

大亚湾海域潮位“双峰”现象生成机制研究*

刁希梁^{1,2}, 丁 扬², 鲍献文^{1,2**}

(1. 中国海洋大学海洋与大气学院, 山东 青岛 266100; 2. 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100)

摘 要: 大亚湾海域的潮位观测数据呈现出明显的“双峰”现象, 在调和并选用分潮重构的过程中发现 M_6 分潮的异常增长是引起大亚湾内部出现该现象的主要原因, 并且在湾口至湾顶两个测站之间 M_6 分潮增长了自身的近两倍。本文首先分析构建的 FVCOM 数值模型得到的 M_6 同潮图, 发现 M_6 分潮在计算海域存在两个无潮点, 一个位于湾外开边界附近, 另一个位于东侧的陆地上, 这与矩形等深渠道共振理论中在 $1/4, 3/4$ 处出现无潮点的理论是相符的, 只是实际情况中由于浅水效应的影响, 湾口处的无潮点被迫转移到陆地上。进一步进行了三组数值实验: 改变水深和湾长后, 大亚湾内的共振条件被破坏, M_6 潮高均显著减小, 证明共振效应确实是引起该分潮增大的原因; 能量来源实验表明: M_6 分潮的成长 72% 来源于自身成长, 4.6% 来源于 M_2 分潮非线性转化, 23.4% 来源于 M_2 和 M_4 分潮相互作用转化; 若除去二次底摩擦, M_6 分潮就不能通过各种非线性作用攫取能量, 共振放大作用也就发挥不了任何作用。

关键词: 大亚湾; M_6 分潮; 潮汐共振; FVCOM; 数值实验

中图分类号: P595 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672-5174(2017)09-001-10

DOI: 10.16441/j.cnki.hdxh.20160291

引用格式: 刁希梁, 丁扬, 鲍献文. 大亚湾海域潮位“双峰”现象生成机制研究[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2017, 47(9): 1-10.

DIAO Xi-Liang, DING Yang, BAO Xian-Wen. The generation mechanism of the double peak tidal elevation in Daya Bay[J]. Periodical of Ocean University of China, 2017, 47(9): 1-10.

大亚湾是一个半封闭的亚热带海湾, 位于珠江口东侧, 面积约为 600 km^2 , 水深 $5 \sim 18 \text{ m}$ 。湾内岛屿众多, 并在海湾中部形成一条岛链, 将海湾分成东西两部分, 区位优势优越, 是广东省的重点开发区域。目前已有许多学者开展了对大亚湾海域潮汐潮流以及水动力的研究工作。杨国标等^[1]运用实测数据较为详尽的分析了大亚湾内的潮汐潮流及余流特征, 但是仅关注了 $1/4$ 分潮, 并没有对 $1/6$ 分潮进行讨论; 周巧菊^[2]在研究大亚湾温排水交换过程中建了 11 个天文分潮驱动的潮汐潮流 POM 模型, 对该海域的潮汐进行比较精细的模拟; 王聪等^[3]在研究水交换的结论中指出, 大亚湾内水质交换能力受潮致余流流场的支配; 吴仁豪等^[4]建立了 8 个天文分潮驱动的 HAMSOM 模型, 分析了潮汐和余流特性, 但并没有用实测数据进行验证; 袁春光等^[5]在芒洲岛码头工程潮流泥沙数值模拟中注意到大亚湾内潮波变形很大, 反映出湾内浅水分潮的效应较大, 但是并未对该现象进行深入的探讨和机制解释。

潮汐“双峰”现象指的是: 在潮位观测曲线中观测

到的双高水位和双低水位现象, 一般是由于高阶分潮 (M_4, M_6) 叠加在天文分潮之上所形成。当天文潮波从外海传播到近岸并进入河口或海湾的过程中会激发出浅水分潮和复合分潮 (比如 M_4, M_6 等), 非线性物理过程是产生倍潮波和复合潮波的主要原因^[6]。由于这些分潮的产生, 并以特定的相位叠加在天文分潮上时, 潮流和水位被从它们的正弦曲线形式所扭曲, 从而导致了潮汐不对称^[7], 潮汐不对称在泥沙输运和海湾地形变化方面起着非常重要的作用^[8-9]。

本文研究大亚湾内潮位“双峰”现象主要分为以下几步: (1) 运用大亚湾实测数据分析讨论潮位曲线的“双峰”现象; (2) 用调和并重构的方法分析产生该现象的原因; (3) 进一步建立高精度数值模型来模拟重现出这种“双峰”的形态, 分析大亚湾内整个潮汐、流场的特性, 并为后文探究其机制做准备; (4) 在数值模型的基础上, 进行一系列的数值实验: 破坏掉共振条件来探究其对 M_6 分潮成长的影响; 分析其能量来源及机制; 探究二次底摩擦项在 M_6 分潮产生过程中的作用。

1 观测分析

* 基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2015CB452900)资助

Supported by the National Key Basic Research and Development Program (2015CB452900)

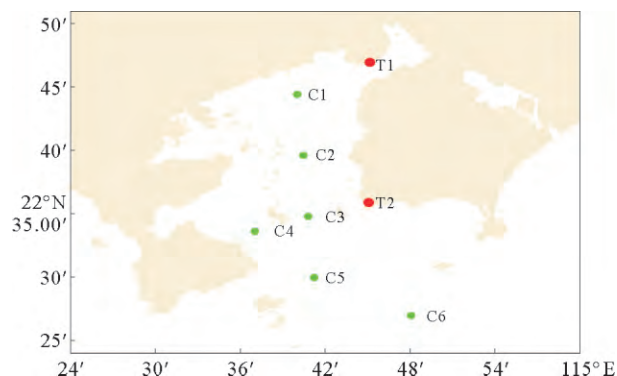
收稿日期: 2016-08-21; 修订日期: 2016-11-29

作者简介: 刁希梁(1989-), 男, 硕士生。E-mail: xiliangdiao@163.com

** 通讯作者: E-mail: xianwenbao@126.com

1.1 潮汐观测

设置2个潮位观测站,T1站和T2站,分别位于湾口和湾顶,6个潮流观测站,C1~C6(见图1)。2个潮位站的潮位观测时间为2015年4月18日—5月19日,持续1个月,时间间隔2 min一次。潮流站分别在大潮期间2015年4月19日13时—20日15时,和小潮期间4月27日10时—28日12时,27 h连续观测,其中C2站为座底式ADCP(600 Hz)2 min一次连续观测,其余5个站位用电磁海流计每小时观测一次。



(C1~C6代表海流观测站;T1~T2代表潮位观测站。)

C1~C6 current observation stations; T1~T2 tide observation stations.)

