

珠江“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”的潮波传播特征*

谢梅芳^{1,2,3,4}, 张萍^{1,2,3,4}, 杨昊^{1,2,3,4}, 傅林曦^{1,2,3,4}, 王恒^{1,2,3,4},
蔡华阳^{1,2,3,4}, 杨清书^{1,2,3,4}

1. 中山大学海洋工程与技术学院, 中山大学河口海岸研究所, 广东 广州 510275;

2. 河口水利技术国家地方联合工程实验室, 广东 广州 510275;

3. 广东省海岸与岛礁工程技术研究中心, 广东 广州 510275;

4. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东 珠海 519000

摘要: 珠江“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”是珠江河口“网-湾”系统中的特殊地貌结构, 属潮优型河口, 潮波传播受河口湾地形辐聚效应、口门转换效应、潮汐通道辐散效应和底床摩擦等显著影响, 其时空变化复杂。本文根据珠江“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”的代表潮位站(赤湾、泗盛围和黄埔)1990—2016 年逐日高、低潮位资料, 采用经典调和分析方法提取出主要天文分潮的调和常数, 通过计算获得了分潮振幅梯度及传播速度, 并在此基础上分析了伶仃洋河口湾(赤湾-泗盛围)、潮汐通道(泗盛围-黄埔)和总程(赤湾-泗盛围-黄埔)的潮波传播时空特征。结果表明: 全日分潮的振幅梯度和传播速度年均变化率均比半日分潮大, 其中 K_1 和 O_1 分潮的振幅梯度平均每年分别增加 9%和 18%, 传播速度每年均增加 1.4%; M_2 和 S_2 分潮的振幅梯度平均每年分别增加 3%和 6%, 传播速度每年均增加 1%。人类活动导致地形异变, 进而驱动潮波亦发生突变, 伶仃洋河口湾和潮汐通道的 M_2 分潮传播速度突变年份不同, 分别为 2009 年和 2000 年。潮波传播速度突变后, 伶仃洋河口湾、潮汐通道两区段的传播速度和振幅梯度的关系也发生了变化。

关键词: 潮优型河口; 调和分析; 潮波传播速度; 振幅梯度; 突变

中图分类号: P731.23

文献标识码: A

文章编号: 1009-5470(2021)04-0001-13

Tidal wave propagation dynamics in Lingdingyang Bay-Humen outlet-tidal channel of the Pearl River

XIE Meifang^{1,2,3,4}, ZHANG Ping^{1,2,3,4}, YANG Hao^{1,2,3,4}, FU Linxi^{1,2,3,4}, WANG Heng^{1,2,3,4},
CAI Huayang^{1,2,3,4}, YANG Qingshu^{1,2,3,4}

1. Institute of Estuarine and Coastal Research, School of Marine Engineering and Technology, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China;

2. State and Local Joint Engineering Laboratory of Estuarine Hydraulic Technology, Guangzhou 510275, China;

3. Guangdong Provincial Engineering Research Center of Coasts, Islands and Reefs, Guangzhou 510275, China;

4. Southern Laboratory of Ocean Science and Engineering (Zhuhai), Zhuhai 519000, China

Abstract: The Lingdingyang Bay-Humen outlet-tidal channel of the Pearl River is a typical geomorphic structure in the networks-bay system of the Pearl River Estuary. Tidal wave propagation in the channel is significantly influenced by the

收稿日期: 2020-07-22; 修订日期: 2020-10-23。姚衍桃编辑

基金项目: 国家重点研发计划项目(2016YFC0402600); 国家自然科学基金项目(51979296、41476073); 广州市科技计划项目(202002030452)

作者简介: 谢梅芳(1985—), 女, 广东省梅州市人, 硕士研究生, 河口海岸方向。email: xiemf7@mail2.sysu.edu.cn

通信作者: 蔡华阳。email: caihy7@mail.sysu.edu.cn

*感谢所有对本文有帮助的单位和个人, 感谢各位评审专家对本文提出宝贵建议。

Received date: 2020-07-22; **Revised date:** 2020-10-23. Editor: YAO Yantao

Foundation item: National Key Research and Development Program of China (2016YFC0402600); National Natural Science Foundation of China (51979296, 41476073); Science and Technology Program of Guangzhou (202002030452)

Corresponding author: CAI Huayang. email: caihy7@mail.sysu.edu.cn

channel convergence in the estuary, the conversion effect at Humen outlet, the divergence of the tidal channel, and the riverbed friction. Thus, the spatio-temporal variation of the tidal regime is rather complex. Based on the daily high and low tidal levels from gauging stations along the tidal channel from 1990 to 2016, tidal amplitude gradient and wave celerity of different tidal constituents are computed using harmonic constants (i.e., tidal amplitude and phase of different tidal constituents) extracted from a standard harmonic analysis, and tidal wave propagation characteristics are investigated. The results show that the annual increase in amplitude and wave celerity gradients of the diurnal constituents (the amplitude gradients of K_1 and O_1 being 9% and 18%, respectively; both wave celerity being 1.4%) in Lingdingyang Bay were larger than those of the semi-diurnal tides (the amplitude gradients of M_2 and S_2 being 3% and 6%, respectively; both the wave celerity being 1%). The tidal waves changed abruptly due to the substantial variation in morphology. The change-points of the tidal wave celerity in Lingdingyang Bay and tidal channel were in 2009 and 2000, respectively. The relationship between wave celerity and tidal amplitude gradient changed considerably after the abrupt change.

Key words: tide-dominated estuar; harmonic analysis; wave celerity; amplitude gradient; abrupt change

潮优型河口潮波传播是潮动力与地形相互耦合的结果,是河口地貌动力研究的重要科学问题。潮优型河口潮波传播主要受地形、摩擦效应及人类活动的影响,随地形不同其潮波传播特征(如振幅梯度和传播速度等)的时空变化具有特殊性。探讨潮优型河口不同地形条件的潮波传播变化特征及其主要影响因素,不仅是河口地貌动力研究的前沿问题,而且对口门治理、航道整治、港口建设等河口开发治理具有重要指导意义。

潮优型河口潮波传播与河口特殊地貌结构密切相关,其与地形变化(如水深、河口形状等)的关系问题,历来受国内外学者关注。为定量分析地形变化对潮波传播的影响,很多学者采用数值模拟(贾良文等, 2006; 刘伟峰等, 2008; 龚文平等, 2012)和解析解(Savenije et al, 2008; Cai et al, 2012; Cai et al, 2016, 2018)的方法建立地形驱动下的潮波传播模型,研究结果表明潮优型河口地形变化(包括沿程水深和河宽变化)是影响潮波传播时空演变的主导因素。当地形辐聚(即河道横截面积沿程减小)引起的能量增大效应大于底床摩擦引起的能量衰减效应时,潮波振幅沿程增大,潮波传播速度大于无摩擦棱柱形河口的传播速度;反之,潮波振幅则减小,潮波传播速度小于无摩擦棱柱形河口的传播速度(Savenije et al, 2005, 2008)。

珠江口由西江、北江和东江以及其他汇入珠江三角洲的诸小河流的河口组成,构成“五江汇流,八口出海”的水系格局(李春初, 2004)。珠江河口属于不规则半日混合潮流类型(林祖亨等, 1996),潮波向珠江河口传播时,具有前进波特征。由于东侧水深较深,潮波传播动力较强,而西侧浅滩水深较浅,引起能量损耗,潮流总体上呈东强西弱,且落潮历时长于涨潮历时(丁芮等, 2016)。由于地形差异产

生潮波传播变形、叠加,导致涨落潮流在各个口门不同河道之间有明显的非同步性(丁芮等, 2016)。珠江河口受上游径流影响,其平均水位洪季高于枯季,潮差及各分潮波振幅与径流量大小呈反相关关系,即径流量越大、潮差越小(欧素英等, 2004, 2016)。此外,潮波传播过程在洪季受地形浅水效应的影响比枯季小(胡德礼等, 2011),且潮汐特征对上游流量变化的响应存在空间变异性,而挖砂引起的地形变化减小了以洪水为主导的潮汐不对称(Cao et al, 2020)。自 20 世纪 80 年代以来,珠江三角洲河网区地形的变化(如采砂活动及土地围垦导致河口窄深化)使径潮动力发生显著异变(李静, 2006; Zhang et al, 2015; 申其国等, 2017)。强烈的人类活动导致河床大幅下切和河道断面面积大幅增加,引起河网区和口门处水量的重新分配(申其国等, 2017),河网区潮差普遍增大,潮汐动力显著增强(张蔚等, 2008)。河网中、上游河段潮差明显增大,下游口门区受围垦影响,潮差减小,河网区潮动力增强,纳潮能力增强,且不同分潮种类的响应存在差异(张蔚等, 2008, 2010; Chen et al, 2020)。

