孤立波不同波峰线位置、传播路径上的垂向和水平分布差异,从内孤立波对 SPM 的改造和控制作用方面解释产生差异的原因,并进一步提出内孤立波影响 SPM 机理的概念模型。

2 研究数据与方法

2.1 研究区概况

研究区位于南海北部,南海位于太平洋西部,呈东北-西南走向,经纬度跨越为 3°~23°N, 99°~122°E,是世界第三大边缘海,海域面积达 $3.5 \times 10^6 \text{ km}^2$,平均水深约 5 000 m^[20]。作为中国最大的半封闭性边缘海,南海与东海、西太平洋、印度洋等邻近海域进行水体交换^[21]。此外南海跨热带与亚热带,位于热带季风区,以热带海洋性气候为主要特征,是西北太平洋台风的主要发源地,台风活动频繁,恶劣海况频发^[22]。

南海北部水动力环境复杂,在吕宋海峡至东沙群岛海域内孤立波广泛发育。根据以往的观测资料,吕宋海峡至东沙群岛海域的内孤立波可分为两类:一是在吕宋海峡浅层地形上受潮汐和黑潮影响下产生的

内孤立波;二是在陆架断裂处及其周围由入射的跨盆地波或日潮产生的内孤立波^[23-24]。这些波的波峰长度可超过 200 km,传播速度可达 1.9 m/s。这里的内孤立波大多从吕宋海峡自东向西进行传播,在东沙群岛及周围的珊瑚礁海域折射,最终在大陆架破碎^[25]。

南海北部具有丰富的 SPM 输送源,湄公河、红河、珠江每年分别向南海提供 160 Mt, 130 Mt 和 69 Mt 的沉积物^[26],除此之外,台湾岛西南部和火山岩质的吕宋岛弧也是南海的重要物源区,前者每年向南海北部输入沉积物 187.5 Mt^[27]。南海北部初级生产力的总体水平高于世界亚热带海域平均值^[28],生源颗粒物较为丰富。

2.2 原位观测内孤立波及 SPM 特征分布

在 2022 年夏季(9月5日至10月3日),搭载“东方红 3”船在南海北部研究区(20.10°N, 114.92°E)放置海床基观测平台对内孤立波进行连续观测,观测站位水深为 267 m,海底地形坡度为 0.81°。海床基观测平台搭载的 75 kHz ADCP 能够对海洋内孤立波、内潮等海洋动力过程观测,观测过程中 ADCP 的换能器一端垂直向上,测上部海水剖面流速。由于 ADCP 后散射强度与散射水体中 SPM 浓度成正比^[29],因此在一定程度上可用于表征 SPM 分布。

研究在南海进行了 4 个断面(A、B、C、D 断面,共计 13 个站位)的 SPM 特征调查,具体位置见图 1。每个站位使用船载温度盐度探测仪(CTD, SeaBird 911 Plus, 美国华盛顿州海鸟电子公司)进行全剖面水体观测。该设备搭载了 9 种传感器,包括 CTD、CDOM、DO、pH、叶绿素、PAR、后向散射系数、光透射计和高度计,用于获取温度、盐度、压力、浑浊度和叶绿素 *a* 荧光的剖面数据。在内孤立波传播过程中,研究使用激光粒度仪(LISST-deep)对调查海域进行了 SPM 体积浓度和粒径的测量,LISST-deep 的工作原理是以小角度发射的激光束被水中的悬浮颗粒散射,由于颗粒物粒径不同,散射角度也随之改变^[30-31]。通过运用 Mie 散射理论,根据散射数据得出不同粒级的体积浓度。LISST-deep 水平安装在 CTD 的底部,并与 CTD 进行同步观测。采用实时观测的方式进行采集,采样频率为 2 Hz。测量结果使用 Sequoia 系数进行校准计算,从而获得垂向分辨率为 1 m 的悬浮物粒径和体积浓度分布。

此外,根据国际海水状态方程,在每个站位的表层(5 m)、25 m、50 m、75 m、DCM(叶绿素极大值层)、100 m、150 m、200 m、300 m、500 m、1 000 m、1 500 m、2 000 m 和 3 000 m 深度以及底层(海床以上 25~50 m)

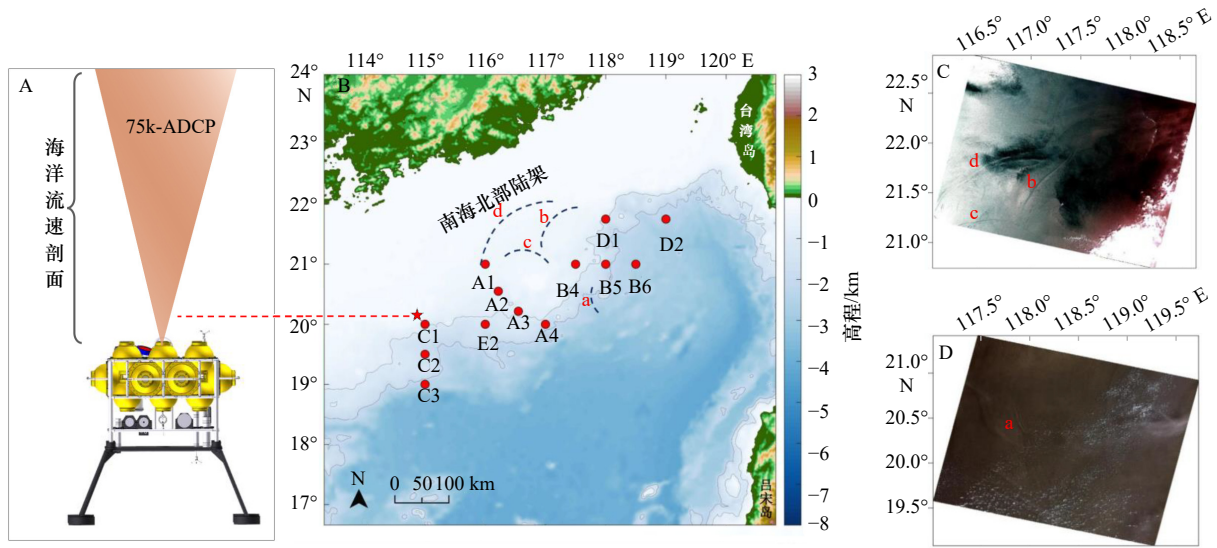


图 1 调查期间南海北部观测站位与内孤立波 a、b、c、d 分布

Fig. 1 Distribution of observation stations and internal isolated waves a, b, c, d in the northern part of the South China Sea during the survey period

A. 海床基观测内孤立波, B. 内孤立波与观测站位, C. GF1 卫星观察到的内孤立波 b、c、d, D. HJ2A 卫星观察到的内孤立波 a

A. Seabed based internal solitary wave observations, B. internal solitary wave vs. observation station, C. internal solitary wave b, c, d observed by GF1 satellite,

D. internal solitary wave a observed by HJ2A satellite

采用分层采水器采集水样。通过 $0.45 \mu\text{m}$ Whatman 滤膜对水样中的 SPM 进行真空过滤。

聚合程度是衡量 SPM 聚集或分散的重要指标, 计算方法由 Phillips 等^[32] 描述, 即相对粒径(天然悬浮颗粒物团聚体的直径, 包括有机成分和矿物颗粒)和绝对粒径之间粒径减小的百分比。SPM 的相对粒径由 LISST-deep 测得, 而单个颗粒的绝对粒径则需要通过显微镜对水样滤膜上的聚集悬浮物和絮凝体结构进行进一步测量。

2.3 基于遥感影像反演内孤立波物理参数

本文根据 LISST-deep 的布放时间, 结合 GF1 和 HJ2A 卫星的遥感影像资料(<https://data.cresda.cn>) 识别研究区相邻时间发生的内孤立波事件, GF1 搭载的 WFV 传感器和 HJ2A 搭载的 CCD 传感器, 可以提供图像分辨率为 16 m 的多光谱彩色图像(蓝、绿、红、近红外 4 个波段), 成像的幅宽为 800 km。GF1 和 HJ2A 卫星分别在 2022 年 9 月 21 日上午 10 点和 2022 年 9 月 5 日上午 11 点经过研究区。本文共观测到 4 处清晰的内孤立波条纹, 如图 1B 和 C 所示。

内孤立波通过诱导剪切流场引起海洋表面波浪的辐聚和辐散, 从而改变海面的粗糙度, 使卫星图像表现出明暗相间的条纹特征, 据此可以识别出内孤立波的下凹、上凸和展宽, 以及从下凹到上凸的连续演化过程, 其中, 下凹内孤立波波包可以识别为先亮后

暗, 而上凸内孤立波波包可以识别为先暗后亮^[33-36]。根据上述特征, 文章通过卫星图像识别内孤立波, 再根据 Zhang 等建立的内孤立波反演模型(NLS 方程)^[37] 求解内孤立波振幅和非线性相速度。首先通过公式(1)和公式(2)计算内孤立波的半波宽度。

$$D = 1.76l, \quad \alpha\beta > 0 \quad (1)$$

$$D = 1.32l, \quad \alpha\beta < 0 \quad (2)$$

其中, D 为遥感图像中最亮点与最暗点之间的距离, l 为内孤立波的半波宽度, D 和 l 可以直接从遥感图像中获得, 如图 2 所示将内孤立波图像进行局部放大, 在图像上统计内孤立波明暗条带的灰度值, 灰度值统计如图 3 所示。 α 为弥散系数, β 为非线性系数, 与水深、分层、密度差有关。可以通过公式(3)、公式(4)计算:

$$\alpha = \frac{3}{2} \frac{C}{h_1 h_2} \frac{\rho_2 h_1^2 - \rho_1 h_2^2}{\rho_2 h_1 + \rho_1 h_2}, \quad (3)$$

$$\beta = \frac{C h_1 h_2}{6} \frac{\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2}{\rho_2 h_1 + \rho_1 h_2}, \quad (4)$$

$$C = \left[\frac{g(\rho_2 - \rho_1) h_1 h_2}{\rho_2 h_1 + \rho_1 h_2} \right]^{1/2}. \quad (5)$$

