

# 南海北部沙波区海底强流的内波特征 及其对沙波运动的影响

夏华永, 刘愉强, 杨 阳

(国家海洋局南海工程勘察中心, 广东 广州 510300)

**摘要:** 2008 年 3 月 6 日至 2008 年 4 月 9 日, 在南海北部外陆架与陆坡上的沙波区进行了海底流速的连续观测, 观测结果表明潮流与海流较弱, 但时有流速达  $30\text{--}77\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  的海底强流发生。强流方向与南海北部内波传播方向相对应, 多分布在偏 NW 向与偏 SE 向。偏 SE 向流强于偏 NW 向流, 与内波在传播方向上的下坡流大于上坡流的特征一致。对流速序列进行了旋转功率谱分析, 结果表明, 高于  $M_2$  分潮的频率中, 众多的振荡分量具有内波流性质, 说明阵发性强流为内波所致。采用观测流速计算了沙波的移动速度, 计算结果得出强流能起动海底泥沙, 由于 NW 向传播(上坡方向)的内波导致了 SE 向(下坡方向)的净流动, 沙波偏 SE 向移动, 但沙波移动速度不大, 小型沙波移动速度小于  $1.6\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ 。采用潮流、风暴潮耦合模型计算了强台风驱动的海底流速过程, 表明潮流、风暴潮耦合也能移动海底沙波, 但沙波移动方向与台风路径相关, 不一定为 SE 向, 且移动距离更小, 潮流、风暴潮耦合不是沙波移动的主要动力机制。

**关键词:** 南海北部; 海底强流; 内波; 沙波移动

**中图分类号:** P731      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1009-5470(2009)06-0015-08

## Internal-wave characteristics of strong bottom currents at the sand-wave zone of the northern South China Sea and its role in sand-wave motion

XIA Hua-yong, LIU Yu-qiang, YANG Yang

(South China Sea Marine Engineering Prospecting Center, SOA, Guangzhou 510300, China)

**Abstract:** From the 6<sup>th</sup> March to the 9<sup>th</sup> April in 2008, serial bottom-current observations were carried out at the sand-wave zone of the continental shelf and slope in the northern South China Sea (SCS). The measurements show that the tidal current and ocean current are weak at the observation sites, but bottom currents as strong as  $30\text{--}77\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  occur frequently. The directions of the strong bottom currents are related to the northwestward propagation of the internal waves in the region. Most of the strong currents are nearly northwestward or nearly southeastward, and the southeastward currents are stronger than the northwestward ones, which corresponds to the feature of downslope flows stronger than upslope ones when internal waves propagating onshore. Rotary power spectral analysis is carried out for the time series of current velocity. The results show that most of the rotary components higher than the frequency of  $M_2$  tide have the characteristics of internal-wave flows, further demonstrating that the frequent, strong bottom currents are induced by internal waves. The measurements are used to calculate the motion speed of sand waves. The results also show that the strong currents can initiate the sea bottom sediments, and due to downslope flows stronger than upslope ones, the sand waves move southeastwards at a low speed less than  $1.6\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$ . In addition, the authors model the coupled tide-storm bottom current fields in the northern SCS. From the modeling, the bottom currents, driven by strong typhoon and tide, can move the sand waves, but only move them a very short distance during each typhoon process. The direction of the movement is subject to the typhoon route, which is not always southeastward. Therefore, the coupled tide-storm currents are not the major factor to move the sand waves.

**Key words:** northern South China Sea; strong bottom current; internal wave; sand-wave motion

收稿日期: 2008-09-26; 修订日期: 2009-01-16。孙叔杰编辑

基金项目: 国家高技术研究发展(863)计划海洋技术领域重点项目(2008AA09A401)

作者简介: 夏华永(1967—), 男, 湖南省沅江市人, 研究员, 从事物理海洋学研究。E-mail: xiahuayong2001@21cn.com

在1984—1990年期间,广州海洋地质调查局在南海北部珠江口盆地(20°—22°N, 113°—117°E)进行了海洋工程地质调查,冯文科等<sup>[1-3]</sup>对调查海域的地貌特征作了报道。调查发现在南海北部陆架及陆坡上80—250m范围内沙波十分发育(图1)。南海北部水深80—250m之间的外陆架和陆坡地带,广泛分布有浅灰色和灰黄色的以细砂和中砂为主的砂质残留沉积物。在残留砂带分布区,普遍发育有各种类型的沙坡、沙垄和沙丘等沙体地貌,它们是波高小于1m的微型沙波或沙纹、波高在1—2m的中型沙波和波高在2m以上的大型沙波,另外还有海底沙垄和沙丘等规模较大的沙体地貌。波脊线或沙垄的延伸方向基本上呈NE或ENE向,沙波缓坡向NW,陡坡向SE。

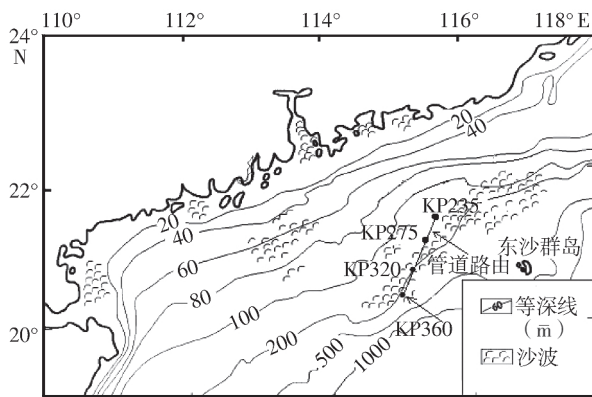


图1 南海北部沙波分布<sup>[4]</sup>

Fig.1 Distribution of the sand waves in the northern South China Sea<sup>[4]</sup>