珠江“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”是特殊“河网-河口湾”(简称“网-湾”,下同)结构的重要组成部分,其潮波传播受地形、径流等因素影响,由于该区域纳潮量显著大于其下泄径流量(邓俊杰等, 2009),故径流对潮波传播的影响较小。伶仃洋不同区段地形形态参数和相应的潮汐动力时空演变具有较大差异。伶仃洋位于珠江三角洲东南部,是珠江河口最大的喇叭形河口湾,地理位置特殊。随着伶仃洋东、西两翼经济的迅猛发展,人类活动(如伶仃洋航道整治工程、口门围垦及人工采砂等)对河口环境的影响加剧,地形地貌发生显著改变,并直接影响其潮汐动力的演变(Cai et al, 2019; 王世俊, 2019)。研究表

明, 1990 年以来伶仃洋河口湾地形逐渐趋于窄深化, 即航道疏浚和人工采砂导致河口水深增加, 滩涂围垦导致河口湾水域面积减小(Wu et al, 2014); 在自然冲刷及采砂活动的影响下, 河口湾上游潮汐通道水深明显增加(Wu et al, 2016), 进一步促使沉积物再悬浮, 使其向西槽运移, 导致河口浅滩沉积物减少(Deng et al, 2020)。因此, 人类活动驱动的河口地形变化对潮波传播的影响已然成为亟待进一步深入研究的科学问题, 而珠江“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”是探讨不同区段(河口湾段、口门和潮汐通道)及其构成的有机整体的潮波传播过程的典型代表。为揭示这一特殊地貌结构近 30 年潮波传播的演变过程及影响因子, 本文基于实测资料, 采用潮汐调和分析方法, 探讨潮波传播特性的时空变化, 并揭示地形变化条件下该特殊地貌结构的河口潮波传播特征。

1 研究区域和数据收集

1.1 研究区域

珠江水系由西江、北江、东江及珠江三角洲诸小河流组成(图 1), 其进入中国南海的年径流量约为 $2.82 \times 10^6 \text{ m}^3$, 年输沙率约为 72.41t(Liu et al, 2018)。珠江河网作为陆地与外海的连接段, 由八大口门(即崖门、虎跳门、鸡啼门、磨刀门、横门、洪奇门、蕉门及虎门)汇入南海, 同时受径流和潮汐动力影响。其潮汐具有混合潮特征, 口门处的平均潮差介于 1.0~1.7m(Mao et al, 2004)。

伶仃洋河口湾走向为 NNW—SSE, 其汇入径流量和输沙量约占珠江总径流量和输沙量的 61.1%和 54.0%(胡德礼 等, 2010)。八大口门中有四大口门(即虎门、蕉门、洪奇门及横门)汇集于此。外海的涨潮流主流从东南而来, 涨潮流动力轴线偏东, 而径流来水集中于伶仃洋西岸(李孟国 等, 2019)。西北部横门、洪奇沥和蕉门主要受径流作用为主的分流河口注入的径流动力控制, 北部和中部虎门潮汐通道主要受潮流控制(李孟国 等, 2019)。伶仃洋河口湾能量通量主要由虎门水道进入河网区, 约占总能量的 51%(刘欢 等, 2011; 欧素英 等, 2016)。在人类活动(如上游水库建设、航道疏浚、人工采砂、滩涂围垦等)影响下, 伶仃洋河口湾地形地貌已发生显著变化, 浅海区填海造陆面积高达 200 km^2 (Wu et al, 2014), 主航道水深增大至约 25m(姚海元 等, 2018), 入海泥沙以约 $8.4 \text{ Mt} \cdot \text{a}^{-1}$ 的速度在减少(Wu et al, 2016), 导致伶仃洋河口湾向“窄深化”模式发展, 进

而引起“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”特殊地貌结构的潮波传播模式发生转变。

本文研究区域如图 1 红色方框所示。选取“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”为研究对象(取伶仃洋河口湾的北部为伶仃洋河口湾段), 以赤湾站、泗盛围站和黄埔站作为其不同地貌结构的代表站(详见表 1)。赤湾站处于伶仃洋河口湾段东部, 伶仃洋河口湾的潮波特性(主要是沿着东槽—矾石水道向上的潮波传播)由赤湾站和泗盛围站两个潮位站来确定。赤湾站至泗盛围站的距离约为 58km; 黄埔站处于虎门内潮汐通道段, 潮汐通道的潮波特性由泗盛围站和黄埔站两个潮位站来确定, 两站点间距离约为 24km。总体沿程(赤湾-泗盛围-黄埔, 简称“总程”, 下同)为虎门连接的伶仃洋河口湾段和潮汐通道段构成的有机整体。根据本文 1990—2016 年的潮位数据调和分析结果, 河口主要天文分潮为 M_2 , 其次为 K_1 、 O_1 和 S_2 , 潮波传播由伶仃洋河口湾向北传播至虎门内潮汐通道。

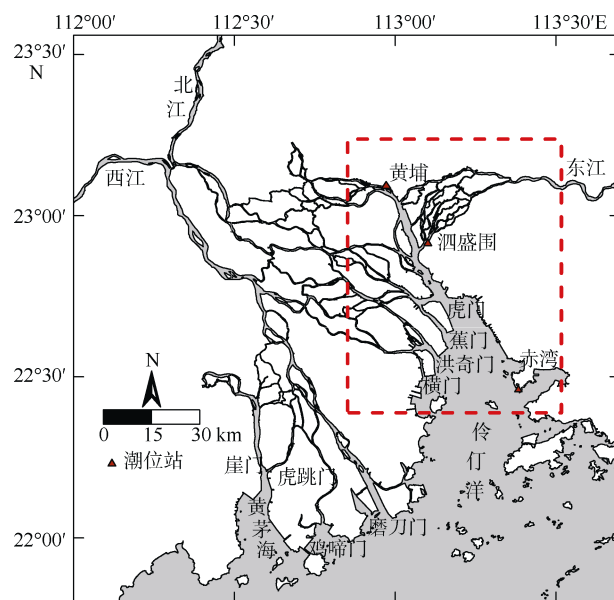


图 1 珠江“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”区域图以及赤湾、泗盛围与黄埔潮位站点位置

该图基于国家测绘地理信息局标准地图服务网站下载的审图号为 GS(2019)4342 号的标准地图制作, 底图无修改。红色虚线框为本文研究区

Fig. 1 Map of Lingdingyang Bay-Humen outlet-tidal channel of the Pearl River, showing the locations of Chiwan, Sishengwei and Huangpu tidal gauging stations

1.2 数据收集

本文收集了 1990—2016 年珠江河口赤湾、泗盛围和黄埔 3 个潮位站的逐日高、低潮位资料, 数据来源于珠江水文年鉴《珠江流域水文资料》, 原始

潮位数据的高程基面为冻结基面, 本文均统一校正至珠江基面。表 1 为赤湾站、泗盛围站及黄埔站的潮位统计量。由表 1 可知, 赤湾的多年平均潮位为 -0.19m , 泗盛围和黄埔的多年平均潮位基本一致,

为 -0.02m 。赤湾的潮位标准差为 0.80m , 小于泗盛围和黄埔的潮位标准差(分别为 0.91m 和 0.92m), 表明赤湾的潮位变化较泗盛围和黄埔稳定, 而泗盛围和黄埔的潮位标准差基本相等, 稳定性相似。

表 1 1990—2016 年潮位(相对珠江基面)统计量

Tab. 1 Statistics of tidal level data (relative to the Pearl River datum) during 1990-2016

站点名称	简称	潮位/m			
		平均值	标准差	最大值	最小值
赤湾	CW	-0.19	0.80	2.32	-2.04
泗盛围	SSW	-0.02	0.91	2.64	-1.81
黄埔	HP	-0.02	0.92	2.70	-1.83

2 研究方法

2.1 分潮振幅梯度和传播速度计算方法

基于赤湾、泗盛围及黄埔 3 个站点的逐日高、低潮位数据, 采用三角方法(Trigonometric interpolation method)插值为逐时潮位数据。采用 MATLAB 软件中的 T_TIDE 工具箱(Pawlowicz et al, 2002)进行潮汐调和得到各主要天文分潮(M_2 、 K_1 、 O_1 和 S_2)的振幅和相位, 并在此基础上计算各主要天文分潮的振幅梯度和传播速度, 分析潮波传播特征参数(振幅梯度和传播速度)在伶仃洋河口湾(赤湾—泗盛围)、潮汐通道(泗盛围—黄埔)和总程(赤湾—泗盛围—黄埔)的年际变化, 探究近 30 年来该地貌结构的潮波传播时空变化特性。

