

周其坤,孙永福,胡光海,等. 南海北部海底沙波迁移规律及其在台风作用下的响应研究[J]. 海洋学报, 2018, 40(9): 78—89, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2018.09.007

Zhou Qikun, Sun Yongfu, Hu Guanghai, et al. Research on the migration rule and the typhoon impact on the submarine sand waves of the northern South China Sea[J]. Haiyang Xuebao, 2018, 40(9): 78—89, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2018.09.007

南海北部海底沙波迁移规律及其在台风作用下的响应研究

周其坤^{1,2}, 孙永福^{1,2*}, 胡光海¹, 宋玉鹏¹, 刘晓瑜¹, 杜星¹

(1.国家海洋局第一海洋研究所, 山东 青岛 266061; 2.青岛海洋科学与技术试点国家实验室 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266235)

摘要: 本文在南海北部海底沙波已有研究的基础上, 总结分析了研究区表层沉积物以及沙波的形态、分布、迁移特征; 使用区域海洋模式(ROMS)模型模拟了研究区 2010—2011 年的底部流场数据; 利用 Rubin 公式模拟计算了海底沙波的迁移规律, 并与搜集所得资料进行对比分析; 结合台风资料及底流数据, 分析了台风对海底沙波运移的影响。研究结果显示: 海底沙波运移方向的计算结果与搜集所得资料比较吻合, 均为向东向南方向; 不同站点的迁移距离在 0~21.8 m 之间, 且为往复累积的结果。这表明: Rubin 公式在 ROMS 模型模拟所得底流资料的支撑下, 可以再现海底沙波的迁移过程。模拟计算的研究区内两个站位在“凡亚比”台风影响期间的迁移距离分别为 2.0 m、2.9 m, 分别占其年运移量的 9.17% 和 26.36%, 说明台风过境能对海底沙波的迁移产生重大的影响。

关键词: 海底沙波; 迁移; ROMS 模型; Rubin 公式; 往复累积

中图分类号: P737.2

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2018)09-0078-12

1 引言

海底沙波是一种常见的海底近岸地貌, 普遍发育于海洋近岸海底^[1], 特别是陆架区域^[2-5]。海岸^[6]、海峡^[7-8]、碎波带^[9]、陆架^[10]、海湾^[11]、潮流水道^[12]、河口、海湾与海峡的口门内外、陆架近岸的束流区及一切有定向流速的陆架海区是沙波形成的适宜区域^[13]。实测结果表明, 海底沙波在海流作用下较为活跃, 导致其位置随着时间发生变化, 运移速率可达到每年数十米。沙波的迁移可能造成海底管道的悬

空或掩埋^[14], 严重的可能会造成海底输油管道的断裂、钻井平台的倾斜垮塌、航道淤积、海底光缆的断裂等重大危害。因此, 对海底沙波运移规律的研究受到了学术界越来越多的重视。

目前研究海底沙波运移的方法主要有: 理论模型研究、数值计算研究和现场观测研究。模型模拟是节约成本且高效的研究方法, 林锡等^[15]和 Li 等^[16]建立了准三维模型, 并模拟了南海北部 K_1 、 O_1 和 M_2 三个主要分潮和表面风场影响下的沙波运移。但二维模型和准三维模型均无法准确模拟地形起伏较明显的

收稿日期: 2017-10-24; 修订日期: 2018-03-08。

基金项目: 国家自然科学基金项目(41806079); 国家海洋公益性行业科研专项(201005005); 青岛海洋科学与技术国家实验室鳌山科技创新计划项目(2015ASKJ03); 国家重点研发计划项目(2017YFC0307305); 国家自然科学基金项目(41506069); 中央级公益科研院所基本研究基金项目(GY0217Q04)。

作者简介: 周其坤(1989—), 男, 山东省临沂市人, 工程师, 主要从事海洋灾害地质与工程安全方面研究。E-mail: zhouqikun05@126.com

* 通信作者: 孙永福, 研究员, 主要从事河口海岸泥沙运动及预测评价研究。E-mail: sunyongfu@fio.org.cn

区域的沙波^[16]。为了用数理力学方法对泥沙输运进行量化的表达,不同学者如 Van Rijn^[17], Ribberink^[18]及 Camenen 和 Larson^[19]分别提出了不同的经验或者半经验的泥沙输运公式。自 20 世纪 50 年代开始, Rubin 和 Huter^[20]、Knaapen^[21]、Li 等^[16]、Li 等^[22]提出了不同的沙波运移的计算公式。冯文科等^[23]、王尚毅和李大鸣^[24]、夏东兴等^[13]和白玉川等^[25]曾分别计算了南海北部和海南东方岸外海底沙波迁移速率,但是计算得到的沙波迁移速率较小,与实际观测结果相差较大^[26]。Knaapen^[21]基于海底沙波沿着最陡的方向迁移的假定,提出的海底沙波迁移率公式仅考虑了沙波形状的影响,存在很大的局限性。Li 等^[16]综合考虑了环境的影响以及沙波的形态特征提出了计算沙波运移的公式,但该公式仅在北部湾地区得到了验证,在其他地区的适用性仍有待进一步研究。现场观测研究相对于理论模型研究、数值计算研究来讲,其耗资巨大,而且调查时间受气象条件和海况的限制,其间隔一般都在 1 年以上,时效性

较差。

南海北部珠江口外陆架发育有活动性良好的海底沙波^[27],中国石油公司的荔湾 3-1 气田的海底管道贯穿海底沙波发育区,运移的沙波经常会对海底管道产生影响,因此选取适用性较好的 Rubin 公式对研究区海底沙波的迁移特征进行研究具有重要的理论意义和工程意义。

2 数据和方法

2.1 数据

2.1.1 海底沙波

研究区位于南海北部珠江口盆地海域,主要位于呈 NE 向的南海北部陆架,研究区范围 $20^{\circ}\sim 22^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\sim 117^{\circ}\text{E}$ (图 1),该区海底沙波十分发育。并选取 $20^{\circ}10'\sim 21^{\circ}30'\text{N}$, $114^{\circ}30'\sim 115^{\circ}30'\text{E}$ 为重点研究区,该重点研究区处于从大陆架向急剧变陡的陆坡过渡的地带,海底地质构造和沉积历史复杂。