沙波分布区域油气资源丰富,油井众多,沙波的移动能对海底油管造成隐患,因而沙波的稳定性受到了广泛的关注。对于调查海域沙波的稳定性已有较多的分析,但对沙波移动的动力机制与移动方向尚没有统一的结论。冯文科等<sup>[1-3]</sup>、王尚毅等<sup>[5]</sup>根据少量的底流观测资料,计算得出沙波在底流作用下缓慢向海移动,认为潮流与海流是动力条件。陈鸣<sup>[6]</sup>分析了底流与台风浪耦合作用下的沙波稳定性,得出底流与波浪难以起海底泥沙,沙波稳定。王文介<sup>[7]</sup>定性分析潮流与内波是沙波形成的动力条件,吴建政等<sup>[8]</sup>则认为潮流与风暴潮的耦合作用才能起海底泥沙,由于落潮流是SE方向,所以沙波向海移动。彭学超等<sup>[4]</sup>也认为潮流与海流是沙波移动的动力条件,但彭学超等认为沙波向岸(NW向)移动。由于目前对沙波的移动没有进行直接观测,分析沙波的稳定性尚依赖于流速资料。现有研究工作中所用的流速观测资料较少,难于确定海底强流的性质,因而并不能确定沙波移动的动力原因。

到目前为止,在南海北部陆坡海域的流速观测

尚不多。1988年3月珠江口外东南约200km,水深300m处的连续观测流速中,50、100、200和300m层的平均流速都小于 $15\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ <sup>[9]</sup>,这样的平均流速是不能起海底泥沙的。但观测流速中时有强流发生。方文东等<sup>[10]</sup>分析东沙群岛附近海域观测的海流后,得出突发性强流有孤立内波与内潮特征。邱章等<sup>[11]</sup>也同样观测到了东沙群岛附近的内潮及内波。Hsu等<sup>[12]</sup>、Zhao等<sup>[13]</sup>采用卫星影像分析了南海北部内波波包的分布,发现南海北部海域是一个内波活动频繁的海域。陆坡上的内波对泥沙运动作用极大,Cacchione<sup>[14]</sup>在实验中发现向岸传播的内波能起陆架与陆坡的泥沙。Holloway等<sup>[15]</sup>在倾斜地形上的内波传播数值试验及观测结果中,内波产生的流在底部受到强化,与传播方向相同的上坡流小于下坡流。Noble等<sup>[16]</sup>在陆坡海域的观测中,同样发现非线性内潮在海底产生强流,能起海底泥沙并产生泥沙的向海净输送。海底沙波的形成与内波活动的关系早已发现<sup>[17]</sup>。张兴阳等<sup>[18,19]</sup>在国内外研究基础上,总结了内波对沙波形成与迁移的作用。鉴于陆坡上内波对泥沙运动的作用,对于南海北部陆架及陆坡上沙波移动的动力机制,内波应是值得重视的因素。

2008年3—4月,国家海洋局南海工程勘察中心在沙波分布区域进行了底流的长期连续观测,为了解海底强流的性质及更好地计算沙波移动速度提供了基础资料。本文对海底观测流速进行了统计分析,与旋转功率谱分析,得到海底强流具有内波的性质。与河道内的全水深的单向流不同,内波流在密度跃层上下流向是相反的,因此,底流的性质对泥沙起动、沙波移动速度的计算方法也提出了要求。而目前对南海北部沙波的稳定性分析都采用河流泥沙的起动流速公式与沙波移动速度公式。本文采用合适的泥沙起动指标,通过推移质输沙率计算沙波移动速度。由于沙波分布海域也是一个容易受到台风袭击的区域,本文还通过潮流、风暴潮耦合模拟海底流速,分析了潮流、风暴潮耦合对沙波稳定性的影响。

## 1 观测方法与资料

中国海洋石油总公司拟在南海北部番禺/惠州气田建设一条输送海底管道,管道路由在南海北部沙波区内(图1)。以往在工程附近海域铺设的海底管道中出现过管道悬空事件。为了研究管道悬空机理和探讨工程防治技术,中国海洋石油总公司委托国家海洋局南海工程勘察中心观测管道路由的底层

海流。

为此沿管道路由布设了4个底流观测站(站名为 KP360、KP320、KP275、KP235)(图1),于2008年3月6日至2008年4月9日进行了35天的同步底流观测。KP360、KP320、KP275、KP235站的实测水深分别为186、133、105和105m。观测

设备为AANDERAA公司的RCM9和RCM11型自容式海流计,观测高度为离海底2m处,每10min观测1次。结果在KP360、KP320站获取了完整的资料,获取资料量为5040条观测记录,资料质量好;而KP275、KP235站的设备遗失。KP360、KP320站的观测流速过程如图2、图3所示。