线性相速度 C 可以通过公式(5)进行计算, 其中 h_1 和 h_2 分别为上层和下层水体的深度, ρ_1 和 ρ_2 为上层和下层水体的平均密度, 层内介质均匀。根据船载 CTD 对内孤立波近端站位(内孤立波 a 区域的数据来自 B5 站位, 内孤立波 b 区域的数据来自 B4 站位, 内

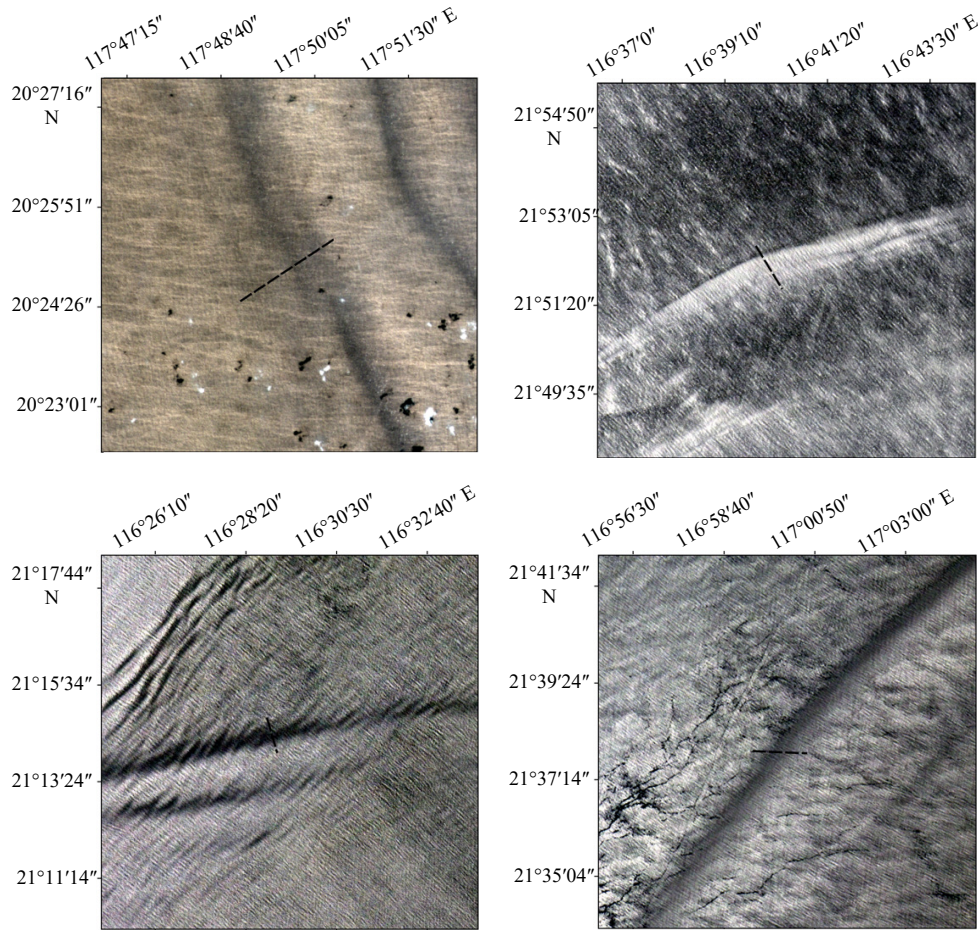


图2 内孤立波局部放大视图

Fig. 2 Localized enlarged view of internal isolated wave

孤立波 c、d 区域的数据来自 A1 站位) 的海水温度、盐度以及深度的记录, 得到吕宋海峡至东沙群岛海域水体参数如表 1 所示。

内孤立波的振幅可通过公式(6)或公式(7)计算:

$$A_0 = \left(\frac{1.76}{D} \right)^2 \left| \frac{12\beta}{\alpha} \right|, \quad \alpha\beta > 0 \quad (6)$$

$$A_0 = \left(\frac{1.32}{D} \right)^2 \left| \frac{12\beta}{\alpha} \right|, \quad \alpha\beta < 0 \quad (7)$$

内孤立波的非线性相速度可通过公式(8)计算得到:

$$c = \left[\frac{g(\rho_2 - \rho_1)h_1h_2}{\rho_2h_1 + \rho_1h_2} \right]^{1/2} + \frac{\alpha A_0}{3}. \quad (8)$$

内孤立波传播的振幅变化可以近似地看作“趋浅温跃层”的过程, 即内孤立波由温跃层较深的海域传播至温跃层变浅的海域^[38]。公式(9)如下:

$$\text{SAGR} = \left(\frac{h_0}{h_c} \right)^{\frac{2}{3}}, \quad (9)$$

式中, SAGR 为内孤立波的振幅变化率, h_0 为初始等温线的深度, h_c 为传播过程等温线的深度。

公式(10)用于衡量背景流引起内孤立波波速变

化的影响程度^[39]。如满足不等式, 则海流引起的波速变化被认为是“显著的”。

$$\left| \frac{\Delta c}{c_{\text{topo}}} \right| > \omega_{M_2} / \sqrt{\omega_{M_2}^2 - f^2} - 1, \quad (10)$$

式中, $\Delta c = c - c_{\text{topo}}$, c 和 c_{topo} 分别代表受背景流和水深变化影响的内孤立波相速度, 以及仅受水深变化影响的内孤立波相速度。 ω_{M_2} 为 M_2 分潮频率; f 为科氏参数。

3 结果

3.1 内孤立波影响区域与 SPM 的对应关系

根据光学遥感图像识别的内孤立波条纹, 采用人机交互的方式提取影像中单条内孤立波的地理位置信息, 通过调查期内卫星探测的内孤立波波峰线各点的经纬度, 计算出研究区波峰线长度进行统计, 再根据上述方法反演的内孤立波物理参数(表 2)、内孤立波传播过程参数(表 3)和卫星掠过与采样的时间差计算其影响范围。内孤立波在传播过程中的振幅变化主要与等温线的深度相关。而内孤立波的传播速度受诸多因素影响, 影响的重要性依次为: 水深变

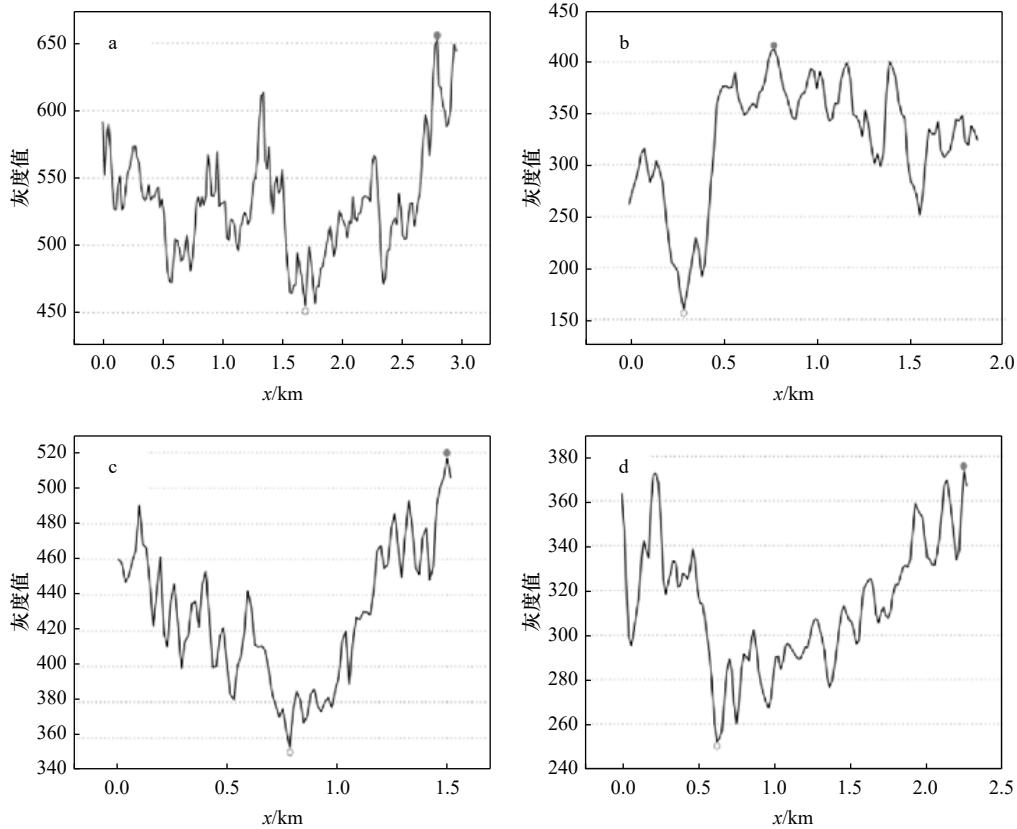


图 3 与内孤立波传播方向平行的截面灰度

Fig. 3 Gray scale of the cross section parallel to the direction of propagation of the internal isolated wave

表 1 吕宋海峡至东沙群岛海域水体参数

Table 1 Parameters of the water column in the sea area from Luzon Strait to Dongsha Islands

$\rho_1 / (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$	$\rho_2 / (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$	h_1 / m	h_2 / m	α	β
1 021.554	1 023.420	45	1 683	-0.029	11 202.898
1 022.864	1 025.069	72.5	638.5	-0.014	5 819.519
1 019.945	1 020.962	20.5	255.5	-0.029	376.564

表 2 调查站位 CTD 观测记录表

Table 2 Survey station CTD observation record sheet

站位	海况等级	风速/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	气压/hPa	平均浪高/m
A1	3	8.4	1 006.8	2.0
A2	2	8.8	1 007.0	2.0
A3	3	5.1	1 006.4	0.6
A4	3	10.4	1 007.3	2.0
B4	2	7.1	1 006.3	1.0
B5	1	0.6	1 007.4	0.0
B6	1	7.7	1 009.4	1.0
C1	2	4	1 005.6	0.6
C2	3	9.7	1 006.3	2.0
C3	1	5.4	1 006.8	0.6
D1	2	5.8	1 003.6	1.0
D2	2	6.0	1 002.4	1.0
E2	2	7.0	1 008.5	1.0