图1 大亚湾观测点位置图

Fig. 1 Observation stations in Daya Bay

MATLAB中的T-tide程序被用于潮位站的潮

汐调和。由于有限的数据长度, P_1 和 K_2 只能通过差比关系分别用 K_1 和 S_2 推断出来。而 K_1 和 S_2 的差比关系是由潮汐表中大亚湾附近一个长期观测站的一年的数据集获得($114^{\circ}32'E, 22^{\circ}36'N$),调和结果如表1所示。

表1 T1、T2站潮位调和常数对比

Table 1 Tidal harmonic constant computation between T1 and T2 stations /cm

	O_1	K_1	M_2	S_2	M_4	MS_4	M_6	$2MS_6$
T1	27.28	32.93	33.58	33.58	8.98	7.22	3.83	3.78
T2	27.62	33.58	36.71	14.79	13.17	10.81	10.80	10.69

潮位原始数据用t_tide程序调和之后,并用得到的所有调和常数重新构建得到的潮位曲线中,十分显著的现象是水位的“双峰”现象,即由于浅水分潮叠加在天文分潮上导致出现的潮位曲线中双高水位和双低水位现象,该“双峰”现象在大潮和小潮期间均十分显著(见图2)。

为了分析是哪一个浅水分潮主导这种“双峰”现象的出现,在用调和常数重构潮位曲线的过程中,采取了逐步去掉某个分潮,然后重构的方法来试探哪些分潮在该过程中起到主导作用,经过大量尝试,本文发现1/4分潮和1/6分潮在其中起主导作用。

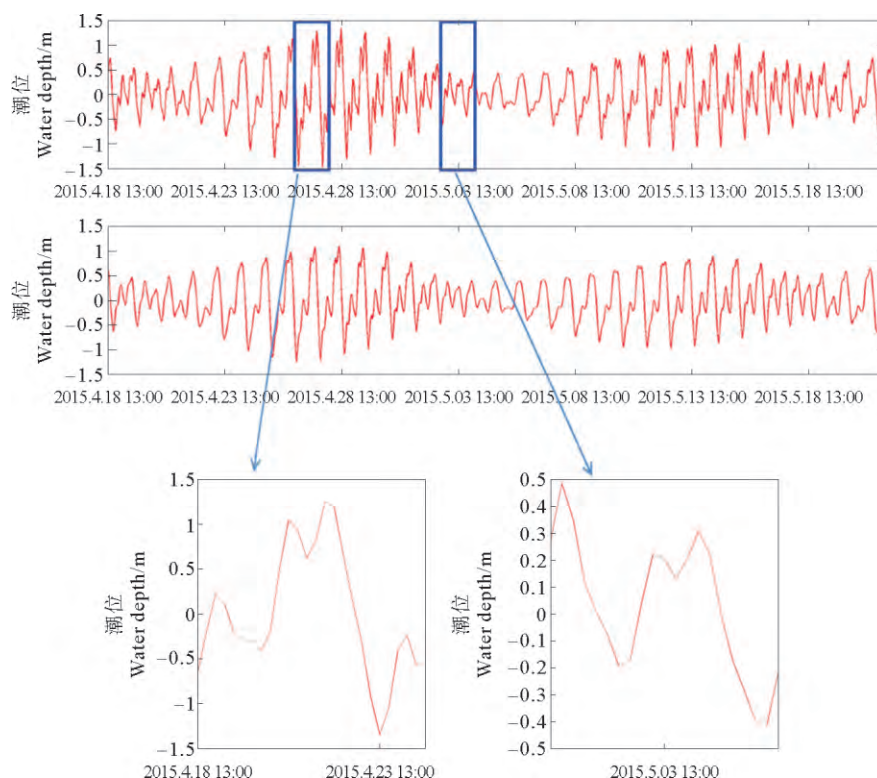


图2 所有分潮重构水位曲线

Fig. 2 Tidal elevation predicted by all tidal constituents

因此,在此处逐步去掉 $1/4$ 分潮、 $1/6$ 分潮的影响,并画图分析如下:

如图 3 所示,在去掉 $M_4 + MS_4$ 的 $1/4$ 分潮组合后,湾顶 T1 测站部分区域的“双峰”的强度有所减弱,但现

象仍然十分明显,表明大亚湾内部“双峰”现象不止是四分潮浅水分潮的影响,还有其它分潮的强烈作用;而湾口处的测站 T2“双峰”现象基本被除去,表明在湾口处的潮汐扭曲的“双峰”现象则主要由 $1/4$ 分潮主导。

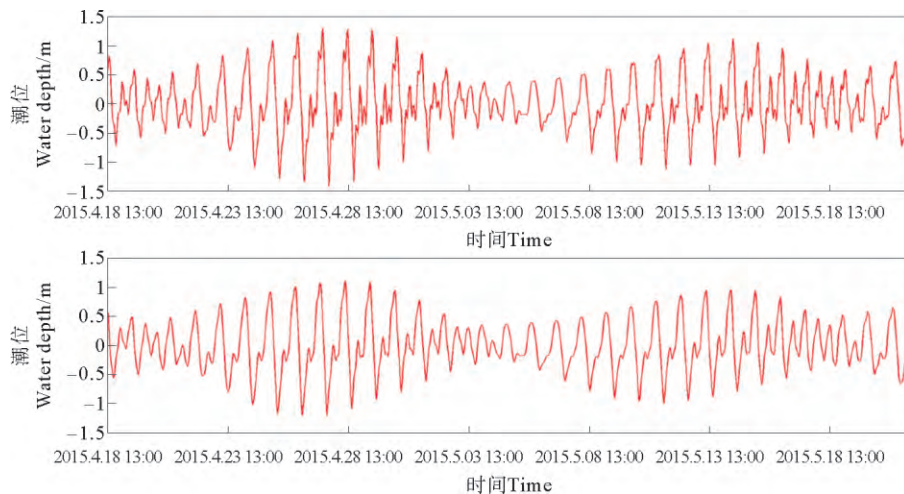


图 3 去掉 $1/4$ 分潮重构潮位曲线

Fig. 3 Predicted tidal elevation after removing $M_4 + MS_4$ constituents

进一步如图 4 所示在除去掉 $M_4 + MS_4 + M_6 + 2MS_6$ 的 $1/4$ 分潮和 $1/6$ 分潮的浅水分潮组合之后,“双峰”现象特别是湾顶测站的“双峰”现象基本消失。这表明了大亚湾湾内,特别是湾顶区域的潮汐扭曲的“双峰”现象主要是由 $1/6$ 分潮强烈作用所引起,这种现象与在大亚湾湾口处 $1/4$ 分潮作用占主导完全不同,在潮波传播至大亚湾湾顶处是以 $1/6$ 分潮作用占主导,引起这种现象的机制则需要进一步的探索分析。