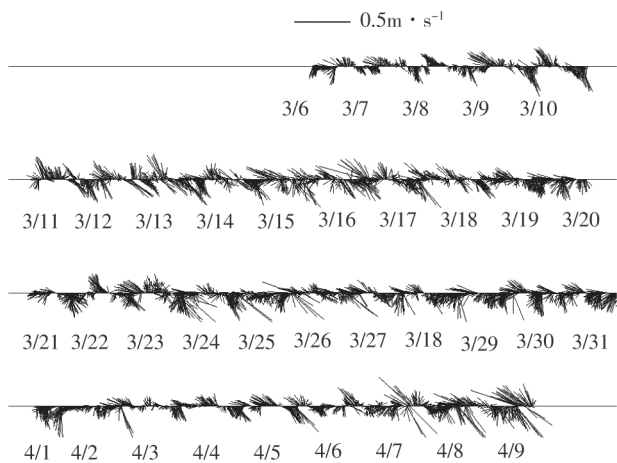


图2 KP360站观测流速过程

Fig.2 Time series of velocities measured at Sta. KP360

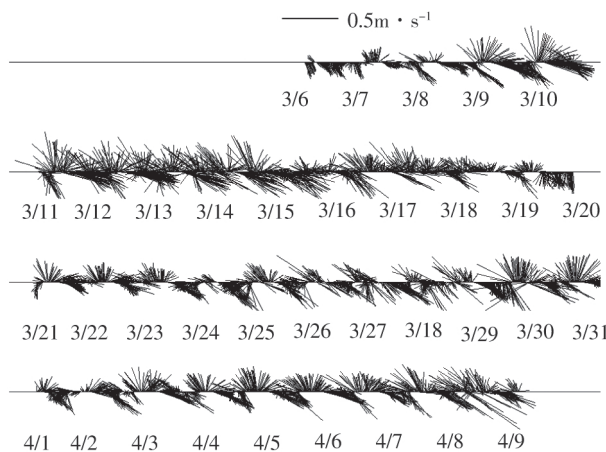


图3 KP320站观测流速过程

Fig.3 Same as Fig.2 except at Sta. KP320

## 2 观测流速分析

### 2.1 观测流速的统计特征

KP360、KP320站观测流速的统计结果如图4、图5。从图4可知,KP360站主要流向出现在NNW—SW—SE向之间,出现频率较均匀,在5.89%—11.27%之间。其中S向最多,为11.27%;SSE次之,为10.58%;NNW向、SE向较少,其频率分别为5.89%、7.18%;其余方位的出现频率较

少。观测期间KP360站海流平均速率为 $11.7\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ,最大流速为 $67.2\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ,出现在SSE向。速度在 $0\text{—}10\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $10\text{—}20\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间的海流出现频率分别为44.96%、45.6%;流速在 $20\text{—}30\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间的海流出现频率为8.21%;流速在 $30\text{—}40\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间的海流出现频率0.85%;流速在 $40\text{—}80\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 的海流出现频率仅为0.34%。

在KP320站(图5),常流向为ESE向、SE向,其频率分别为15.06%和14.92%;其次是SSE向,为9.58%;E向为7.40%。观测期间KP320站海流

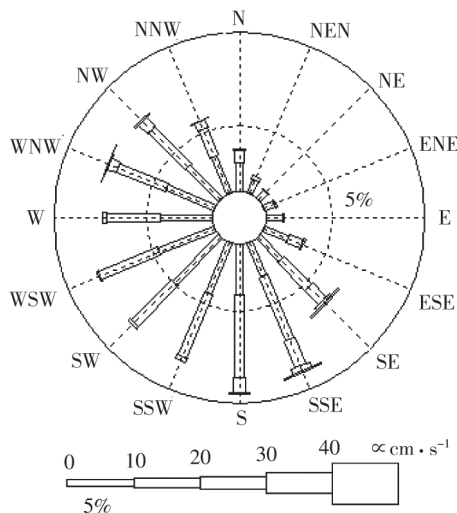


图4 KP360站海流玫瑰图

Fig.4 Current rose at Sta. KP360

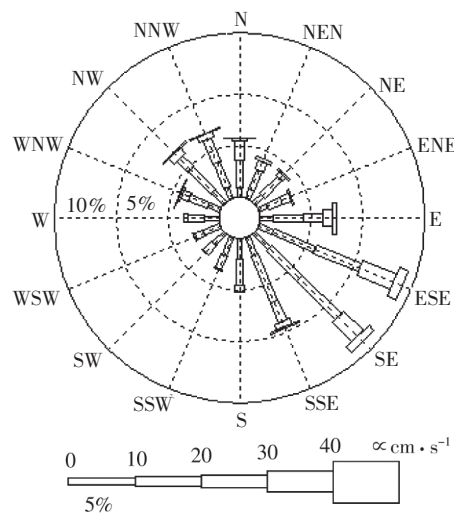


图5 KP320站海流玫瑰图

Fig.5 Current rose at Sta. KP320

平均流速为  $18.0\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ，实测最大流速为  $77.7\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ，方向为 SW。流速在  $0\text{—}30\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  之间的海流出现频率为 87.34%，其中  $10\text{—}20\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  的频率为 40.40%；流速在  $30\text{—}40\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  之间的海流出现频率为 10.14%；流速在  $40\text{—}80\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  之间的海流出现频率为 2.52%。