化>强背景流>层结变化>内孤立波振幅^[40]。通常情况下,内孤立波在传播过程中:流速逐渐变强、振幅逐渐增大、波型逐渐变陡。在南海北部深水盆地,由于强西边界流的存在, $|\Delta c/c_{\text{topo}}| > 0.07$ (基于科氏力引起的阈值为 0.07), 西边界流对于内孤立波传播速度的影响是显著的, 并且从年平均环流角度来看, 上游的西边界流可造成内孤立波传播速度增加 0.1~0.2 m/s^[39]。通过国家“863”计划构建的南海内波潜标网络的大量观测数据发现: 当内孤立波的振幅每增加 100 m, 其传播速度增加 0.16 m/s^[40]。考虑上述影响内孤立波传播变化的因素, 研究计算了基于卫星图像识别的内孤立波在传播过程中的速度和振幅, 结果如表 3、图 4 所示。

针对南海北部其他水动力条件影响 SPM 分布输运的问题, 研究通过调研全球海洋再分析数据, 该数据集是基于常年海洋物理参数调查数据, 由卫星数据

表3 吕宋海峡至东沙群岛海域的内孤立波参数反演
Table 3 Parameter inversion of internal waves in the Luzon Strait to Dongsha Islands

名称	纬度	经度	亮暗间距/m	反演振幅/m	相速度/(m·s ⁻¹)	波峰线长度/km
内孤立波a	20°24'41"N	117°48'46"E	1 099.60	6.68	0.95	41.53
内孤立波b	21°52'16"N	116°40'00"E	479.77	37.76	1.35	96.84
内孤立波c	21°14'25"N	116°28'55"E	719.96	34.72	0.76	66.23
内孤立波d	21°37'51"N	117°00'08"E	1 615.96	66.89	1.07	138.40

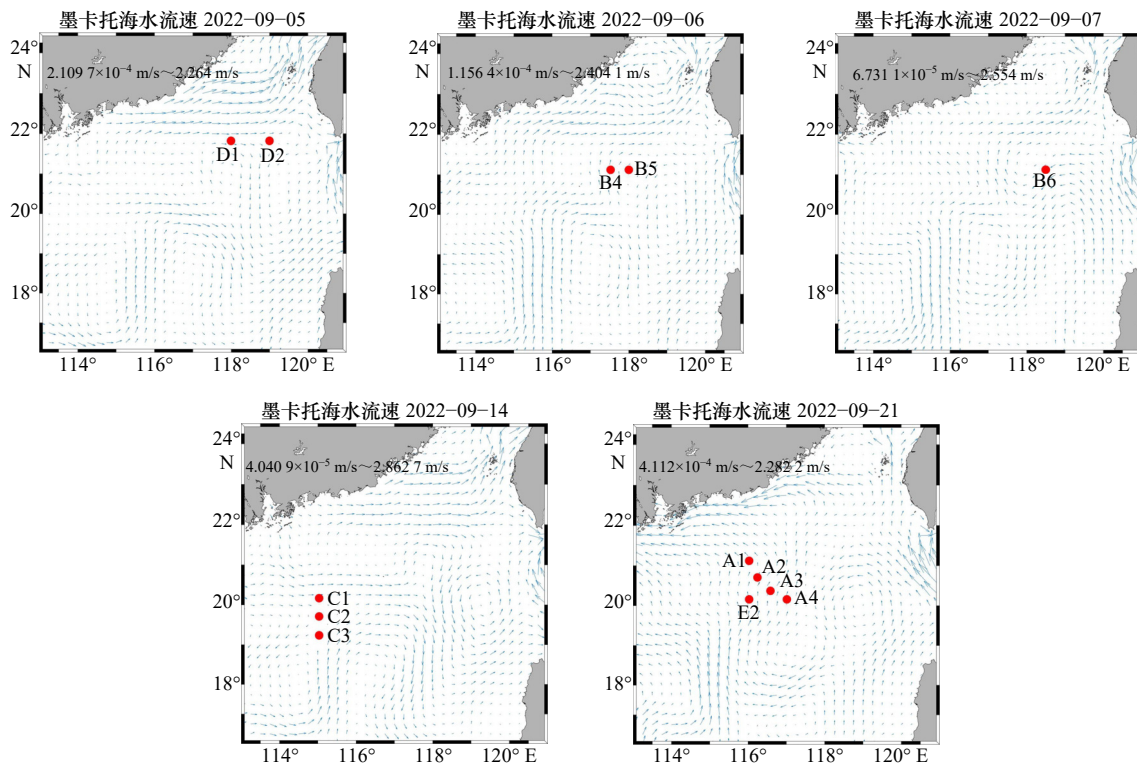


图4 调查期间南海表层流速数据

Fig. 4 Surface velocity data of the South China Sea during the survey period

和原位观测数据约束的海洋数值模型计算得出。如图4所示为调查期间南海表层流速数据(空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$),其中流速阈值为 $0.00 \sim 2.86$ m/s,高流速区间多分布于巴士海峡以及珠江、广州海岸,而观测站点周边区域流速较小,流动趋势不明显。在实际观测过程中也没有发现风暴等较强的海洋水动力现象,调查记录表如表2所示,最高海浪等级为三级,风速介于 $4 \sim 10$ m/s之间,波高介于 $0 \sim 2$ m之间,设备布放过程中未出现较大风浪,浪花未显白色。波浪、潮汐作用产生的垂直涡动是引起SPM向上输运的另一个原因,相关研究表明SPM聚集区域集中在流速中等的中部深水区,而不是潮流流速最大的海域^[4],并且位于波浪、潮汐强烈作用区域的SPM经水流的输运,容易在较弱动力的深水区域形成浓度高值区,但由于波浪、潮汐对深水区域作用深度有限,对于50 m

水深以下的SPM影响甚微。

调查期间内孤立波影响海域范围如图4所示,可以发现东沙群岛-吕宋海峡海域的内孤立波由南至北覆盖了研究区1/4的区域,测量结果表明受内孤立波影响的海域面积为 71.43 km^2 。之后进一步地将内孤立波传播路径上的重叠区域作为判别其影响程度的依据,内孤立波在研究区南侧以及东侧附近海域产生,研究区的北侧($20^{\circ} \sim 22^{\circ} \text{N}$, $116^{\circ} \sim 118^{\circ} \text{E}$)是内孤立波的主要影响区域,其中主要影响海域面积为 26.14 km^2 ,次要影响海域面积为 38.51 km^2 。南侧海域内孤立波传播方向较为单一,均向汕尾沿岸方向传播,东侧海域内孤立波在吕宋海峡附近海域生成,向西南方向传播。研究区不同站位受内孤立波影响程度不同,其中A1、A2、A3、A4、B4、B5站位受内孤立波影响程度较大,其余站位通过数值计算发现受内孤立波影响

表 4 吕宋海峡至东沙群岛海域的内孤立波传播过程参数反演

Table 4 Parameter inversion of propagation process of internal solitary waves from Luzon Strait to Dongsha Islands

名称	反演振幅/m	振幅变化值/m	相速度/(m·s ⁻¹)	相速度变化值/(m·s ⁻¹)							
				$C_1 = C_0 + (A_1 - A_0) \times 0.0016$							
内孤立波a	6.68	变化率:	0.67	2.07	0.54	2.83	0.95	0.97	0.97	0.96	0.98
			9.97	13.83	7.47	21.13					
内孤立波b	37.76	变化率:	0.76	1.84	0.72	1.71	1.35	1.36	1.40	1.37	1.42
			49.68	69.48	50.02	85.54					
内孤立波c	34.72	变化率:	0.85	1.71	0.82	1.22	0.76	0.77	0.80	0.78	0.80
			40.85	59.37	48.68	59.39					
内孤立波d	66.89	变化率:	1.24	1.48	0.76	1.54	1.07	1.00	1.02	1.04	1.09
			27.63	34.26	50.71	78.09					

较小,并且在内孤立波影响区域,悬浮颗粒物特征呈现特殊的垂向和水平分布,观测站位内孤立波与悬浮颗粒物特征对应关系如表5所示。

3.2 内孤立波影响区域 SPM 垂向分布特征

研究发现,在内孤立波影响海域,A1、A2、A3 站位 SPM 体积浓度呈现不同的分布,如图6所示:A1、A3 站位 SPM 体积浓度出现高值,分别为 912 $\mu\text{L/L}$ 、985 $\mu\text{L/L}$,而 A2 站位的 SPM 体积浓度表现出低值水平,为 91 $\mu\text{L/L}$ 。从内孤立波 c 的传播方向上来看,A2 站位位于内孤立波波峰线的中心区域,而 A1 和

A3 站位分别位于内孤立波的北翼尾端和南翼尾端,SPM 体积浓度在波峰线不同位置的差异性显著;从垂向上看,与 A1 和 A3 站位相比,A2 站位 SPM 在不同粒径级中体积浓度的高值分布具有明显差异,尤其是在水深 400m 以上 0~20 μm 和 50~80 μm 粒径级下 SPM 体积浓度的高值占主导地位,均值粒径(30 μm 左右)体积浓度的高值在 A2 站位极少出现。但是从整体而言,A2 站位 SPM 体积浓度的极值(91 $\mu\text{L/L}$)低于 A1(912 $\mu\text{L/L}$)、A3(985 $\mu\text{L/L}$)站位;先前研究表明 SPM 主要分布在内孤立波前缘表面和后缘底部^[46],从观测结果来看,SPM 体积浓度的高值主要在水深 50 m 以较小粒径(20 μm)出现,其深度与内孤立波 c 的振幅(34.72 m)相近,值得注意的是,A3 站位的 SPM 体积浓度从内孤立波的前缘到后缘深度以每 10 m 200 $\mu\text{L/L}$ 的速度衰减。综合来看,内孤立波对波峰线两侧 SPM 的影响主要体现在垂向传播引起雷诺应力变化产生抽吸作用^[42]。同时观测结果反映出内孤立波的控制作用与距离有关,距离更远的 A4 站位 SPM 体积浓度逐层衰减效应弱于与 A3 站位,以每 500 m 50 $\mu\text{L/L}$ 的速度衰减,与正常海况下的 SPM 分布情况接近^[43]。另外内孤立波的控制作用与影响时间有关,使用相速度回溯内孤立波 c 到达站位的时间,其中 A1 站位是在内孤立波发生前采集的 SPM 数据,A2、A3 站位是在内孤立波发生后进行的 SPM 观测,A2 站位的粒径分布不同于 A1、A3 站位,在中上层水层 SPM 的粒径相差较大,以 10 μm 和 80 μm 分布为主,且数据的采集时间与内孤立波的理论到达时间相隔最短(约 3 h),理论上受到内孤立波的影响较大,这种影响体现在 A2 站位总体 SPM 的体积浓度呈现低值水平。