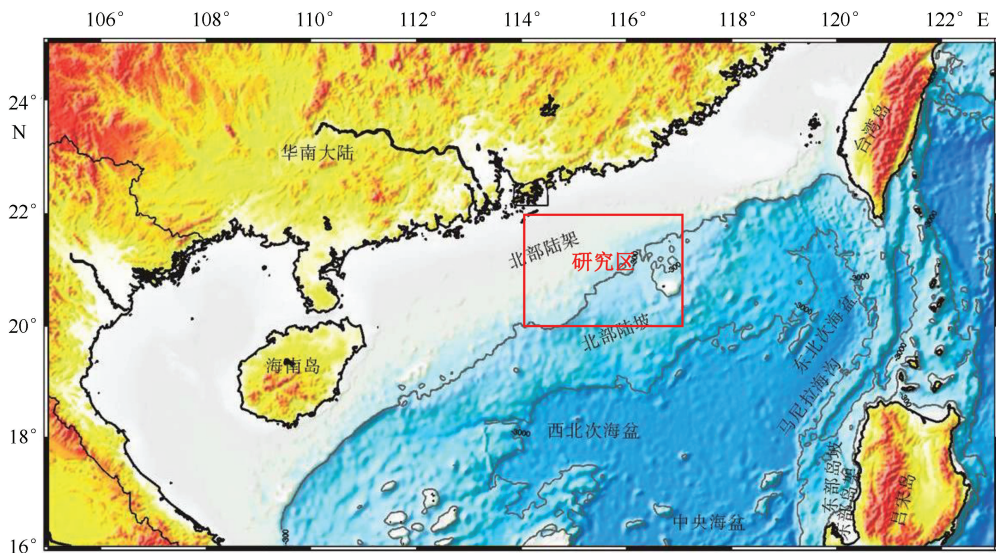


图 1 研究区位置图

Fig.1 Map of the study area

研究区的底质类型以及 5 处海底沙波的分布如图 2 所示。由图 2 可知,研究区表层沉积物以细砂、中砂、粗砂、砂质砾、砾质砂、砂-粉砂-黏土、含钙质生物砂质粉砂等沉积物类型为主。研究区表层沉积物粒度变化的总体趋势为由西北向东南逐渐变粗。除沙波区 V 和其他 4 个分区的少数底质类型为粉砂质砂外,其他沙波分布区表层沉积物大部分为细砂、中

砂、粗砂、砾质砂。栾锡武等^[29]、李泽文^[30]和周川^[31]基于实测资料对研究区内海底沙波的形态特征及迁移特征进行了研究。本文通过对这些资料进行总结分析,得到以下认识。

沙波区 II 主要发育小型和中型沙波。波高从 0.15 m 到 1.5 m 不等,平均约为 0.75 m,波长 21.5~77.8 m,平均约 40 m。沙波脊线呈直线状延伸,延伸

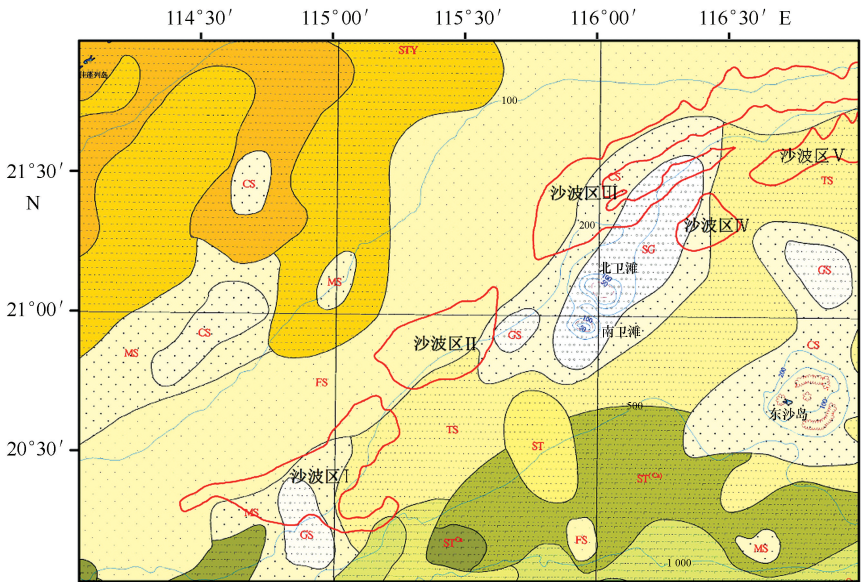


图 2 研究区表层沉积物及沙波分布

Fig.2 Spatial distribution of the surface sediments and sand waves

SG.砂质砾;GS.砾质砂;CS.粗砂;MS.中砂;FS.细砂;TS.粉砂质砂;ST.砂质粉砂;STY.砂-粉砂-黏土;ST^{Ca}.钙质生物砂质粉砂;
ST^(Ca).含钙质生物砂质粉砂
SG.sandy gravel; GS.gravely sand; CS.coarse sand; MS.medium sand; FS.fine sand; TS.silty sand; ST.sandy silt; STY.sand-silt-clay; ST^{Ca}.calcareous biological sandy silt; ST^(Ca).biological sandy silt with calcium

较长。沙波区II北部脊线走向为 NNE—SSW,陡坡倾角 0.84°~3.66°,平均为 2.13°,缓坡倾角为 0.70°~2.23°,平均为 1.31°,沙波指数 30.7~121.2,平均 61.1,对称指数 1.02~2.33,平均为 1.40,沙波呈对称性发育,缓坡和陡坡差异不大。沙波区II南部脊线存在 ENE 和 NNE 两种走向,沙波指数 20.4~91.9,平均 52.8,对称指数为1.03~3.60,平均为1.58。沙波区II

沙波对称性较好,缓坡和陡坡差异不大。沙波区II的海底沙波在 2010 年和 2011 年间,在较小范围内沙波形态有所变化,指示沙波有向东向南方向迁移的趋势,迁移距离大都在 10 m 以内,最小运移距离 2.2 m,迁移距离最大的沙波产生了 44.3 m 的运移(图 3,修改自文献[13])。迁移距离由北向南逐渐增大。