潮波振幅梯度(振幅增大/衰减率) δ 的计算公式(Wang et al, 2020)为:

$$\delta = \frac{1}{(\eta_1 + \eta_2)/2} \cdot \frac{(\eta_2 - \eta_1)}{\Delta x} \quad (1)$$

式中: Δx 表示伶仃洋河口湾统计站点间的距离, η_1 和 η_2 分别为河口由口外向内传播所对应两个潮位站同一分潮的潮波振幅。若 $\delta > 0$ (即 $\eta_2 - \eta_1 > 0$), 潮波振幅增加, δ 为潮波振幅增大率; 若 $\delta < 0$ (即 < 0), 潮波振幅减小, δ 为潮波振幅衰减率。

各主要分潮的潮波传播速度 c 的计算公式(Wang et al, 2020)为:

$$c = \frac{\Delta x}{|\varphi_2 - \varphi_1| \cdot T/360} \quad (2)$$

式中: φ_1 和 φ_2 分别表示由口外向内对应两潮位站同一分潮的相位(单位: $^\circ$), T 为不同分潮的周期。

2.2 潮波传播特征参数的趋势性和突变性检验方法

本文采用 Mann-Kendall(MK)方法(Kendall, 1970)检验河口不同区段(河口湾段、潮汐通道段)及

其构成的有机整体(总程)的潮波传播特征参数变化趋势和突变年份。MK 方法作为一种非参数统计方法, 其优点在于原始数据无需假设为特定分布类型, 同时具有较高的准确度(Serrano et al, 1999), 因此该方法在水文时间序列趋势分析中得到了广泛应用(Cai et al, 2019; Wang et al, 2020)。

趋势性检验时, 取显著性水平为 0.01, 计算 Z 统计值(Kendall, 1970)的最小显著性水平 p 值, 当 $p < 0.01$ 时, 认为系列数据变化显著, 反之, 则认为变化不显著。突变性检验时, 计算统计量 UF (Kendall, 1970), $UF > 0$ 表示时间序列呈上升趋势, $UF < 0$ 则表示时间序列呈下降趋势, 当 UF 超过临界直线时, 表明上升或下降趋势显著。将同样的方法应用到反时间系列中, 得到另一条曲线 UB 。如果 UF 和 UB 两条曲线出现交点, 该交点则为突变点。

3 结果分析

3.1 分潮潮波振幅和相位变化

分潮调和常数反映了海洋潮汐对相应分潮频率外力的响应情况, 这种响应决定于海洋本身的动力学性质。由于海洋地形环境的变化十分缓慢, 一般海区的调和常数具有一定的稳定性, 而对于河口, 其快速的地形变化对潮汐调和常数具有较大的影响。近 30 年来, 珠江“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”的地形地貌发生了显著变化, 分潮调和常数亦有明显变化。图 2、表 2 和表 3 分别为研究区赤湾站、泗盛围站和黄埔站各分潮调和常数随时间的变化图、调和常数统计量及其 MK 趋势检验结果。

由图 2 和表 2 可见, 天文分潮随时间变化较小(所有潮位站 4 个分潮中振幅极差的最大值为 0.12m , 相位极差的最大值为 20°), 但也有趋势性变化, 不

同站点的调和常数变化存在一定差异。半日分潮(M_2 和 S_2)从口门外向内比重增加, 其中 M_2 分潮振幅在赤湾、泗盛围、黄埔的平均值分别为0.57m、0.69m、0.71m, 其他分潮振幅平均值基本不变; 相位从口门外向内均增加。表3显示赤湾站的调和常数年变化不显著; 泗盛围站各分潮振幅呈上升趋势, 相位则

呈下降趋势, 调和常数年变化均显著, 其中 M_2 分潮振幅每年增大约0.21m, 相位每年下降约 0.64° ; 黄埔站的半日分潮调和常数年变化显著, 全日分潮(K_1 和 O_1)振幅年变化不明显, 相位年变化显著。上述结果表明近30年来赤湾站的潮汐动力较泗盛围站和黄埔站稳定。

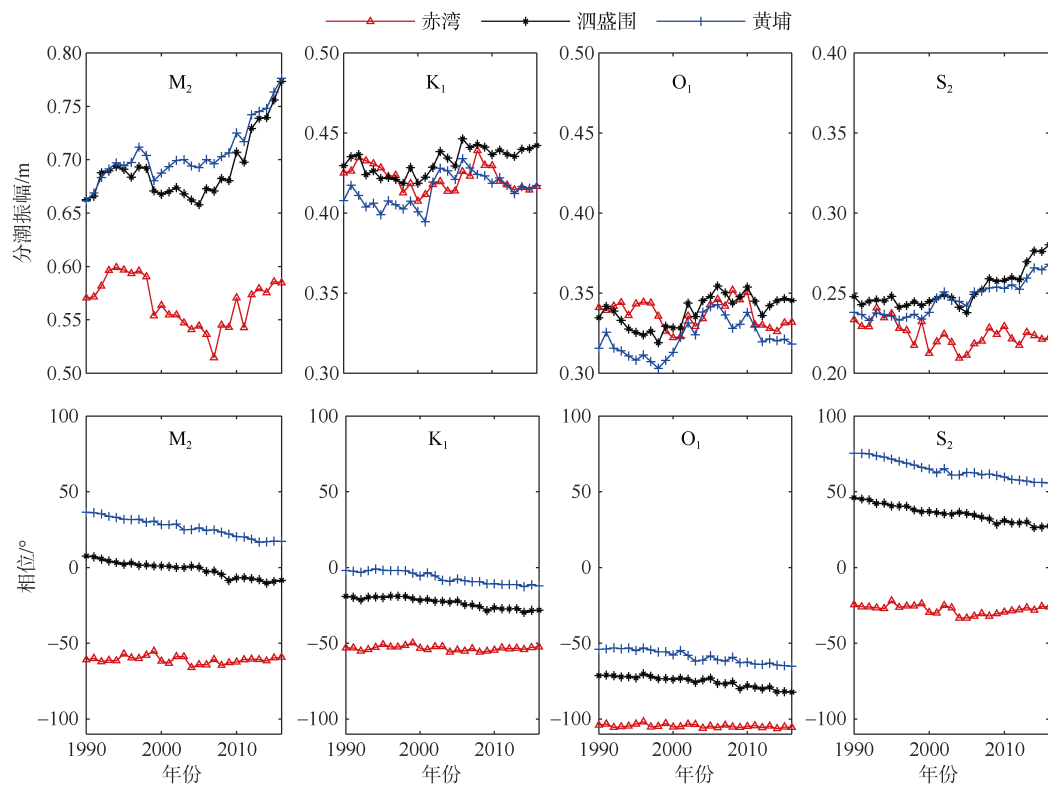


图2 赤湾站、泗盛围站和黄埔站主要天文分潮(M_2 、 S_2 、 K_1 和 O_1)的振幅和相位变化图
Fig. 2 Temporal variation in amplitude and phase for the main tidal constituents (M_2 , S_2 , K_1 , O_1) in CW, SSW and HP gauge stations

表2 1990—2016年不同站点的分潮振幅和相位统计量
Tab. 2 Statistics of tidal amplitude and phase during 1990-2016

调和常数	分潮	赤湾					泗盛围					黄埔				
		平均值	标准差	最大值	最小值	极差	平均值	标准差	最大值	最小值	极差	平均值	标准差	最大值	最小值	极差
振幅/m	M_2	0.57	0.02	0.60	0.52	0.08	0.69	0.03	0.77	0.66	0.11	0.71	0.03	0.78	0.66	0.12
	K_1	0.42	0.01	0.44	0.41	0.03	0.43	0.01	0.45	0.42	0.03	0.41	0.01	0.43	0.39	0.04
	O_1	0.34	0.01	0.35	0.32	0.03	0.34	0.01	0.35	0.32	0.03	0.32	0.01	0.34	0.30	0.04
	S_2	0.22	0.01	0.24	0.21	0.03	0.25	0.01	0.28	0.24	0.04	0.25	0.01	0.27	0.23	0.04
相位/ $^\circ$	M_2	-61	2	-55	-66	11	-1	5	8	-10	18	26	6	36	17	19
	K_1	-53	1	-50	-56	6	-23	4	-19	-30	11	-7	4	-1	-13	12
	O_1	-105	1	-102	-106	4	-75	4	-70	-82	12	-59	4	-53	-65	12
	S_2	-28	3	-22	-33	11	36	6	46	26	20	65	6	75	56	19

表 3 不同站点主要分潮振幅及相位的 MK 趋势检验结果

Tab. 3 MK trend test results of tidal amplitude and phase for the main tidal constituents at different gauge stations

