

黄竞争, 张先毅, 吴峥, 等. 长江感潮河段潮波传播变化特征及影响因素分析[J]. 海洋学报, 2020, 42(3): 25–35, doi:10.3969/j.issn.0253–4193.2020.03.003

Huang Jingzheng, Zhang Xianyi, Wu Zheng, et al. Investigation into the spatial and temporal tide-river dynamics and the underlying controlled factors along the tidal reach of the Changjiang River[J]. Haiyang Xuebao, 2020, 42(3): 25–35, doi:10.3969/j.issn.0253–4193.2020.03.003

长江感潮河段潮波传播变化特征及影响因素分析

黄竞争^{1,2,3}, 张先毅^{1,2,3}, 吴峥⁴, 刘锋^{1,2,3}, 蔡华阳^{1,2,3*}, 杨清书^{1,2,3}

(1. 中山大学 海洋工程与技术学院/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. 河海大学 水利水电学院, 江苏 南京 210098)

摘要: 径潮相互作用是感潮河段水动力变化的典型特征, 受其影响潮波传播具有明显的洪枯季及沿程变化。本文基于长江感潮河段天生港、江阴、镇江、南京、马鞍山及芜湖 6 个潮位站 2002–2014 年连续高低潮位资料及大通站月均流量数据, 统计分析长江感潮河段潮波振幅衰减率、潮波传播速度及余水位坡度等传播特征值的洪枯季及沿程变化特征, 并探讨这些潮波传播特征的变化规律及其主要影响因素。结果表明, 潮波传播特征的洪枯季差异自上游至下游逐渐减小, 其分界点位于天生港与江阴之间 (其中, 天生港和江阴站的多年平均洪枯季潮差差值约为 0.01 m 和 -0.04 m); 径流动力对潮波衰减的影响主要位于江阴以上河段, 江阴以下河段主要受潮汐动力控制; 径流驱动下余水位坡度引起的余水位及水深增加, 导致潮波传播的有效摩擦减小, 当流量超过某个阈值时潮波振幅衰减反而减弱, 特别是上游马鞍山-芜湖段最为明显, 统计结果表明该河段流量阈值约为 33 000 m³/s。本文分析结果作为前人研究的重要补充, 可为长江河口感潮河段径潮相互作用机制研究及河口治理等提供基础参考。

关键词: 长江河口; 感潮河段; 径流; 潮波衰减; 余水位

中图分类号: P731.23

文献标志码: A

文章编号: 0253–4193(2020)03–0025–11

1 引言

感潮河段受上游径流和外海潮汐作用, 在上游洪水和下游潮水的双重影响下, 其潮波特征 (如潮差、潮波振幅衰减率和潮波传播速度等) 时空变化复杂。探讨径潮动力相互作用下的潮波传播变化特征及其主要影响因素对感潮河段的工农业生产、生态环境保护、航道整治与管理、航行安全、港口建设及沿岸经济社会的可持续发展具有重要科学意义^[1–3]。

感潮河段余水位 (即潮平均水位) 及余水位坡度是河口区径潮相互作用的典型结果。在径潮相互作用

和密度梯度影响下, 感潮河段沿河流方向形成稳定的余水位坡度, 余水位由口门至上游持续抬升^[4–8]。根据一维动量守恒方程, 在潮平均条件下余水位坡度主要与潮平均摩擦项 (即影响潮波传播的有效摩擦) 相平衡, 因此, 余水位坡度的时空变化是影响潮差、潮波振幅衰减和潮波传播速度等潮汐动力特征变化的重要因素^[9–11]。在感潮河段的径潮相互作用研究中, 通过谱分析、小波变换和调和分解等分解方法有助于探讨径流变化对余水位、各天文分潮及浅水分潮时空变化的影响^[12]。基于数值模型模拟感潮河段水流运动过程, 分析压力梯度、密度梯度和摩擦力作

收稿日期: 2019–01–24; 修订日期: 2019–06–23。

基金项目: 国家重点研发计划 (2016YFC0402600); 国家自然科学基金 (51709287, 41106015, 41476073); 河口海岸学国家重点实验室开放课题基金 (SKLEC-KF201809); 广东省自然科学基金 (2017A030310321); 高校基本科研业务费青年教师重点培育项目 (17lgzd12); 广东省水利科技创新项目 (2016–20)。

作者简介: 黄竞争 (1992—), 男, 河南省商丘市人, 主要从事河口区潮波传播机制研究。E-mail: huangjzh8@mail2.sysu.edu.cn

* **通信作者:** 蔡华阳 (1986—), 男, 福建省晋江市人, 博士, 主要从事河口海岸动力学研究。E-mail: caihy7@mail.sysu.edu.cn

用下潮波传播的变化规律^[13-14],有助于进一步探讨河口区潮波传播变化特征对强人类活动(如上游大型水利工程或下游深水航道工程)的响应机制^[15-17]。

自 20 世纪 70 年代以来,关于长江口潮波传播变化特征的研究已有很多,其中实测资料分析方法的应用最为广泛。基于实测资料分析探讨沿程潮差、潮波传播速度、涨落潮历时和潮波变形等潮波特征的变化规律对长江口的开发治理具有重要指导意义^[18]。实测资料表明自芜湖站至口门,流量与水位的相关性逐渐减弱,且江阴以上河段径流与潮差呈负相关,而江阴以下为正相关^[19-21]。通过长江口长期验潮站资料分析,可探讨长江感潮河段高低潮位和潮差的变化趋势及基本变化规律,例如,月均潮差随月均径流量同步变化规律^[22],最高和最低潮位的周期性变化规律^[23],口门段潮波传播规律与径流、地形和底床摩擦的关系等^[24-25]。基于实测水位资料,Guo 等^[26]采用谱分析方法研究长江口的径潮非线性相互作用,结果表明受潮波浅水变形及径流季节性变化的影响,长江口潮波中低频信号显著,且在不同径流影响下,潮波传播所受的有效摩擦有所差异。近期,郭磊城等^[27]基于 2009–2010 年大通日均水位、流量及南京、徐六泾、牛皮礁 3 个潮位站水位资料分析长江口主要天文分潮和浅水分潮的时空变化特征,并探讨流量对潮波衰减的影响,结果表明,潮汐特征变化的分界点位于江阴站附近,受外海潮汐、河口潮波变形和径流影响,长江河

口潮波具有显著的低频信号特征,并且径流强化了河口非线性动力过程,但同时指出为更深入研究整个长江感潮河段的潮波传播变化特征,还需要收集更密集的潮位站资料。此外,基于实测径流、水位及其他水文气象资料,通过经验回归模型可进一步定量分析不同因素(外海潮汐、流域径流和气候变化等)对不同河段潮波衰减的相对贡献及影响程度^[28]。