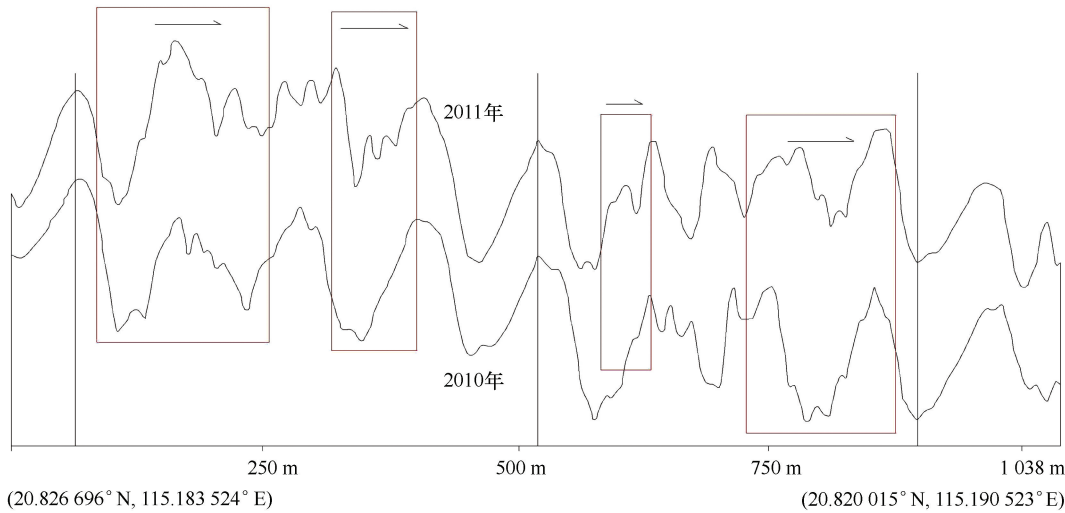


图 3 沙波区II沙波脊线对比图

Fig.3 The comparison diagram of ridge lines at sand wave region II

沙波区I大型沙波主要分布在西北部,波高 1.69~5.67 m,平均约 3 m,波长 40.8~106.4 m,平均为 83 m,存在 NNE(平均 30°)和 ENE(平均 49°)两种脊线走向,陡坡倾角 2.55°~12.3°,平均 5.26°,缓坡倾角 1.58°~5.33°,平均 2.73°,沙波指数 2.18~50.0,平均 31.2,对称指数 1.06~6.55,平均为 2.14。小型沙波主要分布在南部,沙波规模和形态特征与沙波区II的小型沙波相近。沙波区I北部 2010 年和 2011 年的脊线重合现象比较普遍,局部地方有向南向东偏出的现象,特别是在次级小沙波上体现得尤为明显,运移距离多在 10 m 左右,最小运移距离 5.8 m,最大运移距

离 19.1 m;位于沙波区I西部到西北部的大型沙波分布区,北部为滑坡地带,南侧发育隆起脊,地形地貌较为复杂,区内巨型沙波基本没有出现大的偏移,仅在巨型沙波的次级沙波在 2010 年至 2011 年向东向南发生了较大距离的迁移,最小迁移距离 3.2 m,最大迁移距离 21.9 m,且多数集中在 15 m 左右,平均值为 12.6 m(图 4);沙波区I东南部的海底沙波,运移方向产生了变化,有的向西北方向迁移,最小为 0.5 m,最大为 25.6 m,有的向东南方向移动,最小迁移距离 5.5 m,最大迁移距离 33.4 m。

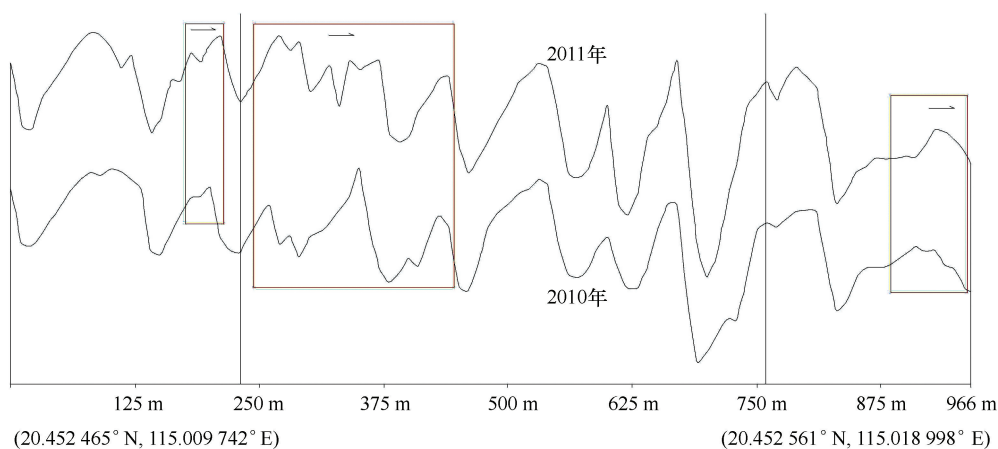


图 4 沙波区I沙波脊线对比图

Fig.4 The comparison diagram of ridge line at sand wave region I

2.1.2 底流

本文计算所用底流数据由区域海洋模式(Regional Ocean Modeling System, ROMS)模型模拟而来。ROMS 模型采用准确高效的物理和数值算法, Ezer 等^[31]将 POM 和 ROMS 模式比较后发现, ROMS 可以减少计算误差,提高计算效率。笛卡尔坐标系下,ROMS 的基本方程在 N-S 原始方程基础上采用了 Boussinesq 近似和静力近似,具体方程如下:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - f v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_u + D_u, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla v + f u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + F_v + D_v, \quad (3)$$

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla T = F_T + D_T, \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla S = F_S + D_S, \quad (6)$$

$$\rho = \rho(T, S, p). \quad (7)$$

以上 7 个方程分别为连续方程、 x 方向动量方程、 y 方向动量方程、静水压平衡方程、热传导方程、盐度扩散方程和状态方程。式中, $\vec{V}$ 为三维流速矢量(u, v, w); f 为科氏力参数; g 为重力加速度; p 为压力; ρ 为水体密度; T 为温度; S 为盐度; (D_u, D_v, D_T, D_S) 为消散项; (F_u, F_v, F_T, F_S) 为外力项。

本文用 ROMS 模型对覆盖了南海北部海域的区域(9.8°~25°N, 105°~126.9°E, 如图 5 所示)进行了模拟。本次模拟网格水平分辨率为(1/36.5)°, 垂向分辨率随着水深地形的变化而变化。模型所用水深数据提取自 ETOPO1 (<http://www.ngdc.gov/mgg/global/>)。模型应用的风场、温度和盐度等数据来自国家环境预报中心, 通过气候预测系统再分析得到的 6 h

一次的数据^[32]。模型考虑了 M_2 、 N_2 、 S_2 、 K_2 、 K_1 、 O_1 、 P_1 、 Q_1 、 MN_4 、 M_4 、 MS_4 、 M_m 和 M_t 等 13 种分潮,分潮数