T1、T2 2 个潮位观测站的实测调和常数(见表 2)表明,从潮位站 T2 传播到潮位站 T1 的过程中,各个分潮的潮差增长情况分别是 M_2 增长 9.3%, S_2 增长 7.4%; $1/4$ 分潮增长相对较大,其中 M_4 增长 46.7%, MS_4 分潮增长 49.7%; $1/6$ 分潮的增长则更大, M_6 增

长近一倍,达到了 183.4%, $2MS_6$ 增长 182.8%; 与此相对的是,全日潮基本保持不变,在大亚湾中增长了大约 1%。值得注意的是, $1/6$ 分潮振幅增长到与 MS_4 相当,达到了 M_4 分潮的 75%,几乎达到 M_2 分潮的 30%。这表明在大亚湾内部潮汐扭曲是以六分潮的强烈增长占主导的。

另外,如果半封闭海湾的本征频率与开边界驱动的某一分潮的频率相接近就会激发出潮汐共振现象^[10-14]。比如:芬迪湾内的本征频率与半日分潮相近^[12];加利福尼亚湾的本征频率与全日分潮相近^[13];国内浙江的象山湾的本征频率与 M_4 分潮的相近^[15-18]。这些海湾内都有相应分潮共振效应的产生,湾顶的共振分潮的潮高相对于湾口有了非常明显的增大。

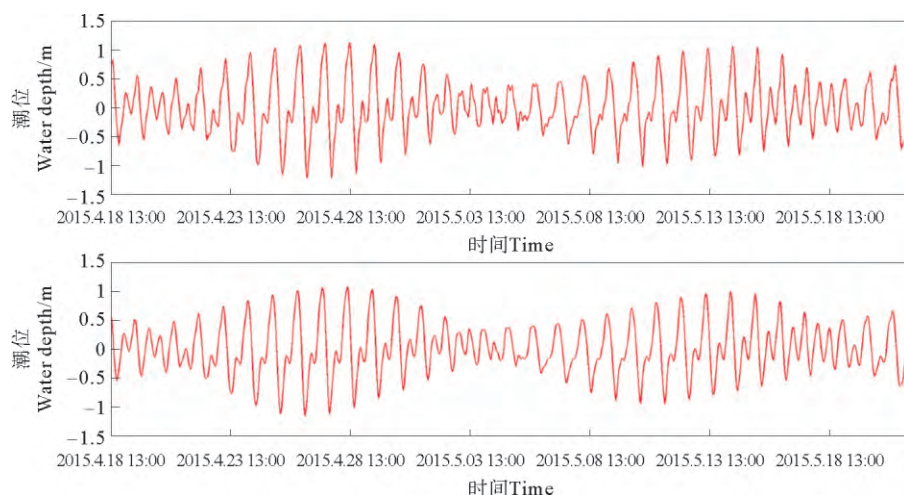


图 4 去掉 $1/4$ 和 $1/6$ 分潮重构潮位曲线

Fig. 4 Predicted tidal elevation after removing $M_4 + MS_4 + M_6 + 2MS_6$ constituents

表2 T1站潮位模拟性能分析

Table 2 Tide simulation performance at Station T1

分潮 Tidal	实测振幅 Observation/cm	模拟 Simulated/cm	误差 Error	百分比 Percent/%	实测迟角 Angle/(°)	模拟 Simulated/(°)	误差 Error	百分比 Percent/%
O ₁	27.28	27.03	-0.25	0.9	244.09	245.25	-1.16	0.48
K ₁	32.93	33.47	0.54	1.6	294.03	294.60	0.57	0.19
M ₂	33.58	33.37	-0.21	0.6	254.00	257.16	3.16	1.24
S ₂	13.77	13.54	0.23	1.7	283.65	288.30	4.65	1.64
M ₄	8.98	8.70	0.28	3.11	280.11	282.77	2.66	0.95
MS ₄	7.22	6.40	0.82	11.3	333.33	335.66	2.33	0.7
M ₆	3.83	4.34	0.51	13.3	89.89	100.97	11.08	12.3
2MS ₆	3.78	3.81	0.03	0.8	159.24	167.67	8.43	5.29

在这里根据董礼先,苏纪兰^[16-17]文章中经典的四分之一波长理论公式 $T=4L/\sqrt{gh}$ 来粗略的估算一下大亚湾的本征频率,其中: L 指半封闭海湾的长度; h 指水深。在这里取大亚湾长度 L 若取为 25 km,平均深度 7 m,来估算大亚湾的共振周期约为 0.14 d;若取海湾长度 L 取为 30 km,则海湾固有共振周期是 0.167 d。因此大亚湾的固有频率大约与 $1/6\sim 1/7$ 分潮的频率相当。据此估测在大亚湾内部特别是湾顶位置 $1/6$ 分潮可能会发生共振。

为了深入探究 M_6 分潮在大亚湾内增长的机制,本文构建一个高精度的 FVCOM 数值模型来研究 M_6 分潮的作用。

2 模型设置及验证

2.1 网格配置

FVCOM 是一个三维自由表面的原始方程模式。

FVCOM 在水平方向上运用了无结构三角网格来更好地贴合弯曲的海湾水道和陆地边界,垂直方向上应用 sigma 坐标^[19]。大亚湾数值模式网格点 20 252 个,数值网格 30 275 个,重点区域进行加密,最小处不足 50 m(见图 5),一共运用了 12 个分潮作为开边界,分别是 $Q_1, O_1, P_1, K_1, N_2, M_2, S_2, K_2, M_4, MS_4, M_6, 2MS_6$ 。其中 $Q_1, O_1, P_1, K_1, N_2, M_2, S_2, K_2, M_4$ 这 9 个调和常数取自 TMD 中的中国近海模型, $MS_4, M_6, 2MS_6$ 3 个调和常数的初始值取自南海北部模型结果^[20],并根据 T1 站的调和常数反复调整,然后用 T2 站的调和常数做粗略验证。为了避免由于初始条件的剧烈变化引起的数值不稳定,潮汐驱动是在两个 M_2 周期内从 0 增加到它的全值的。由于关注的是浅水潮汐产生机制的过程,密度场在所有的试验中均是恒定的。垂直方向 sigma 层分 7 层。