目前关于长江口潮波传播的相关研究多集中在口门处(徐六泾以下河段)^[29],而关于感潮河段的研究由于站点稀少或缺少数据支撑,与径潮相互作用直接相关的潮波传播及其主要影响因素还有待进一步深入探讨。本文基于 2002–2014 年大通站日均流量数据和沿程 6 个潮位站的月均高低潮位数据分析天生港至芜湖站感潮河段潮波传播特征的洪枯季和沿程变化,并分析潮波传播变化的主要影响因素,研究结果对长江口的生态保护及水资源管理等具有重要指导意义。

2 研究区域与研究方法

2.1 研究区域

长江是中国水量最丰富的河流,受亚热带季风气候影响,其下游段是典型的感潮河段。由于上游洪枯季流量差异巨大,对河口段的潮波传播影响具有明显的洪枯季变化。长江感潮河段位于安徽大通至下游口门处(全长约 600 余千米),海拔较低,地势平坦,河



图 1 长江流域(a)及长江感潮河段(b)潮位站与水文站点分布

Fig. 1 The tidal gauging stations and the hydrological stations of the Changjiang River basin (a) and its tidal reach (b)

道基本缩窄。本文选取的研究河段位于大通水文站至天生港潮位站之间,其中大通、芜湖、马鞍山、南京、镇江和江阴距天生港站距离分别为458 km、330 km、284 km、236 km、155 km、46 km(图1)。感潮河段有明显的潮区界和潮流界,一般认为,长江感潮河段潮区界上界位于大通站附近,下界位于南京与安庆之间;潮流界上界位于镇江站附近,下界位于江心沙附近;潮区界和潮流界位置受径流量、潮汐的变化影响而出现明显的移动^[22]。

大通水文站位于长江口感潮河段的上端,是下游感潮河段流量的主要控制站。基于2002–2014年的日均流量数据,统计出该站最大日均流量为66 600 m³/s

(2002年8月27日),最小日均流量为8 380 m³/s(2004年2月8日),流量中位数为23 400 m³/s,标准差为13 237 m³/s,洪季多年平均流量为36 825 m³/s,枯季多年平均流量为16 848 m³/s(表1)。由图2可知,大通站流量一年四季变化明显,并存在明显的年际变化,年内流量波动较大。大通站作为长江感潮河段的重要流量控制站,其流量变化与感潮河段内潮位、潮差及潮波传播特征密切相关。

2.2 资料与方法

本文收集了2002–2014年长江下游感潮河段芜湖、马鞍山、南京、镇江、江阴及天生港6个潮位站逐日高低潮位,以及大通水文站日均流量、水位资

表1 大通站流量特征值和沿程主要潮位站潮波特征值

Table 1 Characteristic values of discharge at Datong Station and characteristic values of tide wave at different tidal gauging stations

站点	特征值	最大值	最小值	中位数	标准差	洪季均值	枯季均值
大通	流量/m ³ ·s ⁻¹	66 600	8 380	23 400	13 237	36 825	16 848
芜湖	潮位/m	9.04	1.16	3.97	2.01	6.02	2.77
	潮差/m	0.63	0.10	0.27	0.14	0.19	0.39
马鞍山	潮位/m	7.91	0.91	3.38	1.74	5.24	2.39
	潮差/m	0.90	0.15	0.41	0.19	0.29	0.56
南京	潮位/m	6.78	0.64	2.81	1.49	4.44	1.99
	潮差/m	1.05	0.24	0.58	0.22	0.42	0.72
镇江	潮位/m	5.37	0.25	2.30	1.08	3.42	1.63
	潮差/m	1.36	0.52	0.96	0.22	0.76	1.10
江阴	潮位/m	3.29	-0.41	1.24	0.54	1.78	0.85
	潮差/m	2.05	1.49	1.76	0.11	1.72	1.76
天生港	潮位/m	2.98	-0.67	1.17	0.40	1.41	0.73
	潮差/m	2.33	1.76	1.99	0.11	2.00	1.99

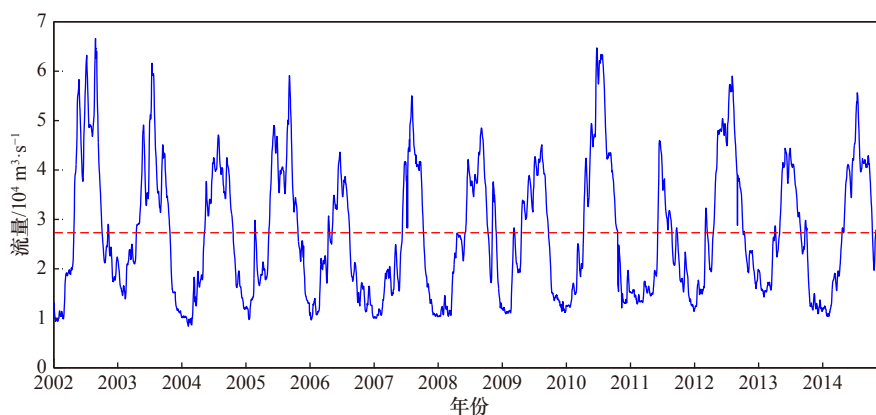


图2 大通站2002–2014年日均流量变化(红线表示多年平均流量)

Fig. 2 Temporal variation of daily averaged river discharge observed at Datong Station between 2002 and 2014 (the red line indicates the multi-year averaged river discharge)

料。原始潮位数据高程基面为冻结基面, 本文将所有数据统一转换到国家黄海基面, 芜湖、马鞍山、南京、镇江、江阴和天生港站潮位数据转换为国家黄海基面应由冻结基面以上数值分别加-1.911 m、-1.897 m、-1.903 m、-1.895 m、-1.908 m 和-1.923 m。数据来源于长江水文年鉴——《长江流域水文资料-长江下游干流区》第 6 卷第 6 册 2002-2014 年数据。

基于长江感潮河段沿程各站逐日高低潮位数据, 计算不同站点之间的潮波振幅衰减率、潮波传播速度及余水位坡度, 统计月均值及多年洪枯季平均值(其中枯季为 11 月至翌年 4 月, 洪季为 5-10 月), 分析近十几年来长江感潮河段潮波的洪枯季及沿程变化特征。

潮波传播速度 c 计算公式为

$$c = \frac{\Delta x}{t_2 - t_1}, \quad (1)$$

式中, Δx 表示相邻两潮位站点之间距离; t_1 和 t_2 分别表示相邻两潮位站点下游和上游同一潮周期高潮位或低潮位所发生的时刻。

潮波振幅衰减率 δ_H 计算公式为

$$\delta_H = \frac{2}{\eta_2 + \eta_1} \cdot \frac{\eta_2 - \eta_1}{\Delta x}, \quad (2)$$

