

· 综合 ·



洪水对长江口风暴潮的影响*

罗俐雅¹, 殷成团², 董家根¹, 章卫胜², 张金善²

(1. 江苏省水文水资源勘测局, 江苏 南京 210009;

2. 南京水利科学研究院, 水文水资源与水利工程国家重点实验室, 江苏 南京 210024)

摘要: 河口地区容易遭受洪水和风暴潮复合作用的影响。通过对长江大通站流量长周期序列分析, 采用FVCOM建立三维河口风暴潮模型, 研究了长江口风暴潮对径流的响应。结论如下: 1) 长江口天文高潮位(风暴高潮位)随径流的增加而抬升, 两者线性关系极强, 可为河口洪水和风暴潮的预报提供参考。2) 对于给定的天文潮(风暴潮)情景, 水位增长率只与站点所在位置有关, 且越往上游水位增长率越大。3) 风暴增水在江阴段取得峰值, 在江阴以上的感潮河段随着流量增大而减小, 在江阴以下的河口段变化不明显。

关键词: 海岸灾害; 台风; 风暴潮; 径流; 长江口; 数值模拟

中图分类号: P 732; U 656

文献标志码: A

文章编号: 1002-4972(2023)03-0017-07

Effects of flood on storm surge at the Yangtze River Estuary

LUO Liya¹, YIN Chengtuan², DONG Jiagen¹, ZHANG Weisheng², ZHANG Jinshan²

(1. Jiangsu Province Hydrology and Water Resources Investigation Bureau, Nanjing 210009, China;

2. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering,

Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210024, China)

Abstract: Estuarine areas are vulnerable to the compound effect of flood and storm surges. This paper investigates the response of storm surges at the Yangtze River Estuary to the runoff by analyzing the long-period runoff time-series of Datong Station on the Yangtze River and constructing a three-dimensional (3D) model of storm surges at an estuary with the finite-volume community ocean model (FVCOM). The results suggest the following conclusions: 1) The high astronomical (or storm) tide level at the Yangtze River Estuary rises as the runoff increases. They are in a highly linear relationship and can serve as a reference for the forecast of flood and storm surges at estuaries. 2) In a given astronomical tide (storm surge) scenario, the water level growth rate only depends on the station's location. The water level growth rate is higher further in the upstream. 3) The storm surge elevation reaches its maximum in the Jiangyin reach, decreases as the runoff increases in the upstream tidal reach from the Jiangyin reach, and undergoes no evident changes in the downstream estuary reach from the Jiangyin reach.

Keywords: coastal hazard; typhoon; storm surge; runoff; the Yangtze River Estuary; numerical simulation

台风登陆时往往会伴随着大范围降雨。一般台风强度越高, 带来的水汽越多、降雨汇流量越

大。河口地区承受着陆相上游洪水、海相台风及天文潮的三重动力作用。台风期间上游径流量增

收稿日期: 2022-06-10

*基金项目: 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金项目 (Y220012)

