

潮汐和风对马六甲海峡海流的影响

范锦晓¹, 胡松^{1, 2, 3}

1. 上海海洋大学海洋科学学院海洋生态系统与环境实验室, 上海 201306;
2. 国家远洋渔业工程技术研究中心, 上海 201306;
3. 上海河口海洋测绘工程技术研究中心, 上海 201306

摘要: 基于非结构有限体积法海洋模型 FVCOM(Finite-Volume Community Ocean Model), 建立了马六甲海峡及其毗邻海域高分辨率水动力数值模型, 研究了风和潮流作用下的余环流结构以及水体输运特征。结果表明, 马六甲海峡航道中央潮流运动以往复流为主, 边缘存在旋转流; 主要研究区域内落潮流速略大于涨潮流速, 东南窄道处流速最大; 因航道束窄变浅, 在涨落潮过程中潮流发生汇聚与分离; 主要研究区域东南段存在 3 个显著的潮致余环流; 东北季风驱动时模型响应为海峡海流整体向西北方向流动, 西南季风时反之; 季风期间潮致表层余环流结构被破坏, 但底层余流仍存在水平环流结构, 且随着风速增加, 底层余环流的数目、大小、形状、位置均会产生变化; 季风过渡期余环流结构也会发生部分改变, 尤其是小潮期间风场影响效果显著。

关键词: 马六甲海峡; 潮流; 余流; FVCOM; 季风

中图分类号: P731.21 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2020)04-0013-12

Impact of tides and winds on currents in the Malacca Strait

FAN Jinxiao¹, HU Song^{1, 2, 3}

1. Marine Ecosystem and Environmental Laboratory, College of Marine Sciences, Shanghai Ocean University, Shanghai 201306, China;
2. National Oceanic Fisheries Engineering Research Center, Shanghai 201306, China;
3. Shanghai Engineering Research Center for Estuarine and Oceanographic Mapping, Shanghai 201306, China

Abstract: A high-resolution hydrodynamic numerical model of the Malacca Strait and its adjacent sea was established using the unstructured Finite-Volume Community Ocean Model (FVCOM). The residual circulation structures and water transport caused by tides and winds were studied. The results show that the movements of tidal currents in the middle channel of the Malacca Strait are dominated by rectilinear currents with rotary currents at the edge, and that the velocities of ebb tides are slightly larger than those of flood tides in the main study domain. The southeast narrow channel is the region with the largest velocities of currents. The tidal currents show multiple convergence and divergence due to the great changes of topography, with three major residual circulations in the Malacca Strait. Forced by the idealized northeast monsoon used in the model, the currents in the Malacca Strait flow to the northwest, while the situation during the southwest monsoon is reversed. During the monsoon period, the residual circulation in the surface layer is destroyed, but still exists in the bottom layer; and as the wind becomes stronger, the number, size, shape, and position of the residual circulation in the bottom layer change. During the inter-monsoon period, the residual current structures change partly during spring tide, but significant change occurs during

收稿日期: 2019-08-24; 修订日期: 2020-01-21。姚衍桃编辑

基金项目: 上海海洋大学“物理海洋与海洋气象考察项目”(D-8002-14-8001)

作者简介: 范锦晓(1994—), 男, 上海市人, 硕士研究生, 从事物理海洋学研究。E-mail: 154842967@qq.com

通信作者: 胡松。E-mail: shu@shou.edu.cn

Received date: 2019-08-24; Revised date: 2020-01-21. Editor: YAO Yantao

Foundation item: Physical Oceanography and Investigation Project of Shanghai Ocean University (D-8002-14-8001)

Corresponding author: HU Song. E-mail: shu@shou.edu.cn

neap tide under the effect of winds.

Key words: Malacca Strait; tidal current; residual current; FVCOM; monsoon

马六甲海峡位于苏门答腊岛与马来半岛之间,呈东南—西北走向,西北段属安达曼海,东南端连接南海,是沟通印度洋与太平洋的重要国际水道,是联结欧、亚、非三大洲的交通枢纽,是世界上海运最繁忙的地区之一(俞慕耕, 1987)。海峡全长约 1080km,西北部最宽达 370km,东南部最窄处只有 37km,水深呈北部深、南部浅,由北至南大约从 150m 锐减至 25m(图 1)。

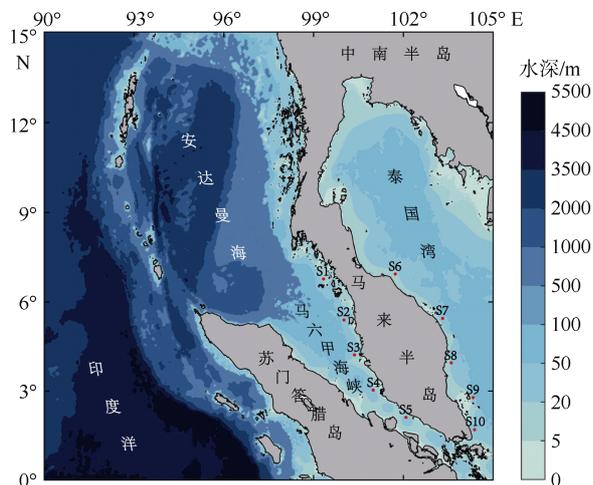


图1 马六甲海峡及其毗邻海域水深和潮位站点(S1~S10)分布图

Fig. 1 Bathymetry of the Malacca Strait and its adjacent sea, and the distribution of tide gauge stations(S1~S10)

马六甲海峡因两端海平面差异,全年存在由东南至西北往安达曼海方向的平均海流。1月至3月马六甲海峡海流流速达到最大值,这是由于苏门答腊岛西北角的安达曼海的海平面降低,马六甲海峡中的海水作为水平补偿流流进安达曼海。而安达曼海海平面的降低是由于此时北印度洋正经历东北季风,洋流方向整体上是自东向西。虽然安达曼海的补偿流主要来自赤道逆流,但马六甲海峡中的海水也向安达曼海进行了水体输送(Wyriki, 1961)。而且,马六甲海峡具有较强的潮流,以半日分潮 M_2 为主,在主航道潮流流速大约为 $0.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。潮汐主要由印度洋控制,也受太平洋潮汐和复杂地形影响(Chen et al, 2014)。

驱动马六甲海峡海流的另一重要物理因子是风。马六甲海峡地处赤道低气压带,风力微弱,气候湿热,受季风影响。Masseran 等(2016)通过使用 FVMF(Finite von Mises-Fisher)密度函数对季风时期

马来半岛的风向进行建模和分析,得出风向的圆密度图,可以深入了解强风的主导风向。在 11 月至次年 3 月盛行东北季风,在 6 月至 9 月盛行西南季风;通常在西南季风时,风速更小且降雨量更少,是由于受到苏门答腊岛的阻挡影响(Thia-Eng et al, 2000)。在东北和西南季风期间,马六甲海峡会经历季风过渡期(通常在 4 月至 5 月和 9 月至 10 月),此时风速相对较弱。

在 20 世纪 80 年代,我国就有学者对马六甲海峡的水文概况和特征进行了初步研究,并统计了水文气象要素(俞慕耕, 1986, 1987)。但之后的研究多以船舶航行安全、能源运输对策等为主,关于物理海洋学方面的研究则出现较少,其中刘洋等(2013)利用验潮站实测水位数据,分析了马六甲海峡及马来半岛东岸的潮汐特征。近年来,国外对马六甲海峡开展研究的学者也不多,其中 Rizal 等(Rizal et al, 1994; Rizal, 2000)基于半隐式格式的三维模型得到了计算区域内 M_2 分潮的振幅、迟角、潮汐椭圆、瞬时流速、余流等要素,计算了 S_2 分潮的潮能,并讨论了非线性项在马六甲海峡的重要性。随后, Rizal 等(2010, 2012)又运用美国环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)的潮汐和风数据作为驱动力,通过 HAMSOM(Hamburg Shelf Ocean Model)对马六甲海峡进行数值模拟,分别分析和讨论了受西南和东北季风影响下的流场情况,模拟结果与 Wyriki(1961)的研究结果非常吻合,验证了 M_2 分潮在该区域占主导性。Chen 等(2014)在 Rizal 等(2010, 2012)的基础上,使用 FVCOM(Finite Volume Community Ocean Model)对马六甲海峡在季风过渡期间的潮流进行了数值模拟,发现风力对驱动海峡内部环流有重要作用。