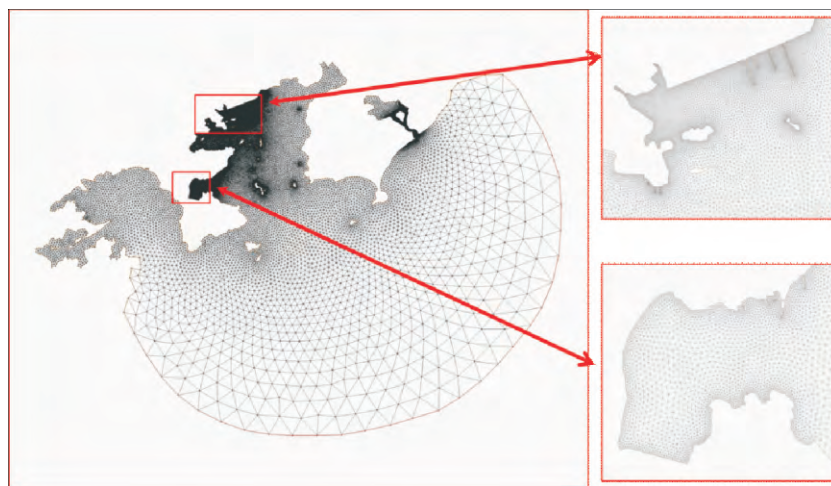


图5 大亚湾网格设置

Fig. 5 Unstructured grid mesh of Daya Bay model

2.2 潮位潮流验证

模拟的数据经调和和分析后,与原始数据进行比对。由于是以 T2 站为参照标准进行调整开边界,所以 T2 站的调和常数精确度较高,同时以 T1 站进行初步验证,结果如表 2、3 所示。模拟准确性较高,天文分潮的误差控制在 2% 左右;浅水分潮略粗,但是仍保持在 10% 左右。考虑到浅水分潮量值较小,影响因素较多,调整比较困难,同时对比前人的工作^[1-5],本次模拟考虑的分潮个数以及精度都有了极大的提高。潮高曲线对比图表明,模型已经能够很好的重现“双峰”现象的基本形态。

如图 6 所示,模拟潮流与实测数据对比,在湾口附近潮流较大区域的 C3、C4、C5 三站及 C1 的 V 方向的

模拟与实测曲线的相关性很高,计算两者之间相关性的判定系数在 0.576 0~0.848 8 之间,其公式为: $R^2 = \frac{ESS}{TSS} = 1 - \frac{RSS}{TSS}$,其取值在 0~1 之间,并且值越大,表明拟合优度越高。但是在湾顶和湾外的 C6 和 C1 的 U 方向相关性较低,均不足 0.4,表明在这些区域和方向,还有其它非潮流因素的作用。模拟的潮流曲线表明正压模型对各个站位的潮流大小以及变化趋势均能够进行较好的模拟(见图 6)。

因此,潮汐潮流验证结果表明,该模型的潮汐模拟效果可信用度很高,可以很好地将“双峰”水位现象重现,可以运用本模型来做一些数值实验来研究 M6 分潮异常成长的机制。

表 3 T2 站潮位模拟性能分析
Table 3 Tide simulation performance at Station T2

分潮 Tidal	实测振幅 Observation/cm	模拟 Simulated/cm	误差 Error	百分比 Percent/%	实测迟角 Angle/(°)	模拟 Simulated/(°)	误差 Error	百分比 Percent/%
O ₁	27.62	27.16	0.46	1.67	245.36	243.54	0.007 4	0.003
K ₁	33.58	33.48	0.10	0.30	296.41	292.77	3.64	1.23
M ₂	36.71	37.48	0.77	2.10	256.95	251.21	5.74	2.23
S ₂	14.79	14.85	0.06	0.41	286.21	280.33	5.88	2.05
M ₄	13.17	13.07	0.10	0.76	288.45	284.37	4.08	1.41
MS ₄	10.81	9.52	1.29	11.90	341.74	339.47	2.27	0.66
M ₆	10.80	10.49	0.31	2.87	107.01	107.14	-0.13	0.12
2MS ₆	10.69	9.36	1.33	12.40	175.17	174.38	0.79	0.45

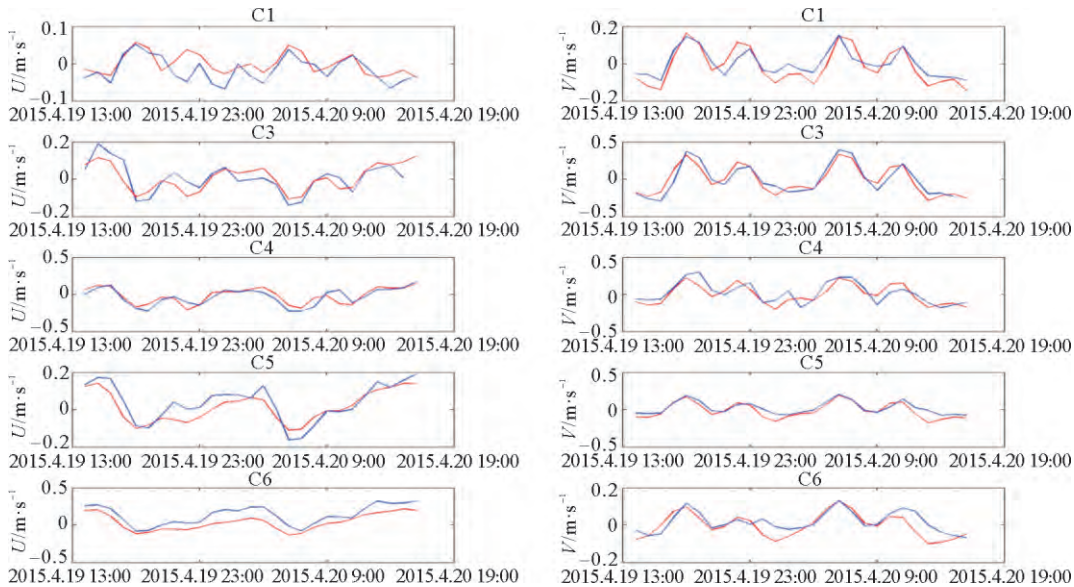


图 6 潮流曲线对比(蓝色实测,红色模拟)
Fig. 6 Observed (blue) and model-simulated (red) tide current at stations C1~C6