潮位站	分潮	振幅			相位		
		年变化量/cm	Z 值	p 值	年变化量/°	Z 值	p 值
赤湾	M ₂	-0.10	-1.67	0.09	-0.04	-0.42	0.68
	K ₁	-0.04	-1.79	0.07	-0.03	-0.88	0.38
	O ₁	-0.03	-0.92	0.36	-0.05	-2.25	0.02
	S ₂	-0.04	-2.21	0.03	-0.10	-1.50	0.13
泗盛围	M ₂	0.21	2.67	<0.01	-0.64	-6.59	<0.01
	K ₁	0.07	3.17	<0.01	-0.44	-5.71	<0.01
	O ₁	0.08	3.04	<0.01	-0.42	-5.96	<0.01
	S ₂	0.11	4.25	<0.01	-0.72	-6.63	<0.01
黄埔	M ₂	0.28	5.09	<0.01	-0.78	-6.67	<0.01
	K ₁	0.05	1.58	0.11	-0.48	-6.21	<0.01
	O ₁	0.05	1.67	0.09	-0.51	-6.00	<0.01
	S ₂	0.12	5.38	<0.01	-0.79	-6.71	<0.01

注: 加粗字体表示变化显著, 显著性水平为 0.01

3.2 分潮振幅梯度和传播速度的年变化

潮波传播特征是潮汐动力与地形耦合的结果, 为探讨“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”的潮波传播特征, 基于分潮调和常数, 据式(1)和式(2)分别计算分潮的振幅梯度和传播速度, 并对不同区段分潮振幅梯度和传播速度的年变化趋势进行分析。统计结

果表明(图 3、表 4), 相比潮汐通道, 总程的潮波特征参数逐年变化与伶仃洋河口湾的变化趋势较相近。M₂分潮振幅梯度 δ 值在总程及伶仃洋河口湾每年各增大约 $6.83 \times 10^{-8} \text{m}^{-1}$ 和 $8.46 \times 10^{-8} \text{m}^{-1}$, 传播速度 c 值则每年各增加约 $0.07 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.09 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 表明这两个区段的潮波振幅梯度 δ 值和传播速度 c 值均变

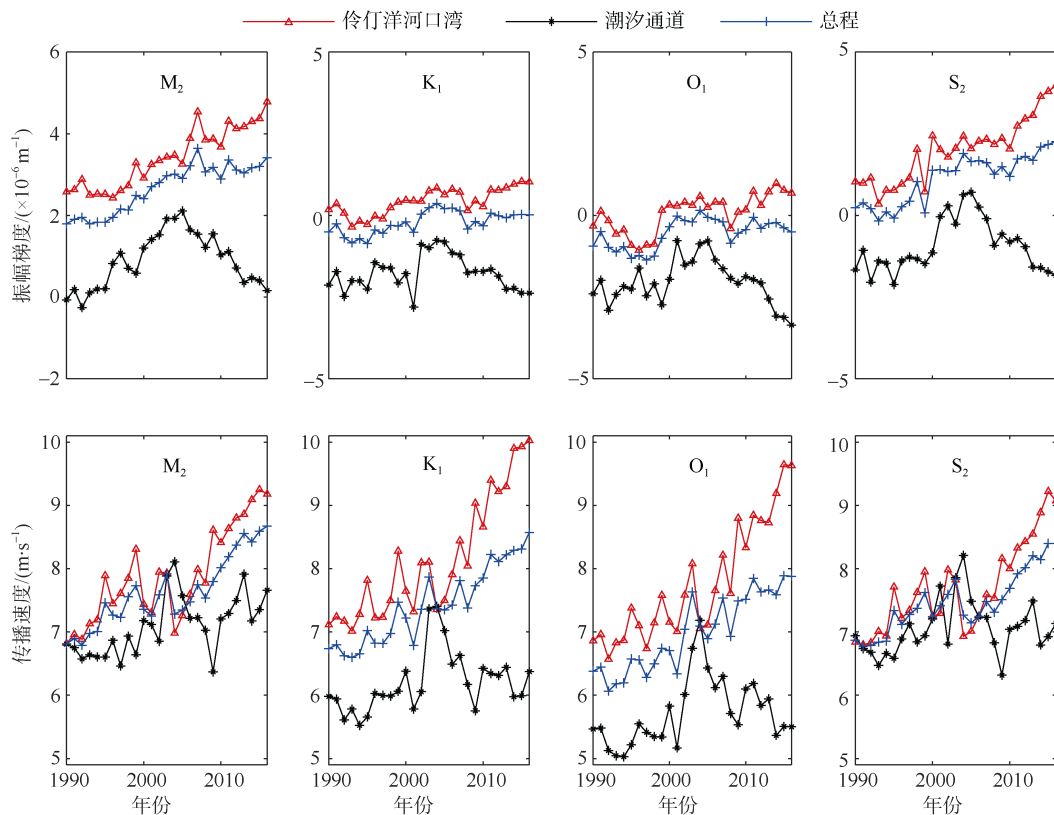


图 3 不同区段主要分潮的振幅梯度和传播速度变化图

Fig. 3 Variation of tidal amplitude gradient and wave celerity at different sections

表 4 不同区段主要分潮振幅梯度和传播速度的 MK 趋势检验结果

Tab. 4 MK trend test results of tidal amplitude gradient and wave celerity for the main tidal constituents at different sections

区段	分潮	振幅梯度			传播速度		
		年变化量/($\times 10^{-8} \text{m}^{-1}$)	Z 值	p 值	年变化量/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	Z 值	p 值
伶仃洋河口湾	M ₂	8.46	5.59	<0.01	0.09	5.09	<0.01
	K ₁	3.94	4.59	<0.01	0.11	5.59	<0.01
	O ₁	4.57	3.88	<0.01	0.10	5.46	<0.01
	S ₂	11.6	5.21	<0.01	0.08	4.92	<0.01
潮汐通道	M ₂	2.92	1.63	0.10	0.03	3.46	<0.01
	K ₁	-0.61	-0.38	0.71	0.02	2.29	0.02
	O ₁	-0.81	-0.38	0.71	0.02	2.04	0.04
	S ₂	2.10	0.63	0.53	0.02	1.63	0.10
总程	M ₂	6.83	5.55	<0.01	0.07	5.71	<0.01
	K ₁	2.90	3.04	<0.01	0.07	5.71	<0.01
	O ₁	2.89	2.08	0.04	0.07	5.50	<0.01
	S ₂	8.28	4.96	<0.01	0.06	5.13	<0.01

注: 加粗字体表示变化显著, 显著性水平为 0.01

化显著。然而在潮汐通道, 除 M₂ 分潮传播速度变化显著(每年增加约 $0.03 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)外, 其他分潮的振幅梯度和传播速度均变化不显著。这反映了不同区段分潮的振幅梯度和传播速度年变化存在异同点。

其中, 全日分潮和半日分潮振幅梯度和传播速度的年均变化量存在差异。在伶仃洋河口湾, K₁、O₁ 分潮的传播速度年均变化量(约为 $0.1 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)比 M₂、S₂ 分潮(约为 $0.08 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)大; 从年变化的百分比来看, 全日分潮振幅梯度和传播速度(K₁ 和 O₁ 分潮的振幅梯度平均每年分别增加 9%和 18%, 传播速度每年均增加 1.4%)比半日分潮(M₂ 和 S₂ 分潮的振幅梯度平均每年分别增加 3%和 6%, 传播速度每年分别增加 1.1%和 1%)大, 表明伶仃洋河口湾区段的地形窄深化对全日分潮的影响大于半日分潮。这主要是由于全日分潮 K₁ 和 O₁ 的有效摩擦比半日分潮 M₂ 和 S₂ 的比重大(Cai et al, 2018), 地形窄深化使有效摩擦减小, 全日分潮 K₁、O₁ 的有效摩擦减小的比重也会较大, 相应的全日分潮传播速度增大就更为明显。此外, 各区段半日分潮振幅梯度 δ 值的年均变化量均比全日分潮大。全日分潮在潮汐通道的振幅呈衰减趋势($\delta < 0$), K₁ 和 O₁ 的年均变化量分别为 $-6.14 \times 10^{-9} \text{m}^{-1}$ 和 $-8.10 \times 10^{-9} \text{m}^{-1}$, 表明全日分潮在潮汐通道的振幅衰减效应增强; 而半日分潮的 δ 值年均变化量均为正值, 表明半日分潮在潮汐通道的振幅梯度呈现增加趋势, 振幅增大效应增强。