通过上述研究发现了内孤立波不同波峰线位置

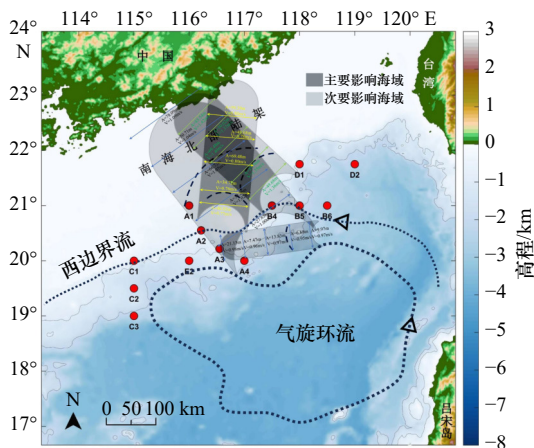


图 5 内孤立波传播过程及影响区域

Fig. 5 Internal isolated wave propagation processes and regions of influence

主要影响海域为调查时期多个内孤立波传播的重叠区域,次要影响海域为调查时期仅受单个内孤立波影响的区域

The main affected sea area is the overlapping area where multiple internal isolated waves propagated during the survey period, and the secondary affected sea area is the area affected by only one single internal isolated wave during the survey period

表5 观测站位内孤立波与悬浮颗粒物特征对应关系

Table 5 Correspondence between isolated waves and suspended particulate matter characteristics within the observing stations

站位	观测时间	纬度	经度	水深/m	内孤立波经过时刻				所处内孤立波位置	影响范围/km ²	相对粒径/ μm	绝对粒径/ μm	平均浓度/ $(\mu\text{L}\cdot\text{L}^{-1})$
					内孤立波a	内孤立波b	内孤立波c	内孤立波d					
A1	2022.09.21 02:58–03:06	20°59.908'N	115°59.900'E	300	–	–	09:21 05:21	–	波峰线 北翼	0.310	30.079	17.320	43.320
A2	2022.09.21 06:54–07:08	20°33.583'N	116°13.702'E	583	–	–	09:21 03:56	–	波峰线 中心	0.193	31.259	19.560	46.886
A3	2022.09.21 17:23–17:36	20°13.728'N	116°33.546'E	480	–	–	09:21 01:23	–	波峰线 南翼	0.213	29.761	16.810	51.677
A4	2022.09.21 22:25–22:57	19°59.586'N	117°0.325'E	1500	–	–	–	–	波峰线 远端	0.058	33.699	14.840	58.942
B4	2022.09.06 09:14–09:29	21°0.040'N	117°30.089'E	638	09:05 05:20	–	–	–	传播路径前	3.483	29.366	20.620	77.743
B5	2022.09.06 20:15–20:45	21°0.318'N	117°59.764'E	1520	09:05 06:14	–	–	–	传播路径中	0.019	28.637	21.320	67.295
B6	2022.09.07 02:58–03:44	20°59.872'N	118°30.102'E	2450	09:05 01:32	–	–	–	传播路径后	N/A	28.225	19.250	71.198
C1	2022.09.14 19:53–20:11	19°59.956'N	114°59.956'E	720	–	–	–	–	–	N/A	29.457	14.170	33.343
C2	2022.09.14 13:32–14:01	19°29.845'N	115°0.220'E	1510	–	–	–	–	–	N/A	36.648	14.210	67.328
C3	2022.09.14 08:19–09:02	19°0.126'N	115°0.289'E	2222	–	–	–	–	–	N/A	32.577	15.680	64.302
D1	2022.09.05 22:28–22:46	21°45.337'N	118°0.049'E	831	–	–	–	–	–	N/A	29.611	16.320	56.011
D2	2022.09.05 09:13–09:55	21°45.144'N	119°0.101'E	2260	–	–	–	–	–	N/A	30.432	15.580	53.238
E2	2022.09.21 11:04–11:30	20°0.113'N	115°59.887'E	1212	–	–	–	–	–	N/A	31.624	12.360	85.014

注: 内孤立波经过时刻根据内孤立波与站位实际距离和传播速度进行计算, 相对粒径、绝对粒径和平均浓度均以100 m深的的数据平均计算。“–”表示在调查期间未观察到显著的内孤立波事件, “N/A”表示未在内孤立波显著影响区域。

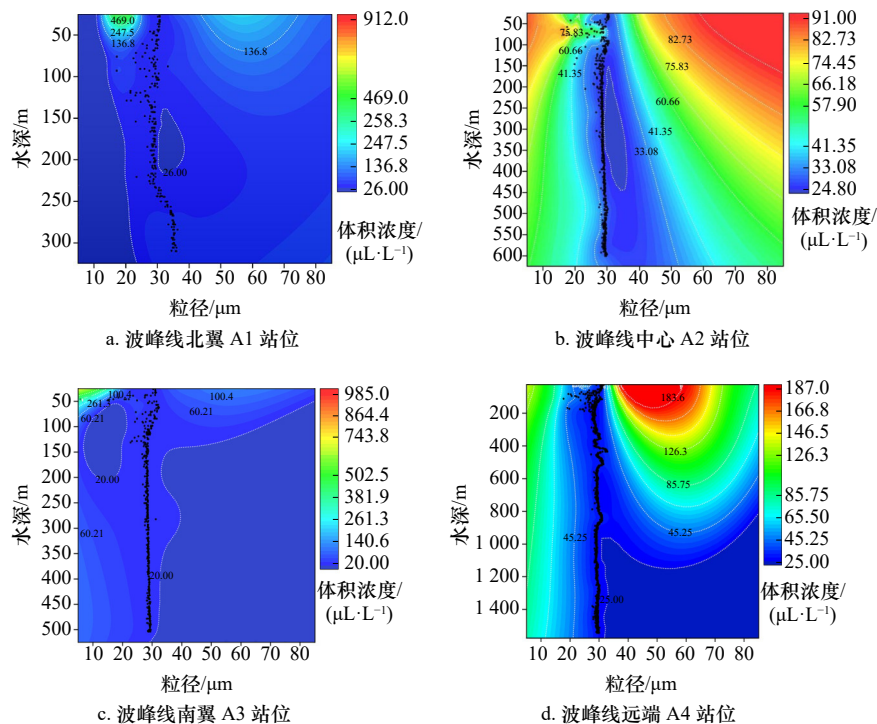


图6 A1、A2、A3、A4 站位 SPM 体积浓度及粒径垂向分布

Fig. 6 Volume concentration and particle size vertical distribution of SPM at stations A1, A2, A3 and A4

上 SPM 体积浓度的分布差异,进一步对比了内孤立波 a 在传播路径上(B4、B5、B6 站位)SPM 的变化,发现与内孤立波距离最近的 B5 站位(如图 7 所示)SPM 的体积浓度高值出现在水深 100 m 以上,高值区间与内孤立波振幅有关与上述结论一致。值得注意的是,在内孤立波 a 沿西南向传播的过程中,SPM 体积浓度并非沿着断面减小(极值: B5: 209.5 $\mu\text{L}/\text{L}$ < B4: 260.0 $\mu\text{L}/\text{L}$ < B6: 965.0 $\mu\text{L}/\text{L}$),在 B4 站位各个水深层级的体积浓度值均上升了约 50 $\mu\text{L}/\text{L}$,其中水深 300 m 以上主要分布较小粒径(15~25 μm)的 SPM。Masunaga

等^[44]研究内孤立波破碎形成的涡旋结构研究发现,沿涡旋切线方向的流场将 SPM 快速卷入涡旋,进而形成夹带 SPM 的涡流环,这种作用很可能是 B4 站位 SPM 体积浓度高于 B5 站位的原因。同时 SPM 很少以单个颗粒的形式运输,而是以胶体或絮凝等复合形式运输,这决定了 SPM 容易受物理或化学作用使絮凝结构分解形成密度较小的颗粒,这些颗粒在重力的作用下发生沉降,导致较小粒径 SPM 的垂向分布区间在 B4 站位(250 m)与 B5、B6 站位(200 m)相比下降了 50 m。

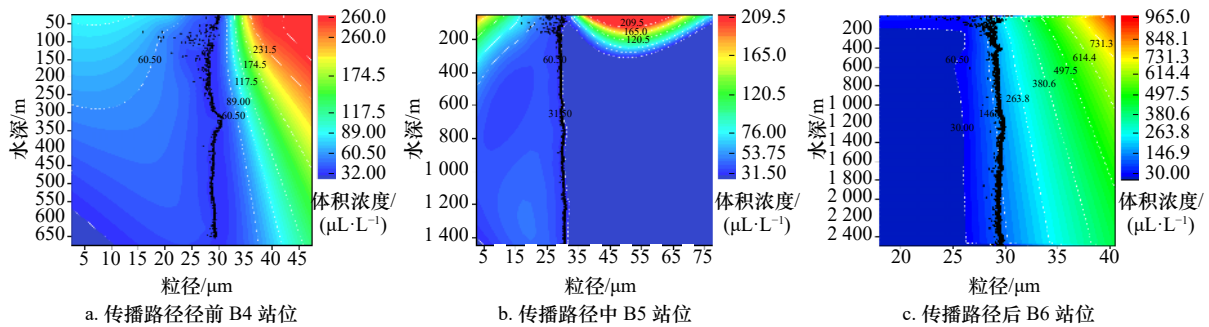


图 7 B4、B5、B6 站位 SPM 体积浓度及粒径垂向分布

Fig. 7 Volume concentration and particle size vertical distribution of SPM at stations B4, B5, and B6