据源自 TPX07.2 TOPEX/POSEIDON 潮汐模型^[33-34]。

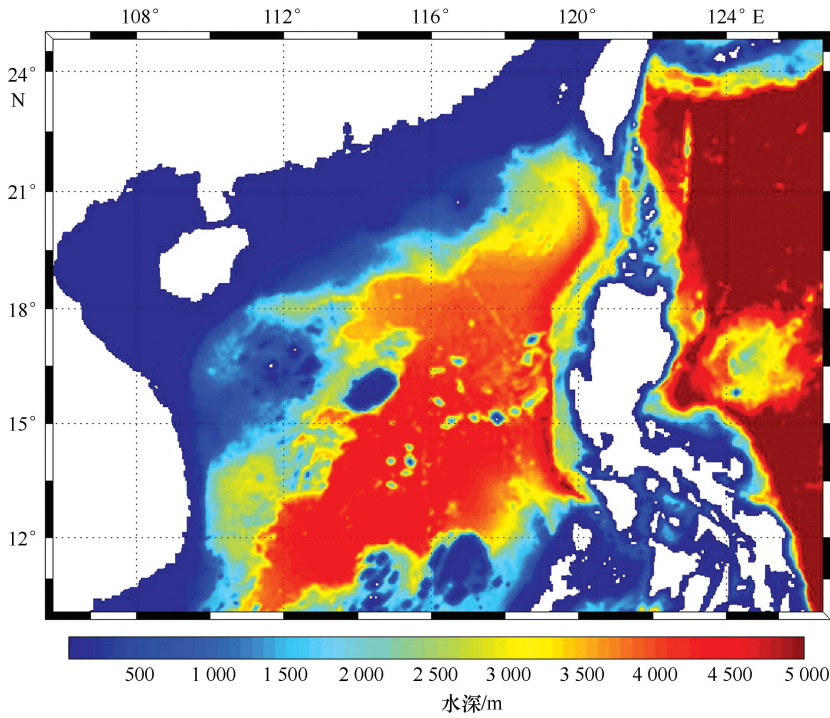


图 5 模型区域与水深
Fig.5 Model domain and the bathymetry

本文通过 ROMS 模型模拟计算了研究区 2010—2011 年的底部流场数据。为了使海底沙波迁移的计算更加精确,本次底流输出的时间尺度为每小时一次。

2.2 方法

本文采用适用性较好的 Rubin 和 Hunter^[21] 的公式对研究区海底沙波的迁移特征进行计算。Rubin 和 Hunter^[21] 根据陆架沙丘迁移速率、底沙输运率和沙丘形态之间的关系提出了沙丘迁移公式。其理论基础是假设沙波两翼坡面近似斜面,纵断面为三角形,沙丘靠底流输沙而不断迁移。其简化公式:

$$c = \frac{2q_s}{H\gamma}, \tag{8}$$

式中, c 为沙波的移动速度; q_s 为沉积物的输运率(与近底流速的 3 次方成正比); H 为沙波的波高; γ 为沉积物的容重。

使用 Rubin 公式计算沙波迁移率的关键是底沙输沙量的计算。本文对推移质输沙率的计算采用改进的 Bagnold 型 Hardisty 公式:

$$q_s = k(V_{100}^2 - V_{cr}^2)V_{100}, \tag{9}$$

式中, V_{cr} 为底沙起动流速; V_{100} 为距海底 100 cm 处的底流流速; k 为海底表层沉积物中与中值粒径有关的参数,计算采用下式^[35]:

$$k = 0.1\exp\left|\frac{0.17}{D_{50}}\right|, \tag{10}$$

式中, k 的量纲为 $\text{kg}/(\text{m}^4 \cdot \text{s}^{-2})$; D_{50} 为中值粒径(单位: mm)。

结合式(8)至式(10),可得沙波迁移速率计算公式:

$$c = \frac{0.2\exp\left|\frac{0.17}{D_{50}}\right|(V_{100}^2 - V_{cr}^2)V_{100}}{\gamma H}, \tag{11}$$

式中, V_{100} 由 ROMS 模型模拟而来; V_{cr} 通过临界希尔兹参数计算。

3 结果与讨论

3.1 结果

3.1.1 海底沙波迁移规律

在沙波区Ⅱ和沙波区Ⅰ选取 4 个站位,查明其所在区域的水深、沙波波高、沉积物中值粒径,并计算其起

动流速。基于 ROMS 模型模拟得到的底流数据,利用 Rubin 公式,通过 Matlab 软件编制程序计算其在2010 年 8 月至 2011 年 5 月期间的迁移距离(S)及迁移路径(图 6),参数选取及计算结果如表 1 所示。

表 1 计算参数及迁移距离
Tab.1 Parameters and result of the simulation

点位	区域	纬度	经度	水深 /m	波高 /m	中值粒径 /mm	起动流速 /m·s ⁻¹	迁移距离 /m
1	Ⅱ区	20.930 3°N	115.222 2°E	121	0.7	0.372	0.364 9	21.8
2	Ⅱ区	20.852 4°N	115.194 4°E	125	0.7	0.392	0.368 6	11.0
3	I区	20.384 4°N	115.000 0°E	190	2.9	2.142	0.570 1	0
4	I区	20.410 4°N	114.944 4°E	145	1.7	0.654	0.424 3	1.9

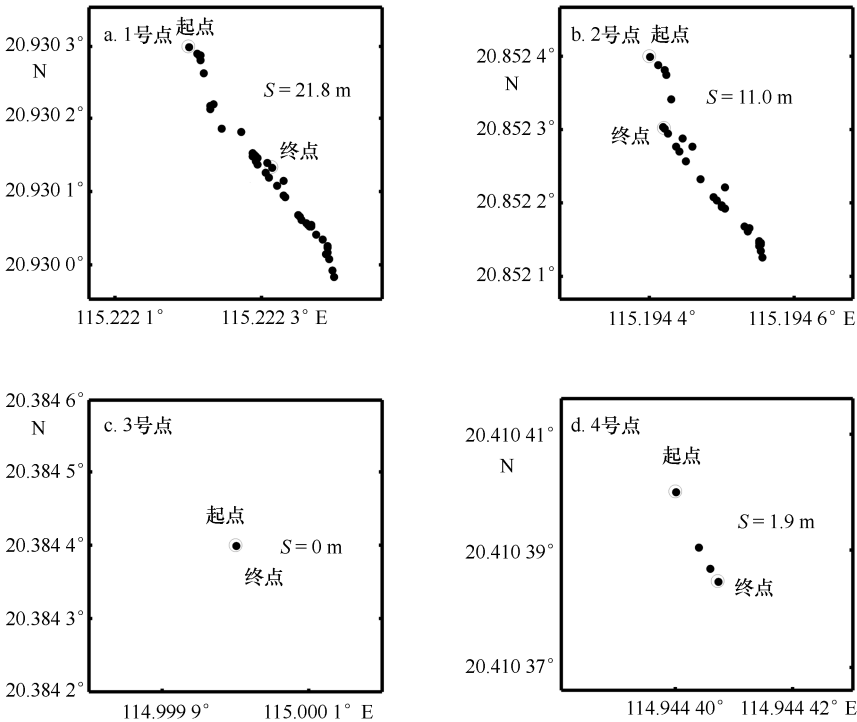


图 6 海底沙波迁移路径
Fig.6 Migration distance and route of sand waves in different sites

由表 1 可知,计算得到 1 号点位在 2010 年 8 月至 2011 年 5 月期间的迁移距离为 21.8 m。其迁移路径图(图 6a)表明:该点在计算期间沙波并不是只向一个方向移动,而是有大致 SE 和 NW 两个方向,且 SE 向迁移量大于 NW 向迁移量,沙波整体迁移方向为 145°,与沙波脊线夹角在 77.5°~122.5°之间,近似呈垂直关系,说明计算的迁移方向与搜集所得观测资料吻合较好。