然而, Rizal 等(2010, 2012)的模型虽然考虑了大面积海域对风的响应,但是没有拟合马六甲海峡复杂的地形;Chen 等(2014)虽然利用非结构网格拟合了马六甲海峡复杂的地形,但是模型区域较小且开边界设置较近,没有充分考虑大面积海域对风的响应。因此,本文将利用 FVCOM 构建一个涵盖孟加拉湾和马六甲海峡的模型,既拟合马六甲海峡复杂的地形,又充分考虑印度洋北部风场的影响,对不同风况下的余流场进行系统性分析。

1 模型设置

1.1 网格制作

使用地表水模拟系统(Surface-water Modeling System, SMS)软件作前处理并创建非结构网格, 岸线提取自美国国家海洋和大气管理局国家环境信息中心的全球自洽性分级高分辨率地理数据库(Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database, GSHHG), 水深由 ETOPO1 数据插值到各个网格节点上。以往研究模型的开边界都选择在马六甲海峡西北部与安达曼海南部交界处附近, 但该地区坡度非常大, 海底地形异常复杂, 开边界选择于此且又过于靠近研究区域, 可能会造成开边界不稳定和数值异常, 进而影响研究风的作用。因此, 本文根据 M_2 分潮的全球潮汐同潮图在印度洋的同潮时线来选定开边界, 最终选择的开边界与连接斯里兰卡和苏门答腊岛西北角的一条同潮时线的走向一致, 确保了潮汐驱动在开边界保持稳定且远离了研究区域。斯里兰卡与印度之间保克海峡的水动力情况对马六甲区域影响不大, 故计算时将其设置为陆地, 以减少计算量。

1.2 参数设置

模型采用非结构网格自由表面有限体积三维原始方程海洋数值模型 FVCOM(Chen et al, 2003, 2006), 计算区域覆盖马六甲海峡、安达曼海、孟加拉湾、卡里马塔海峡以及南海部分海域。计算网格

共有 43447 个节点, 83251 个三角单元(图 2)。马六甲海峡内部地形复杂, 岛屿较多, 水动力过程更为复杂, 因此对该区域进行了网格分辨率加密, 最大分辨率不超过 407m。垂向采用 σ 坐标系, 分为 11 层, 本文主要研究流场对大面积风场的响应, 不考虑浅滩效应。本次研究所有模拟都为正压模型, 温盐始终保持恒定, 分别设为 25°C 和 32‰ , 仅由潮汐驱动。计算时考虑 M_2 、 S_2 、 N_2 、 K_2 、 K_1 、 O_1 、 P_1 以及 Q_1 这 8 个分潮, 开边界上 166 个网格点分潮的调和常数来源于俄勒冈州立大学的潮汐数据反演模式(Oregon State University Tidal Inversion Software, OTIS)中分辨率为 5' 的 TPXO8 印度洋数据集(Pawlowicz et al, 2002)。模拟时间为 2006 年 3 月 1 日 0 时至 2006 年 6 月 1 日 0 时, 计算外模时间步长为 3s, 内模时间步长为 30s, 计算结果每 1h 输出 1 次, 采用冷启动方式进行初始启动。

1.3 风场实验设计

马六甲海峡风场特征以东北季风、西南季风、季风过渡期为主, 季风盛行期间风场变化不大。本文主要目的在于探讨海流对风场的响应, 在上述模型的基础上设计了 3 类实验(表 1 中的案例 1、案例 2 和案例 3)。另外, 对于东北季风情况设置了 2 个实验, 风速分别恒定为 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 方向为 45° , 潮汐时间设为 2006 年 1 月 1 日至 31 日; 对于西南

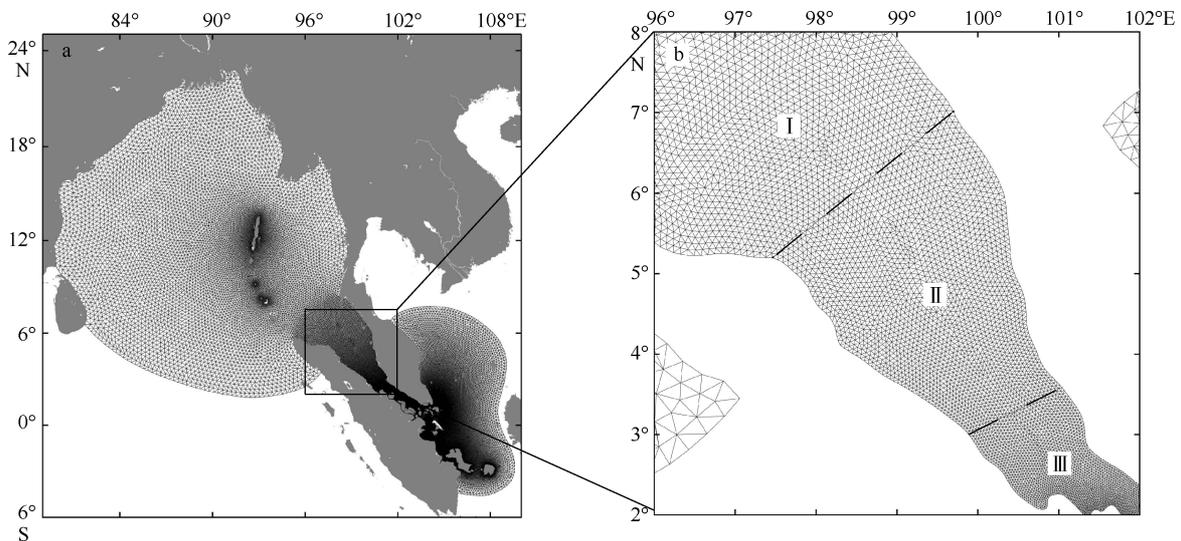


图 2 计算区域非结构三角网格

a. 整个模拟海域网格; b. 主要研究区域网格。为方便讨论, 文中将主要研究海域划分为 3 个部分: 区域、区域、区域; 为使流场显示更清晰, 图 6—13 将不再给出、区域的分界线

Fig. 2 Unstructured triangular grids of computational domain: (a) grids of total domain in model, and (b) grids of main study domain, which is divided into three parts (domains , , and) for discussion In order to display the flow or current fields more clearly, boundaries of domains , , and will not be showed in Fig. 6~13.