对于 C1、C2、C3 站位 SPM 分布特征如图 8 所示,相对而言,较小粒径(15~20 μm)的 SPM 在表层分布较少,多出现在水深 100 m 以上。另外,此水深范围内同样存在着较大粒径(> 30 μm) SPM 的分布,如 C1 站位在水深 75 m 处 SPM 平均粒径达到峰值,并且在水深 400 m 以上的水层出现了高体积浓度的 SPM,如 C3 站位高体积浓度的 SPM 随着水深的增加逐渐减少,具有明显的分层现象,层结海洋中 SPM 体积浓度的层化效应多与生物活动相关,例如叶绿素最大层(DCM)是海洋中具有最高生物量和生产力的关键层,具有丰富的微生物群落,代谢活动较为活跃^[45]。整体而言,C1、C2、C3 站位的 SPM 粒径偏大,平均粒径随水深变化较小。

上述研究表明了内孤立波影响区域 SPM 粒径及体积浓度存在差异性分布,而内孤立波对 SPM 的直接影响,研究结合海床基观测探究内孤立波影响 SPM 分布过程。根据图 9a-c 所示 ADCP 的流速剖面(0~230 米)发现该观测站位的流速较强,东西和南北方向的最大流速超过 0.8 m/s。流速在不同深度的流向不同,垂向速度逆转是内孤立波的典型特征。在 9 月 15 日 2 点前后出现了一组下凹型内孤立波波列,其影响时段约为 1.5 h,先导内孤立波前缘的垂向流速向下,后缘的垂向流速向上,最大垂向流速为 0.1 m/s,振幅接近 200 m。根据图 9d 后向散射强度发现 SPM 在 70 m、110 m、150 m 水层具有明显的分层现象,且各水层间的 SPM 分布存在显著差异,70 m、

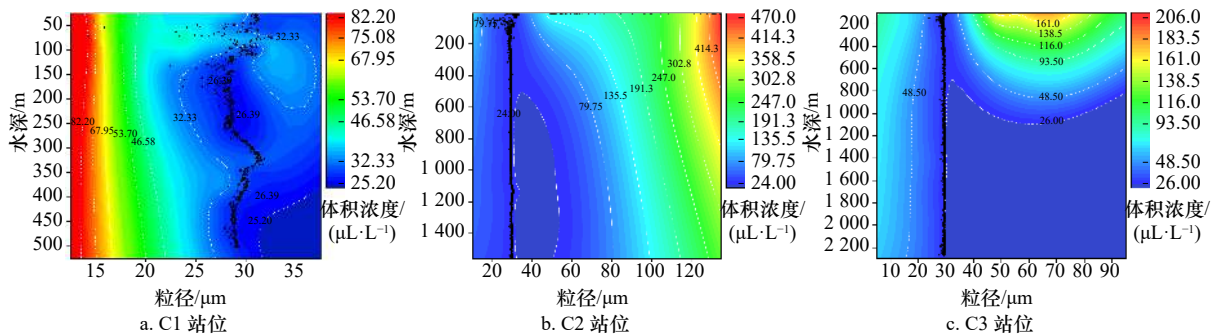


图 8 C1、C2、C3 站位 SPM 体积浓度及粒径垂向分布

Fig. 8 Volume concentration and particle size vertical distribution of SPM at stations C1, C2, and C3

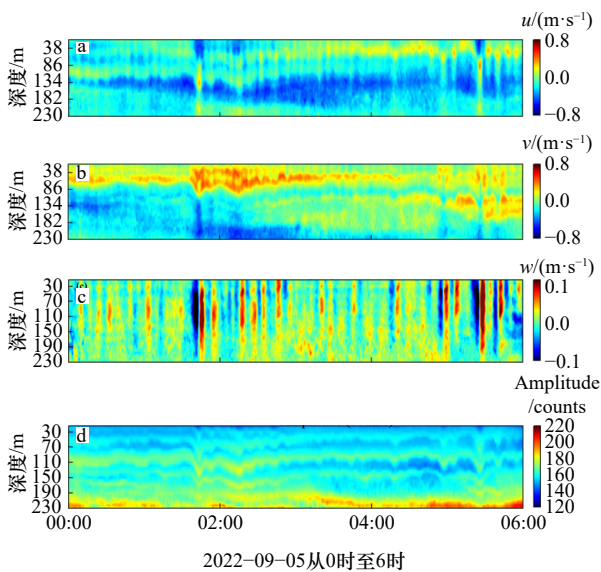


图9 海床基观测到的内孤立波波列

Fig. 9 Internal solitary wave trains observed on the seabed

从上到下分别为东西方向流速、南北方向流速、
垂向流速和后向散射强度

From top to bottom are the east-west flow velocity, north-south flow
velocity, vertical flow velocity and backscattering intensity

110 m 水层 SPM 的垂直分布范围超出了 150 m 水层。位于上层水体 SPM 的下沉频率显著高于下层,与下层水体受到上层 SPM 下沉的影响,内孤立波作用导致上层水体凹陷使部分 SPM 向下层输运有关。虽然 SPM 表现出向较深水层运移的趋势,但是 SPM 仍保持初始的分层分布,其分布变化呈现锯齿状,即在上升和下沉之间交替出现,这种波动形式在内孤立波影响时段较为显著,通过对比不同水层 SPM 分布变化,可以清晰地发现,内孤立波导致上层水体 SPM 的每一次下沉都与下层水体 SPM 下沉相对应,在内孤立波逐渐消散后,其对应关系也得到了一定程度的减弱。结合内孤立波影响区域 SPM 粒径的垂向分布,本研究认为内孤立波对 SPM 特征的主要影响体现在:(1)重塑 SPM 结构,由聚合到分散,在观测结果多次出现粒径为 15~20 μm 的 SPM 的分布;(2)控制 SPM 分布,由表层到深部,即 SPM 随内孤立波传播在上下层水体之间进行交换;由密集到稀疏,在观测结果中多体现为 SPM 体积浓度在波峰线中心高、两侧低。

3.3 内孤立波影响区域 SPM 水平分布特征

为了进一步了解内孤立波对南海北部 SPM 水平分布的影响,下面将通过分析 0~100 m 水层 SPM 粒径及体积浓度的分布变化,探究内孤立波对于 SPM 水平分布的控制作用。从研究区表层的 SPM 水

平等值线图(图 10a, b)可以看出,粒径高值区位于研究区西南侧,体积浓度高值区位于东南侧,在内孤立波影响区域则出现了高体积浓度(140~200 $\mu\text{L/L}$)、粒径较小(31~35 μm)的 SPM 分布,体积浓度由南向北衰减,与向岸传播的内孤立波方向一致,对比研究区表层和 25 m 水层 SPM 的水平分布(图 10c, d),虽然粒径分布并没有明显变化,但整体粒径值减小了 5 μm 左右,其体积浓度在量级上减小了三分之一,并由原来的南侧转向东北角分布。进一步在 50 m 水层的等值线图(图 10e, f)发现,SPM 的粒径继续减小 1~2 μm 左右,其体积浓度值没有明显的变化,在内孤立波影响区域分布较为均一。同样 SPM 粒径在 75 m 水层(图 10g, h)继续减小,体积浓度略有上升但整体变化不大。但在 100 m 水层的 SPM(图 10i, j)出现粒径逆梯度增大的现象,甚至粒径大于 50 m 水层的 SPM,此外其体积浓度减小了约 5 $\mu\text{L/L}$ 。

4 讨论

4.1 内孤立波对 SPM 组分的改造作用

在研究区内,SPM 的绝对粒径、有效粒径和聚集程度在其垂向、水平分布及内孤立波传播路径上存在较大的空间差异,受内孤立波影响区域(A2、B4 站位)多分布着较小粒径的(15~20 μm) SPM。相反在未受内孤立波显著影响区域,较小粒径的 SPM 分布较少,甚至在较小粒径分布的相同水深处存在较大粒径(>30 μm)的 SPM 分布。正如 Meyer 等指出,在富含有机质的水体中可能产生很大比例的团聚体^[46]。因此未受内孤立波显著影响区域的粒径分布很大程度上来源于团聚体的控制,这些团聚体在静水情况下可能进一步转化为更大的絮凝体,与图 11 所示聚集程度的结果相符合:内孤立波影响区域的聚集程度偏小(26%~37%),而在未受内孤立波显著影响区域聚集程度约为 50%,这些高值的出现与有机质、胶体的存在有关。此外,研究区边缘海域的部分 SPM 是由浮游藻类和沉积物颗粒形成的,如图 12 所示,C1 站位的 SPM 的有机质与悬浮颗粒形成较为紧密的聚集体,这些易分解的聚集体即使在样品烘干后仍未消失,该区域 SPM 结构特征反映了水动力条件相对较弱海域形成的聚集体情况,使其很可能在运输的过程中保持原状。

内孤立波影响区域聚集程度偏小的原因可能与内孤立波导致水体输运和浮游生物垂向再分配相关,Hauy 等的结果表明内孤立波经过时造成了浮游生物在垂向上的再分配,从而影响了生态系统的生产