计算得到 2 号点位在 2010 年 8 月至 2011 年 5

月期间的迁移距离为 11.0 m。2 号点的迁移路径如图 6b 所示。通过比较图 6a 和图 6b 发现:2 号点位的迁移路径和 1 号点位类似,2 号点为在计算期间沙波并没有只向一个方向移动。2 号点位沙波整体向 167°方向迁移,与 ENE 向沙波脊线的夹角为 99.5°,近似呈垂直关系,这与搜集所得观测资料吻合较好。

计算得到 3 号点位在 2010 年 8 月至 2011 年 5 月期间的迁移距离为 0 m。沙波区 I 与该点距离最近的沙波的迁移特征和形态特征显示:区域内的巨型沙

波在两年间的稳定性保持较好,但在巨型沙波见的次一级沙波中表现出较为明显的位移,次级沙波有向东南方向运移的趋势,迁移距离在 3.2~21.9 m 之间。

计算得到 4 号点位在 2010 年 8 月至 2011 年 5 月期间的迁移距离为 1.9 m。由图 6d 可以看出:沙波整体往 SE 向运移,迁移距离为 1.9 m,迁移方向为 155°,与 ENE 向(平均 49°)脊线的夹角为 106°,近似呈垂直关系,说明模拟计算结果与实测结果吻合较好。

3.1.2 台风对海底沙波迁移的影响

南海是台风多发海域,一方面由于南海地域广阔,海水温度常年保持在 27℃左右,且南海高空风速较小,满足台风生成条件,所以在南海区域很容易生成台风^[36];另一方面南海通过吕宋海峡与西北太平洋相接,而西北太平洋又是世界上台风影响最大区域^[37],所以西北太平洋台风很容易入侵南海。

2010 年 8 月至 2011 年 5 月,经过南海北部的台风主要有 2010 年 6 号“狮子山”、10 号“莫兰蒂”、11

号“凡亚比”、13 号“鲇鱼”等。为了研究台风作用下海底沙波的响应,下面以 2010 年第 11 号台风“凡亚比”为例探讨南海北部的海底沙波的迁移特征。

本文应用 ROMS 模式对台风“凡亚比”经过时南海北部(20°~24°N,114°~120°E)的底流状况进行模拟。选取研究区 1 号点(20.930 3°N,115.222 2°E),对其流速、流向的时间序列以及流速流向分布统计分析。

台风“凡亚比”由琉球东南方海面上的热带低压发展而来,该低压于 9 月 15 日 20 时发展成为热带风暴,20 日早上 07 时在福建漳浦县古雷镇登陆,21 日 02 时减弱为热带低压。为了能够表现台风经过前后底流的变化情况,选取 9 月 15—22 日的流速数据进行成图分析(图 7,图 8)。图中, u 为底流在东西方向上的分量,以东向为正; v 为底流在南北方向上的分量,以北向为正。蓝色虚线为流速值,绿色曲线为某一时刻的流向;柱状图为不同底流速在不同方向上的分布频率。

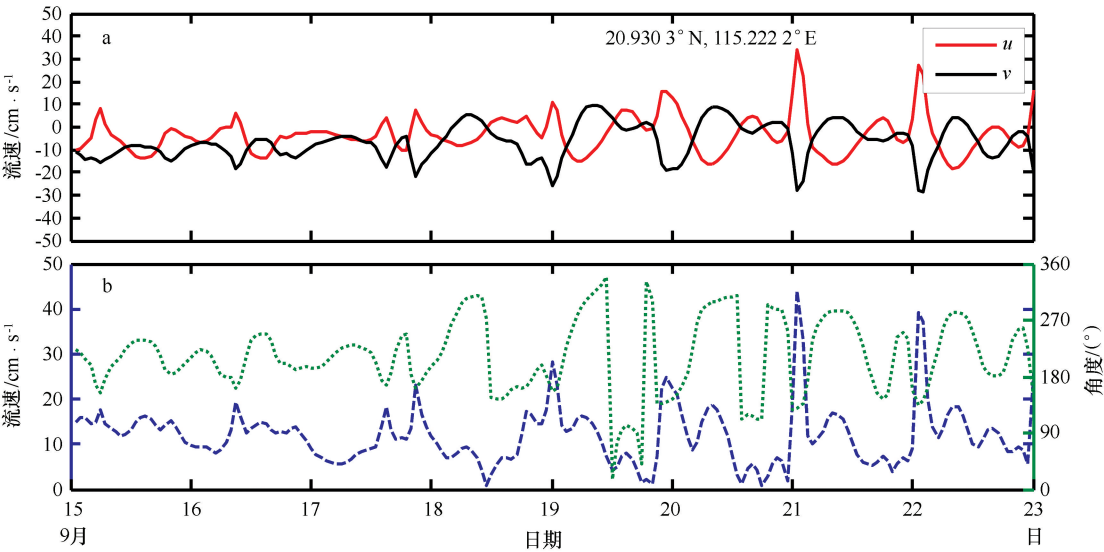


图 7 1 号点流速时间序列
Fig.7 Time series of flow velocity at Site 1

从图 7 可以看出,1 号点底流流速从 21 日 01 时有明显变大的趋势,从前一天的流速极值 24 cm/s 跃升至 44 cm/s,增加幅度高达 20 cm/s。流向多集中在 SSW、SW、WSW 向,但大于 35 cm/s 的极值均出现在 SE 向。同时对台风影响区域其他点位进行分析得出了类似的结论。这表明:“凡亚比”台风使研究区域内的底流流速出现了不同程度的增大,且出现了能够起动沙波区泥沙的流速。

应用 Rubin 公式,通过 Matlab 编程计算研究区内 1、2 号点位在受“凡亚比”台风影响时的迁移率。计算结果如图 9 所示。计算结果显示:在“凡亚比”台风的影响下,1、2 号点位的迁移距离分别为 2.0 m、2.9 m,分别占其年运移量的 9.17%和 26.36%。说明台风是造成南海北部海底沙波运移的重要影响因素之一。