## 2.2 强流的内波性质

对 KP360 站及 KP320 站的观测资料采用 T\_TIDE 程序<sup>[20]</sup>进行潮流调和与分析，分析得到的潮流并不强，KP360 站最大可能潮流流速为  $11.1\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ，KP320 站最大可能潮流流速为  $19.0\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 。观测时段内 KP360 站及 KP320 站的余流流速分别为  $4.8\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  和  $6.3\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ，流向分别为  $218^\circ$  和  $107^\circ$ 。KP360 站的余流为 SW 向，流向应与黑潮从吕宋海峡侵入南海有关。在 Chu 等<sup>[21]</sup>诊断计算的南海等密面环流中，黑潮终年入侵南海，侵入南海的水体沿南海北部陆坡向西输运，KP360 站处于黑潮侵入南海的流径上。在 KP360 站及 KP320 站潮流与余流都不强，那么为什么观测流速中常出现大于  $30\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  甚至大于  $70\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  的流速呢？这应与观测海域的内波活动有关。观测海域是一个内波活动频繁的海域，Hsu 等<sup>[12]</sup>、Zhao 等<sup>[13]</sup>采用卫星影像分析的南海北部内波波包分布中(图 6)，内波从吕宋海峡产生，然后向西北传播，在东沙群岛附近海域观测到的内波波包最为密集。在东沙群岛附近，内潮及内波已被多次观测得到<sup>[10,11]</sup>。在观测流速中，流速大于  $30\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  的序列可持续 0.5—5h 不等，可见底部强流既受内波的影响，又受内潮的作用。强流过程中，还可有多个峰值(如 KP320 站 2008 年 4 月 8 日及 9 日流速过程)，强流的多峰结构与内波的“裂变”有关，即内波向浅水传播过程中可由一个主波派生出几个波，而每一个派生波浪都有对应的强流过程<sup>[10]</sup>。流速统计结果中，KP360 号站与 KP320 站的常流向相差明显(图 4、图 5)，但强流向却相似(图 2、图 3)，这说明两站强流产生的机制相同。KP360 号站的强流向(流速大于  $30\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ )为 SE、SSE 向及 WNW、NW、NNW 向，KP320 号站的强流向为 E、ESE、SE、SSE 向及 WNW、NW、NNW 向，这种强流流向的分布较好地对应了南海北部的内波的传播方向。在这两站中，偏 SE 向的强流多大于偏 NW 向的强流，这与内波或内潮在倾斜地形上的传播有关。倾斜地形上传播的内波产生的流在底部受到强化，上坡流小于下坡流，早已为实验及现场观测发现<sup>[14—16]</sup>。张兴阳等<sup>[18]</sup>指出，内波引起的底流水平流速反比于密度界面距海底的高度，而且波谷相对于波峰更接近于海底，故波谷下方的流

速较波峰下方的流速大，而波谷下方水流流向与内波传播方向相反，故内波引起的优势流动方向与内波传播方向相反，如海底峡谷内向上坡方向传播的内波可引起向下坡方向的净流动。偏 NW 向为东沙群岛附近内波经常发生的传播方向，观测到的上坡流(偏 NW 向)小于下坡流(偏 SE 向)，这与有关的理论、实验与数值研究结果一致。

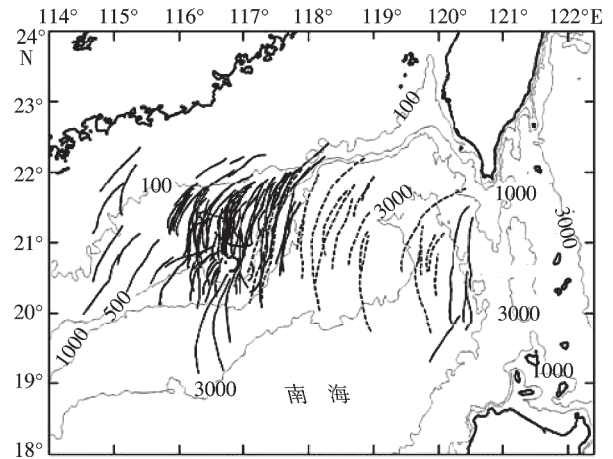


图 6 南海北部内波波包分布<sup>[13]</sup>

Fig.6 Distribution of internal wave packets observed by satellite images of the northern South China Sea<sup>[13]</sup>

## 2.3 底流的旋转功率谱分析

Gonella<sup>[22]</sup>提出的海流旋转功率谱广泛用于海流分析，分析结果可识别海流的特征。将角频率为  $\sigma$  的振荡海流东分量  $u$  与北分量  $v$  记为

$$(u, v) = (a_u \cos \sigma t + b_u \sin \sigma t, a_v \cos \sigma t + b_v \sin \sigma t), \quad (1)$$

式中  $a_u$ 、 $b_u$ 、 $a_v$ 、 $b_v$  为傅里叶系数； $t$  为时间。那么，复振荡过程  $w = u + iv$  可表示为

$$w = W_+ \exp[(\sigma t + \theta_+)i] + W_- \exp[-(\sigma t + \theta_-)i]. \quad (2)$$

式中，

$$W_+ = [(a_u + b_v)^2 + (a_v - b_u)^2]^{1/2}/2,$$

$$W_- = [(a_u - b_v)^2 + (a_v + b_u)^2]^{1/2}/2,$$

$$\theta_+ = \arctan\left(\frac{a_v - b_u}{a_u + b_v}\right), \quad \theta_- = -\arctan\left(\frac{a_v + b_u}{a_u - b_v}\right).$$