式中, η_1 和 η_2 分别表示相邻两潮位站点下游和上游的潮波振幅, 本文潮波振幅为同一站点相邻高低潮位差值的一半。

余水位坡度 s 计算公式为

$$s = \frac{z_2 - z_1}{\Delta x}, \quad (3)$$

式中, z_1 和 z_2 分别表示相邻两潮位站点下游和上游的余水位, 本文余水位为同一站点相邻高低潮位的平均值。

本文所述高潮位包括高高潮位和低高潮位, 低潮位包括高低潮位和低低潮位。在计算潮波传播速度、潮波振幅衰减率和余水位坡度的月均数据时, 首先利用逐个高低潮位分别计算逐个高低潮位传播速度、余水位坡度和潮波振幅衰减率, 之后统计月平均值。

3 长江河口感潮河段潮波传播变化特征

3.1 潮位与潮差的变化特征

计算沿程各站点的多年平均洪、枯季潮位, 研究其沿程变化特征。由图 3a 可知, 芜湖至天生港洪、枯季平均潮位(即余水位)沿程逐渐下降, 且洪季较枯季下降趋势更为明显, 表明流量对感潮河段水位抬升起到关键作用。感潮河段上游芜湖站洪季平均潮位为 6.02 m, 枯季为 2.77 m, 洪枯季相差 3.25 m, 而下游天生港站洪季平均潮位值 1.41 m, 枯季平均值 0.73 m, 洪枯季相差 0.68 m(表 1)。可见, 同一站点洪枯季潮位差自上游至下游逐渐减小, 表明流量对潮汐传播的衰减作用自上游至下游逐渐减小。

图 3b 显示长江感潮河段沿程各站点的多年平均洪、枯季潮差变化。由图 3b 可知, 天生港至芜湖站潮差沿程减小, 上游端芜湖站洪季平均潮差为 0.19 m, 枯季平均潮差为 0.39 m, 洪枯季潮差之差最大值为 0.28 m, 最小值为 0.14 m, 多年均值差为-0.20 m(表 1)。下游端江阴站洪季平均潮差为 1.72 m, 枯季平均潮差为 1.76 m, 洪枯季潮差之差最大值为 0.14 m, 最小值为-0.06 m, 多年均值差为-0.04 m; 而天生港站洪季平均潮差 2.00 m, 枯季平均潮差 1.99 m, 洪枯季潮差之差最大值为 0.08 m, 最小值为-0.06 m, 多年均值差为 0.01 m(表 1)。统计结果表明, 洪枯季潮差之差自上

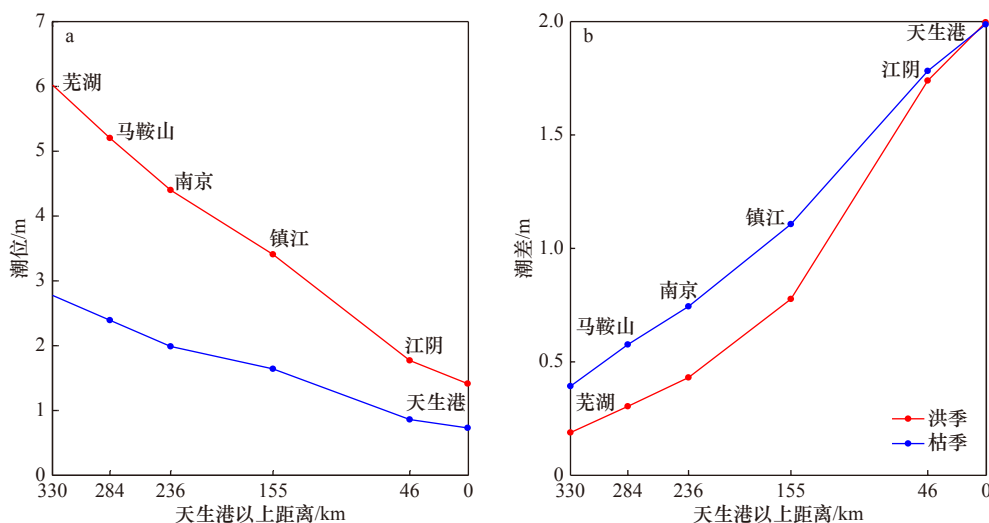


图 3 长江感潮河段沿程各站点平均潮位 (a) 和平均潮差 (b) 的洪枯季变化

Fig. 3 Seasonal variation of tide level (a) and tide range (b) along the tidal reach of the Changjiang River

游芜湖站至下游天生港站逐渐减小,且在天生港站其洪枯季潮差发生逆转(即洪枯季潮差之差由负转正)。由此可见,从洪枯季潮差的变化幅度来看,潮汐特征变化的分界点大致位于天生港与江阴之间,且靠近天生港站。该结果与郭磊城等^[27]基于调和分析的潮汐特征分析结果基本一致,即江阴附近是长江感潮河段一个分界位置,江阴以上主要分潮的径流衰减效应显著,江阴以下则相对不明显。但值得注意的是,潮汐特征变化的分界点不是固定不变的,而是随径潮动力的相对强弱而改变,后期需要进一步采用精细化的数值或解析模型定量研究该分界点的时空变化。

3.2 潮波传播特征值的变化特征

图4为长江感潮河段相邻两站点之间的余水位坡度和潮波振幅衰减率的洪枯季变化。由图4可知,多年洪枯季平均余水位坡度自上游至下游有下降趋势,而潮波振幅衰减率有增大趋势(表明潮波振幅衰减效应减弱),且洪季余水位坡度和潮波振幅衰减率明显大于枯季,下游端相比上游端洪枯季差距有所减小。其中镇江-南京段余水位坡度小于上游南京-马鞍山段和下游江阴-镇江段,天生港-江阴段余水位坡度最小。

图5为各河段多年洪枯季平均高潮位和低潮位

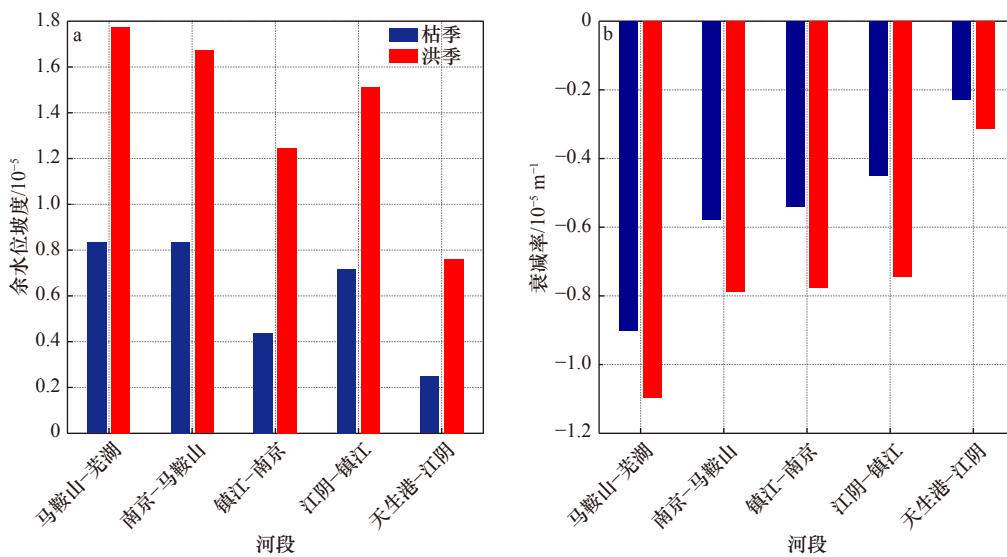


图4 长江沿程各河段余水位坡度(a)及潮波振幅衰减率(b)的洪枯季变化

Fig. 4 Seasonal variation of the residual water slope (a) and the tide amplitude damping rate (b) for different reaches along the tidal reach of the Changjiang River