不同学者计算了不同地点的台风对海底沙波迁

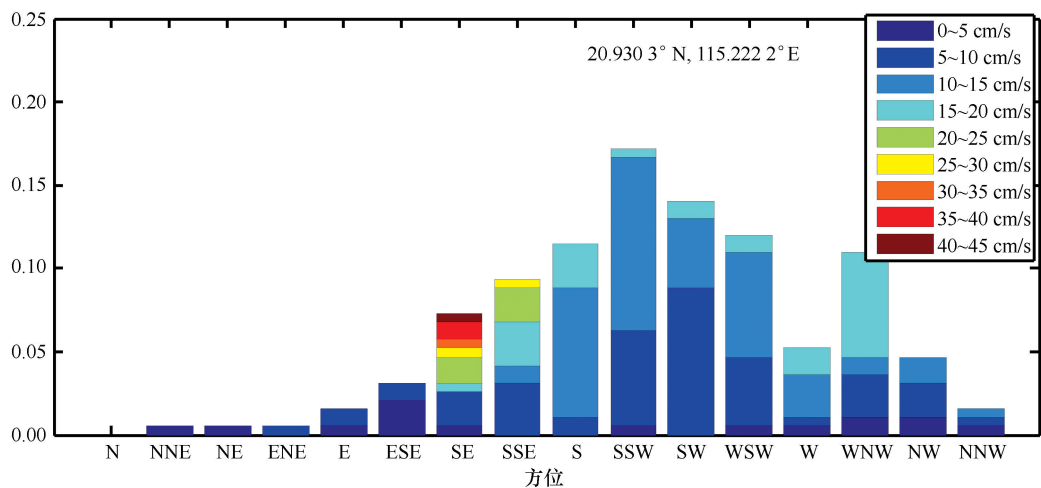


图 8 1 号点流向频率分布

Fig.8 The flow direction distribution frequency at Site 1

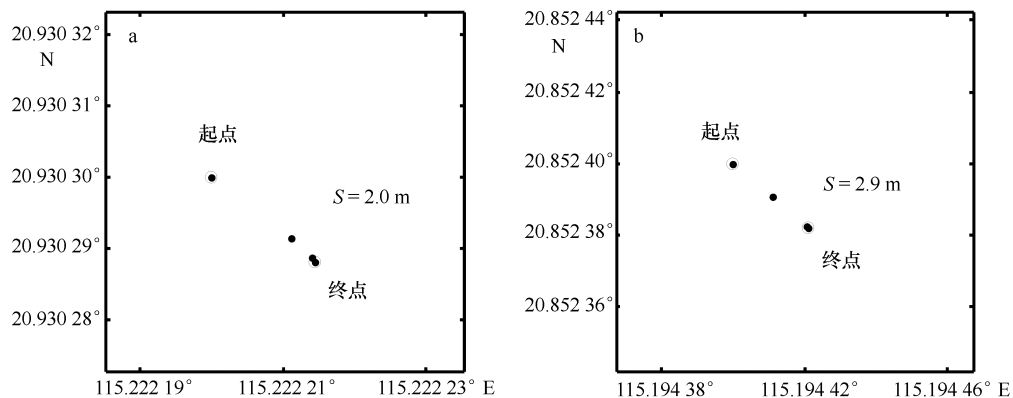


图 9 1 号(a)和 2 号(b)点位在台风“凡亚比”期间运移路径

Fig.9 Sand waves migration route during Typhoon “Fanapi” period at Site 1(a) and Site 2(b)

移的影响,得出了类似的结论。董志华^[38]通过对比分析理论计算和现实资料,得出东方岸外水深 20~50 m 处沙波沙脊区受潮流和由台风等引起强底流共同作用。潮流体系主要起维持和修复沙波的作用,造成沙波大距离移动主要是由台风等引起的强底流的作用。马小川^[39]计算“康森”过境期间,水深在 17~31 m 的海南岛西南海域的沙波运移距离为 0.7~8.9 m,证实了台风过境期间将对海底沙波的迁移产生重大影响。

3.2 讨论

(1)不同学者使用不同的方法对南海北部海底沙波的迁移进行了计算分析。胡日军^[40]采用窦国仁的泥沙起动公式计算泥沙起动流速。胡日军计算的南海北部(水深 100~200 m)由细砂、中细砂和中

砂组成的沙波年最大移动距离分别为 36.0~71.5 cm、16.5~33.4 cm 和 10.7~21.6 cm。冯文科等^[23]计算的本海域(水深 100~200 m)的沙波年移动距离在 0.101~0.534 m 之间。胡日军和冯文科等的计算结果相差不大,但他们采取的流速值以及时间差异较大。胡日军^[40]的研究表明落潮流是形成沙波的主水流。李泽文^[29]对研究区内的海底沙波的研究表明:沙波的移动是在极端环境下的偶发事件,而非常态化的。并对研究区海底沙波的迁移特征进行数值计算,结果表明研究区沙波的移动速率较小,水深 115 m 处的内陆架 0.5 m 高小沙波的年移动距离约为 2.27 m,水深 192 m 处的外陆架 2.5 m 高沙波的年移动距离仅 0.31 m。

周川^[30]通过对比 2010 年与 2011 年观测的水深

110~218 m 之间的沙波形态及位置,发现研究区沙波在有向南东方向运移的趋势,运移距离多集中在 10 m 以内,仅部分区域运移距离较大。研究区沙波活动性普遍较弱,但由北往南有增强的趋势。周川^[30]对观测到的南海北部 322 d 的涵盖不同季节的 322 855 个底层海流数据进行了统计分析,结果表明底流主流向主要分布在 SE—SW—NW 之间,流速平均值在 10.20~17.99 cm/s 之间,区内可频繁观测到超过 30 cm/s 的底层强流,强流极值高达 116 cm/s,主要分布流向为 S—SSE—SE。

本文通过 ROMS 模型模拟所得研究区在 2010 年至 2011 年间最大流速为 69 cm/s (20.930 3°N, 115.111 1°E)。结合 ROMS 模型模拟所得底流资料,使用 Rubin 公式对研究区内海底沙波运移方向的计算和搜集所得观测资料比较吻合,均为向东向南方向。1 号点位、2 号点位和 4 号点位运移距离分别为 21.8 m、11.0 m 和 1.9 m,与搜集所得观测结果相差不大。沙波迁移方向与搜集所得实测沙波脊线方向夹角分别为 77.5°~122.5°、99.5°、106°,均近似呈垂直关系,说明计算结果与实测结果较为吻合。本次计算的误差来源有以下两个方面:① 计算中采取的流速值为每个时刻的瞬时数据,并将两个时间间隔内的流速值默认为此数据;② 不同的地点的沉积物参数、沙波形态特征参数可能差别较大,由于搜集所得资料有限,不能将每一个站点的所有资料一一对应。