在模式验证良好的基础之上,重点分析 M_6 分潮潮波在大亚湾内的传播特性,在对所有点的模式数据进行分析和分析之后,画出 M_6 分潮的同潮图(见图 7)。

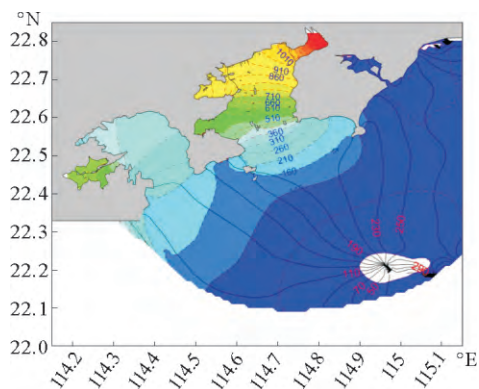


图 7 模拟 M_6 同潮图

Fig. 7 Simulated M_6 co-tidal chart

如图 7 所示, M_6 同潮图中的一个非常明显的现象是在外海形成一个无潮点,并且 M_6 分潮在湾外成长缓慢,在湾口等高线变得密集,潮高在短距离内出现比较快的增长,在湾内传至范和港内 M_6 分潮出现比较集中的第二次更为显著的增长,这与之前估测的共振距离相符。 M_6 传播至此,在共振作用下,自身迅速增长。在画图过程中,注意到在大亚湾湾口附近右侧的陆地区域上还存在另外一个无潮点(见图 8)。这个现象也是合理的,可以用等深矩形海湾模型来解释和理解。在等深海湾发生共振的条件下,会在 $1/4$ 波长和 $3/4$ 波长处产生无潮点。根据经典的四分之一波长理论来粗略的估算海湾的共振周期,大亚湾 25 km 的长度使湾口正好位于 M_6 分潮的 $1/4$ 波长处,但在大亚湾的实际情况下可能是由于浅水作用和地形的汇聚作用,使湾口处的无潮点被迫移动到右侧的陆地上。为了验证这个想法,设计了一个全部水深均为 6 m 的浅水理想实验来消除浅水效应的影响,希望将两个无潮点均模拟

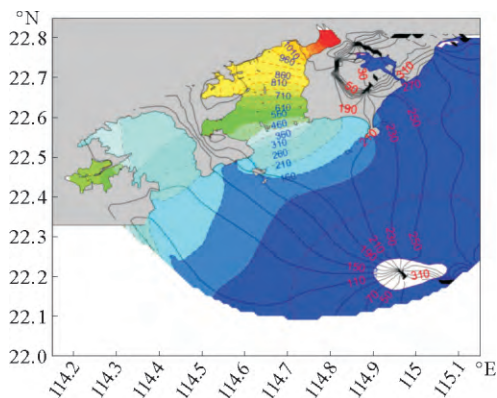


图 8 模拟 M_6 同潮图(显示无潮点)

Fig. 8 Simulated M_6 co-tidal chart(Show no tidal point)

出来(见图 9)。湾口处出现类似无潮点的一条振幅为 0 的条带状区域,湾外的无潮点以及范和港内分共振效应仍然十分明显。证实了上述猜想,同时该实验也非常有力的说明了大亚湾海域 M_6 分潮共振效应是确实存在的。

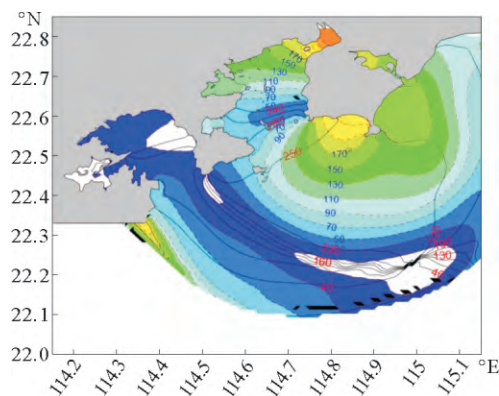


图 9 模拟 M_6 潮流椭圆图(全部 6 m)

Fig. 9 Simulated M_6 co-tidal chart(All 6 m)

3 数值实验

为了从机制上来研究 M_6 分潮从外海传入海湾并发生共振的过程以及 M_6 分潮增长的能量来源以及分潮控制方程中各项在此过程中的作用,进行了一系列的数值实验来深入探讨其机制,实验说明及结果如表 3 所示。

3.1 数值实验的结果分析与讨论

3.1.1 M_6 分潮共振的影响 实测数据,模拟结果以及对大亚湾本征频率的估测等均表明,大亚湾确实符合 M_6 分潮的共振条件。为了进一步验证这个结论,根据估测公式^[16-17] $T=4L\sqrt{gh}$,共振频率主要取决于水深和湾长这两个条件,因此设计了实验:(1)改变水深:水深减小 3 m 实验和水深增加 3 m 实验;(2)海湾长度减半实验。破坏大亚湾的共振条件,探究 M_6 分潮振幅的变化情况。

实验 3 是在其它条件不变的基础上,水深均匀减小 3 m。水深的减小会引发多方面的变化:一方面会增强海湾的幅聚作用,使潮波振幅有增大的趋势;另一方面也增强了底边界的耗散作用,使潮波振幅有减小的趋势。水深的减小会引起这两种相反的结果。由于水深的减小,ST1 站已经成为干点。仅关注 ST2 点的变化,发现 M_2 、 M_4 分潮的振幅分别增加了 3 和 1 cm,说明此时是海湾的幅聚作用占优,会引起潮波振幅的增大;但是,此时 M_6 分潮的振幅却在此处却减少了一半,从基准试验的 4.34 cm 减小到 2.2 cm,这与 M_2 、 M_4 分潮的增长趋势截然相反,不升反降,且降低为原来的一