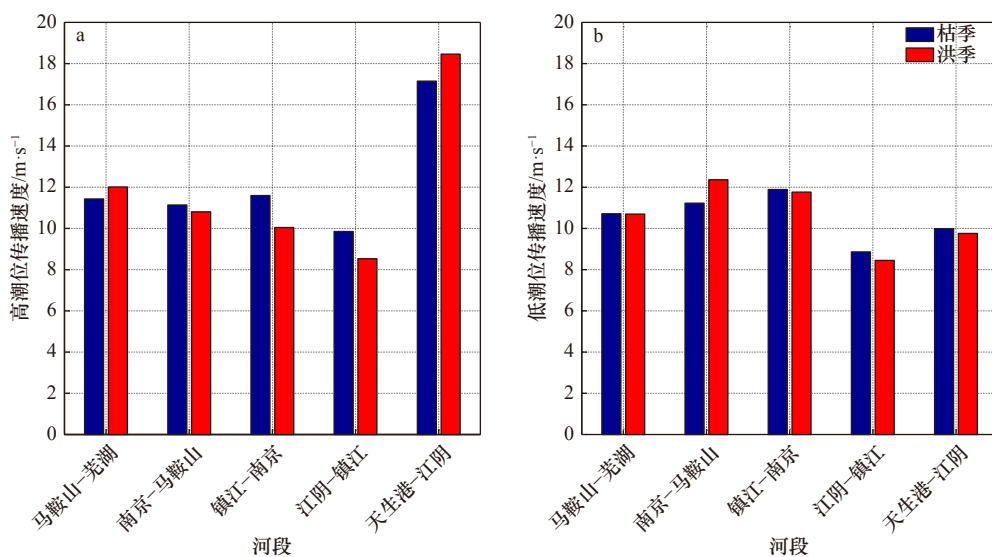


图5 长江沿程各河段高潮位(a)、低潮位(b)传播速度的洪枯季变化

Fig. 5 Seasonal variation of the high water level celerity (a) and low water level celerity (b) for different reaches along the tidal reach of the Changjiang River

的传播速度变化。由图 5a 可知,潮波传播速度没有明显的变化规律,中部 3 个感潮河段(江阴-镇江、镇江-南京、南京-马鞍山)高潮位传播速度枯季大于洪季,而上游(马鞍山-芜湖)和下游(天生港-江阴)河段洪季大于枯季。图 5b 显示低潮位传播速度在上游南京-马鞍山河段洪季大于枯季,下游天生港-江阴及江阴-镇江河段枯季略大于洪季,其他河段低潮位传播速度相近。整体而言,潮位传播速度的影响因素较为复杂,径潮动力及沿程地形变化均对潮波传播速度产生较大影响。

4 潮波传播的影响因素分析

4.1 潮波振幅对潮波传播的影响

图 6 是不同河段余水位坡度、潮波振幅衰减率及潮波传播速度与相应河段下游站点潮波振幅的关系变化。由图 6a-e 可知,江阴以上感潮河段,主要受径流影响,余水位坡度随振幅增大呈减小趋势;反之,天生港-江阴段主要受潮流控制,余水位坡度与振幅没有明显变化关系。由图 6f-j 可见,上游感潮河段(江阴至芜湖)振幅衰减率随振幅增大呈减小趋势,而下游天生港-江阴段随振幅增大呈增大趋势。图 6k-o 显示马鞍山-芜湖和南京-马鞍山两段平均潮波传播速度随振幅增大呈减小趋势,而镇江-南京、江阴-镇江及天生港-江阴 3 个河段传播速度随振幅增大呈增大趋势。以上结果表明,江阴以上受径流影响较大,有效底床摩擦随潮汐动力增强而减小,导致衰减率随

振幅增大而增大(衰减作用减弱),而江阴以下河段主要受潮流控制,有效底床摩擦随流速振幅(或潮波振幅)增大而增大,导致衰减率随振幅增大而减小(衰减作用增强)。由图 6 还可以发现,余水位坡度、潮波传播速度随振幅的变化与衰减率随振幅的变化并不同步,这是因为南京以上感潮河段潮波传播速度受径流顶托作用较强,振幅增大导致传播时间延长,从而导致传播速度减小,而南京以下河段潮波传播速度受径流作用影响相对较小,衰减效应随潮汐动力增强而有所减弱,潮位传播速度随之增大。由此可见,潮汐动力自天生港至芜湖沿程衰减,其中南京以上河段衰减较强,南京以下河段衰减较弱。

由图 6 中不同变量之间的相关性系数可以看出,振幅-余水位坡度和振幅-衰减率在江阴以上河段相关性较好,而江阴以下河段相关性较弱,主要原因是镇江以上河段余水位坡度和衰减率受上游径流作用较强,有效底床摩擦受振幅影响明显,而天生港-江阴河段主要受潮流因素影响,有效底床摩擦随振幅变化相对不明显。另外,振幅-传播速度在马鞍山-芜湖和南京-马鞍山两河段相关性较差,主要原因是潮波传播至上游河段受径流影响强烈,潮波严重变形,导致传播速度与河段下游站点振幅关系减弱。