式(2)表明，复振荡过程  $w$  可以分解为一个逆时针旋转过程及一个顺时针旋转过程，前者的模量为  $W_+$ ，初相位为  $\theta_+$ ，后则分别为  $W_-$  及  $-\theta_-$ 。记

$$w_+ = W_+ \exp(-i\theta_+), \quad w_- = W_- \exp(i\theta_-)$$

则逆时针旋转过程的功率谱为

$$P_+(\sigma) = \langle w_+ \rangle^* \langle w_+ \rangle / 2, \quad (3)$$

式中  $\langle \rangle$  表示傅里叶变换，\* 表示复数的共轭。顺时针旋转过程的功率谱为

$$P_-(\sigma) = \langle w_- \rangle^* \langle w_- \rangle / 2, \quad (4)$$

总功率谱则为

$$P_{KE}(\sigma) = P_+(\sigma) + P_-(\sigma). \quad (5)$$

顺时针与逆时针功率谱之差为振荡流速分量极化度的一个度量，Gonella 引入旋转系数

$$C_R = (P_-(\sigma) - P_+(\sigma)) / P_{KE}(\sigma) \quad (6)$$

当  $C_R$  为 0 时，表示振荡流为纯往复流性质，为  $\pm 1$  时为纯旋转流。对于自由内波传播过程，极化度存在如下的理论公式<sup>[22,23]</sup>

$$|C_R| = \frac{|W_-^2 - W_+^2|}{W_-^2 + W_+^2} = \frac{2\sigma f}{\sigma^2 + f^2} \quad (7)$$

式中  $f$  为科氏力系数，即惯性频率， $f = 2\omega \sin\varphi$ ； $\omega$  为地球自转角频率； $\varphi$  为纬度。因此，通过式 (6) 与式 (7) 的比较，可确定振荡分量的波流性质。

在 KP360 站及 KP320 站，本文将资料分为 3 段，分段作谱分析，将 3 段的分析结果之和作为平滑谱。KP360 站的功率谱及极化度如图 7、图 8，KP320 站的功率谱及极化度如图 9、图 10。

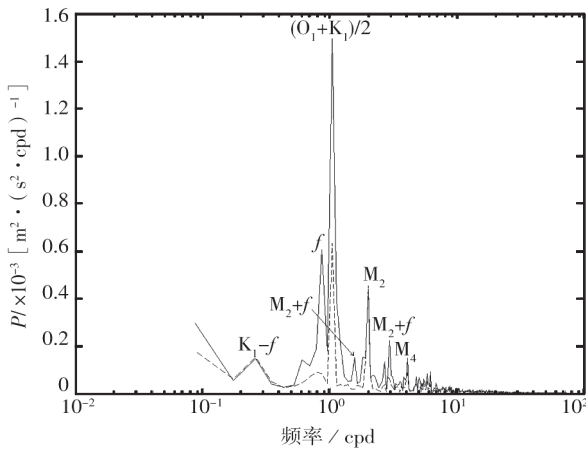


图 7 KP360 站旋转功率谱

实线为逆时针功率谱，虚线为顺时针功率谱

Fig.7 Rotary power spectra of bottom currents at Sta. KP360, with solid line for anti-clockwise power spectrum and dashed clockwise one

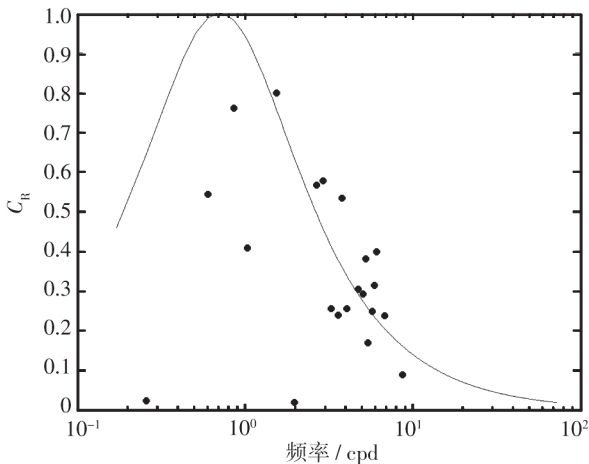


图 8 KP360 站实测与理论旋转系数(实线)的比较

Fig.8 Comparison of observed rotary coefficient (dots) with theoretical one (solid line)