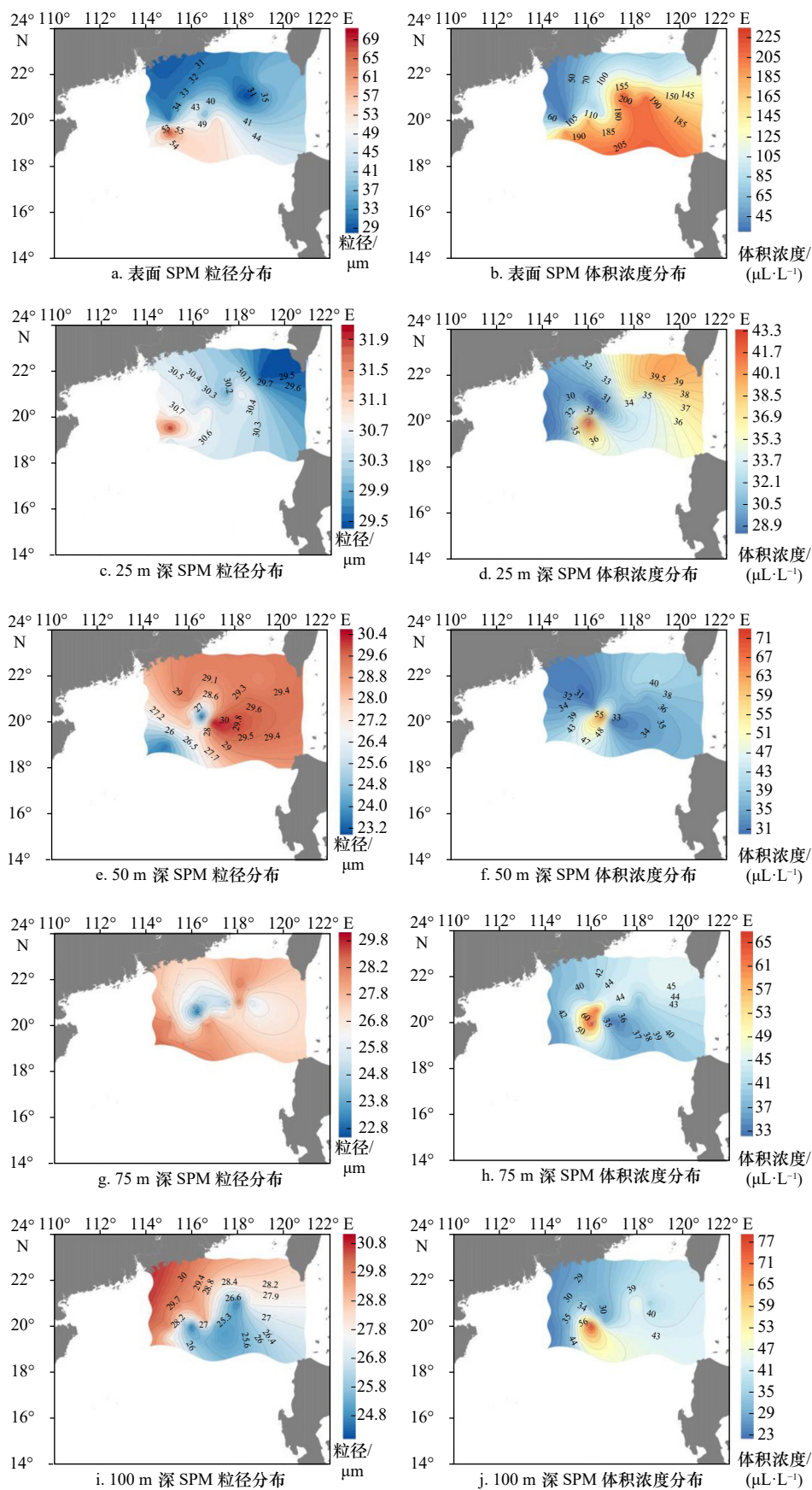


图 10 研究区表层及 25 m、50 m、75 m、100 m 深 SPM 粒径及体积浓度水平分布

Fig. 10 Horizontal distribution of SPM particle size and volume concentration in the surface layer and at 25 m, 50 m, 75 m, and 100 m depth in the study area

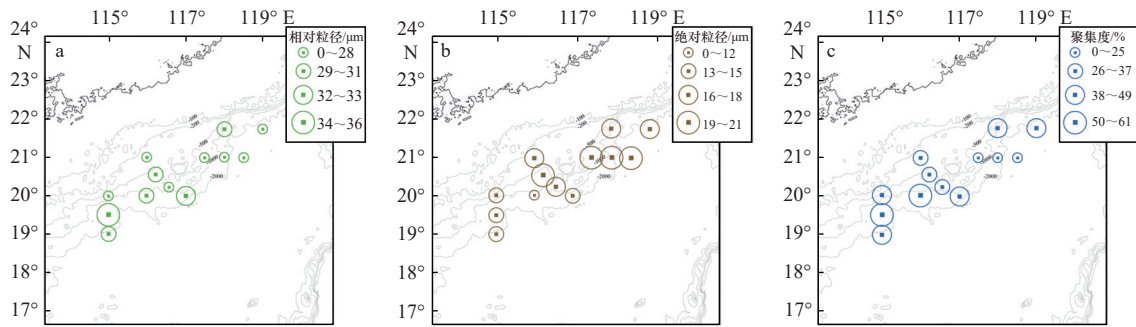


图 11 研究区表层(0~100 m)SPM 相对粒径、绝对粒径及聚集度平均分布

Fig. 11 Average distribution of relative particle size, absolute particle size and aggregation of SPM in the surface layer (0~100 m) of the study area

a. 相对粒径, b. 绝对粒径, c. 聚集度

a. relative particle size, b. absolute particle size, and c. aggregation

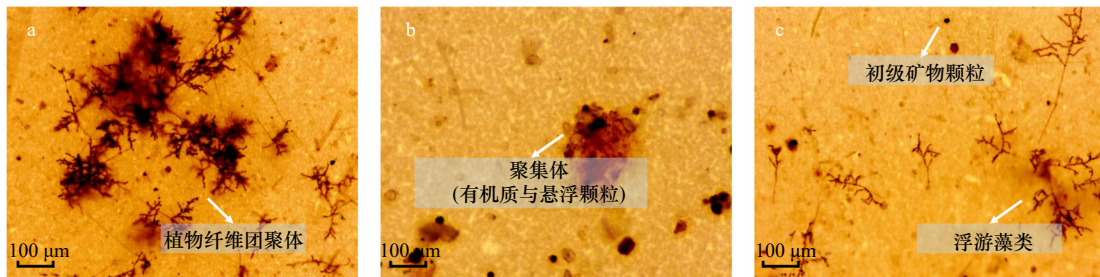


图 12 10 × 10 滤膜 SPM 显微镜图像

Fig. 12 10 × 10 filter membrane SPM microscope image

a. 内孤立波未影响海域 C1 站位 SPM, b. 内孤立波未影响海域 C2 站位 SPM, c. 内孤立波影响海域 B5 站位 SPM
 a. SPM at station C1 in the sea area not affected by internal isolated waves, b. SPM at station C2 in the sea area not affected by internal isolated waves, c. SPM at station B5 in the sea area affected by internal isolated waves

力^[47]。Lennert-Cody 和 Franks 认为内孤立波使上下两层水体中的浮游生物发生交换,而这种现象在波谷处最强^[48]。Silva 等^[49]在 SeaWiFS 遥感图像中发现了比斯开湾数个叶绿素聚集区域,并认为与该海域的内孤立波有关。Moore 和 Lien^[50]在南海观测到鲸鱼群尾随在内孤立波后,他们认为这是由于内孤立波将浮游生物带到海面附近的结果。研究还表明,在内孤立波的影响水深内,主要是以粒径较小的 SPM 为主,且越接近波谷深度处,出现粒径较小的 SPM 频率越高,同时随着深度增加,这种频率逐渐减小,直至粒径减小至 30 μm 左右。这两种行为都可以从内孤立波的水动力方面进行解释^[42],在内孤立波传播时,水平速度逐渐大于垂向速度。由水平速度引起的剪切力作用于聚集体使其分解成更细小的颗粒,由垂向速度引起的雷诺应力使部分较小的颗粒向更深水层输运,这种改造作用与内孤立波影响范围有关,使深层的 SPM 受影响程度较小。因此,内孤立波对 SPM 的改造作用在于能够使较为脆弱的絮凝体或植物纤维团被分解成单一颗粒。

4.2 内孤立波对 SPM 分布的控制作用

与改造作用不同,内孤立波对 SPM 的控制作用主要体现在波峰线不同位置、传播路径及振幅深度上的 SPM 体积浓度分布。首先,根据观测结果,SPM 体积浓度在波峰线上呈现出两边高(A1: 912 μL/L; A3: 985 μL/L),中间低(A2: 91 μL/L)的现象,两者体积浓度相差约 10 倍。原因是 SPM 体积浓度受到内孤立波水动力强弱的影响,相关研究指出内孤立波在传播过程中两翼逐渐消失,波峰线长度不断减短^[34],这表明波峰线中心是内孤立波强烈相互作用区域,与本研究的观测结果相符合,即在波峰线中心(A2: 0~20 μm)多分布较小粒径的 SPM。由于内孤立波的控制作用,如图 13 所示 SPM 的分布由波峰线中心向两翼进行扩散,在中心形成体积浓度低值区、两翼形成高值区。此外,内孤立波的水平剪切力作用于悬浮微团,使其分散成粒径较小的悬浮颗粒,又由于内孤立波对 SPM 输运的控制作用,这些颗粒沿着内孤立波的传播路径进行输送,在远距离不断汇聚形成体积浓度高值区。研究对比了 SPM 在不同水深的分布,从内

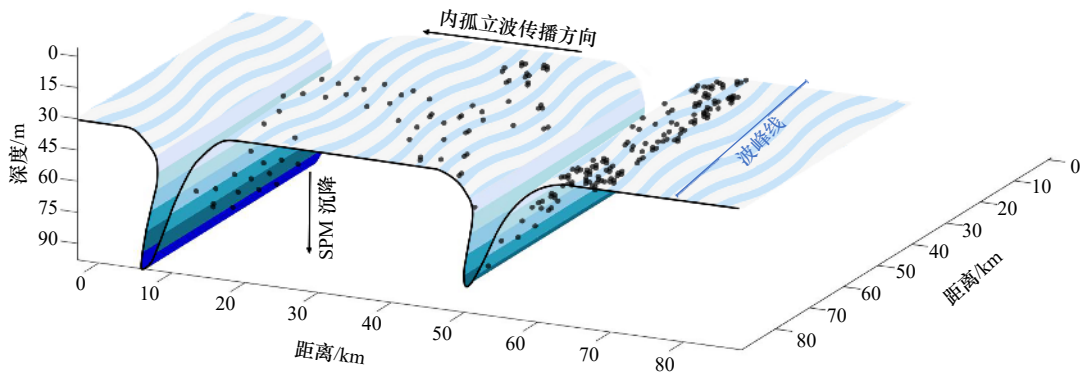


图 13 内孤立波在波峰线、传播路径对 SPM 控制的机理示意图

Fig. 13 Schematic diagram of the mechanism of SPM controlled by internal isolated waves at crest line and propagation paths