季风情况也设置了 2 个实验, 风速分别恒定为 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 方向为 225° , 潮汐时间设为 2006 年 7 月 1 日至 31 日; 季风过渡期采用欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium-Range

Weather Forecasts, ECMWF) 2006 年 4 月 1 日至 30 日的 10m 风场数据, 该数据每 3h 输出 1 次, 精度为 $7.5'\times 7.5'$, 潮汐时间设为 2006 年 4 月 1 日至 30 日。风场皆覆盖整个网格。

表 1 模型实验信息

Tab. 1 Information of experiments

案例	实验类型	时间	季风类型	风向/ $^\circ$	风速/ $(\text{m}\cdot\text{s}^{-1})$
1	仅由潮汐驱动	2006 年 4 月	/	/	/
2	潮汐和风共同驱动	2006 年 1 月	东北季风	45	5、10
		2006 年 4 月	季风过渡期	ECMWF 的 10m 风场数据	
3	仅由风力驱动	2006 年 7 月	西南季风	225	5、10
		2006 年 1 月	东北季风	45	5、10
		2006 年 7 月	西南季风	225	5、10

2 模型验证

选取马六甲海峡及其附近海域 10 个验潮站(具体站点位置见图 1 和表 2)的实际潮位数据与模型结果进行对比(图 3), 实测潮汐数据下载自夏威夷大学海平面中心(University of Hawaii Sea Level Center, UHSLC), 数据的时间为 2006 年 5 月 26 日 0 时至 5 月 28 日 0 时。从对比结果看, 无论是马来半岛以西的半日潮, 还是其东面的全日潮, 潮位模拟结果与实际潮位数据均吻合较好, 均方根误差都在 $0.1\sim 0.2\text{m}$ 之间。素里里站点(S10)的结果误差较大, 均方根误差为 0.4m , 模拟水位高于观察水位, 其地点主要受南海潮波影响, 对主要研究区域影响不大。

表 2 验潮站经纬度信息

Tab. 2 Information of tide gauge stations

站点编号	站点名称	经度	纬度
S1	兰卡威(Langkawi)	$99^\circ 46' 1''\text{E}$	$6^\circ 52' 1''\text{N}$
S2	槟城(Penang)	$100^\circ 21'\text{E}$	$5^\circ 25' 1''\text{N}$
S3	卢穆特(Lumut)	$100^\circ 37' 12''\text{E}$	$4^\circ 13' 48''\text{N}$
S4	巴生(Kelang)	$101^\circ 22' 12''\text{E}$	$3^\circ 3'\text{N}$
S5	吉灵(Keling)	$102^\circ 9'\text{E}$	$2^\circ 13' 1''\text{N}$
S6	戈丁(Geting)	$102^\circ 6' 36''\text{E}$	$6^\circ 13' 48''\text{N}$
S7	贞德宁(Cendering)	$103^\circ 10' 59''\text{E}$	$5^\circ 16' 1''\text{N}$
S8	关丹(Kuantan)	$103^\circ 25' 59''\text{E}$	$3^\circ 58' 59''\text{N}$
S9	刁曼(Tioman)	$104^\circ 7' 59''\text{E}$	$2^\circ 48'\text{N}$
S10	素里里(Sedili)	$104^\circ 7' 1''\text{E}$	$1^\circ 55' 59''\text{N}$

3 潮流特征分析

马六甲海峡内潮流主要受 M_2 分潮控制, 使用

t_{tide} 工具包分别对 31d(2006 年 5 月 1 日至 2006 年 5 月 31 日)的潮流水位和潮流流速进行调和, 得到 M_2 分潮的同潮图和潮流椭圆特征。

同潮图如图 4 所示。由图可知, M_2 分潮的振幅和迟角分布情况与 Wyrki(1961)的观测结果类似, 也与 Rizal 等(1994)和 Ding 等(2012)的模拟结果类似。模型计算得到马六甲海峡内部 M_2 分潮的振幅范围为 $0.5\sim 1.5\text{m}$ 。从图中可以看到, 潮波由安达曼海传播至马六甲海峡, 振幅由外海向近岸逐渐变大, 并在 $2^\circ\sim 3^\circ\text{N}$ 间的苏门答腊岛东岸沿岸处达到峰值 (1.5m), 之后向东南方向继续传播, 同时逐渐变小。

潮流椭圆如图 5 所示, 蓝色表示潮流椭圆旋转方向为顺时针, 红色表示逆时针。 M_2 分潮在马六甲海峡中大部分以顺时针旋转, 小部分在靠近苏门答腊岛沿岸的区域以逆时针旋转。从椭圆要素来看, M_2 分潮在马六甲海峡呈现较为明显的旋转特点, 也有小部分潮流运动形式为往复流。整体上, 航道中央潮流运动以往复流为主, 边缘存在旋转变流。

以 T1 为基准站, 图 6a—d 展示了大潮期间(2006 年 5 月 11 日 0—24 时)表层涨急、落急、涨憩、落憩 4 个典型时刻的流场(表层至底层流场特征类似, 仅流速逐渐变小)。受马六甲海峡从西北向东南海域逐渐变窄、水深逐渐变浅的影响, 潮流流速有逐渐变大的趋势。由于马六甲海峡潮流主要以 M_2 分潮起主导作用, 传播方向由西北向东南直至最南端(刘洋等, 2013), 在涨落潮过程中, 海峡内部总会产生两种完全逆向的海流, 出现汇聚与分离的现象。这种流场分布特征主要受到了海峡底部地形变化的影响, 马六甲海峡东南部水深较浅, 仅约 $10\sim 20\text{m}$, 而西北部水深达 100m 以上, 这种地形会使水深较浅处在

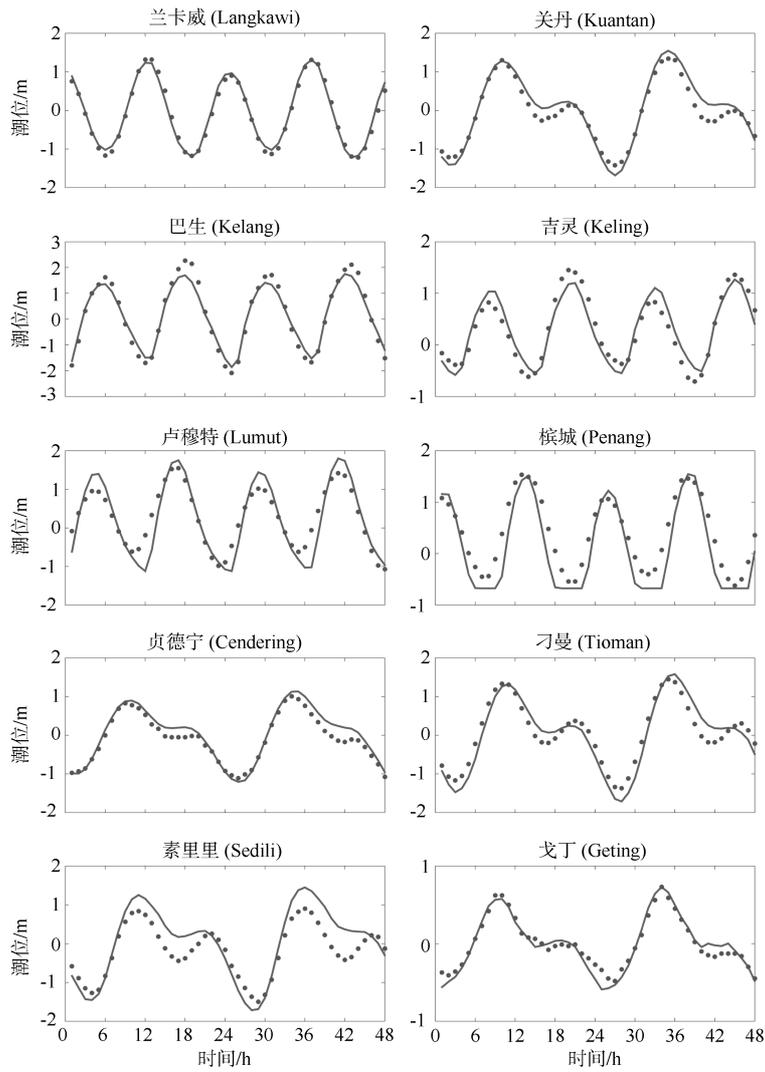


图3 各验潮站的潮位验证图

圆点为水位实测值, 曲线为模型模拟值

Fig. 3 Verification of tidal height. The dots represent observed water level, and the lines represent modeled water level