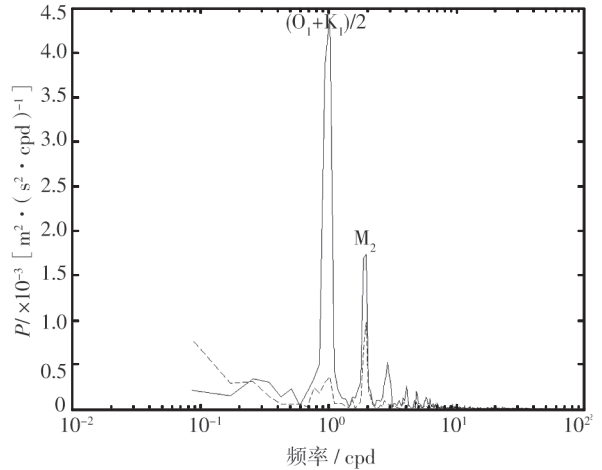


图 9 KP320 站旋转功率谱

Fig.9 Same as Fig.7, except at Sta. KP320

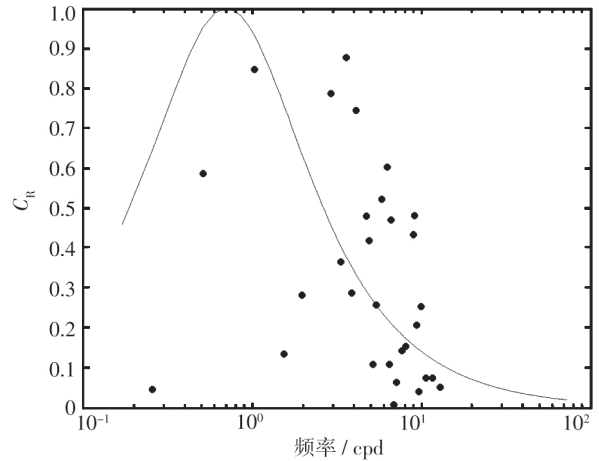


图 10 KP320 站实测与理论旋转系数的比较

Fig.10 Same as Fig.8, except at Sta. KP320

从分析结果可知，KP360 站与 KP320 站都有显著的全日潮与半日潮谱峰，这与用 T\_TIDE 程序进行的潮流调和与分析结果是一致的。除此之外，还有较多的其它谱峰，在 KP360 站存在近惯性振荡谱峰，频率约为  $K_1-f$ 、 $M_2+f$ 、 $M_2-f$ 、 $M_4$  的谱峰及频率大于 2cpd (cycle per day) 的其它谱峰。 $K_1-f$ 、 $M_2+f$ 、 $M_2-f$  的谱峰表明观测区域存在潮流与惯性振荡的相互作用，这与 van Haren<sup>[23]</sup>在陆架坡的观测结果相似。图 6 显示， $K_1-f$  与  $M_2$  为纯往复流， $M_2+f$  及频率高于  $M_2$  的振荡分量的旋转系数都接近自由内波流旋转系数的理论值，表明这些振荡分量具有内波性质。在底流观测期间，没有作 CTD 观测，但在南海北部陆架邻近水域 10 年(1975—1984 年)断面调查资料中<sup>[24]</sup>，底流观测海域是常年存在密度跃层的。在 KP360 站附近采用 3 月份多年平均的温、盐剖面计算垂向平均浮力频率，得到  $N = 0.015s^{-1}$ ；而谱峰频率满足  $f < \sigma < N$ ，在内波活动的

频率范围内。KP320 站, 全日潮接近纯旋转流性质, 频率高于  $M_2$  的振荡分量, 旋转系数多与理论值接近。

底流分析结果表明, 高于  $M_2$  的频率中有众多振荡分量的旋转系数接近自由内波流的理论旋转系数, 说明阵发性强流为内波所致。

### 3 海底强流对海床稳定性的影响

#### 3.1 沙波移动的计算方法

对于南海北部沙波移动的计算方法, 目前都采用了筱原和椿东一郎公式<sup>[1-3,5]</sup>, 该公式是从河流与水槽资料中总结出来的, 对于层化海洋, 内波流在水深方向反向, 不是单向流, 该公式的有效性值得探讨。对于泥沙起动的标准, 目前都采用了水深平均的起动流速, 但所用的起动流速公式也都是只适用于单向流的。由于底流观测结果可以计算出海床的表面切应力, 本文以切应力来判断泥沙的起动。观测海域海床泥沙为细砂(FS)、中细砂(MFS)、中砂(MS), 代表粒径  $D$  分别为 0.075mm、0.163mm、0.25mm。由于都为非黏性沙, 本文采用 von Rijn<sup>[25]</sup>修正的 Shields 曲线计算泥沙起动切应力。计算得到  $D=0.075\text{mm}$ 、 $0.163\text{mm}$ 、 $0.25\text{mm}$  的泥沙起动切应力  $\tau_{cr}$  分别为  $0.10\text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $0.147\text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $0.182\text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ , 起动摩阻流速  $u_{*cr}$  为  $1.0\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $1.2\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $1.3\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , 对应床面上 2m 高处起动流速分别为  $29.2\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $36.1\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $39.5\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

在海底边界层内, 流速垂向分布符合对数律<sup>[26]</sup>, 即

$$\frac{u(z)}{u_*'} = \frac{1}{k} \ln \frac{\chi}{K_s} + 8.5, \quad (8)$$

式中  $u_*'$  为与表面切应力相关的摩阻流速;  $k$  为 von Karman 常数, 取  $k=0.4$ ;  $\chi$  为表征光滑床面向粗糙床面过渡的参数;  $K_s$  为床面粗糙度, Engelund 建议取  $2.5D$ 。如果采用 Nikuradse 型底粗糙度  $z_0$ ,  $z_0=K_s/30$ , 式 (8) 可表示为

$$\frac{u(z)}{u_*'} = \frac{1}{k} \ln \frac{z}{z_0}. \quad (9)$$

通过式 (8) 或式 (9), 即可得到表面摩阻流速  $u_*'$  及表面切应力  $\tau_0'=\rho u_*'^2$ 。

沙波移动速度与推移质输沙率相关, 沙波波高  $\lambda$ 、沙波移动速度  $c$  与推移质输沙率  $q_B$  之间有如下准确的关系<sup>[26]</sup>

$$q_B=0.55(1-e)\rho_s\lambda c, \quad (10)$$

式中  $e$  为孔隙率,  $e=0.4$ ;  $\rho_s$  为泥沙密度。已知沙波的高度  $\lambda$ , 计算出推移质输沙率  $q_B$ , 就可由式