表 4 数值实验结果
Table 4 Numerical experiment results

实验 说明 ^①		M2 分潮 M ₂ tide		M4 分潮 M ₄ tide		M6 分潮 M ₆ tide	
		ST1	ST2	ST1	ST2	ST1	ST2
现场观测 ^②	Am	36.71	33.58	13.17	8.98	10.80	3.83
	Ph	256.95	254.00	288.45	280.00	107.01	89.89
(1)标准实验 ^③	Am	37.48	33.37	13.07	8.70	10.49	4.34
	Ph	251.21	257.16	284.37	282.77	107.14	100.97
(2)水深+3 m ^④	Am	34.66	33.83	9.37	9.15	6.23	2.95
	Ph	254.23	253.00	277.49	281.10	358.77	353.01
(3)水深-3 m ^⑤	Am	NaN	36.11	NaN	10.12	NaN	2.20
	Ph		253.97		287.60		118.92
(4)湾长减半 ^⑥	Am	NaN	34.39	NaN	7.05	NaN	0.96
	Ph		257.79		282.13		359.59
(5)M ₂	Am	37.99	32.36	0.55	0.2	0.66	0.3
	Ph	250.04	257.67	19.12	16.95	60.08	63.52
(6)M ₂ +M ₄	Am	37.68	32.77	13.28	8.81	3.63	1.6
	Ph	250.08	258.03	284.82	282.02	136.79	135.66
(7)M ₂ +M ₄ +M ₆	Am	37.79	32.80	13.19	8.74	12.93	5.31
	Ph	250.40	257.97	284.92	282.62	109.86	105.84
(8)线性底摩擦 ^⑦	Am	36.13	34.29	11.88	8.73	2.43	1.09
	Ph	261.18	316.69	305.51	50.28	103.65	242.27

Note: ①Experimental illustration; ②Observed; ③Standard experiment; ④Depth +3; ⑤Depth -3; ⑥Bay length halved; ⑦Linear bottom friction.
NaN 表示露出陆地,成为干点。NaN repxesent the land was revealed,and became dry point.

半。说明了 M₆ 分潮在湾内的共振条件被破坏,不再发生共振而减小。

实验 2 中的水深增加 3 m 实验,在其它条件不变的基础上,水深均匀地增加 3 m 引起的效应也是两方面的:一方面使潮高相对于总水深的比值变小,摩擦作用变小,会减小各分潮能量之间的转移;同时水深+3 m,会使得潮滩全部被海水所覆盖,潮滩上的干湿过程消失,潮滩的消失又会促进 M₂ 分潮向浅水分潮 M₄、M₆ 传递能量。水深+3 m 对湾口处的 ST2 站的 M₂、M₄ 分潮影响不大,说明在湾口处二者的作用基本是抵消的。但 M₆ 分潮 M₆ 分潮大约减少了自身的1/3,说明原来的共振作用引起的潮位增长被减弱。在湾顶处的 ST1 站,M₂、M₄、M₆ 均有了不同程度的减小。M₂ 减小了约 0.03 m, M₄, M₆ 减小了约 0.04 m,这是由于水深的加大,大亚湾内的纳潮量增大,由于能量守恒,与标准实验相比,由湾口传入的天文潮波能量是一定的,

纳潮量增大的条件下,天文分潮 M₂ 必然减小;同时在湾内底摩擦减小产生的效果要强于潮滩消失产生的影响,导致 M₄、M₆ 减小,但是注意到此时 M₆ 减少了约自身的 40%,M₆ 如此大幅度减小的原因之一也是共振条件被破坏。实验 4 半长海湾实验中,M₂ 分潮的振幅增加了 1 cm, M₄ 分潮的振幅减小了 1 cm,而 M₆ 分潮则迅速减小到只有 0.1 cm。湾长减半改变大亚湾的本征频率,M₆ 分潮在波长内可引起共振的长度条件完全被破坏,只是由于在传播过程中二次底摩擦等非线性作用从其它潮波转化而来^[6],因此迅速减小到 0.1 cm,这也说明了 M₆ 分潮异常增长的最主要的原因就是 M₆ 潮发生共振。

上述三个实验共同证明了共振效应是大亚湾内 M₆ 分潮快速成长的重要原因。破坏掉其共振条件之后,M₆ 分潮的成长会受到很大的制约。

3.1.2 验证 M₆ 增长的能量来源于何处 分别设计

了实验5、实验6、实验7三个实验,分别采用 M_2 、 $M_2 + M_4$ 、 $M_2 + M_4 + M_6$ 三个开边界驱动条件来观察 M_6 分潮的成长情况。

在实验5中,在 M_2 驱动的情况OCE5,根据经典二次底摩擦理论^[1], M_2 分潮在二次底摩擦的作用下可以形成奇数次的高阶分潮(如 M_6),此时二次底摩擦项是产生 M_6 的最重要的途径,可以看到从 M_2 向 M_4 、 M_6 分潮转移的能量还是很有限的。分别为湾口处的0.2和0.3 cm和湾顶处的0.55和0.66 cm,分别增长为自身的两倍。但此时的潮高与标准实验相比它们只有标准实验的5%左右。

在 $M_2 + M_4$ 驱动的情况下, M_6 分潮的相对于只有 M_2 驱动的情况,增长为1.6和3.63 cm。相比较于单独 M_2 、 $M_2 + M_4$ 两分潮的共同作用下,增长有了较为明显的增大,这是由于根据谐波的叠加公式, M_6 分潮也可以由 M_2 和 M_4 这两个分潮叠加所产生。但是相对于实测值,在开边界上 $M_2 + M_4$ 这两个开边界所产生的 M_6 分潮依然很小,与标准实验相比,相当于基准实验的25%左右。

在 $M_2 + M_4 + M_6$ 三分潮的共同驱动下, M_6 分潮的成长才有了较为明显的成长,甚至超过了标准实验,达到基准实验的120%左右。对比实验5中, M_6 潮高0.6 cm和实验7中潮高12.93 cm,发现经过非线性作用转化后的 M_6 仅占总 M_6 的4.6%;对比实验6中的 M_6 潮高3.63 cm和实验7中的12.93 cm,经计算得到由 M_2 和 M_4 之间的相互作用生成的 M_6 占比例为23.4%;因此可以得出,在大亚湾内 M_6 分潮的增长主要是其自身从外海向湾顶传播过程中的自身成长,占比例为72.0%。

另外需要提及的是在调整整个模型的开边界的过程中,本文注意到从外海传入很微小的 M_6 就可以在湾顶产生大的振幅,例如:在31个开边界点上,选取离岸距离最远的第15点,开边界上 M_6 的量值在该点仅设为0.62 cm,传播到湾口的T2站时 M_6 的量值已经增大到3.83 cm,增长了自身的6.17倍。随着潮波的继续深入, M_6 在湾顶的T1站继续增大,达到10.80 cm,增长为自身的17.4倍。此时的大小已经与 M_4 分潮的13.17 cm同量级。从前面的分析可知 M_6 的成长超过70%的部分来源于自身的成长,所以如果在开边界上不加入这个微小的 M_6 项,T1站的 M_6 分潮增长是很小的,很难模拟准确。