内孤立波沿密度跃层非线性传播阶段, 振幅深度 80~90 m、波长 10 km、波峰线长度 50 km

Phase of nonlinear propagation of internal isolated waves along the density jump layer,

amplitude depth 80–90 m, wavelength 10 km, crest line length 50 km

孤立波前缘到后缘的 SPM 体积浓度值以 $20 \mu\text{L}/(\text{L}\cdot\text{m})$ 速率逐层递减, 同时其粒径不断减小, 直至超出内孤立波影响范围, 如图 14 所示, 在垂向上内孤立波使 SPM 向更深层输送, 在这此过程中 SPM 被分解成细小颗粒, 更易于沉降, 因此深层海水接收来自上方细小悬浮颗粒的输送, 体积浓度有所升高, 但是在 100 m 水层发现 SPM 粒径逆梯度增大、体积浓度降低的现象, 这可能是由于部分细小的 SPM 在内孤立波影响范围之外又重新聚集形成微团。

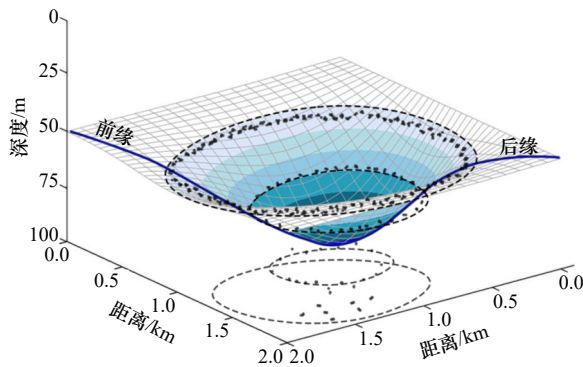


图 14 内孤立波在振幅深度内对 SPM 控制的机理示意图

Fig. 14 Schematic diagram of the mechanism of SPM controlled by internal isolated waves within the depth of amplitude

凹陷型内孤立波的垂向运动, 振幅深度 80~90 m

Plunging motion of isolated waves within a concave type, amplitude depth 80–90 m

5 结论与展望

本文根据 2022 年 9 月南海吕宋海峡至东沙群岛海域的相关水文数据, 结合卫星遥感影像反演内孤立波物理参数, 计算研究区内孤立波的影响范围, 结果表明 LISST-deep 观测期间内孤立波的主要影响区域

主要集中于南海北侧, 总影响海域面积为 71.43 km^2 , 主要影响海域面积为 26.14 km^2 。研究进一步分析了南海北部内孤立波影响下的 SPM(粒径、浓度及组成)特征变化, 在此基础上论述了内孤立波对 SPM 的改造和控制作用。主要结果如下:

(1) 在内孤立波传播过程中, 其振幅深度内多出现较小粒径 ($15\sim 20 \mu\text{m}$) 且聚集程度 ($0\sim 37\%$) 较低的 SPM 分布。相反, 在未受内孤立波显著影响海域的振幅水深内, 多出现较大粒径 ($> 30 \mu\text{m}$) 且聚集程度 ($37\sim 61\%$) 较高的 SPM 分布, 并且在内孤立波影响海域 SPM 的样本中多发现被分解的矿物颗粒和植物纤维。研究认为在内孤立波传播过程中, 水平速度引起的剪切应力作用于原本处于聚集状态的 SPM, 使其分解成为更细小的颗粒, 并且这种改造作用与内孤立波的影响范围有关。

(2) 另一方面, 由于内孤立波的控制作用, 海洋表层水体的 SPM 体积浓度在内孤立波的波峰线不同位置、传播路径和振幅深度上差异显著, SPM 分布由波峰线中心扩散到两侧, 在中心为体积浓度低值区, 而两侧为体积浓度高值区。同时, 内孤立波还主导着 SPM 沿其传播路径的输运, 导致其远端区域为 SPM 的体积浓度高值区。此外, 由于内孤立波的控制作用随深度逐渐递减, SPM 体积浓度值以 $20 \mu\text{L}/(\text{L}\cdot\text{m})$ 的速率递减。与此同时, SPM 的粒径也逐渐减小, 直至超出内孤立波的影响范围。

悬浮颗粒物在海洋中的来源复杂多样, 主要包括陆源物质输运、生源物质自生及海底表层沉积物再悬浮。本研究聚焦于内孤立波影响区域悬浮颗粒物特征变化的分析。在理想的研究中, 在内孤立波活动前后对传播区域内的悬浮颗粒物进行连续现场监测。然而由于观测技术的限制, 在内孤立波发生时采

集数据难度较大。本次观测采取了大面站走航的方式,也未能在现场直接捕获到内孤立波事件的发生。另一方面,鉴于内孤立波的波峰线长达数十甚至数百千米,虽然在相匹配的空间尺度上研究内孤立波对悬浮颗粒物的直接影响技术上存在挑战,但是未来的研究可以通过在内孤立波的传播周期内开展更为全面的站点监测,以便深入探究内孤立波对悬浮颗粒物动力学行为的影响,进一步揭示其在悬浮颗粒物“源—

汇”沉积体系中的作用。

致谢: 本研究的数据及样品采集得到国家自然科学基金委员会共享航次计划项目(项目批准号:42149905)的资助。该航次(航次编号:NORC2022-05)由“东方红3”号科考船实施,感谢徐景平、刘汉露、陈翔、田兆阳、贾振田对本论文给予的帮助和支持,在此一并致谢。

参考文献:

- [1] 秦蕴珊,李凡,徐善民,等.南黄海海水中悬浮体的研究[J].*海洋与湖沼*,1989,20(2):101-112.
Qin Yunshan, Li Fan, Xu Shanming, et al. Suspended matter in the South Yellow Sea[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1989, 20(2): 101-112.
- [2] 方建勇,李云海,尹希杰,等.南极普里兹湾海域夏季表层悬浮颗粒物物质组分研究[J].*海洋地质与第四纪地质*,2015,35(3):175-187.
Fang Jianyong, Li Yunhai, Yin Xijie, et al. Composition of summer surficial suspended particles in the Prydzbay, Antarctica[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2015, 35(3): 175-187.
- [3] 郭锦宝.化学海洋学[M].厦门:厦门大学出版社,1997.
Guo Jinbao. Chemical Oceanography[M]. Xiamen: Xiamen University Press, 1997.
- [4] Turner A, Millward GE. Suspended particles: their role in estuarine biogeochemical cycles[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2002, 55(6): 857-883.
- [5] Washburn L, Swenson MS, Largier J L, et al. Cross-shelf sediment transport by an anticyclonic eddy off northern California[J]. *Science*, 1993, 261(5128): 1560-1564.
- [6] Zhang J, Liu Sumei, Xu Hui, et al. Riverine sources and estuarine fates of particulate organic carbon from North China in late summer[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1998, 46(3): 439-448.
- [7] Ma M, Feng Z, Guan C, et al. DDT, PAH and PCB in sediments from the intertidal zone of the Bohai Sea and the Yellow Sea[J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2001, 42(2): 132-136.
- [8] 杨作升,郭志刚,王兆祥,等.黄东海陆架悬浮体向其东部深海区输送的宏观格局[J].*海洋学报*,1992,14(2):81-90.
Yang Zuosheng, Guo Zhigang, Wang Zhaoxiang, et al. Macropatterns of suspended body transport from the Huangdonghai shelf to the eastern abyssal zone[J]. *Haiyang Xuebao*, 1992, 14(2): 81-90.
- [9] 郭志刚,杨作升,张东奇,等.冬、夏季东海北部悬浮体分布及海流对悬浮体输运的阻隔作用[J].*海洋学报*,2002,24(5):71-80.
Guo Zhigang, Yang Zuosheng, Zhang Dongqi, et al. Seasonal distribution of suspended matter in the northern East China Sea and barrier effect of current circulation on its transport[J]. *Haiyang Xuebao*, 2002, 24(5): 71-80.
- [10] Woodward J C, Walling D E. A field sampling method to obtain representative samples of composite fluvial suspended sediment particles for SEM analysis[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1992, 64: 742-744.
- [11] 邵和宾,范德江,麦晓磊,等.长江口典型断面悬浮体颗粒类型与粒级构成及其影响因素[J].*海洋地质与第四纪地质*,2013,33(3):47-56.
Shao Hebin, Fan Dejiang, Mai Xiaolei, et al. Types and size of suspended particles in a typical cross section at the Changjiang estuary and influence factors[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2013, 33(3): 47-56.
- [12] Inthorn M, Mohrholz V, Zabel M. Nepheloid layer distribution in the Benguela upwelling area offshore Namibia[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2006, 53(8): 1423-1438.
- [13] Hwang J, Manganini SJ, Montluçon DB, et al. Dynamics of particle export on the Northwest Atlantic margin[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2009, 56(10): 1792-1803.
- [14] Marttila H, Kløve B. Spatial and temporal variation in particle size and particulate organic matter content in suspended particulate matter from peatland-dominated catchments in Finland[J]. *Hydrological Processes*, 2015, 29(6): 1069-1079.
- [15] Lamb K G. Particle transport by nonbreaking, solitary internal waves[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1997, 102(C8): 18641-18660.
- [16] Johnson D R, Weidemann A, Pegau WS. Internal tidal bores and bottom nepheloid layers[J]. *Continental Shelf Research*, 2001, 21(13/14): 1473-1484.
- [17] McCave I N. Local and global aspects of the bottom nepheloid layers in the world ocean[J]. *Netherlands Journal of Sea Research*, 1986, 20(2/3): 167-181.
- [18] Bourgault D, Morsilli M, Richards C, et al. Sediment resuspension and nepheloid layers induced by long internal solitary waves shoaling orthogonally on uniform slopes[J]. *Continental Shelf Research*, 2014, 72: 21-33.