(10) 反推沙波的移动速度  $c$ 。沙波的移动距离表示为

$$(dx, dy) = \sum c_i \Delta t (\cos\theta_i, \sin\theta_i). \quad (11)$$

式中  $\Delta t$  为观测时间间隔;  $\theta_i$  为第  $i$  个观测记录的流向。对于推移质输沙率计算, 夏华永等<sup>[27]</sup>提出了一个基于床面层能量平衡关系的计算公式, 并采用 2 800 余组资料对诸多公式进行了比较, 在检验所用的资料中, 夏华永公式、Engelung & Fredsoe 公式及 MPM (Meyer-Peter Muller) 公式的计算结果与实测值最为吻合。本文采用这三家公式作为沙波移动计算的依据, 结果几乎一致。以下以 MPM 公式的计算结果作为分析依据。定义无量纲推移质输沙率与无量纲切应力,

$$\phi_B = q_B / \rho_s \sqrt{(\rho_s / \rho - 1) g D^3},$$

$$\theta = \frac{\tau}{(\gamma_s - \gamma) D},$$

则 MPM 公式可表示为

$$\phi_B = 8(\theta' - \theta_{cr}')^{3/2}, \quad (12)$$

式中  $\theta'$  为无量纲表面切应力;  $\theta_{cr}'$  为无量纲起动切应力。

#### 3.2 内波强流产生的沙波移动计算

在 KP320 站, 对于粒径为 0.075mm 的细砂, 14% 的时间海床泥沙处于运动状态。由式 (10) 可知, 对于一定的输沙率而言, 沙波移动速度反比于沙波波高,  $c \propto q_B / \lambda$ 。根据输沙率的计算结果, 波高分别为 1—3m 的沙波, 移动速度为  $1.60—0.54\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ , 移动方向为 ESE。对于粒径为 0.163mm 的中细砂, 5.3% 的时间海床泥沙处于运动状态, 波高分别为 1—3m 的沙波, 移动速度为  $0.60—0.2\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ , 移动方向为 SE。对于粒径为 0.25mm 的中砂, 2.7% 的时间海床泥沙处于运动状态, 波高分别为 1—3m 的沙波, 移动速度为  $0.36—0.12\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ , 移动方向为 SE。

在 KP360 站, 对于粒径为 0.075mm 的细砂, 1.4% 的时间海床泥沙处于运动状态, 波高分别为 1—3m 的沙波, 移动速度为  $0.45—0.15\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ , 移动方向为 SE。对于粒径为 0.163mm 的中细砂, 0.6% 的时间海床泥沙处于运动状态, 波高分别为 1—3m 的沙波, 移动速度为  $0.3—0.1\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ , 移动方向为 SE。对于粒径为 0.25mm 的中砂, 0.4% 的时间海床泥沙处于运动状态, 波高分别为 1—3m 的沙波, 移动速度为  $0.21—0.07\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ , 移动方向为 SE。

以上计算结果可以知道, 在 KP320 站底流较强, 泥沙起动的的时间较长, 沙波移动稍快。在 KP360 站, 水深更大, 底流比 KP320 站要弱, 沙波移动较慢。内波在 NW 向传播过程中, 上坡流小于

下坡流, 导致了沙波的 SE 向移动。

### 3.3 潮流、风暴潮耦合对沙波运动的影响

东沙群岛附近海域是经常受到台风袭击的区域, 潮流与风暴潮的耦合对海床稳定性的影响如何呢? 本文通过南海北部的潮流、风暴潮耦合模型<sup>[28]</sup>, 模拟影响观测海域的强台风过程, 计算台风过程中的沙波稳定性及其移动速度。所选择的台风个例为 9615 号及 8309 号台风, 台风路径与表层流场见文献<sup>[27]</sup>。9615 号经过观测海域时, 中心最大风速为  $50\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 接近 50 年一遇的台风风速。8309 号台风经过观测海域时, 中心最大风速为  $45\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。计算结果表明, 在 200m 以深的海域, 底层(离海底 0.025 倍水深)流难于超过  $30\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 。9615 号台风在 KP320 站、KP275 站、KP235 站都产生最大流速达  $50\text{—}70\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  的底层强流过程, 在 KP275 站驱动流速最大。8309 号台风在 KP275 站、KP235 站驱动最大流速达  $50\text{—}60\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  的底层强流过程, 在 KP320 站驱动的最大底流不到  $40\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , 在 KP360 站驱动的最大底流不到  $25\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

根据模拟底层流速, 计算台风过程中的沙波移动。计算结果表明, 在 KP360 站, 9615 号及 8309 号台风过程中, 底部流速都难于起海底泥沙, 沙波不会发生移动。对于高度 1m、组成为细砂的沙波而言, 在 9615 号台风中, KP320 站沙波移动为 9cm, KP275 站沙波移动为 18cm, KP235 站沙波移动为 5cm。在 8309 号台风中, KP320 站沙波难于发生移动, KP275 站沙波移动为 8cm, KP235 站沙波移动为 15cm。这两次台风过程中, 沙波的移动方向为偏西南向。可见, 在一次强台风过程中, 沙波的移动距离并不大, 这源于台风是移动的, 较快的移动速度在海底造成的强流过程的持续时间不长。在两次强台风过程中, 底流大于  $30\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  的持续时间都不超过 12h。9615 号及 8309 号台风都是强台风, 前者接近 50 年一遇的台风中心风速, 一般的台风更难于移动沙波。

## 4 总 结

在南海北部陆架与陆坡处的沙波分布区域内, 卫星影像中的内波主要是 NW 向传播。底流观测资料中, 存在偏 NW 向及偏 SE 向的强流分布, 强流具有内波特征。底流资料也可证明内波主要是 NW 向传播。