M_6 分潮向内传播的过程中 M_6 三部分能量的变化情况可以用对比三组实验中湾口T2与湾顶T1站 M_6 的大小的方法来刻画,只有 M_2 驱动的情况可以发现完全由非线性转化来的 M_6 增长了自身的2倍,从0.3 cm增长到了0.6 cm;而 $M_2 + M_4$ 驱动的情况中抛去 M_2 单

独产生的,可以得到 M_2 与 M_4 分潮相互作用生成的 M_6 在从湾口向湾顶传播的过程中增长了自身的2.33倍;而 $M_2 + M_4 + M_6$ 三个分潮的共同驱动的条件下抛去前两种情况, M_6 自身的成长达到了2.51倍。这三部分的能量在从湾口至湾顶的传播中均增长了自身的2~2.5倍。说明 M_6 分潮三部分的来源均发生共振作用。

3.1.3 将二次底摩擦转为线性底摩擦 在一维线性理论中二次底摩擦项是生成 M_6 分潮的很重要的机制,本文参照徐鹏博士论文的方法^[21]利用傅里叶展开得到的公式 $k = 8c_d A / 3\pi$,将二次底摩擦转化为线性底摩擦,其中: k 和 c_d 分别表示线性和二次底拖曳系数; A 代表潮流振幅。并且使用此公式进行转换,可以保证线性摩擦和二次底摩擦在大亚湾内的潮能耗散基本一致。在这里潮流振幅取0.1 m/s,将FVCOM源代码中的二次底摩擦系数置为一次,同时将二次底摩擦公式转化为一次形式,在其它条件不变的条件下,重新计算。实验8结果显示 M_2 、 M_4 分潮潮高有了小幅度的变化,不是特别明显,而 M_6 分潮的潮高却发生了显著的变化,在湾口处变为1.09 cm,占标准实验的25.1%。在湾顶处潮高仅有2.43 cm,占标准实验的23.2%左右。该数值实验表明,二次底摩擦项在 M_6 异常增长的过程中作用是很关键的,说明 M_6 分潮在大亚湾内的共振放大作用离不非线性二次底摩擦的作用。若除去二次底摩擦, M_6 分潮在潮波传播过程中就不能通过各种非线性作用攫取能量,共振放大作用也就发挥不了任何作用。二次底摩擦项是其它各主要分潮向 M_6 分潮转移能量的基本的机制。

在这里需要着重说明一下二次底摩擦和共振效应在此处的区别:二次底摩擦项是能量转移的最基本机制,而分潮在大亚湾的共振决定了它能成长到多大的程度,在没有共振发生的海域 M_6 分潮也是存在的,但是量值相比1/4分潮很微小。

另外,在该模型的基础上还进行了非线性对流项以及潮滩等可能影响到 M_6 分潮机制的因素的实验,但是因为大亚湾海域内潮滩面积较小,对结果的影响不大,同时非线性对流项对 M_6 分潮共振的影响不大,在这里不多做讨论。

4 结语

实测数据表明 M_6 分潮的异常增长是导致大亚湾内潮汐“双峰”现象的最主要原因。并且在两个测站之间 M_6 增长达到了183.4%, $2MS_6$ 增长182.8%。这种异常增长是比较罕见的。构建的FVCOM数值模型中的 M_6 同潮图可知,在计算海域, M_6 存在两个无潮点,一个位于湾外开边界附近,一个位于右侧的陆地上,这

与矩形等深渠道共振理论中在 $1/4, 3/4$ 处出现无潮点的理论是相符的,只是大亚湾的实际情况是由于浅水效应的显著影响,导致湾口处的无潮点被迫转移到陆地上。实验 2、3、4 三个破坏性数值实验的结果表明,在破坏掉大亚湾内的共振条件后, M_6 潮高均显著减小,证明共振效应确实是引起该分潮增大的原因。能量来源实验 5、6、7 数值实验表明, M_6 分潮共振成长主要能量来源来自自身的成长,占到了 72.0%;经过非线性作用转化的 M_6 仅占总 M_6 的 4.6%;由 M_2 和 M_4 之间的相互作用生成的 M_6 占比例为 23.4%,说明 M_6 本身的共振状态是攫取能量的最重要的途径。实验 8 线性底摩擦实验中,将二次底摩擦置为一次, M_6 的成长很小,表明二次底摩擦在 M_6 成长的过程中也是十分关键的,分潮在大亚湾内的共振放大作用离不开潮波传播过程中的非线性二次底摩擦的作用。若除去二次底摩擦, M_6 分潮就不能通过各种非线性作用攫取能量,共振放大作用也就发挥不了任何作用。这里需要重点说明的是二次底摩擦项与共振效应在 M_6 成长中的不同作用:二次底摩擦项应是 M_6 分潮生成和增长的最根本原因和最基本的控制因子。潮波在传播过程中主要通过非线性底摩擦效应进行潮波间的相互作用并向 M_6 分潮进行能量转移。湾内的 M_6 分潮共振现象对 M_6 分潮起到了重要的放大作用,特别是在大亚湾湾顶, M_6 分潮的共振放大作用特别明显,达到与 M_4 分潮同量级。但是共振本身需要通过潮波传播过程中的非线性底摩擦作用获取所需能量,离开了潮波传播过程中的非线性底摩擦作用就不会存在共振放大作用。

参考文献:

- [1] 杨国标. 大亚湾海区潮流运动特征[J]. 人民长江, 2001, 1: 30-32.
Yang Guobiao. Characteristics of tidal current in Dayawan Sea area [J]. Yangtze River, 2001, 1: 30-32.
- [2] 周巧菊. 大亚湾海域温排水三维数值模拟[J]. 海洋湖沼通报, 2007(4): 38-46.
Zhou Qiaojie. A three-dimensional numerical simulation of thermal discharge in Daya Bay[J]. Transactions of Oceanology and Limnology, 2007(4): 38-46.
- [3] 王聪, 林军, 陈培茂, 等. 年平均风场作用下大亚湾水交换的数值模拟[J]. 上海海洋大学学报, 2009, 18(3): 351-358.
Wang Cong, Lin Jun, Chen Pi-mao, et al. Numerical simulation of annual average wind's impact on water exchange in Daya Bay[J]. Journal of Shanghai Fisheries University. 2009, 18(3): 351-358.
- [4] 吴仁豪, 蔡树群, 王盛安, 等. 大亚湾海域潮流和余流的三维数值模拟[J]. 热带海洋学报, 2007, 26(3): 18-23.
Wu Renhao, Cai Shuqun, Wang Shengan, et al. Three dimensional numerical simulation of tidal current and residual current at Daya Bay[J]. Journal of Tropical Oceanography, 2007, 26(3): 18-23.
- [5] 袁春光, 王义刚, 黄惠明, 等. 大亚湾芒洲岛码头工程潮流泥沙数

值模拟[C]. // [s. 1]: 第十六届中国海洋(岸)工程学术讨论会论文集, 2013, 8: 851-859.