4.2 流量对潮波传播的影响

为探讨流量对长江感潮河段潮波传播的影响,分别统计月均流量与月均余水位坡度和潮波振幅衰减率的变化关系(图 7)。由图 7a 可知,长江感潮河段余

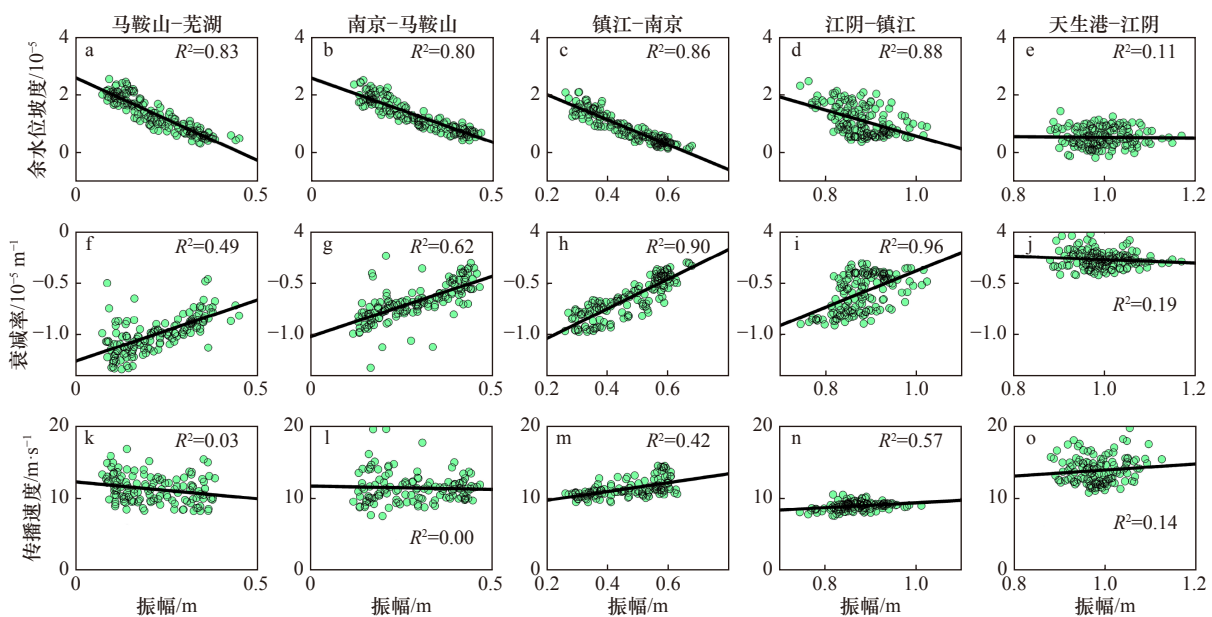


图 6 余水位坡度(a-e)、潮波振幅衰减率(f-j)及潮波传播速度(k-o)与河段下游站点潮波振幅的关系

Fig. 6 The relationship between residual water level slope (a-e), tidal amplitude damping rate (f-j), tidal wave celerity (k-o) and tidal wave amplitude at the downstream station for different reaches along the tidal reach of the Changjiang River

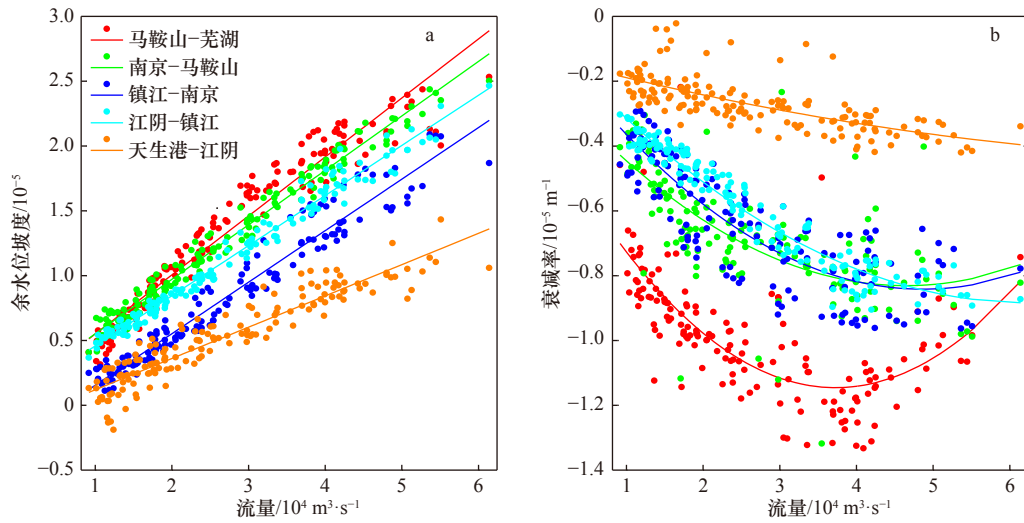


图7 长江流域不同河段余水位坡度(a)和潮波振幅衰减率(b)随流量的变化

Fig. 7 The variation of residual water level slope (a) and tide amplitude damping rate (b) as a function of river discharge for different reaches along the tidal reach of the Changjiang River

水位坡度与流量基本成正比关系,但最下游河段(天生港-江阴)线性拟合斜率最小,表明该河段余水位坡度对流量变化的敏感度比上游河段小。统计长江各

感潮河段余水位坡度与流量的线性相关性(表2),其线性相关系数均大于0.9,表明余水位坡度主要受径流量影响。

表2 长江不同感潮河段潮波传播特征值之间的线性相关系数

Table 2 Linear correlation coefficient of tidal wave propagation in different tidal reaches of the Changjiang River

相关系数	马鞍山-芜湖	南京-马鞍山	镇江-南京	江阴-镇江	天生港-江阴
流量-余水位坡度	0.94	0.98	0.95	0.98	0.89
流量-衰减率	0.51	0.54	0.75	0.95	0.49
余水位坡度-衰减率	0.44	0.54	0.84	0.97	0.41
$\delta_H - c^2$	0.31	0.12	0.42	0.64	0.11

图7b显示月均振幅衰减率与月均流量变化关系,图中实线为二次多项式拟合曲线。结果表明,长江不同感潮河段流量与潮波振幅衰减率亦有较好的相关关系(表2)。其中上游感潮河段(马鞍山-芜湖、南京-马鞍山和镇江-南京)潮波振幅衰减率随流量增大先增后减的变化趋势,特别是最上游马鞍山-芜湖河段,转折趋势明显(流量阈值约为33 000 m³/s)。南京-马鞍山和镇江-南京段相似,流量阈值约为50 000 m³/s,而下游江阴-镇江及天生港-江阴感潮河段在实测流量范围内没有发生转折,潮波衰减率随流量增大而递减。由以上分析可知,流量对振幅衰减率的影响作用具有双重性,当流量增到某个阈值时潮波振幅衰减率变化趋势发生逆转,且越往下游,随着潮汐动力的增强,振幅衰减率发生逆转需要更大的流量阈值。

5 讨论

5.1 余水位坡度对潮波振幅衰减率的影响

第4节通过探究潮波传播对不同径潮动力的响应过程,指出潮波振幅衰减率随着流量的增大存在阈值现象,即当流量超过一定阈值后,潮波振幅的衰减效应反而减弱。根据潮平均条件下的一维动量守恒方程,余水位坡度主要与潮波传播的有效摩擦相平衡^[8],是探究潮波传播衰减机制的重要依据和有效切入点。因此,本节进一步探讨余水位坡度与潮波振幅衰减率之间的关系,初步揭示流量对潮波传播衰减的作用机制。为更直观的阐释余水位坡度对潮波传播的影响,重点探讨月均余水位坡度与振幅衰减率的关系(图8,图中实线为二次多项式拟合曲线)。结果表明,镇江-南京和江阴-镇江河段随余水位坡度的增大