沙波分布区域内的潮流与海流都很弱, 不足以起海底泥沙。海底泥沙运动主要为内波所致, 由于下坡流强于上坡流, 产生了泥沙偏 SE 向的净输

送, 但沙波移动的速度较缓慢。偏 SE 向的净泥沙输送方向, 与沙波缓坡向 NW, 陡坡向 SE 的形态相一致。

在强台风过程中, 海底强流能输送海底泥沙, 但一次台风过程产生的沙波移动很小, 且移动方向与台风路径相关, 不一定产生偏 SE 向的移动。因此, 台风不是沙波浪移动的主要动力机制。

在南海北部陆架邻近水域 10 年断面调查资料中, 南海北部全年都存在密度跃层结构, 密度层结在夏季最强, 春季最弱。内波强弱是与密度层结强度相关的, 夏季强密度层结时底流可能不同于春季底流情况。因此, 夏季海流情况及其对沙波稳定性的影响可能更值得关注。

### 参考文献:

- [1] 冯文科, 夏 真, 李小荣. 南海北部海底沙波稳定性研究 [J]. 南海地质研究, 1993, (5): 26—43.
- [2] 冯文科, 黎维峰, 石要红. 南海北部海底沙波地貌动态研究 [J]. 海洋学报, 1994, 13(3): 92—99.
- [3] 冯文科, 黎维峰. 南海北部海底沙波地貌 [J]. 热带海洋, 1994, 13(3): 39—46.
- [4] 彭学超, 吴庐山, 崔兴国等. 南海东沙群岛以北海底沙波稳定性分析 [J]. 热带海洋, 2006, 25(3): 21—27.
- [5] 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.
- [6] 陈 鸣. 陆丰 13—1 平台场地海底稳定性分析与评价 [J]. 热带海洋, 1995, 14(2): 40—46.
- [7] 王文介. 南海北部的潮汐传播与海底沙脊和沙波发育 [J]. 热带海洋, 2000, 19(1): 1—7.
- [8] 吴建政, 胡日军, 朱龙海, 等. 南海北部海底沙波研究 [J]. 中国海洋大学学报, 2006, 36(6): 1 019—1 023.
- [9] 邱 章, 方文东. 南海北部春季海流的垂向变化 [J]. 热带海洋, 1999, 18(4): 32—39.
- [10] 方文东, 陈荣裕, 毛庆文. 南海北部大陆坡区的突发性强流 [J]. 热带海洋, 2000, 19(1): 70—75.
- [11] 邱 章, 徐锡祯, 龙小敏. 南海北部一观测点内潮特征的初步分析 [J]. 热带海洋, 1996, 15(4): 64—67.
- [12] HSU M-K, LIU A K, LIU C. A study internal waves in the China Seas and Yellow Sea using SAR [J]. Continental Shelf Research, 2000, 29: 389—410.
- [13] ZHAO Z, KLEMAS V, ZHENG Q, et al. Remote sensing evidence for baroclinic tide origin of internal solitary waves in the northeastern South China Sea [J]. Geophysical Research Letters, 2004, 31, L06302.
- [14] CACCHIONE D A. Incipient Sediment Movement by Shoaling Internal Gravity Waves [J]. Journal of Geophysical Research, 1974, 79(15): 2 237—2 242.
- [15] HOLLOWAY P E, BARNES B. A numerical investigation into

- the bottom boundary layer flow and vertical structure of internal waves on a continental slope [J]. *Continental Shelf Research*, 1998, 16: 31—65.
- [16] NOBLE M A, XU J P. Observations of large-amplitude cross-shore internal bores near the shelf break [J]. *Marine Environmental Research*, 2003, 56: 127—149.
- [17] JORDAN G F. Large submarine sand waves [J]. *Science*, 1962, 136: 1—10.
- [18] 张兴阳, 何幼斌, 罗顺社, 等. 内波单独作用形成的深水沉积物波[J]. *古地理学报*, 2002, 4(1): 83—89.
- [19] 张兴阳. 深水牵引流形成的床形单元组合[J]. *古地理学报*, 2000, 2(2): 28—30.
- [20] PAWLOWICZ R, BEARDSLEY B, LENTZ S. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in Matlab using T\_TIDE[J]. *Computers and Geosciences*, 2002, 28: 929—937.
- [21] CHU P C, LI R. South China Sea Isopycnal-Surface Circulation [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2002, 30: 2 419—2 438.
- [22] GONELLA J. Rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series [J]. *Deep Sea Research.*, 1972, 19: 833—846.
- [23] van HAREN H. On the polarization of oscillatory currents in the Bay of Biscay [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(C9): 3290.
- [24] 云凤娟, 钟欢良. 温、盐、密跃层分布与变化. 南海北部陆架邻近水域十年水文断面调查报告[M]. 北京: 海洋出版社, 1990.
- [25] van RIJIN L C. Sediment transport, Part II: bed load transport [J]. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, 1984, 110 (11): 1 431—1 456.
- [26] 钱宁, 万兆惠. 泥沙运动力学[M]. 北京: 科学出版社, 1986.
- [27] 夏华永, 廖世志, 肖志建. 基于床面层内能量平衡关系的推移质输沙公式[J]. *水利水运工程学报*, 2006, (4): 1—9.
- [28] 夏华永, 詹华平, 朱鹏利, 等. 潮流、风暴潮耦合模型推算珠江口海域极值流速[J]. *海洋工程*, 2005, 23(2): 31—40.