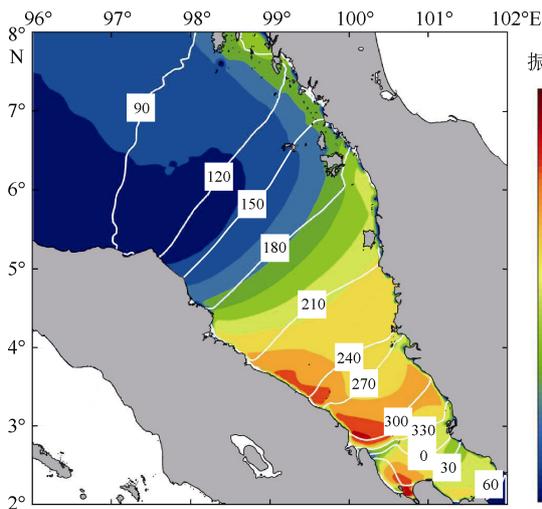


图4 案例1的M₂分潮同潮图

白色等值线为M₂分潮的迟角(单位: °)

Fig. 4 Cotidal chart of the M₂ tide in case 1. White line is the phase of the M₂ tide

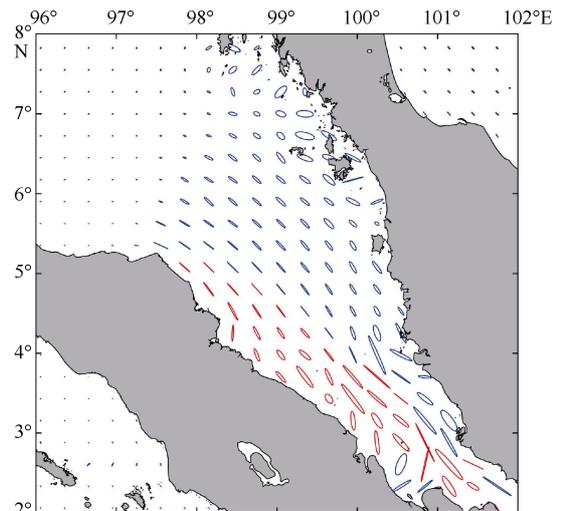


图5 案例1的M₂分潮表层潮流椭圆

红色表示逆时针旋转, 蓝色表示顺时针旋转

Fig. 5 Tidal ellipse of the M₂ tide in case 1. The Red color denotes anticlockwise, and blue denotes clockwise

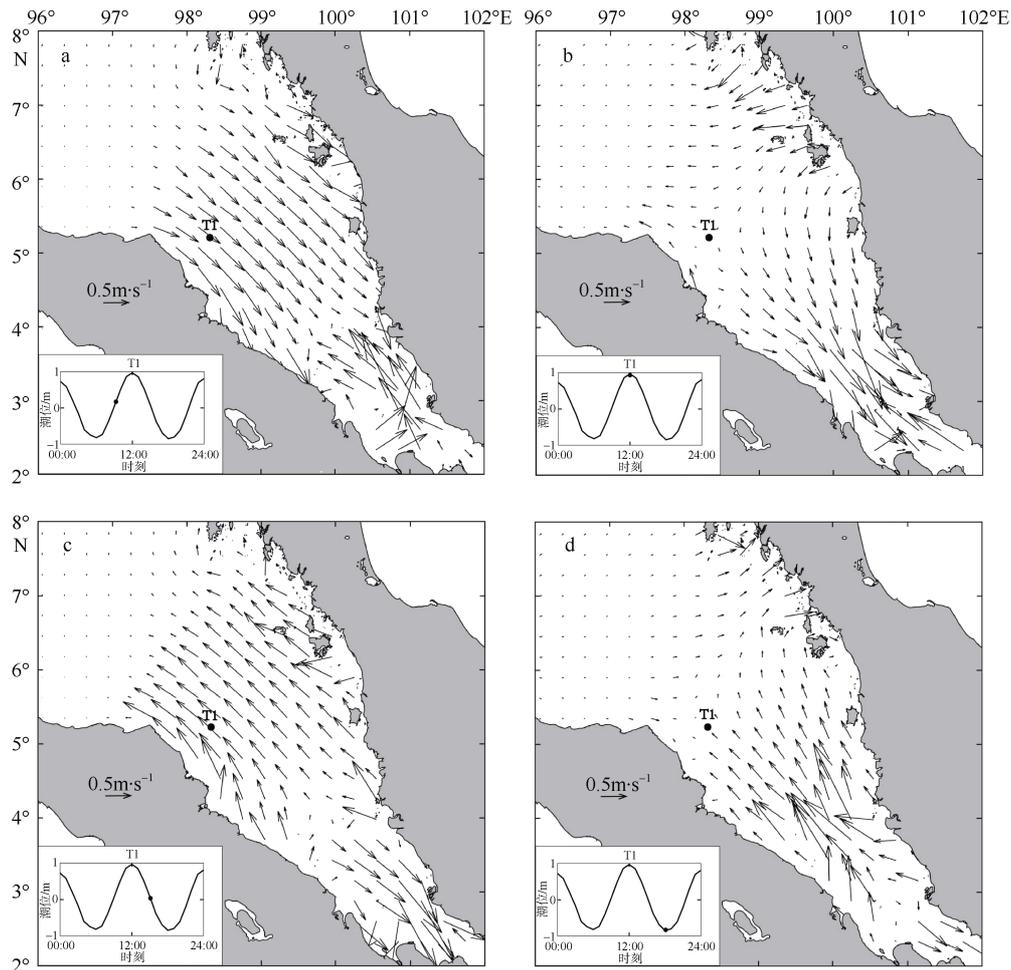


图6 案例1马六甲海峡大潮期间典型时刻表层流场图

a. 涨急; b. 涨憩; c. 落急; d. 落憩。为展示清晰, 对图中的流场网格作了稀疏处理

Fig. 6 Typical surface flow field of the Malacca Strait during spring tide in case 1: (a) maximum flood tide, (b) flood slack tide, (c) maximum ebb tide, and (d) ebb slack tide

涨潮时仍是落潮流占优势, 而在落潮时仍是涨潮流占优势, 因此马六甲海峡在涨潮时发生汇流而在落潮时发生分流。这种现象仅在峡道的一定范围内起显著作用, 离开窄口越远, 这种地形效应逐渐减弱(陈沈良, 2000; 李玉中等, 2003)。

大潮期间涨潮时平均流速约为 $0.19\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 潮流主要由安达曼海向海峡内输送, 且流速逐渐变大, 此时仍处于落潮流占优势的东南端的流速最大, 可达 $1.87\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。涨急时, 潮流在区域与区域之间汇聚, 出现海流滞流区(图6a)。涨憩时, 潮流在区域和区域之间开始分离, 此断面上流速方向均为西南向, 并在靠近苏门答腊岛处产生滞流区(图6b); 此时区域北部的海流流向主要为西向, 而区域的海流基本为东南向, 区域则涨潮流逐渐占据优势。落潮时平均流速略大于涨潮时, 约为 $0.21\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大流速处在仍为涨潮流占优势的东南端, 但最大流速却略小于涨潮时, 约为 $1.83\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。落急时, 潮

流在区域和区域之间分离(图6c)。落憩时, 潮流在区域和区域之间汇聚, 此处流速方向均为东北向, 同时也在靠近苏门答腊岛处产生滞流区(图6d); 此时区域海流流向主要向东, 区域的海流主要向西北流动, 区域则落潮流逐渐占据优势。小潮期间的流场与大潮期间类似, 但流速更小。

4 余流场比较分析

4.1 仅由潮汐驱动的模式结果(案例1)

余流场分析采用欧拉余流, 可定义为(李身铎等, 1995):

$$\bar{v}_{\text{Euler}} = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} \bar{v} dt \quad (1)$$

式中, \bar{v}_{Euler} 为欧拉余流的流速; T 为潮周期, 本文采取模式积分的最后2个半日潮周期(约25h)进行计算; \bar{v} 为某时刻的潮流流速。