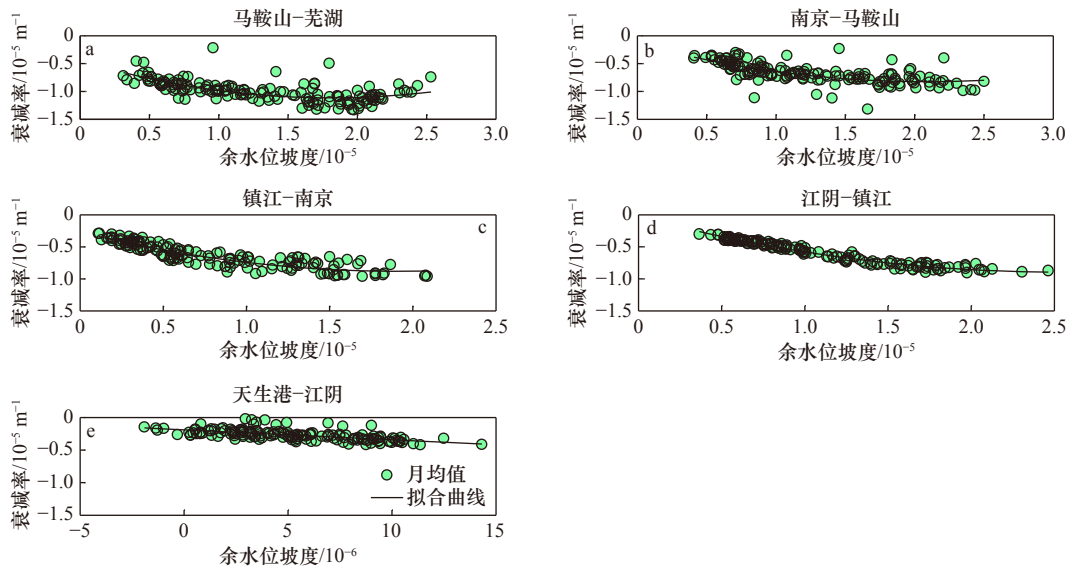


图 8 长江不同感潮河段潮波振幅衰减率与余水位坡度的变化关系

Fig. 8 The relationship between tide amplitude damping rate and residual water level slope for different reaches along the tidal reach of the Changjiang River

衰减率随之变化的趋势最为明显,线性相关系数分别达到 0.84 和 0.97(表 2),说明余水位坡度是影响长江镇江-南京段和江阴-镇江段两河段潮波传播的主要影响因素。上游段马鞍山-芜湖、南京-马鞍山和下游天生港-江阴段的潮波传播影响因素较为复杂,其中下游天生港-江阴段潮波传播主要受外海潮汐动力影响,而上游河段受流量影响强烈,导致流量对潮波特征变量的影响加剧,例如流量引起的潮波变形(如主要 1/4 浅水 M_4 分潮的影响)等因素导致潮波传播速度及潮波振幅衰减率等潮波传播特征的复杂性。

另外,长江感潮河段余水位坡度与潮波振幅衰减率的变化关系(图 8)和流量与潮波振幅衰减率的关系类似(图 7b),亦存在明显的阈值现象,且在上游马鞍山-芜湖段最为明显。Cai 等^[18]的研究表明潮平均条件下余水位坡度引起的压力梯度力近似与有效摩擦力相平衡,随着流量增大,余水位坡度及余水位随之增大,但超过一定流量阈值之后,由于余水位引起的水深增大导致地形辐聚和底床摩擦的综合效应发生逆转,余水位坡度及影响潮波传播的有效摩擦反而减小,从而导致潮波振幅衰减效应在上游感潮河段随流量增大而出现减小的变化趋势。

5.2 潮波传播速度与潮波振幅衰减率的关系

虽然潮波传播速度的变化特征较为复杂,但其大小一般与潮波的衰减效应呈负相关关系,即传播速度随潮波振幅衰减率绝对值的增大而减小。为进一步探讨潮波传播速度变化特征及其主要影响因素,改写 Savenije 和 Veling^[30]提出的河口潮波传播速度计算

公式,得到潮波传播速度的平方(c^2)与潮波振幅衰减率(δ_H)可近似用以下二次项公式描述,

$$c^2 = \alpha\delta_H^2 + \beta\delta_H + \gamma, \quad (4)$$

式中, $c = \frac{c_{HW} + c_{LW}}{2} = \frac{\Delta x}{2} \left(\frac{1}{\Delta t_{HM}} + \frac{1}{\Delta t_{LM}} \right)$, c_{HW}, c_{LW} 分别表示高、低潮位传播速度; Δt_{HM} 和 Δt_{LM} 分别表示相邻高、低潮位的传播时间; α 、 β 和 γ 为待定回归系数。

图 9 为不同感潮河段潮波传播速度的平方随潮波振幅衰减率的变化,图中实线为根据公式(4)拟合的二次多项式曲线。由图 9 可见,各河段 $\delta_H - c^2$ 的关系中,最上游马鞍山-芜湖段阈值现象最明显(与图 7b 中现象类似,阈值 δ_H 约为 -1×10^{-5}),当 $\delta_H < -1 \times 10^{-5}$ 时,潮波传播速度随着潮波振幅衰减率绝对值的减小而减小;反之,当 $\delta_H > -1 \times 10^{-5}$ 时,传播速度随衰减率绝对值的减小而增大。

6 结论

本文基于长江感潮河段天生港、江阴、镇江、南京、马鞍山及芜湖 6 个潮位站 2002-2014 年月均水位资料及大通站月均流量数据,统计长江感潮河段潮波振幅衰减率、潮波传播速度及余水位坡度等传播特征的洪枯季及沿程变化特征,并讨论这些潮波特征的变化规律及其主要影响因素,主要结论如下:

(1) 长江感潮河段内潮波传播特征具有明显的洪枯季及沿程变化,洪枯季差距从上游到下游逐渐减小,天生港和江阴站的多年平均洪枯季潮差差值约为 0.01 m 和 -0.04 m,表明潮汐变化特征的分界点在