3.3 伶仃洋河口湾和潮汐通道潮波传播的差异性变化

为分析伶仃洋河口湾和潮汐通道潮波传播的差异性变化, 首先根据 2.2 节所述方法对总程潮波传播特征参数进行趋势分析及突变检验, 进而确定总程

潮波传播的突变年份。根据图 4 所示, 总程 M₂ 分潮的振幅梯度和传播速度的突变点分别为 2000 年(图 4b)和 2008 年(图 4d)。将数据分为突变前和突变后两个时段分别进行趋势分析(图 4a、4c), 得到在突变前潮波振幅梯度和传播速度的 Z 值分别为 2.65 和 3.43, 突变后这两个值分别为 2.48 和 3.09。除了振幅梯度突变后的 Z 值小于 2.58 外, 其余 3 个数值均大于 2.58, 表明总程潮波振幅梯度在 2000 年前、传播速度在 2008 年前及 2008 年后均呈现明显增大趋势。

将伶仃洋河口湾的潮波传播特征参数值减去潮汐通道相应的参数值, 所得之差作为这两个区段的潮波传播差异(图 5)。分别把 2005 年前和 2005 年后两区段潮波传播特征参数的差值取平均, 分析突变前和突变后两者间潮波传播特征参数的差异, 结果如表 5 所示。根据结果显示, 2005 年后 M₂、K₁、O₁ 和 S₂ 的 δ 差值分别是 2005 年前的 1.59 倍、1.31 倍、1.58 倍和 1.62 倍; 全日分潮 K₁ 和 O₁ 的 c 差值接近 2005 年前的 2 倍(K₁ 为 2.11 倍、O₁ 为 1.93 倍), 半日分潮 M₂ 和 S₂ 的 c 差值则达到 2005 年前的 3~6 倍(M₂ 为 3.18 倍、S₂ 为 5.93 倍)。这表明该河口潮波传播具有典型的时空变化特征, 表现为时间上存在突变点, 空间上存在河口湾与潮汐通道的差异, 且差异在逐年增大。

4 讨论

4.1 伶仃洋河口湾和潮汐通道潮波传播的异变

潮波传播特征参数的时空变化表明伶仃洋河口潮波传播具有典型的时空变化特性。由于伶仃洋河口湾和虎门内潮汐通道的进潮总量均显著大于下泄

径流量(邓俊杰 等, 2009), 因此径流对总程潮波传播的影响相对较小, 但对上游黄埔站的潮波传播特性仍有一定影响。潮波传播的变形受河口地形的影

响较为显著, 河口不同区段的地形变化(包括河宽辐射聚快慢及水深变化)差异对伶仃洋河口湾和潮汐通道的潮波传播具有不同的影响, 主要体现在其演变

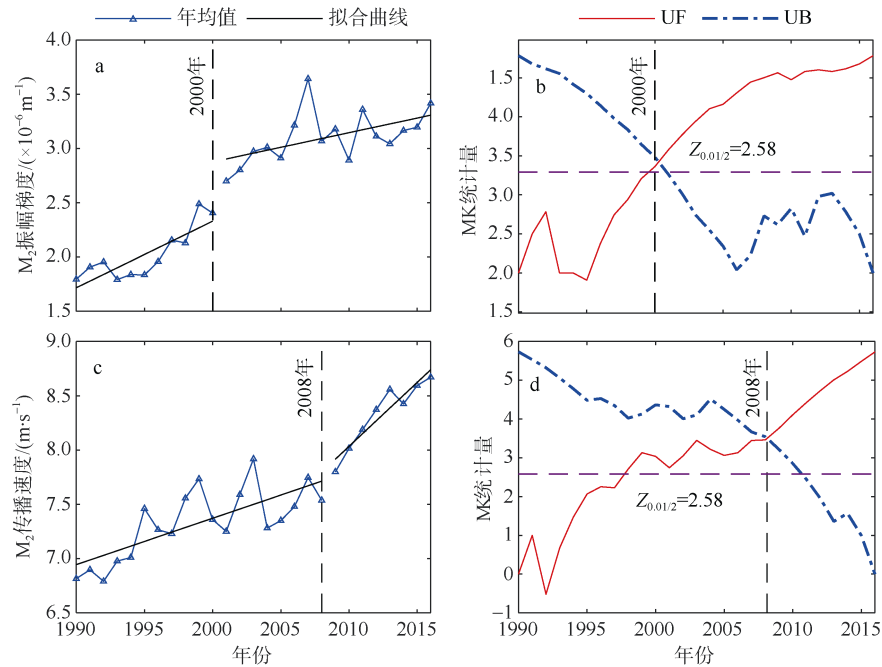


图 4 总程 M_2 分潮振幅梯度(a、b)及传播速度(c、d)的 MK 检验

a 和 c 为趋势分析; b 和 d 为突变检验。黑色虚线表示总程潮波传播特征值的突变年份; 图 b、d 中紫色虚线表示显著性水平为 0.01 时的 Z 值

Fig. 4 MK tests for tidal amplitude gradient (a, b) and wave celerity (c, d) of M_2 tide along the channel. The black dashed vertical line indicates the abrupt year for the tidal regime shift for the whole estuary

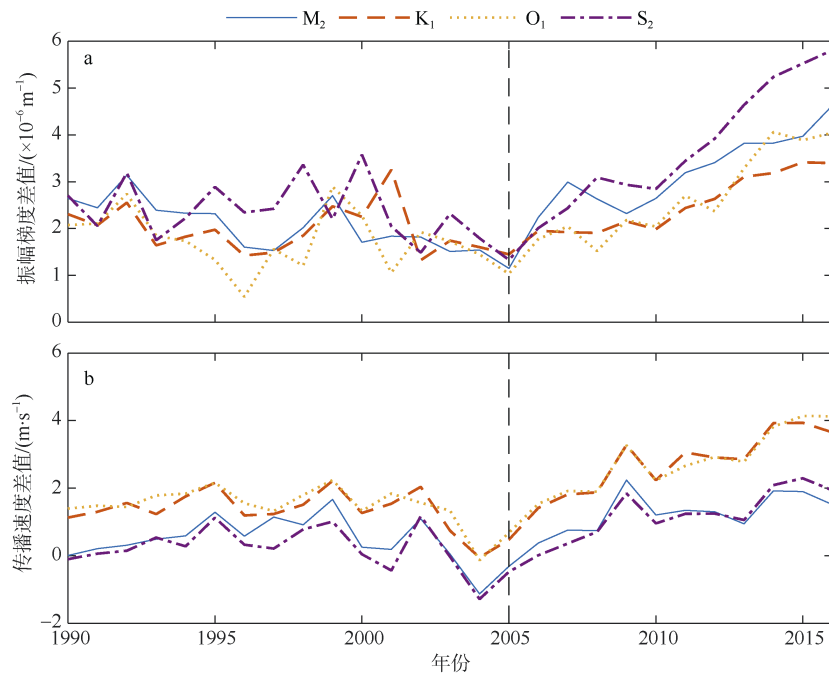


图 5 伶仃洋河口湾与潮汐通道潮波振幅梯度(a)和传播速度(b)的差值逐年变化

黑色虚线表示两区段间分潮振幅梯度(或传播速度)差值的突变年份(2005 年)

Fig. 5 Temporal difference of tidal amplitude gradient (a) and wave celerity (b) between two sections. The black dashed vertical line indicates the year of the abrupt difference in tidal amplitude gradient (or wave velocity) between the two sections

表 5 2005 年前、后不同区段间潮波振幅梯度和传播速度的平均差值

Tab. 5 Averaged difference of tidal amplitude gradient and wave celerity between two sections before and after 2005

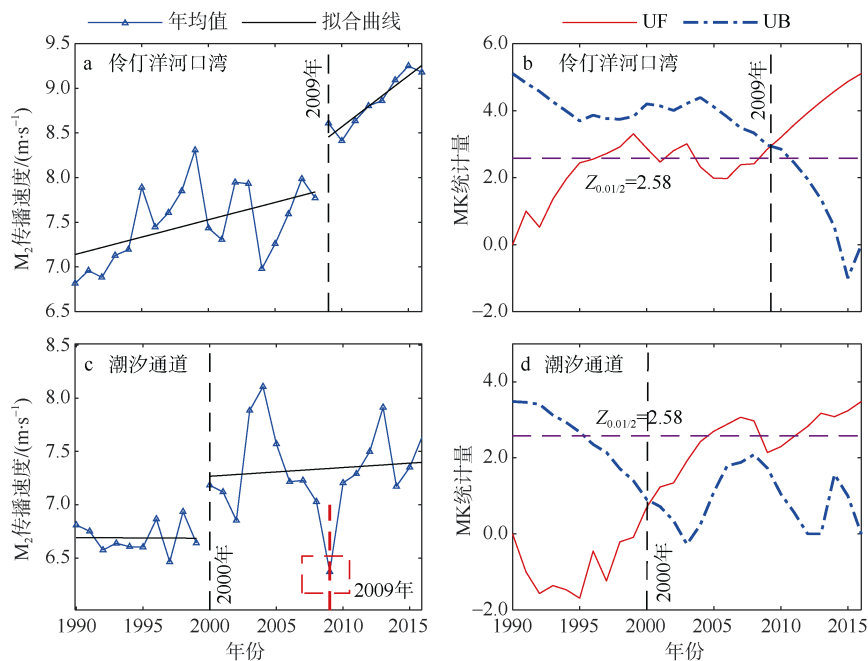
分潮	振幅梯度平均差值/($\times 10^{-6} \text{m}^{-1}$)		传播速度平均差值/($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	
	2005 年前	2005 年后	2005 年前	2005 年后
M_2	2.04	3.24	0.46	1.30
K_1	1.95	2.56	1.33	2.82
O_1	1.72	2.72	1.48	2.85
S_2	2.36	3.81	0.21	1.25