(2) 3 号点位计算的运移距离为 0 m,说明 3 号点位海底沙波在 2010 年至 2011 年间保持稳定。这主要是因为该处沙波波高和中值粒径较大,模拟所得该点流速未能达到砂砾的起动流速。搜集所得观测^[30]结果表明:该点附近区域巨型沙波基本保持稳定,只有次级沙波才能观测到较为明显的运移。根据 Simons^[41]的研究,从极细砂(0.063~0.125 mm)到中砂(0.25~0.5 mm)是水下沙波的主要组成粒级,粒径过大或过小,均很难发育水下沙波。这主要与沙粒的起动流速有关,只有大于颗粒的起动流速的底流才能塑

造沙波,极细砂、细砂和中砂的起动流速均在缓紊流的流速范围内。当然在缓紊流流速范围内陆架沙波尺度与粒径有微弱的正相关关系。3 号点位的中值粒径参数为 2.142 mm,这与本研究结果基本相符。

(3) 位于沙波Ⅱ区的 1 号和 2 号点位的沙波在 2010 年 8 月至 2011 年 5 月这段时间内,并非只向南向东移动,而是同时存在向东南和向西北两个方向迁移的情况,且向东向南的移动为主要趋势,这表明这两处沙波的迁移是一个循环往复累积的结果,而不是只向一个方向迁移。这两处的沙波波高比研究区南部沙波波高要小,粒径也相对较小,底层强流更容易起动海底泥沙。

4 结论

(1) 本文初步构建了一套适用于南海北部陆架海域海底沙波运移的数值计算模式。模拟底流数据的 ROMS 模型充分考虑了地形、潮汐、风场、温度、盐度等影响海底沙波运移的因素。该模型可以预测南海北部海底沙波的运移距离和方向。

(2) 结合 ROMS 模型所得底流资料,使用 Rubin 公式对研究区内海底沙波的迁移距离和方向进行了计算,计算结果与搜集所得资料比较吻合,均为向东向南方向;模拟所得迁移方向与实测沙波脊线走向近似呈垂直关系;不同站点的迁移距离在 0~21.8 m 之间,且为往复累积的结果。

(3) 从数值模拟和搜集所得实测资料的吻合性表明:Rubin 公式在 ROMS 模型模拟所得高精度底流资料的支撑下,可以再现海底沙波的迁移过程。

(4) “凡亚比”超强台风显著增强了研究区内的底流流速,增幅可达 25~35 cm/s。达到了研究区海底沙波的起动流速。

(5) 利用 Rubin 公式对 1、2 号点位在“凡亚比”台风影响期间的迁移距离进行计算的结果分别为 2.0 m、2.9 m,分别占其年运移量的 9.17% 和 26.36%,说明台风过境对海底沙波的迁移产生重大的影响。

参考文献:

- [1] Ashley G M. Classification of large-scale subaqueous bedform: New look at old Problem[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1990, 60(1): 160—172.
- [2] Swift D J P, Field M E. Evolution of a classic sand ridge field: Maryland sector, North American inner shelf[J]. Sedimentology, 1981, 28(4): 461—482.
- [3] McBride R A, Moslow T F. Origin, evolution and distribution of shoreface sand ridges, Atlantic inner shelf, U.S.A.[J]. Marine Geology, 1991, 97(1/2): 57—85.
- [4] Dalrymple R W, Hoogendoorn E L. Erosion and deposition on migrating shoreface-attached ridges, Sable Island, eastern Canada[J]. Geoscience

- Canada, 1997, 24(1): 25—36.
- [5] Blondeaux P, Vittori G. A model to predict the migration of sand waves in shallow tidal seas[J]. *Continental Shelf Research*, 2016, 112(5): 31—45.
- [6] Anthony D, Leth J O. Large-scale bedforms, sediment distribution and sand mobility in the eastern North Sea off the Danish west coast[J]. *Marine Geology*, 2002, 182(3/4): 247—263.
- [7] Santoro V C, Amore E, Cavallaro L, et al. Evolution of sand waves in the Messina Strait, Italy[J]. *Ocean Dynamics*, 2004, 54(3/4): 392—398.
- [8] Idier D, Ehrhold A, Garlan T. Morphodynamics of an undersea sand wave of the Dover Straits[J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2002, 334(15): 1079—1085.
- [9] Kennedy A B, Slatton K C, Hsu T, et al. Ephemeral sand waves in the hurricane surf zone[J]. *Marine Geology*, 2008, 250(3/4): 276—280.
- [10] Todd B J. Morphology and composition of submarine barchans dunes on the Scotian Shelf, Canadian Atlantic margin[J]. *Geomorphology*, 2005, 67(3/4): 487—500.
- [11] Perillo G M E, Ludwick J C. Geomorphology of a sand wave in lower Chesapeake Bay, Virginia, U.S.A.[J]. *Geo-Marine Letters*, 1994, 4(2): 105—112.
- [12] Chen Kefeng, Zheng Jinhai, Zhang Chi, et al. The evolution characteristics of main waterways and their control mechanism in the radial sand ridges of the southern Yellow Sea[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2017, 36(3): 91—98.
- [13] 夏东兴, 吴桑云, 刘振夏, 等. 海南东方岸外海底沙波活动性研究[J]. *黄渤海海洋*, 2001, 19(1): 17—24.
Xia Dongxing, Wu Sangyun, Liu Zhenxia, et al. Research on the activity of submarine sand waves off Dongfang, Hainan Island[J]. *Journal of Oceanography of Huanghai & Bohai Seas*, 2001, 19(1): 17—24.
- [14] Leckie H F S, Mohr H, Draper S, et al. Sedimentation-induced burial of subsea pipelines: Observations from field data and laboratory experiments[J]. *Coastal Engineering*, 2016, 114: 137—158.
- [15] 林缅, 范奉鑫, 李勇, 等. 南海北部沙波迁移的观测与理论分析[J]. *地球物理学报*, 2009, 52(3): 776—784.
Lin Mian, Fan Fengxin, Li Yong, et al. Observation and theoretical analysis for the sand-waves migration in the North Gulf of South China Sea[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2009, 52(3): 776—784.
- [16] Li Y, Lin M, Jiang W B. Process control of the sand wave migration in Beibu Gulf of the South China Sea[J]. *Journal of Hydromatics*, 2011, 23(4): 439—446.
- [17] Van Rijn L C. Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas[M]. Amsterdam: Aqua Publication, 1993.
- [18] Ribberink J S. Bed-load transport for steady flows and unsteady oscillatory flows[J]. *Coastal Engineering*, 1998, 34(1/2): 59—82.
- [19] Camenen B, Larson M. A general formula for non-cohesive bed load sediment transport[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2005, 63(1): 249—260.
- [20] Rubin D M, Huter R E. Bedforms climbing in theory and nature[J]. *Sedimentology*, 1982, 29(1): 121—138.
- [21] Knaapen M A F. Sandwave migration predictor based on shape information[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2005, 110(F4): F04S11.
- [22] Li Daming, Wang Xiao, Wang Xin, et al. Sediment mathematical model for sand ridges and sand waves[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2016, 35(5): 141—149.
- [23] 冯文科, 黎维峰, 石要红. 南海北部海底沙波地貌动态研究[J]. 1994, 16(6): 92—99.
Feng Wenke, Li Weifeng, Shi Yaohong. Dynamic study on sand wave geomorphology in Northern South China Sea[J]. *Haiyang Xuebao*, 1994, 16(6): 92—99.
- [24] 王尚毅, 李大鸣. 南海珠江口盆地陆架斜坡及大陆坡海底沙波动态分析[J]. *海洋学报*, 1994, 16(6): 122—132.
Wang Shangyi, Li Daming. Dynamic analysis on sand waves in continental shelf slope and continental slope of Pearl River Mouth Basin in South China Sea[J]. *Haiyang Xuebao*, 1994, 16(6): 122—132.
- [25] 白玉川, 杨细根, 田琦, 等. 南海北部海域海底沙波演化特征[J]. *水力学报*, 2009, 40(8): 941—955.
Bai Yuchuan, Yang Xigen, Tian Qi, et al. Evolution characteristics of seabed sand wave in Northern South China Sea[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2009, 40(8): 941—955.
- [26] 王伟伟, 阎军, 范奉鑫. 波流联合作用下的海底沙波移动对海床底床稳定性影响的研究进展[J]. *海洋科学*, 2007, 31(3): 89—93.
Wang Weiwei, Yan Jun, Fan Fengxin. The research situation of bed-form stability influenced by seabed sand wave migration under wave combined current conditions[J]. *Marine Sciences*, 2007, 31(3): 89—93.
- [27] Zhang Zhiqiang, Wei Zhiqiang, He Huizhong, et al. Potential submarine geologic hazards at the entrance of the Pearl River Estuary in the northern South China Sea[J]. *Journal of Ocean University of China*, 2016, 15(4): 606—612.
- [28] 栾锡武, 彭学超, 王英民, 等. 南海北部陆架海底沙波基本特征及属性[J]. *地质学报*, 2010, 84(2): 233—245.
Luan Xiwu, Peng Xuechao, Wang Yingmin, et al. Characteristics of sand waves on the Northern South China Sea Shelf and its formation[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(2): 233—245.
- [29] 李泽文. 南海北部外陆架灾害地质因素及其对海底管道的影响研究[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2011.
Li Zewen. Research on hazardous geological factors in the outer shelf of Northern South China Sea and influence on the submarine pipelines[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2011.
- [30] 周川. 南海北部陆架外缘海底沙波分布规律及活动机理研究[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2013.