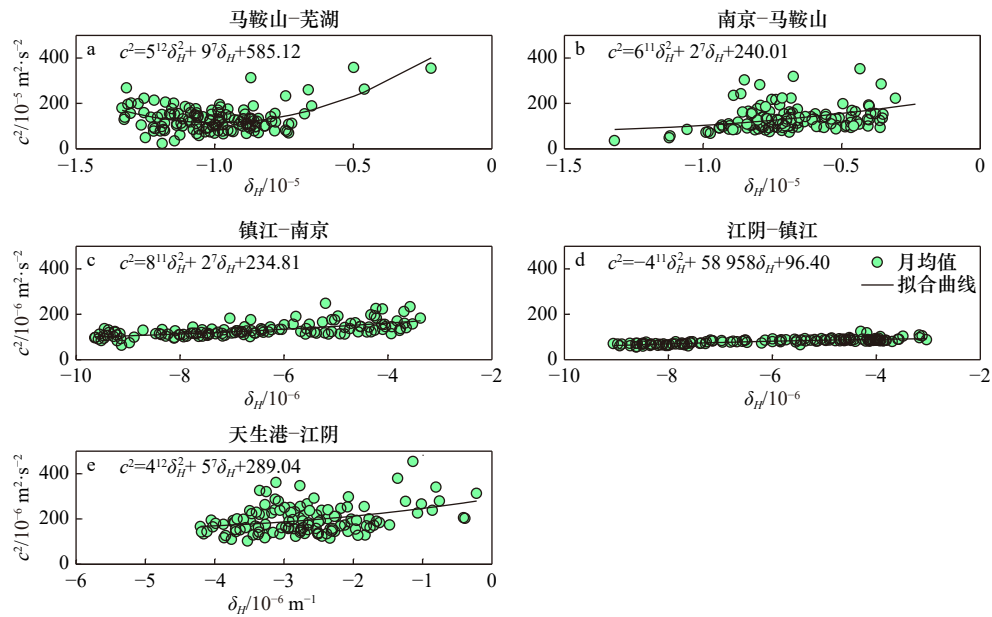


图9 长江不同感潮河段潮波传播速度的平方(c^2)随振幅衰减率(δ_H)的变化

Fig. 9 The variation of the square of the wave celerity (c^2) as a function of the tidal amplitude damping rate (δ_H) for different reaches along the Changjiang River Estuary

天生港上游附近。

(2) 受径流量影响, 余水位坡度及潮波振幅衰减率绝对值洪季大于枯季, 潮波衰减率绝对值上游大于下游, 但高低潮位传播速度没有明显变化规律, 影响潮位传播速度的因素较为复杂。

(3) 径流动力对潮波衰减的影响主要位于江阴以上河段, 江阴以下河段主要受潮汐动力控制。

(4) 江阴以上河段, 流量对潮波衰减的影响具有双重作用, 即随着流量增大, 潮波振幅衰减率绝对值先增大后减小, 但当流量大于某个阈值时, 余水位坡度引起的水深增加, 导致地形辐聚和底床摩擦的综合衰减效应减弱, 衰减率绝对值随流量增大反而减小, 这种现象在上游马鞍山-芜湖段最为明显, 其流量阈值约为 $33\ 000\ \text{m}^3/\text{s}$, 并且下游阈值大于上游。

参考文献:

- [1] 韩曾萃, 尤爱菊, 徐有成, 等. 强潮河口环境和生态需水及其计算方法[J]. 水利学报, 2006, 37(4): 395-402.
Han Zengcui, You Aiju, Xu Youcheng, et al. Calculation methods of environmental and ecological water demand for macro-tidal estuary[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2006, 37(4): 395-402.
- [2] 陆永军, 李浩麟, 王红川, 等. 强潮河口拦门沙航道回淤及治理措施[J]. 水利学报, 2005, 36(12): 1450-1456.
Lu Yongjun, Li Haolin, Wang Hongchuan, et al. Back silting and regulation of waterway with sand bar in strong tidal estuary[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2005, 36(12): 1450-1456.
- [3] 白玉川, 张彬, 张胤祺, 等. 波浪挟沙能力及航道骤淤机理的研究[J]. 水利学报, 2007, 38(6): 646-653.
Bai Yuchuan, Zhang Bin, Zhang Yinqi, et al. Sediment-carrying capacity of wave and mechanism of sudden silting in navigation channel[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2007, 38(6): 646-653.
- [4] Buschman F A, Hoitink A J F, van der Vegt M, et al. Subtidal water level variation controlled by river flow and tides[J]. *Water Resources Research*, 2009, 45(10): W10420.
- [5] Godin G, Martínez A. Numerical experiments to investigate the effects of quadratic friction on the propagation of tides in a channel[J]. *Continental Shelf Research*, 1994, 14(7/8): 723-748.
- [6] LeBlond P H. Forced fortnightly tides in shallow rivers[J]. *Atmosphere-Ocean*, 1979, 17(3): 253-264.
- [7] Savenije H H G. Salinity and Tides in Alluvial Estuaries[M]. 2nd ed. Delft, the Netherlands: Delft University of Technology Water Resources Section, 2012.
- [8] Sassi M G, Hoitink A J F. River flow controls on tides and tide-mean water level profiles in a tidal freshwater river[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(9): 4139-4151.
- [9] Horrevoets A C, Savenije H H G, Schuurman J N, et al. The influence of river discharge on tidal damping in alluvial estuaries[J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 294(4): 213-228.
- [10] 欧素英, 杨清书. 珠江三角洲网河区径流潮流相互作用分析[J]. 海洋学报, 2004, 26(1): 125-131.