趋势及突变点。以 M_2 分潮及其传播速度为例, 图 6 显示两个区段的传播速度年际变化趋势及其 MK 突变性检验。根据 2.2 节所述方法对两区段的传播速度 c 进行趋势分析, 取显著性水平为 0.01。经计算, 河口湾和潮汐通道传播速度 c 数据系列的 Z 值分别为 5.09 和 3.46, Z 值均大于 2.58, 表明两区段的 M_2 分潮传播速度均呈现明显的增大趋势(图 6a、6c)。

M_2 分潮传播速度在两区段的突变点分别为 2009 年(图 6b)和 2000 年(图 6d)。2009 年, M_2 分潮传播速度在伶仃洋河口湾发生突变, 在潮汐通道却没有达到突变点, 但发生了异于相邻年份的情况。计算并分析两个区段的 M_2 分潮传播速度在突变前和突变后的 Z 值, 结果显示在伶仃洋河口湾突变前、后分别为 2.38 和 2.84, 突变后的 Z 值大于 2.58, 表

明伶仃洋河口湾 M_2 分潮的传播速度突变后呈现明显的增大趋势; 潮汐通道的 Z 值在突变前和突变后分别为 0 和 0.86, 均小于 2.58, 表明潮汐通道 M_2 分潮的传播速度在突变前、后均呈现不明显的增大趋势。相比突变前, 伶仃洋河口湾 M_2 、 K_1 、 O_1 和 S_2 分潮的传播速度平均值在突变后分别增加了 18%、24%、24%和 17%; 在潮汐通道, 突变后这 4 个分潮的传播速度平均值则分别增加了 10%、10%、13%和 6%(表 6)。两区段分潮传播速度的增大与研究时段内各区段的水深增加、纳潮容积增大及潮汐动力增强有关(Cai et al, 2018)。

为进一步对比河口湾与潮汐通道的地貌形态变化差异, 基于伶仃洋河口湾和虎门潮汐通道 1996 年与 2016 年的地形资料, 建立数字高程模型, 用于统计两个不同区段地形参数的变化(表 7)。由表 7 可知,

图 6 伶仃洋河口湾(a、b)和潮汐通道(c、d) M_2 分潮传播速度的 MK 检验

a 和 c 为趋势分析; b 和 d 为突变检验。黑色虚线表示相应的突变年份; 图 b 和 d 中的紫色虚线表示显著性水平为 0.01 是的 Z 值; 图 c 中红色虚线框表示潮汐通道的异变点, 红色粗虚线表示潮汐通道的异变年份

Fig. 6 MK tests for wave celerity of M_2 tide at Lingdingyang Bay (a, b) and tidal channel (c, d). The black dashed vertical line indicates the abrupt change year. The red dashed box indicates the Change-points of the tidal channel.

表 6 不同区段潮波振幅梯度和传播速度突变前、后的变化

Tab. 6 Alterations in tidal amplitude gradient and wave celerity at different sections before and after the abrupt change year

区段	分潮	特征值	平均值		标准差		最大值		最小值	
			突变前	突变后	突变前	突变后	突变前	突变后	突变前	突变后
伶仃洋河口湾	M ₂	$\delta/(\times 10^{-6} \text{m}^{-1})$	3.09	4.20	0.58	0.33	4.54	4.79	2.43	3.68
		$c/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	7.49	8.86	0.43	0.30	8.31	9.25	6.82	8.41
	K ₁	$\delta/(\times 10^{-6} \text{m}^{-1})$	0.29	0.77	0.37	0.28	0.84	1.04	-0.35	0.27
		$c/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	7.59	9.43	0.44	0.48	8.44	10.03	7.01	8.66
	O ₁	$\delta/(\times 10^{-6} \text{m}^{-1})$	-0.13	0.56	0.54	0.32	0.58	0.98	-1.06	0.10
		$c/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	7.24	8.99	0.45	0.46	8.21	9.64	6.57	8.33
	S ₂	$\delta/(\times 10^{-6} \text{m}^{-1})$	1.55	3.07	0.69	0.69	2.44	3.98	0.35	2.04
		$c/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	7.31	8.58	0.39	0.44	7.98	9.22	6.80	8.00
	M ₂	$\delta/(\times 10^{-6} \text{m}^{-1})$	0.36	1.19	0.42	0.60	1.08	2.11	-0.26	0.16
		$c/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	6.69	7.33	0.15	0.42	6.93	8.11	6.46	6.37
潮汐通道	K ₁	$\delta/(\times 10^{-6} \text{m}^{-1})$	-1.93	-1.67	0.33	0.62	-1.44	-0.76	-2.48	-2.81
		$c/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	5.86	6.41	0.20	0.48	6.06	7.41	5.52	5.76
	O ₁	$\delta/(\times 10^{-6} \text{m}^{-1})$	-2.30	-1.90	0.37	0.78	-1.60	-0.77	-2.90	-3.35
		$c/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	5.30	5.97	0.19	0.51	5.55	7.19	5.03	5.17
	S ₂	$\delta/(\times 10^{-6} \text{m}^{-1})$	-1.52	-0.61	0.33	0.82	-1.07	0.71	-2.12	-1.83
		$c/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	6.79	7.21	0.20	0.45	7.13	8.21	6.47	6.32

表 7 伶仃洋河口湾和潮汐通道地形参数变化

Tab. 7 Topographic variation of Lingdingyang Bay and tidal channel

区段	年份	容积/ $(\times 10^6 \text{m}^3)$	表面积/ $(\times 10^6 \text{m}^2)$	平均水深/m	最大水深/m	宽深比
伶仃洋河口湾	1996	5434.22	1077.75	5.04	24.19	23.52
	2016	6100.34	966.82	6.31	24.57	18.71
潮汐通道	1996	1912.85	179.61	10.65	24.35	5.34
	2016	1888.34	174.50	10.82	25.91	5.22

1996 年至 2016 年伶仃洋河口湾因水体容积增大而表面积减少; 平均水深由 5.04m 增大至 6.31m, 且水深最大增大幅度约为 0.48m, 而宽深比(定义为 $\sqrt{b}/h$, 其中 b 为断面宽度)则由 23.52 减少至 18.71。与伶仃洋河口湾不同, 1996 年和 2016 年对比, 虎门潮汐通道的容积、表面积以及宽深比均减少, 且变化幅度较小。此外, 虎门潮汐通道的平均水深由 10.65m 增大至 10.82m, 而水深最大增大幅度约为 1.56m, 约为河口湾变化幅度的 3 倍。

总体来看, 潮波在“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”地貌结构中的传播, 因不同区段的地形特征不同, 其演变存在明显的时空差异性。就突变前、后分潮潮波传播速度增大比例来看, 伶仃洋河口湾大于潮汐通道, 这是因为河口湾趋于窄深化, 水深增幅较大, 特别是深槽水深的增幅更大; 而从突变后分潮潮波传播速度标准差来看, 潮汐通道大于伶仃洋河口湾, 表明潮波在潮汐通道的波动性较大。这

与潮波在传播过程中的地形特征有关, 即受河道辐聚和河道摩擦的非线性作用, 潮波发生变形。相比伶仃洋河口湾, 这种影响在潮汐通道更为显著, 潮汐通道的潮波传播还受河网分汊的影响。

4.2 伶仃洋河口湾和潮汐通道传播速度与振幅梯度关系演变

河口地形变化对潮波传播时空演变的影响还可通过其传播速度与振幅梯度之间关系的演变来定量研究。根据 Savenije 等(2005)提出的河口潮波传播速度计算公式(Savenije et al, 2005), 可得传播速度的平方与振幅梯度的关系式:

$$c^2 = \alpha \delta^2 + \beta \delta + \gamma \quad (3)$$

式中: α 、 β 和 γ 均为待定回归系数。

图 7 为伶仃洋河口湾和潮汐通道 M₂ 分潮的 c^2 与 δ 关系在突变前后的变化。结果表明, 河口湾与潮汐通道存在两种不同的模式, 在伶仃洋河口湾 M₂ 分潮的 c^2 随 δ 单调递增(图 7a), 而在潮汐通道则存