根据图7所示, 在仅有潮汐驱动下, 马六甲海

峡表层潮致余流普遍较小, 平均流速约为 $0.02\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 余流流速随水深增加而减小, 越靠近海峡南部窄道, 余流越大, 最大流速约为 $0.46\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。南部窄道处出现 3 个较明显的余环流: 区 2 个余环流直径较小, 西侧的以逆时针方向流动, 东侧的以顺时针方向流

动, 这就导致了 2 个余环流之间的余流流向一致, 从图中可明显观察到通过此处的余流流速会相对增加; 区的余环流直径较大, 以逆时针方向流动, 底层余流场结构与表层基本保持一致, 但流速更小, 平均流速仅为 $0.01\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大流速为 $0.21\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

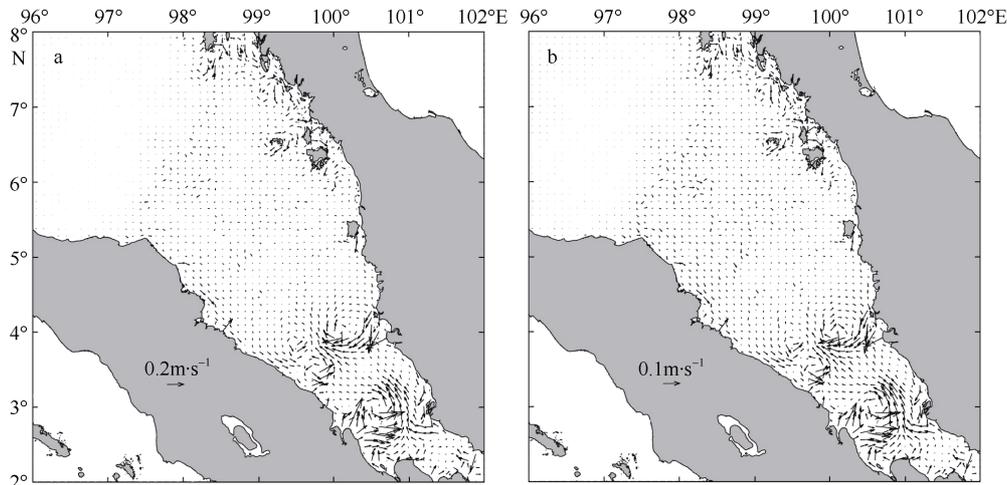


图 7 案例 1 欧拉余流示意图

a. 表层余流场; b. 底层余流场

Fig. 7 Diagram of Euler residual current in case 1: (a) surface, and (b) bottom

4.2 潮汐和风共同驱动的模型结果(案例 2)

为探究潮汐和风共同作用时对马六甲海峡海流的影响, 在案例 1 的基础上加上理想风力驱动, 分别模拟了马六甲海峡海流在全年各类盛行风驱动下的余流流场情况。结果表明小潮时的余流结构与大潮时类似, 仅流速更小, 因此在东北、西南季风情况下给出的都是大潮期间的结果。在季风过渡期间, 风速和风向变化较大, 我们沿用 Chen 等(2014)的方法, 采用了实际风场数据, 风场覆盖整个研究区域。

4.2.1 东北季风

东北季风时表层潮致余环流结构被破坏, 区域的表层余流流向不随风速的变化而变化, 均为向西或向西北。在区域和区域之间的余流流速总是比周围大, 且向西南流动, 此区域对应水深差异巨大, 因此风和地形的共同作用导致余流流速较大。总体而言, 在风速较低时, 海峡内表层余流流向与风向一致(图 8a); 当风速增加后, 苏门答腊岛东岸沿岸余流相对周围余流流速较小(图 8c)。在风速为 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 底层余流场与案例 1 的余流场有类似的余环流结构, 但区域的余环流已不存在(图 8b); 风速在 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 区域存在一个顺时针流向的余环流(图 8d)。另外可以观察到, 随着风速增加, 东北季风更加有利于马六甲海峡内海流由东南向西北流

向安达曼海。一般情况下, 该区域真实东北季风风速约为 $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 因此 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的模拟结果更接近真实情况。

4.2.2 季风过渡期

在季风过渡期选取了具有代表性的两天——2006 年 4 月 13 日(大潮)与 4 月 20 日(小潮), 这两天的平均风场如图 9 所示。大潮期间, 区域为西风, 区域为西南风, 区域为南风; 小潮期间, 由东往西风向从东风转为西北风。

大潮期间(2006 年 4 月 13 日)的余流结构与案例 1 的余流流场类似, 但余流流速较小, 且区域的余环流被破坏。另外, 在区域可明显观察到表层大部分余流向东及东南流动, 余环流北部余流向东北流动(图 10a), 这些变化均是受局地风场影响所致。底层余流场结构与表层基本一致, 但流速偏小(图 10b)。

小潮期间(2006 年 4 月 20 日)区域的表层余流整体向西南流动, 区域苏门答腊岛沿岸余流向东南方向流动, 区域的余环流被破坏。从图 9b 中可观察到, 区域有较大一部分区域风速极小, 故除了区域的余环流结构被破坏外, 该区域没有较大的变化(图 10c)。底层余流场结构与表层基本一致, 但流速偏小(图 10d)。因此, 季风过渡期余流易受局地风场影响, 结构复杂多变。

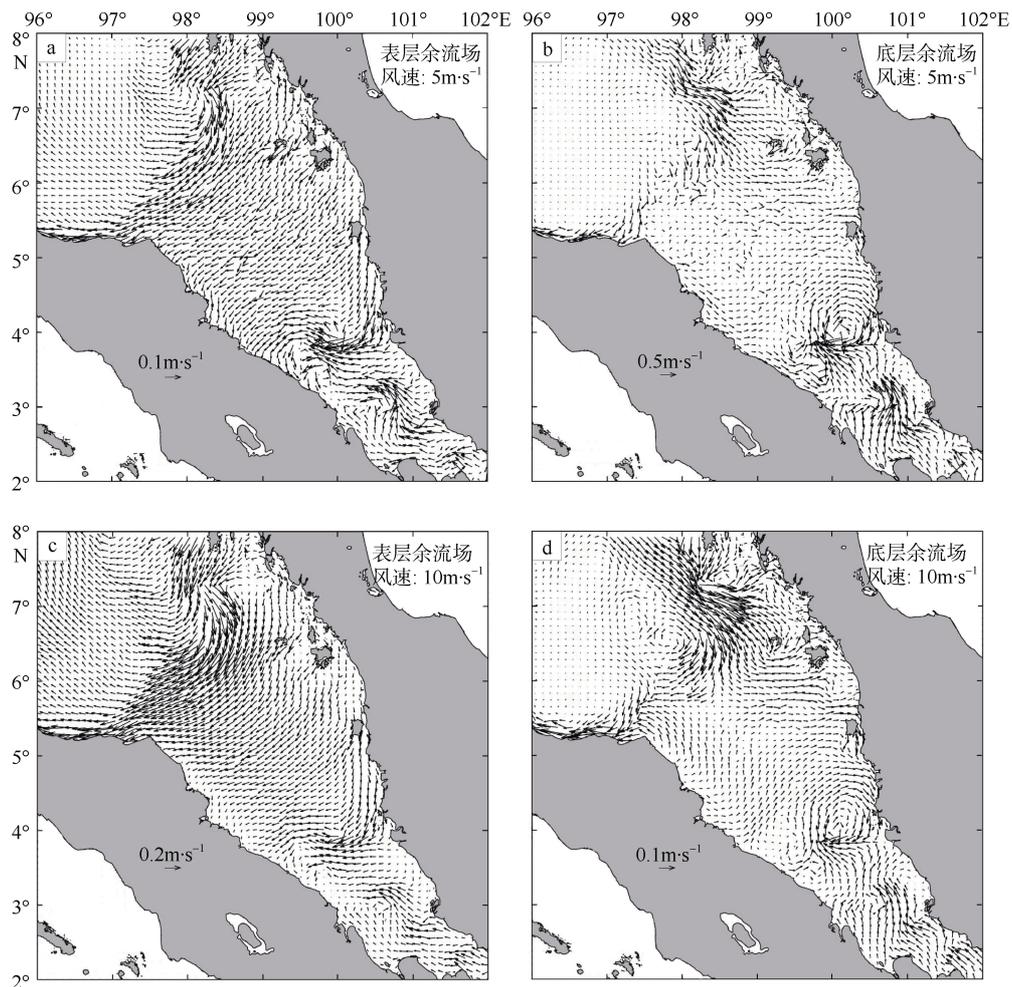


图 8 案例 2 东北季风期间不同风速情况下余流场示意图

Fig. 8 Diagram of residual currents with different wind speeds during northeast monsoon in case 2