- Zhou Chuan. A study on the distribution and activity mechanism of sand waves on the Northern South China Sea Shelf[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2013.
- [31] Ezer T, Arangoand H, Shchepetkin A F. Developments in terrain-following ocean models; intercomparisons of numerical aspects[J]. *Ocean Modelling*, 2002, 4(3/4): 249—267.
- [32] Saha S, Moorthi S, Pan H L, et al. The NCEP climate forecast system reanalysis[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2010, 91(8), 1015—1057.
- [33] Egbert G D, Bennett A F, Foreman M G. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978—2012), 1994, 99(C12): 24821—24852.
- [34] Egbert G D, Erofeeva S Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides[J]. *Journal of Atmospheric & Oceanic Technology*, 2002, 19(2): 183—204.
- [35] Gao S, Collins M B. Changes in sediment transport rates caused by wave action and tidal flow time-asymmetry[J]. *Journal of Coastal Research*, 1997, 13(1): 198—201.
- [36] 陈宜展. 南海海洋响应台风过程数值研究[D]. 南京: 中山大学, 2010: 2—3.
Chen Yizhan. Numerical study of the response of the South China Sea to typhoon[D]. Nanjing: Sun Yat-sen University, 2010: 2—3.
- [37] 王桂付, 秦德生, 王云贵. 浅析台风的生成与发展规律[J]. *武汉航海: 武汉航海职业技术学院学报*, 2006, 1(4): 5—8.
Wang Guifu, Qin Desheng, Wang Yungui. Emergence and developing law of typhoon[J]. *Wuhan Marine: Journal of Wuhan Marine College*, 2006, 1(4): 5—8.
- [38] 董志华. 台风对东方岸外沙波沙脊和海底地貌的影响[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2006.
Dong Zhihua. The influence on current ridge, sand wave and topography of Dongfang offshore by typhoon[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2006.
- [39] 马小川. 海南岛西南海域海底沙波沙脊形成演化及其工程意义[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2013.
Ma Xiaochuan. Formation, evolution and engineering significance of submarine sand waves and sand ridges, southeast of Hainan Island[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2013.
- [40] 胡日军. 南海北部外陆架区海底沙波动态分析[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2006.
Hu Rijn. Dynamical analysis of seafloor sandwaves in the outer continental shelf of the Northern South China Sea[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2006.
- [41] Simons D B, Richardson E V, Nordin C F Jr. Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels [M]//Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation. Tulsa: SEPM Special Publication, 1965, 12: 34—52.

Research on the migration rule and the typhoon impact on the submarine sand waves of the northern South China Sea

Zhou Qikun^{1,2}, Sun Yongfu^{1,2}, Hu Guanghai¹, Song Yupeng¹, Liu Xiaoyu¹, Du Xing¹

(1. *The First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China*; 2. *Marine Geology and Environment Laboratory Process, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266235, China*)

Abstract: Submarine sand waves, vital to seabed stability, are an important consideration for oceanic engineering projects such as oil pipe lines and submarine cables. The properties of surface sediment and the evolvement of submarine sand waves in a specified area in the South China Sea are studied using both a hydrological model and field observational data. The bottom flow field data between 2010 and 2011 in the study area are simulated by the Regional Ocean Model System (ROMS). The migration of submarine sand waves is calculated using Rubin's formula along with typhoon data and bottom flow field data, which allows for the analysis of sand wave response under the influence of typhoons. The migration direction calculated by Rubin's formula and bottom flow are very similar to collected data. The migration distance of different positions is between 0.0 m and 21.8 m, which reciprocates cumulatively. This shows that Rubin's formula can predict the progress of submarine sand waves with the bottom flow simulated by ROMS. The migration distances of 2 sites in the study area are 2.0 m and 2.9 m during the Typhoon "Fanapi". The proportion of the calculated migration distance by the typhoon is 9.17% and 26.36% of the

annual migration distance, respectively, which proves that the typhoon can make a significant impact on submarine sand waves.

Key words: submarine sand waves; migration; Regional Ocean Model System (ROMS); Rubin's formula; typhoon