- Ou Suying, Yang Qingshu. Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide in river network of the Zhujiang Delta[J]. *Haiyang Xuebao*, 2004, 26(1): 125–131.
- [11] 倪培桐, 韦惺, 吴超羽, 等. 珠江河口潮能通量与耗散[J]. *海洋工程*, 2011, 29(3): 67–75.
Ni Peitong, Wei Xing, Wu Chaoyu, et al. Tidal energy flux and dissipation in the Pearl River estuary[J]. *The Ocean Engineering*, 2011, 29(3): 67–75.
- [12] Jay D A, Leffler K, Diefenderfer H L, et al. Tidal-fluvial and estuarine processes in the Lower Columbia River: I. along-channel water level variations, Pacific Ocean to Bonneville Dam[J]. *Estuaries and Coasts*, 2015, 38(2): 415–433.
- [13] 路川藤, 陈志昌, 罗小峰. 长江感潮河段二维潮流数值模拟[J]. *水运工程*, 2012(8): 11–15.
Lu Chuanteng, Chen Zhichang, Luo Xiaofeng. Two-dimensional tidal mathematical model in tidal river of Yangtze River[J]. *Port & Waterway Engineering*, 2012(8): 11–15.
- [14] 路川藤, 罗小峰, 陈志昌. 长江潮流界对径流、潮差变化的响应研究[J]. *武汉大学学报: 工学版*, 2016, 49(2): 201–205.
Lu Chuanteng, Luo Xiaofeng, Chen Zhichang. Study of current limit causing by runoff and tidal range in Yangtze River[J]. *Engineering Journal of Wuhan University*, 2016, 49(2): 201–205.
- [15] 路川藤, 陈志昌, 罗小峰. 长江口北槽潮波传播变化特征研究[J]. *长江科学院院报*, 2015, 32(8): 9–14.
Lu Chuanteng, Chen Zhichang, Luo Xiaofeng. Variation characteristics of tidal wave propagation in the north channel of Yangtze estuary[J]. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 2015, 32(8): 9–14.
- [16] 张智伟, 蒋陈娟, 李闪闪. 长江近口段水动力特征对来水变异的响应[J]. *海洋学研究*, 2017, 35(1): 25–32.
Zhang Zhiwei, Jiang Chenjuan, Li Shanshan. Response of hydrodynamics in tidal reach of the Yangtze River to variation in runoff[J]. *Journal of Marine Sciences*, 2017, 35(1): 25–32.
- [17] Kuang Cuiping, Chen Wei, Gu Jie, et al. River discharge contribution to sea-level rise in the Yangtze River Estuary, China[J]. *Continental Shelf Research*, 2017, 134: 63–75.
- [18] Cai Huayang, Savenije H H G, Jiang Chenjuan, et al. Analytical approach for determining the mean water level profile in an estuary with substantial fresh water discharge[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2016, 20(3): 1177–1195.
- [19] 沈焕庭, 潘定安. 长江河口潮流特性及其对河槽演变的影响[J]. *华东师范大学学报: 自然科学版*, 1979(1): 131–144.
Shen Huanting, Pan Ding'an. The characteristics of tidal current and its effects on channel changes of the Yangtze estuary[J]. *Journal of East China Normal University: Natural Science*, 1979(1): 131–144.
- [20] 谷国传, 胡方西. 长江径流与长江河口海平面关系[M]//陈吉余, 沈焕庭, 恽才兴. 长江河口动力过程和地貌演变. 上海: 上海科学技术出版社, 1988: 198–204.
Gu Guochuan, Hu Fangxi. Relationship Between sea level rise and river discharge in the Changjiang River[M]//Chen Jiyu, Shen Huanting, Yun Caixing. *Hydrodynamics Processes and Morphological Evolution in the Changjiang Estuary*. Shanghai: Shanghai Science and Technology Press, 1988: 198–204.
- [21] 李国芳, 谭亚, 张秀菊. 感潮河段上游流量对潮位预报的影响[J]. *河海大学学报: 自然科学版*, 2006, 34(2): 144–147.
Li Guofang, Tan Ya, Zhang Xiujie. Influence of upstream discharge in tidal level prediction for tidal reaches[J]. *Journal of Hohai University: Natural Sciences*, 2006, 34(2): 144–147.
- [22] 王文才, 李一平, 杜薇, 等. 长江感潮河段潮汐变化特征[J]. *水资源保护*, 2017, 33(6): 121–124.
Wang Wencai, Li Yiping, Du Wei, et al. Tidal variation features of tidal reach of Changjiang River[J]. *Water Resources Protection*, 2017, 33(6): 121–124.
- [23] 刘新成, 沈焕庭, 杨清书. 长江河口段潮差变化研究[J]. *华东师范大学学报: 自然科学版*, 1999(2): 89–94.
Liu Xincheng, Shen Huanting, Yang Qingshu. Analysis of tidal range in Changjiang estuary[J]. *Journal of East China Normal University: Natural Science*, 1999(2): 89–94.
- [24] 吴玲莉, 张玮. 长江下游感潮河段极值水位的周期分析[J]. *水运工程*, 2009(4): 134–139.
Wu Lingli, Zhang Wei. Analysis of the periodicity of yearly extreme water level in the tidal reaches of the Yangtze River[J]. *Port & Waterway Engineering*, 2009(4): 134–139.
- [25] 杨正东, 朱建荣, 王彪, 等. 长江河口潮位站潮汐特征分析[J]. *华东师范大学学报: 自然科学版*, 2012(5): 111–119.
Yang Zhengdong, Zhu Jianrong, Wang Biao, et al. Analysis of tidal characteristics of the tide gauges in the Changjiang Estuary[J]. *Journal of East China Normal University: Natural Science*, 2012(5): 111–119.
- [26] Guo Leicheng, van der Wegen M, Jay D A, et al. River-tide dynamics: exploration of nonstationary and nonlinear tidal behavior in the Yangtze River estuary[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(5): 3499–3521.
- [27] 郭磊城, 朱春燕, 何青, 等. 长江河口潮波时空特征再分析[J]. *海洋通报*, 2017, 36(6): 652–661.
Guo Leicheng, Zhu Chunyan, He Qing, et al. Examination of tidal wave properties in the Yangtze River estuary[J]. *Marine Science Bulletin*, 2017, 36(6): 652–661.
- [28] 宋永港, 朱建荣, 吴辉. 长江河口北支潮位与潮差的时空变化和机理[J]. *华东师范大学学报: 自然科学版*, 2011(6): 10–19.
Song Yonggang, Zhu Jianrong, Wu Hui. Spatial and temporal variations and mechanism of the tidal level and range in the North Branch of the Changjiang Estuary[J]. *Journal of East China Normal University: Natural Science*, 2011(6): 10–19.
- [29] Lu Sheng, Tong Chaofeng, Lee D Y, et al. Propagation of tidal waves up in Yangtze Estuary during the dry season[J]. *Journal of Geo-*

physical Research: Oceans, 2015, 120(9): 6445–6473.

- [30] Savenije H H G, Veling E J M. Relation between tidal damping and wave celerity in estuaries[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2005, 110(C4): C04007.

Investigation into the spatial and temporal tide-river dynamics and the underlying controlled factors along the tidal reach of the Changjiang River

Huang Jingzheng^{1,2,3}, Zhang Xianyi^{1,2,3}, Wu Zheng⁴, Liu Feng^{1,2,3}, Cai Huayang^{1,2,3}, Yang Qingshu^{1,2,3}

(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. College of Water Conservancy and Hydro-power Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: As tidal waves propagate into the estuary, they are featured by significant longitudinal variation in seasonal scale due to the nonlinear interactions between tide and river discharge. In this study, the variations of tide-river dynamics in terms of tidal damping rate, wave celerity and residual water level slope were explored based on long-term time series of tidal water levels from 2002 to 2014 along the tidal reach of the Changjiang River (including the Tianshenggang, Jiangyin, Zhenjiang, Nanjing, Maanshan and Wuhu stations) in together with the monthly averaged river discharge observed at Datong hydrological stations. Subsequently, the underlying controlled factors that influence the tidal wave propagation were discussed. It was shown that the seasonal difference in tide-river dynamics was gradually reduced in the seaward direction. We identified a transitional zone located between the Tianshenggang and Jiangyin stations, where the seasonal differences in tidal range are 0.01 m and -0.04 m, respectively. Generally, upstream from Jiangyin Station the dynamics character was river-dominated, while in the lower reaches it was mainly controlled by the tidal forcing. In addition, we show that there exists a threshold in river discharge in the upper reaches of the tidal reach of the Changjiang River due to the increase of residual water level and hence water depth caused by the residual water level slope. This phenomenon was particularly true in the upstream reach between Maanshan to Wuhu stations, where the threshold of river discharge was approximately $33\ 000\ \text{m}^3/\text{s}$. The results obtained from this study can enhance our understanding of tide-river interaction, and will, hopefully, provide guidelines for water resources management in the tidal reach of the Changjiang River.

Key words: Changjiang River Estuary; tidal river; river discharge; tidal damping; residual water level