在 δ 临界值和单调区间(图 7b)。潮波突变后, 两个区段中 c^2 与 δ 的关系均发生明显变化。在伶仃洋河口湾, 潮波突变后, c^2 与 δ 均明显增大, 且随 δ 的增大, c^2 速率增加亦有所加快。对于潮汐通道, 潮波突变前, M_2 分潮 δ 值的临界值为 $0.29 \times 10^{-6} \text{m}^{-1}$, 此时 c^2 取得最大值 $44.48 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, 即 c 取得最大值 $6.67 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; 当其 δ 值小于这个临界值时, c^2 随 δ 单调递增, 大于这个临界值时则单调递减。潮波突变后, 潮汐通道中 M_2 分潮 δ 值的临界值为 $1.19 \times 10^{-6} \text{m}^{-1}$, 此时 c^2 取得最小值 $51.53 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, 即 c 取得最小值 $7.16 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这种振幅梯度与传播速度关系的演变主要受河道地形异变控制。伶仃洋河口湾水域面积在

1998 年至 2016 年间减小了约 5%, 其中 0~5m 水深变化较小, 水深在 5~10m 之间的水域面积减小了约 11%, 2016 年 10m 以上的水域面积是 1998 年的 2.78 倍。这表明强烈的人类活动驱动下, 河口湾的纳潮容积大幅增加, 增大了约 23%, 从而导致潮汐动力增强, 潮波传播速度和振幅梯度明显增加 (Zhang et al, 2015)。虎门潮汐通道的潮波振幅、传播速度与潮汐通道的河宽辐聚或辐散、水深变化及河网分汊三要素有关, 是三要素协同作用的结果, 使潮波传播速度与振幅的关系变化存在阈值或临界值, 但其具体的影响过程和机制仍有待深入研究。

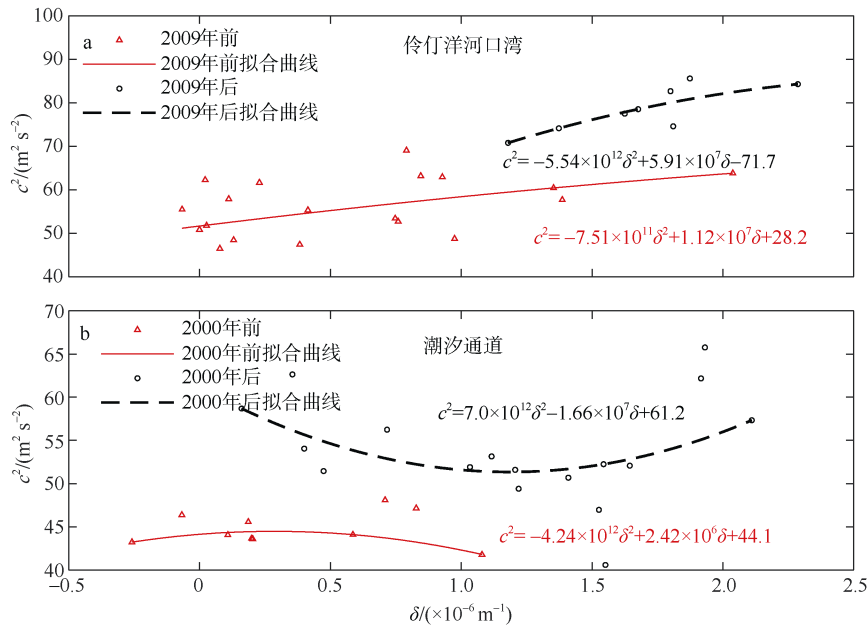


图 7 M_2 分潮传播速度的平方 c^2 与振幅梯度 δ 的拟合关系及其变化

Fig. 7 Evolution of the relationship between the square of wave celerity c^2 and tidal amplitude gradient δ for the M_2 tide

5 结论

本文基于珠江“伶仃洋河口湾-虎门-潮汐通道”沿程赤湾、泗盛围和黄埔 3 个潮位站 1990—2016 年的逐日高、低潮位数据分析, 采用三角方法插值得到逐时潮位序列。基于经典调和分析方法 T_{TIDE} 分解出主要天文分潮的调和常数, 对伶仃洋河口湾、潮汐通道和总程各主要天文分潮的振幅梯度和传播速度进行了统计分析, 结合地形特征, 探讨了不同区段主要分潮传播特性的时空演变, 以及不同区段因地形特征不同而引起地貌动力差异, 获得如下主要结论:

1) 全日分潮振幅梯度和传播速度的年变化率均比半日分潮大。 K_1 和 O_1 分潮的振幅梯度平均每年分别增加 9% 和 18%, 而 M_2 和 S_2 分潮平均每年分

别增加 3% 和 6%; K_1 和 O_1 分潮的传播速度每年均增加 1.4%, 而 M_2 和 S_2 分潮每年均增加 1%。

2) 伶仃洋河口湾段和潮汐通道段的潮波传播特性差异增大。伶仃洋河口湾段和潮汐通道段的潮波传播特征参数的差值在 2005 年后明显增大, 表明突变后两区段的潮波传播特性差异逐年增大, 其中 2005 年后不同分潮的振幅梯度约是 2005 年前的 1.3~1.6 倍, 传播速度则约是之前的 2~6 倍。

3) 在强烈人类活动引起的地形异变条件下, 伶仃洋河口湾和潮汐通道的 M_2 分潮传播速度发生突变, 其突变年份分别为 2009 年和 2000 年。突变后, 各分潮传播速度均增大, 其中伶仃洋河口湾 M_2 、 K_1 、 O_1 、 S_2 分潮的传播速度平均值在突变后依次增加了 18%、24%、24%、17%, 潮汐通道 M_2 、

K_1 、 O_1 、 S_2 分潮的传播速度平均值在突变后依次增加了 10%、10%、13%、6%。

4) 传播速度与振幅梯度的关系分析表明, 伶仃洋河口湾和潮汐通道的 c^2 - δ 关系存在差异, 河口湾 M_2 分潮的 c^2 随 δ 单调递增, 潮汐通道则因河宽辐

散、水深变化及河网分汊等复杂因子间的耦合影响而使 δ 存在临界值和单调区间, 但对于其具体的物理过程及机制还有待进一步研究。潮波突变后, 受河道窄深化影响, 两个区段的 c^2 - δ 关系均发生明显变化。