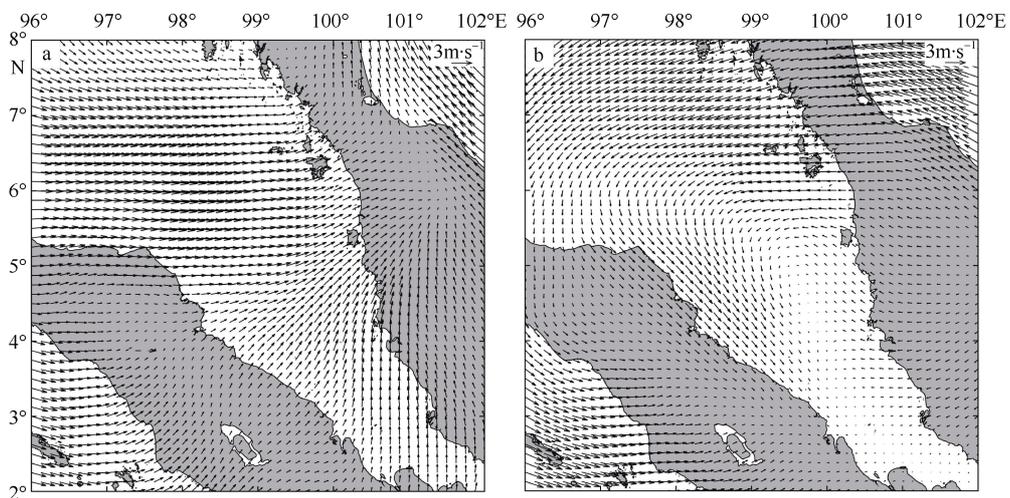


图 9 案例 2 季风过渡期背景风场

a. 大潮期间(2006 年 4 月 13 日)的平均风场; b. 小潮期间(2006 年 4 月 20 日)的平均风场

Fig. 9 Background wind field during inter-monsoon month in case 2: (a) during spring tide (April 13, 2006), and (b) during neap tide (April 20, 2006). It is the daily average wind field

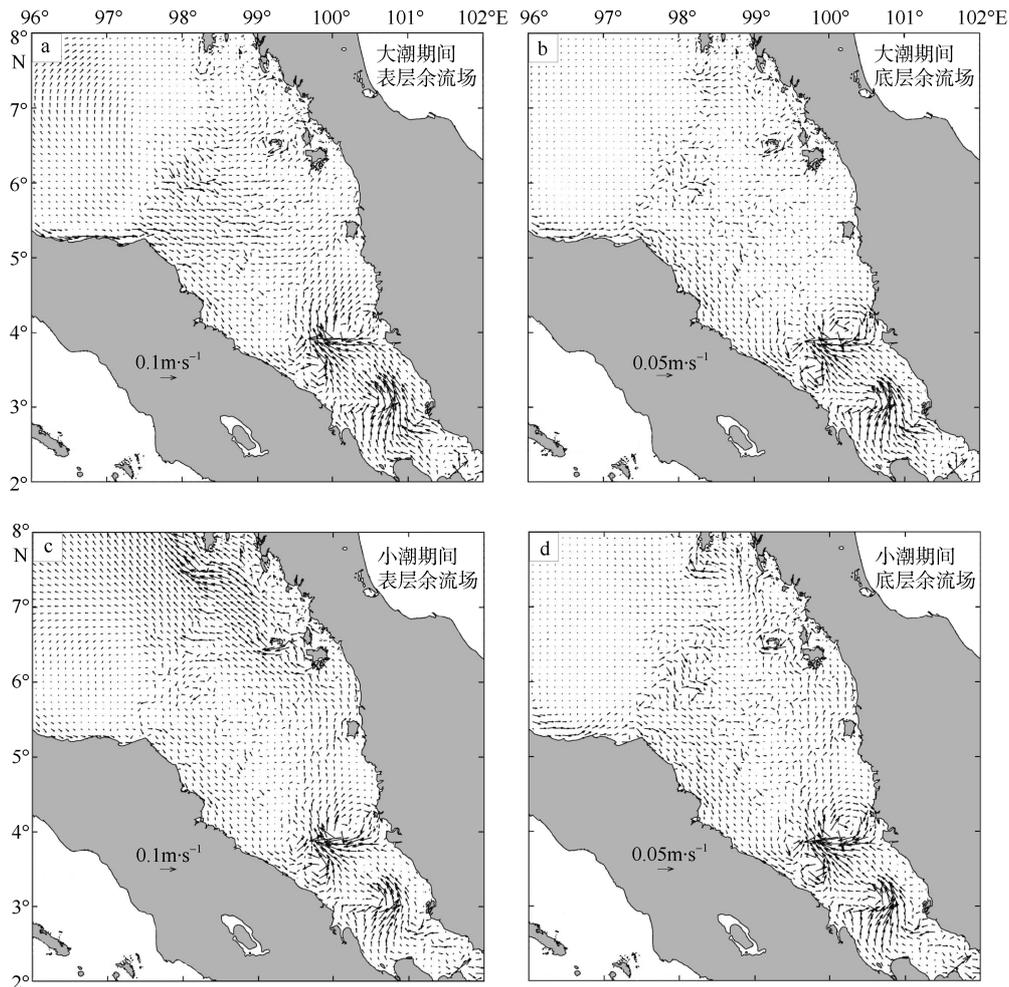


图 10 案例 2 季风过渡期余流场示意图
 Fig. 10 Diagrams of residual current during inter-monsoon month in case 2

4.2.3 西南季风

西南季风时表层的余环流结构同样变得不完整, 区域的表层余流场均朝东或东南向流动。与东北季风时结果类似, 在 区域与 区域之间也存在一个余流流速比周围流速大的区域, 向东北流动, 该区域对应的水深差异巨大。在风速小于或等于 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 表层余流流向基本与风向一致(图 11a、c)。底层余流场仍存在较明显的余环流现象, 但随着风速增大, 余环流的数目减少, 发生的位置和形状也有所改变(图 11b、d)。因此, 西南季风期间表层余流的流向和底层余流流向有较大的差异, 另外随着风速增加, 西南季风更加有利于安达曼海的海流由西北向东南流入马六甲海峡。一般情况下, 该区域西南季风风速约为 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 因此 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的模拟结果更接近真实情况。

综上所述, 在马六甲海峡内, 东北季风有利于海流向西北方向流动, 而西南季风则有利于海流向东南方向流动。盛行季风破坏了潮汐形成的表层余

环流结构, 但底层余流却仍存在余环流现象, 且随着风速增加, 底层余环流的数目、大小、形状、位置均会产生变化。季风过渡期风速普遍较小, 余流流向受局地风速影响, 区域的余环流结构变化不大, 区的余环流结构被破坏。即使在小潮期间局地风速很小的情况下, 区域的余环流结构也极易受到风的影响。

4.3 仅由风力驱动的结果(案例 3)