- [19] Aghsaee P, Boegman L. Experimental investigation of sediment resuspension beneath internal solitary waves of depression[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(5): 3301–3314.
- [20] 冯士筌, 李凤岐, 李少菁. 海洋科学导论 [M]. 北京: 高等教育出版社, 1999.
Feng Shizuo, Li Fengqi, Li Shaojing. An Introduction to Marine Science[M]. Beijing: Higher Education Press, 1999.
- [21] 苏纪兰. 中国近海水文 [M]. 北京: 中国科学出版社, 2005.
Su Jilan. Chinese Offshore Hydrography[M]. Beijing: China Science Press, 2005.
- [22] 王东晓, 杜岩, 施平. 南海上层物理海洋学气候图集 [M]. 北京: 气象出版社, 2002.
Wang Dongxiao, Du Yan, Shi P. Climatological Atlas of Physical Oceanography in the Upper Layer of the South China Sea[M]. Beijing: Meteorological Press, 2002.
- [23] Liu A K, Chang Y S, Hsu M K, et al. Evolution of nonlinear internal waves in the East and South China Seas[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C4): 7995–8008.
- [24] Hsu M K, Liu A K. Nonlinear internal waves in the South China Sea[J]. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 2000, 26(2): 72–81.
- [25] Duda T F, Lynch J F, Irish J D, et al. Internal tide and nonlinear internal wave behavior at the continental slope in the Northern South China Sea[J]. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 2004, 29(4): 1105–1130.
- [26] Milliman J D, Syvitski J P M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers[J]. *The Journal of Geology*, 1992, 100(5): 525–544.
- [27] Liu Zhifei, Tuo Shouting, Colin C, et al. Detrital fine-grained sediment contribution from Taiwan to the northern South China Sea and its relation to regional ocean circulation[J]. *Marine Geology*, 2008, 255(3/4): 149–155.
- [28] 郝铨, 宁修仁, 刘诚刚, 等. 南海北部初级生产力遥感反演及其环境调控机制 [J]. *海洋学报*, 2007, 29(3): 58–68.
Hao Qiang, Ning Xiuren, Liu Chenggang, et al. Satellite and *in situ* observations of primary production in the northern South China Sea[J]. *Haiyang Xuebao*, 2007, 29(3): 58–68.
- [29] 李舒豪, 李广雪, 徐继尚, 等. 基于 ADCP 反演渤海湾悬浮体浓度年变化 [J]. *海洋地质前沿*, 2020, 36(1): 30–41.
Li Shuhao, Li Guangxue, Xu Jishang, et al. Annual variation of suspended sediment concentration in Bohai Bay based on adcp[J]. *Marine Geology Frontiers*, 2020, 36(1): 30–41.
- [30] Agrawal Y C, Pottsmith H C. Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport[J]. *Marine Geology*, 2000, 168(1/4): 89–114.
- [31] Mikkelsen O A, Hill P S, Milligan T G, et al. *In situ* particle size distributions and volume concentrations from a LISST-100 laser particle sizer and a digital floc camera[J]. *Continental Shelf Research*, 2005, 25(16): 1959–1978.
- [32] Phillips J, Walling D E, Droppo I G, et al. Intra-storm and seasonal variations in the effective particle size characteristics and effective particle density of fluvial suspended sediment in the Exe Basin, Devon, United Kingdom[M]//Liss S N, Droppo I G, Leppard G G, et al. *Flocculation in Natural and Engineered Environmental Systems*. Boca Raton: CRC Press, 2005: 47–70.
- [33] Huang Xiaodong, Tian Jiwei, Zhao Wei. The behaviors of internal solitary waves near the continental shelf of South China Sea inferred from satellite images[J]. *Advanced Materials Research*, 2012, 588-589: 2131–2135.
- [34] 张涛, 张旭东. 基于 MODIS 和 VIIRS 遥感图像的苏禄-苏拉威西海内孤立波特征研究 [J]. *海洋与湖沼*, 2020, 51(5): 991–1000.
Zhang Tao, Zhang Xudong. Characteristics on internal solitary waves in the Sulu-Celebes Sea based on MODIS and VIIRS remote sensing images[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2020, 51(5): 991–1000.
- [35] Caponi E A, Crawford D R, Yuen H C, et al. Modulation of radar backscatter from the ocean by a variable surface current[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1988, 93(C10): 12249–12263.
- [36] Alpers W. Theory of radar imaging of internal waves[J]. *Nature*, 1985, 314(6008): 245–247.
- [37] Zhang Xudong, Wang Jing, Sun Lina, et al. Study on the amplitude inversion of internal waves at Wenchang area of the South China Sea[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2016, 35(7): 14–19.
- [38] Zheng Qunan, Susanto R D, Ho C R, et al. Statistical and dynamical analyses of generation mechanisms of solitary internal waves in the northern South China Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, 112(C3): C03021.
- [39] Alford M H, Lien R C, Simmons H, et al. Speed and evolution of nonlinear internal waves transiting the South China Sea[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(6): 1338–1355.
- [40] Huang Xiaodong, Zhao Wei, Tian Jiwei, et al. Mooring observations of internal solitary waves in the deep basin west of Luzon Strait[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2014, 33(3): 82–89.
- [41] 董礼先, 苏纪兰, 王康瑾. 黄渤海潮流场及其与沉积物搬运的关系 [J]. *海洋学报*, 1989, 11(1): 102–114.
Dong Lixian, Su Jilan, Wang Kangshan. Tidal flow field in the Yellow and Bohai Sea and its relationship with sediment transport[J]. *Haiyang Xuebao*, 1989, 11(1): 102–114.
- [42] 田壮才, 郭秀军, 余乐, 等. 内孤立波悬浮海底沉积物研究进展 [J]. *地球科学进展*, 2018, 33(2): 166–178.
Tian Zhuangcai, Guo Xiujun, Yu Le, et al. Review of the seabed sediment resuspension by internal solitary wave[J]. *Advances in Earth Science*, 2018, 33(2): 166–178.
- [43] Boyd P W, Trull T W. Understanding the export of biogenic particles in oceanic waters: is there consensus?[J]. *Progress in Oceanography*, 2007, 72(4): 276–312.

- [44] Masunaga E, Homma H, Yamazaki H, et al. Mixing and sediment resuspension associated with internal bores in a shallow bay[J]. *Continental Shelf Research*, 2015, 110: 85–99.
- [45] 倪晓波, 黄大吉. 海洋次表层叶绿素最大值的分布和形成机制研究 [J]. *海洋科学*, 2006, 30(5): 58–64,70.
Ni Xiaobo, Huang Daji. Subsurface chlorophyll maximum: its temporal-spatial distribution and formation mechanism in the ocean[J]. *Marine Sciences*, 2006, 30(5): 58–64,70.
- [46] Meyer L D, Harmon W C, McDowell LL. Sediment sizes eroded from crop row side slopes[J]. *Transactions of the ASAE*, 1980, 23(4): 0891–0898.
- [47] Haury L R, Briscoe M G, Orr M H. Tidally generated internal wave packets in Massachusetts Bay[J]. *Nature*, 1979, 278(5702): 312–317.
- [48] Lennert-Cody CE, Franks PJS. Plankton patchiness in high-frequency internal waves[J]. *Marine ecology Progress Series*, 1999, 186: 59–66.
- [49] Da Silva JCB, New AL, Srokosz M A, et al. On the observability of internal tidal waves in remotely-sensed ocean colour data[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(12): 1569.
- [50] Moore S E, Lien R C. Pilot whales follow internal solitary waves in the South China Sea[J]. *Marine Mammal Science*, 2007, 23(1): 193–196.

Characteristics of suspended particulate matter in the northern South China Sea affected by internal solitary waves

Wang Hongwei¹, Qiao Yue¹, Feng Xuezhil¹, Zhu Chaoqi^{1,3}, Chen Tian¹, Hu Cong^{1,2}, Sun Zhongqiang^{1,2}, Sun Junkai¹, Shan Hongxian^{1,2}, Jia Yonggang^{1,2}

(1. Shandong Provincial Key Laboratory of Marine Environment and Geological Engineering, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Key Lab of Marine Environment and Ecology, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 3. Key Lab of Submarine Geosciences and Prospecting Techniques.MOE.China, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Abstract: Suspended particulate matter (SPM) plays a key role in the “source-sink” deposition system, and internal isolated waves, a common dynamical phenomenon in the South China Sea, have been shown to be an important factor influencing the distribution of SPM and the deposition process. The study was carried out in September 2022 in the sea area from Luzon Strait to Dongsha Islands, using LISST-deep and CTD equipment for simultaneous observation to study the distribution of suspended particulate matter in terms of particle size and volume concentration. The satellite remote sensing data during the investigation period were used to delineate the influence range of internal isolated waves and to reveal the influence of internal isolated waves on the characterization changes of suspended particulate matter during transport from a kinetic point of view. It was found that: (1) the distribution of suspended particulate matter of smaller sizes (15–25 μm) was dominated in the amplitude depth interval (6–79 m) of the inner isolated wave, and the closer the depth of the trough of the inner isolated wave was, the higher the frequency of the occurrence of suspended particulate matter of smaller sizes. (2) The distribution of suspended particles spreads from the center of the inner isolated wave crest line to both sides, forming a low volume concentration zone ($\leq 91 \mu\text{L/L}$) in the center, and forming a high concentration zone ($\geq 500 \mu\text{L/L}$) on both sides of the crest line and the distal end of the propagation path of the inner isolated wave. In addition, the study further reveals that the internal isolated wave breaks down the aggregated suspended particles into smaller size and single composition particles through modification, and changes the volume concentration distribution of the suspended particles at different locations of the crest line, propagation path and amplitude depth through control, which provides an important theoretical basis for the understanding of the South China Sea source-sink deposition system.

Key words: internal isolated waves; suspended particulate matter; particle size distribution; particle characterization; modification control effects