参考文献 References

- 邓俊杰, 包芸, 2009. 近十年伶仃洋地形变化及虎门潮汐潮流特征对比分析[C]//中国力学学会学术大会'2009 论文摘要集. 郑州: 中国力学学会 (in Chinese).
- 丁芮, 陈学恩, 曲念东, 2016. 珠江口及邻近海域潮汐环流数值模拟——河口水交换和物质输运分析[J]. 中国海洋大学学报, 46(7): 1–10. DING RUI, CHEN XUEEN, QU NIANDONG, 2016. Three-dimensional high-resolution numerical study of the tide and circulation in the Pearl River Estuary and its adjacent waters part I: estuarine mass transport and water exchange[J]. Periodical of Ocean University of China, 46(7): 1–10 (in Chinese with English abstract).
- 龚文平, 刘欢, 任杰, 等, 2012. 黄茅海河口潮波的传播特征与机理研究[J]. 海洋学报, 34(3): 41–54. GONG WENPING, LIU HUAN, REN JIE, et al, 2012. The study of tidal propagation the in Huangmaohai Estuary and its underlying mechanisms[J]. Acta Oceanologica Sinica, 34(3): 41–54 (in Chinese with English abstract).
- 胡德礼, 杨清书, 吴超羽, 等, 2010. 珠江网河水沙分配变化及其对伶仃洋水沙场的影响[J]. 水科学进展, 21(1): 69–76. HU DELI, YANG QINGSHU, WU CHAOYU, et al, 2010. Changing water and sediment dynamics in the Pearl River network and consequences on water and sediment regimes in the Lingdingyang estuary[J]. Advances In Water Science, 21(1): 69–76 (in Chinese with English abstract).
- 胡德礼, 吴超羽, 贾良文, 2011. 珠江河口对外海潮波响应的固有频率研究——采用系统控制论方法[J]. 海洋学报, 33(4): 29–37. HU DELI, WU CHAOYU, JIA LIANGWEN, 2011. The nature frequency response to the tidal propagation in the Zhujiang River Estuary: a system and cybernetics approach[J]. Acta Oceanologica Sinica, 33(4): 29–37 (in Chinese with English abstract).
- 贾良文, 罗章仁, 杨清书, 等, 2006. 大量采沙对东江下游及东江三角洲河床地形和潮汐动力的影响[J]. 地理学报, 61(9): 985–994. JIA LIANGWEN, LUO ZHANGREN, YANG QINGSHU, et al, 2006. Impacts of huge amount of sand dredging on riverbed morphology and tidal dynamics of the lower sections of the Dongjiang River and the Dongjiang River Delta[J]. Acta Geographica Sinica, 61(9): 985–994 (in Chinese with English abstract).
- 李春初, 2004. 中国南方河口过程与演变规律[M]. 北京: 科学出版社 (in chinese).
- 李静, 2006. 珠江三角洲网河近 20 年河床演变特征分析[J]. 水利水电科技进展, 26(3): 15–17, 20. LI JING, 2006. Characteristic analysis of fluvial process of river network in Pearl River Delta for recent 2 decades[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources, 26(3): 15–17, 20 (in Chinese with English abstract).
- 李孟国, 韩志远, 李文丹, 等, 2019. 伶仃洋滩槽演变与水沙环境研究进展[J]. 海洋湖沼通报, (5): 20–33. LI MENG GUO, HAN ZHIYUAN, LI WENDAN, et al, 2019. A review on the seabed evolution and hydrodynamic sediment environment in Lingdingyang Bay of the Pearl River estuary[J]. Transactions of Oceanology and Limnology, (5): 20–33 (in Chinese with English abstract).
- 林祖亨, 梁舜华, 1996. 珠江口水域的潮流分析[J]. 海洋通报, 15(2): 11–12. LIN ZU HENG, LIANG SHUNHUA, 1996. A study on the tidal currents in the waters of the Pearl River mouth[J]. Marine Science Bulletin, 15(2): 11–12 (in Chinese with English abstract).
- 刘欢, 吴超羽, 包芸, 2011. 珠江河口的能量传播和能量耗散[J]. 热带海洋学报, 30(3): 16–23. LIU HUAN, WU CHAOYU, BAO YUN, 2011. Energy flux and dissipation in the Pearl River estuary[J]. Journal of Tropical Oceanography, 30(3): 16–23 (in Chinese with English abstract).
- 刘伟峰, 孙英兰, 陈时俊, 等, 2008. 胶南东部近岸海域实测海流分析及潮流场数值模拟[J]. 海洋科学, 32(8): 9–12. LIU WEIFENG, SUN YINGLAN, CHEN SHIJUN, et al, 2008. Analysis of observed tidal current and numerical model of tidal current in the offshore area of eastern Jiaonan[J]. Marine Sciences, 32(8): 9–12 (in Chinese with English abstract).
- 欧素英, 杨清书, 2004. 珠江三角洲网河区径流潮流相互作用分析[J]. 海洋学报, 26(1): 125–131. OU SUYING, YANG QINGSHU, 2004. Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide in river network of the Zhujiang Delta[J]. Acta Oceanologica Sinica, 26(1): 125–131 (in Chinese with English abstract).
- 欧素英, 田枫, 郭晓娟, 等, 2016. 珠江三角洲径潮相互作用下潮能的传播和衰减[J]. 海洋学报, 38(12): 1–10. OU SUYING, TIAN FENG, GUO XIAOJUAN, et al, 2016. Propagation and damping of tidal energy in the Pearl River Delta[J]. Haiyang Xuebao, 38(12): 1–10 (in Chinese with English abstract).
- 申其国, 谢凌峰, 王亚妮, 2017. 近年珠江三角洲潮流特征变化分析[J]. 人民珠江, 38(7): 13–17. SHEN QIGUO, XIE LINGFENG, WANG YANI, 2017. Change analysis of tidal current characteristics in the Pearl River Delta in recent years[J]. Pearl River, 38(7): 13–17 (in Chinese with English abstract).
- 王世俊, 2019. 伶仃洋水沙变化及对铜鼓航道回淤的影响研究

- [J]. 人民珠江, 40(4): 1–7. WANG SHIJUN, 2019. Study on the variation of runoff and sediment in the Lingding and its influence on the Back Silting of the Tonggu Channel[J]. Pearl River, 40(4): 1–7 (in Chinese with English abstract).
- 姚海元, 扬懿, 查雅平, 等, 2018. 深中通道隧道埋深和口门宽度论证[J]. 公路, 63(12): 330–334. YAO HAIYUAN, YANG YI, ZHA YAPING, et al, 2018. Demonstration on the buried depth of tunnel and the width of entrance in Shenzhen-Zhongshan Crossing Project[J]. Highway, 63(12): 330–334 (in Chinese with English abstract).
- 张蔚, 严以新, 诸裕良, 等, 2008. 人工采沙及航道整治对珠江三角洲水流动力条件的影响[J]. 水利学报, 39(9): 1098–1104. ZHANG WEI, YAN YIXIN, ZHU YULIANG, et al, 2008. Impact of sand excavation and waterway regulation on hydrodynamics of Pearl River networks[J]. Shuili Xuebao, 39(9): 1098–1104 (in Chinese with English abstract).
- 张蔚, 严以新, 郑金海, 等, 2010. 珠江三角洲年际潮差长期变化趋势[J]. 水科学进展, 21(1): 77–83. ZHANG WEI, YAN YIXIN, ZHENG JINHAI, et al, 2010. Interannual tidal range trend in Pearl River Delta[J]. Advances in Water Science, 21(1): 77–83 (in Chinese with English abstract).
- CAI HUAYANG, SAVENIJE H H G, JIANG CHENJUAN, et al, 2016. Analytical approach for determining the mean water level profile in an estuary with substantial fresh water discharge[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 20(3): 1177–1195.
- CAI HUAYANG, SAVENIJE H H G, YANG QINGSHU, et al, 2012. Influence of river discharge and dredging on tidal wave propagation: modaoen estuary case[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 138(10): 885–896.
- CAI HUAYANG, TOFFOLON M, SAVENIJE H H G, et al, 2018. Frictional interactions between tidal constituents in tide-dominated estuaries[J]. Ocean Science, 14(4): 769–782.
- CAI HUAYANG, YANG HAO, LIU JUNYONG, et al, 2019. Quantifying the impacts of human interventions on relative mean sea level change in the Pearl River Delta, China[J]. Ocean & Coastal Management, 173: 52–64.
- CAO YU, ZHANG WEI, ZHU YULIANG, et al, 2020. Impact of trends in river discharge and ocean tides on water level dynamics in the Pearl River Delta[J]. Coastal Engineering, 157: 103634.
- CHEN JUAN, ZHANG WEI, 2020. Impacts of tidal species on water level variations in Pearl River Delta channel networks[J]. Regional Studies in Marine Science, 35: 101110.
- DENG JUNJIE, YAO QIANGSHENG, WU JIAXUE, 2020. Estuarine morphology and depositional processes in front of lateral river-dominated outlets in a tide-dominated estuary: a case study of the Lingding Bay, South China Sea[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 196: 104382.
- KENDALL M G, 1970. Rank correlation methods[M]. London: Griffin.
- LIU FENG, HU SHUAI, GUO XIAOJUAN, et al, 2018. Recent changes in the sediment regime of the Pearl River (South China): causes and implications for the Pearl River Delta[J]. Hydrological Processes, 32(12): 1771–1785.
- MAO QINGWEN, SHI PING, YIN KEDONG, et al, 2004. Tides and tidal currents in the Pearl River Estuary[J]. Continental Shelf Research, 24(16): 1797–1808.
- 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.
- SAVENIJE H H G, MARCO T, HAAS J, et al, 2008. Analytical description of tidal dynamics in convergent estuaries[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 113(C10): C10025.
- SAVENIJE H H G, VELING E J M, 2005. Relation between tidal damping and wave celerity in estuaries[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 110(C4): C04007.
- SERRANO A, MATEOS V L, GARCIA J A, 1999. Trend analysis of monthly precipitation over the Iberian peninsula for the period 1921–1995[J]. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, 24(1–2): 85–90.
- WANG HENG, ZHANG PING, HU SHUAI, et al, 2020. Tidal regime shift in Lingdingyang Bay, the Pearl River Delta: an identification and assessment of driving factors[J]. Hydrological Processes, 34(13): 2878–2894.
- WU ZIYIN, MILLIMAN J D, ZHAO DINENG, et al, 2014. Recent geomorphic change in LingDing Bay, China, in response to economic and urban growth on the Pearl River Delta, Southern China[J]. Global and Planetary Change, 123: 1–12.
- WU ZIYIN, SAITO Y, ZHAO DINENG, et al, 2016. Impact of human activities on subaqueous topographic change in Lingding Bay of the Pearl River estuary, China, during 1955–2013[J]. Scientific Reports, 6: 37742.
- ZHANG WEI, XU YANG, HOITINK A J F, et al, 2015. Morphological change in the Pearl River Delta, China[J]. Marine Geology, 363: 202–219.