为进一步探究风对马六甲海峡海流的影响, 假设模型不受潮汐驱动, 在仅受风力驱动的情况下进行了表 1 中案例 3 的理想实验。

4.3.1 东北季风

对比案例 2, 在不包含潮流振荡的情况下, 风产生的余流流速更大。风速为 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时的表层余流场基本一致(图 12a、c), 且都与案例 2 中风速为 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时(图 8c)的分布类似。底层余流场与相同风速下案例 2 中的底层余流场类似, 在 区存在一个明显的风生余环流结构(图 12b、d)。余流整体

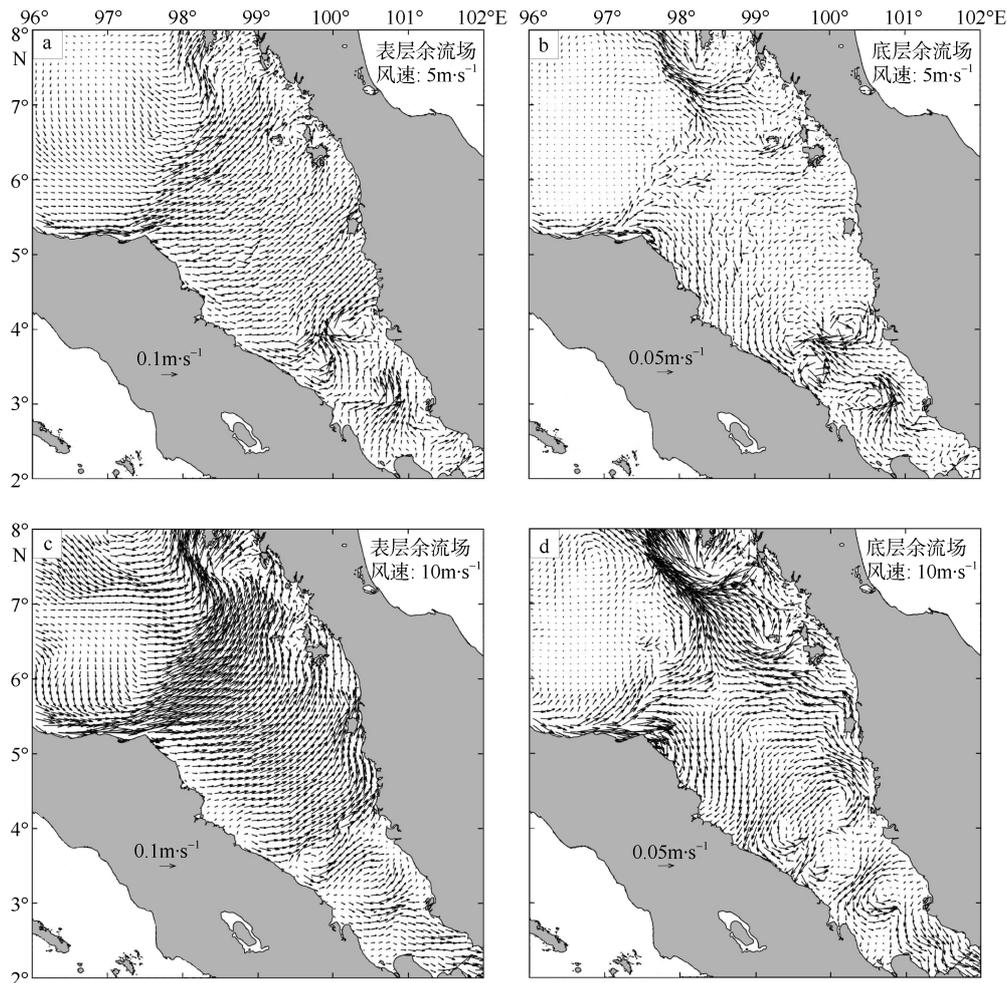


图 11 案例 2 西南季风期间不同风速情况下余流场示意图

Fig. 11 Diagrams of residual currents with different wind speeds during southwest monsoon in case 2

上由东南向西北流动,进一步说明了东北季风更有利于马六甲海峡内的海水向西北流动。

4.3.2 西南季风

风速为 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时的表层余流场(图 13a、c)均与案例 2 中风速为 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时的余流场(图 11c)分布形态类似;随着风速增加,则与对应相同风速时的余流场类似。底层余流场中风生余环流现象(图 13b、d)比案例 2 更加明显。余流整体上由西北向东南流动,进一步表明了西南季风更有利于马六甲海峡内的海水向东南流动。

综合上述分析,案例 3 中各个风况下表层的余流场与案例 2 中风速较大时的表层余流场类似,且都不存在余环流结构。底层的余流场与表层有巨大的差异,两者在苏门答腊岛沿岸与马来半岛沿岸的余流流向完全相反,底层余流场在海峡内也存在多处余环流结构。另外,海峡海流对风的响应基本符

合艾克曼海流输运理论。

5 结论与展望

本文基于非结构网格,建立了马六甲海峡及其毗邻海域的水动力数值模型,研究了马六甲海峡海流在不同条件下的流场特征。数值模型的计算结果与验潮站潮位数据吻合较好,通过分析得到以下结论:

- 1) 马六甲海峡航道中央潮流运动以往复流为主,边缘存在旋转流,落潮流速略大于涨潮流速,且东南窄道处是海峡内流速最大的区域。受地形影响,海峡内的潮流因海峡束窄变浅而发生汇聚与分离。
- 2) 理想实验表明主要研究区域东南段存在 3 个显著的潮致余环流结构。
- 3) 东北季风使马六甲海峡内海流整体向西北方向流动,西南季风使海流整体向东南方向流动。

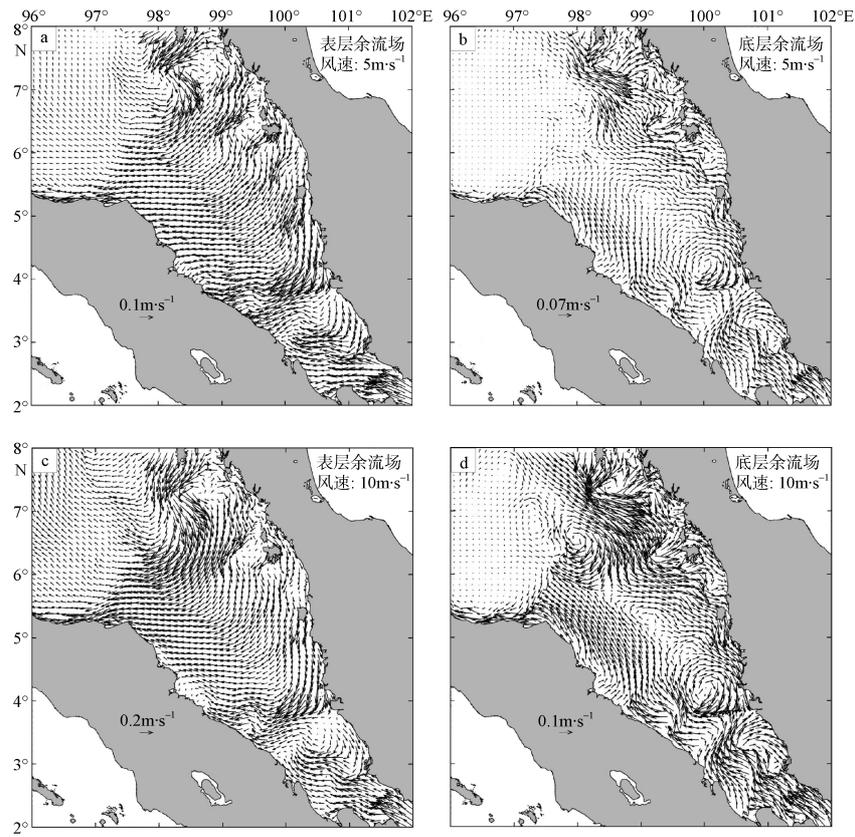


图 12 案例 3 东北季风期间不同风速情况下余流场示意图

Fig. 12 Diagrams of residual currents with different wind speeds during northeast monsoon in case 3