- Yuan Chunguang, Wang Yigang, Huang Huiming, et al. Numerical simulation of tidal current and sediment in Daya Bay Mangzhou Island Wharf Project[C]. // [s. 1]: Proceedings of the Sixteenth China Ocean (Shore) Symposium, 2013(8): 851-859.
- [6] Parke B B. The Relative Importance of the Various Non-Linear Mechanisms in A Wide Range of Tidal Interactions(Review) [M]. New York: Tidal Hydrodynamics, John Wiley&Sons, 1991: 237-268.
- [7] Huang Haosheng, Chen Changsheng, Jackson O Blanton, et al. A numerical study of tidal asymmetry in Okatee Creek, South Carolina[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2008(78): 190-202.
- [8] Dronkers J. Tidal asymmetry and estuarine morphology[J]. Netherlands Journal of Sea Research, 1986(20): 117-131.
- [9] Aldridge J N. Hydrodynamic model predictions of tidal asymmetry and observed sediment transport paths in Morecambe Bay[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 1997(44): 39-56.
- [10] Friedrichs C T, Aubrey D G. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis, Estuarine[J]. Coastal and Shelf Science, 1988(27): 521-545.
- [11] Airy G B. On the laws of individual tides at Southampton and at Ipswich, Philosophical[J]. Transactions of the Royal Society of London, 1997, 1843(133): 45-54.
- [12] Garrett C. Tidal reaonance in the Bay of Fundy and Gulf of Marine[J]. Nature, 1972(238): 441-443.
- [13] Carbajal N, Backhaus J O. Simulation of tides, residual flow and energy budget in the Gulf of California[J]. Oceanologica Acta, 1998(21): 429-446.
- [14] Zhong L, Li M, Foreman M G G. Resonance and sea level variability in Chesapeake Bay[J]. Continental Shelf Research, 2008 (28): 2565-2573.
- [15] 董礼先, 苏纪兰. 象山港潮波响应和变形研究:1 观测和分析[J]. 海洋学报, 1999a, 21(1): 1-10.
Dong Lixian, Su Jilan. Tide response and wave distortion in Xiangshan Bay. 1 Observation and analysis[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1999a, 21(1): 1-10.
- [16] 董礼先, 苏纪兰. 象山港潮波响应和变形研究:2 象山港潮波数值研究[J]. 海洋学报, 1999b, 21(2): 1-8.
Dong Lixian, Su Jilan. Tide response and wave distortion in Xiangshan Bay. 2. Numerical modeling study in the Xiangshan Bay [J]. Acta Oceanologica Sinica, 1999b, 21(2): 1-8.
- [17] 董礼先, 苏纪兰, 王丽娅. 象山港潮波响应和变形研究:3 潮流位置和平流效应对 M_4 分潮的作用[J]. 海洋学报, 1999c, 21(3): 1-6.
Dong Lixian, Su Jilan, Wang Liya. Tide response and wave distortion in Xiangshan Bay. 3. Numerical modeling study in a ideal rectangular bay[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1999b, 21(2): 1-8.
- [18] 董礼先, 苏纪兰. 象山港盐度分布和水体混合:1 盐度分布和环流结构[J]. 海洋与湖沼, 2000a, 31(2): 151-158.
Dong Lixian, Su Jilan. Salinity distribution and mixing in xiangshan bay, 1, salinity distribution and circulation pattern [J]. Oceanologia et Limnologia Sinca, 2000a, 31(2): 151-158.
- [19] Chen C, Liu H, Beardsley R C. An unstructured grid, finite vol-

- ume, three-dimensional, primitive equations ocean model: Application to coastal ocean and estuaries[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2003, 20(1): 159-186.
- [20] Ding Y X, Bao Z, Yao C, et al. A modeling study of the characteristics and mechanism of the westward coastal current during summer in the Northwestern South China Sea[J]. Ocean Science Journal, 2016.
- [21] 徐鹏. 象山港潮及其余流的数值模拟研究[D]. 青岛:中国海洋大学, 2013.
- Xu Peng. A Model Study of Tide and Its Redidual Current in Xiangshan Bay, East China Sea [D]. Qingdao: Ocean University of China, 2013.

The Generation Mechanism of the Double Peak Tidal Elevation in Daya Bay

DIAO Xi-Liang^{1,2}, DING Yang², BAO Xian-Wen^{1,2}

(1. College of Ocean and Atmosphere, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. The Key Lab of Physical Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Abstract: The observation data in the Daya Bay shows the double peak tide phenomenon, and the harmonic analysis reveals that M_6 tide's significant growth is the main cause of this phenomenon and it doubles itself between the two observation stations. According to the M_6 cotidal chart, which is based on the established FVCOM model in Daya Bay, we can find that there are two amphidromic points in this area, one is near the open boundary and the other is located on the land of the right side of the estuary. This can be explain by the resonance effect happened in a straight channel with constant water depth, the amphidromic points will located to the $1/4$ and $3/4$ of the wave length. But as the shoaling effect in the reality, the first point is forced to move onto the land. Three group of numerical experiments have been done; after the depth and length of the bay are changed, the resonance condition will be changed, and the result is M_6 tide's height decrease significantly, which proves that the resonance effect is the main cause of the M_6 abnormal growth. And the energy distribution of the M_6 growth: 72% come from it own amplification, while 4.6% come from nonlinear effect and 23.4% come from the M_2 and M_4 mutual effect. When the quarter bottom friction transformed in to linear form, the M_6 tide can not get energy from other tides through the nonlinear effect and then the resonance effect could not function as well.

Key words: Daya Bay; M_6 tide; tide resonance; FVCOM; numerical experiment

责任编辑 庞 旻