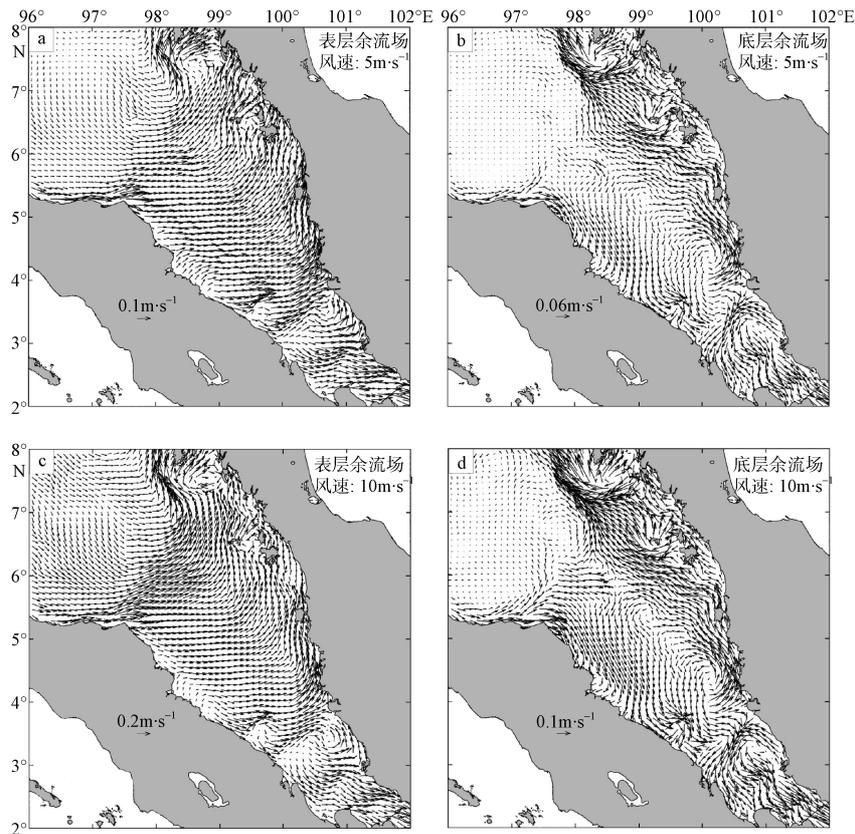


图 13 案例 3 西南季风期间不同风速情况下余流场示意图

Fig. 13 Diagrams of residual currents with different wind speeds during southwest monsoon in case 3

4) 与潮流实验相比, 潮致表层余环流在季风期间被破坏, 而底层却仍存在余环流现象。随着风速增加, 底层余环流的数目、大小、形状、位置均会产生变化。即使在风速较弱的季风过渡期, 小潮期间窄道处的余环流结构也易受到风场影响。

本次研究简化了模型设置, 仅采用潮汐与风力驱动, 重点是从理想模拟中更清晰地了解大面

积风场和潮汐对马六甲海峡余流场的影响, 而安达曼海的季节水位差异对海峡内流场产生的影响将是今后研究的一部分。此外, 本次研究区域东南部的新加坡海域(102°E 以东, 2°N 以南)水深较浅, 地形岸线更为复杂, 且存在较多人为改造的区域, 模拟结果误差较大, 后续需对该区域进行更精细的研究。

参考文献 References

- 陈沈良, 2000. 崎岖列岛海区的水文泥沙及其峡道效应[J]. 海洋学报(中文版), 22(3): 123–131. CHEN SHENLIANG, 2003. Hydrodynamics, sediments and strait-channel effects for the Qiqu Archipelago[J]. Acta Oceanologica Sinica, 22(3): 123–131(in Chinese).
- 李身铎, 孙卫阳, 1995. 杭州湾潮致余流数值研究[J]. 海洋与湖沼, 26(3): 254–261. LI SHENDUO, SUN WEIYANG. 1995. Numerical modeling of residual currents in Hangzhou bay[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 26(3): 254–261 (in Chinese with English abstract).
- 李玉中, 陈沈良, 2003. 洋山港海域余流分离和会聚现象研究[J]. 水利学报, (5): 24–29, 34. LI YUZHONG, CHEN SHENLIANG. 2003. Separation and convergence of residual flows in Yangshan Harbor area[J]. Journal of Hydraulic Engineering, (5): 24–29, 34 (in Chinese with English abstract).
- 刘洋, 杨晓丹, 毛新燕, 2013. 马六甲海峡的潮汐特征分析[J]. 海洋预报, 30(3): 18–25. LIU YANG, YANG XIAODAN, MAO XINYAN. 2013. Analysis of the tide in the Strait of Malacca[J]. Marine Forecasts, 30(3): 18–25 (in Chinese with English abstract).
- 俞慕耕, 1986. 马六甲海峡的水文气象要素统计[J]. 海洋预报, 3(1): 46–48 (in Chinese).
- 俞慕耕, 1987. 略论马六甲海峡的水文特点[J]. 海洋湖沼通报, (2): 6–16. YU MUGENG, 1987. Hydrographic in the strait of Malacca[J]. Transactions of Oceanology and Limnology, (2): 6–16 (in Chinese with English abstract).
- CHEN CHANGSHENG, BEARDSLEY R C, COWLES G, 2006. An unstructured, grid, finite-volume coastal ocean model (FVCOM) system[J]. Oceanography, 19(1): 78–89.
- CHEN CHANGSHENG, LIU HEDONG, BEARDSLEY R C, 2003. An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: application to coastal ocean and estuaries[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 20(1): 159–186.
- CHEN HAOLIANG, MALANOTTE-RIZZOLI P, KOH T Y, et al, 2014. The relative importance of the wind-driven and tidal circulations in Malacca Strait[J]. Continental Shelf Research, 88: 92–102.
- DING YANG, BAO XIANWEN, YU HUAMING, et al, 2012. A numerical study of the barotropic tides and tidal energy distribution in the Indonesian seas with the assimilated finite volume coastal ocean model[J]. Ocean Dynamics, 62(4): 515–532.
- MASSERAN N, RAZALI A M, 2016. Modeling the wind direction behaviors during the monsoon seasons in Peninsular Malaysia[J]. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 56: 1419–1430.
- PAWLOWICZ R, BEARDSLEY B, LENTZ S, 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE[J]. Computers & Geosciences, 28(8): 929–937.
- RIZAL S, DAMM P, WAHID M A, et al, 2012. General circulation in the Malacca strait and Andaman sea: a numerical model study[J]. American Journal of Environmental Sciences, 8(5): 479–488.
- RIZAL S, SÜNDELMANN J, 1994. On the M₂-tide of the Malacca Strait: A numerical investigation[J]. Deutsche Hydrografische Zeitschrift, 46(1): 61–80.
- RIZAL S, 2000. The role of non-linear terms in the shallow water equation with the application in three-dimensional tidal model of the Malacca Strait and Taylor's Problem in low geographical latitude[J]. Continental Shelf Research, 20(15): 1965–1991.
- RIZAL S, SETIAWAN I, ISKANDAR T, et al, 2010. Currents simulation in the Malacca straits by using three-dimensional numerical model[J]. Sains Malaysiana, 39(4): 519–524.
- THIA-ENG C, GORRE I R L, ROSS S A, et al, 2000. The Malacca Straits[J]. Marine Pollution Bulletin, 41(1–6): 160–178.
- WYRIKI K, 1961. Physical oceanography of the Southeast Asian waters[D]. California: Scripps Institution of Oceanography, The University of California, 1–195.