作者简介: 罗俐雅 (1978—), 女, 硕士, 高级工程师, 从事水文情报预报及早情分析。

通讯作者: 张金善 (1963—), 男, 博士, 教授级高工, 从事河口海岸风暴潮与泥沙运动研究。E-mail: jszhang@nhri.cn

加抬升了沿江水位、阻塞了洪水宣泄,在影响城市排涝能力的同时,还对海堤安全造成严重威胁。研究洪水与风暴潮的复合灾害作用是一个热点问题。张金善等^[1]研究了9711台风作用下长江沿线水位和增水对不同洪峰流量的响应,发现长江感潮河段最大增水区位于江阴至徐六泾之间,并会随着径流和天文潮的强弱变化上下摆动;端义宏等^[2]利用ECOM-si模式研究径流对风暴水位的影响,发现径流变化会使风暴潮过程线呈现波动性质;聂会^[3]通过放大实测流量过程线,发现径流对风暴潮的影响在台风登陆和径流达到峰值这两个时段最为显著;一些学者对洪水和风暴潮的联合概率进行了研究;Loganathan等^[4]采用Box-Cox法将潮汐和径流量进行正态化转换从而建立联合概率分布,认为以往对随机变量独立性假设可能导致流量和潮高的低估;Svensson等^[5]分析了风暴潮和径流极值之间的相关性,指出当风暴潮和径流极值同一天出现时相关性最大;Samuels等^[6]在研究中指出台风风暴潮和径流的相互作用是河口台风风暴致灾的重要因素,径流峰值和风暴潮峰值同时出现时风暴潮致灾风险最大;在风险评估中,洪水和风暴潮同时发生的危险不能忽视^[7];刘秋兴等^[8]定量分析了不同径流量和不同台风强度组合情景下洪水在长江口地区可能引起的最大增水。因此,本文选用了两类典型台风和不同级别洪水相遇的极端情景,研究洪水对长江下游河段风暴潮影响。

1 模型建立和参数选取

1.1 典型台风路径

不同路径的台风在河口区引起的增水差异较大^[9]。本文分别对长江口“南侧登陆型”和“外海北上型”两类典型台风路径与洪水遭遇的情形进行研究。选用的实际台风案例为“海葵”(Haikui, No. 1211)和“派比安”(Prapiaoon, No. 0012),见图1。

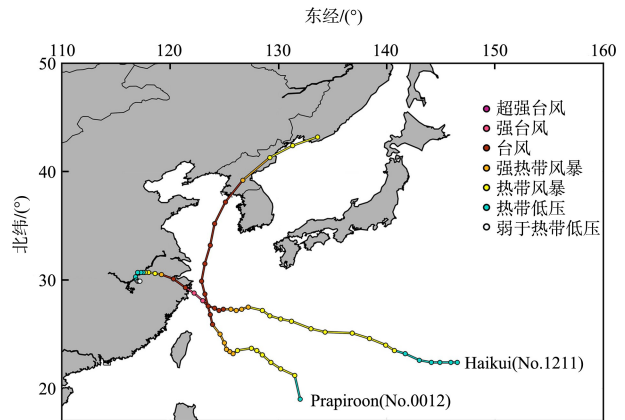


图1 长江口典型台风路径

1211号台风“海葵”生成于日本岛东南的西太平洋洋面,是近年来影响上海较为严重的台风之一。“海葵”于2012-08-07T19:20在象山县沿海登陆。台风登陆前,长江口附近主要处于东向大风的作用;台风登陆后,长江口地区主要处于东北向大风的影响。

0012号台风“派比安”生成于雅蒲岛西北部海面,在中国东海加强为台风后在海侧经过江苏沿海北上。起初,长江口地区处于偏东大风持续作用;在台风中心到达长江口轴线时,由于台风的反气旋作用,长江下游水域处于偏北大风作用;在台风中心北上越过长江口轴线到达黄海以后,长江口附近水域基本处于偏北、偏西大风作用。台风影响期间,长江口门处距台风中心约100 km,台风近中心风速达35 m/s。

1.2 模型网格及参数

模型范围北起盐城滨海、南至温州龙港,外海开边界距长江口门约320 km。模型基面为平均海平面,长江口附近水深采用2016年实测地形资料,外海水深来自全球海洋地形图集GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans)^[10]。采用非结构三角形网格和垂向分层以适应长江口复杂的地形及水深变化。研究区附近网格最小尺度约60 m,外海边界网格最大尺度约10 km,垂向分为6层,见图2。

在外海,计算底摩阻 C_D^B 采用模型原始方法:

$$C_D^B = \max\left(\frac{\kappa^2}{\ln(z/z_{0B})^2}, 0.0025\right) \quad (1)$$

式中: $\kappa=0.4$ 是卡门常数; z_{0B} 是粗糙高度(m),通常与海床泥沙粒径和组分有关,取 0.001 m; z 为最下层水层高度。

在河口附近及河道处水深较小,沿用原始方法会在某些情况下造成底摩阻的高估。因此,河口段和感潮河段采用了糙率较小的曼宁公式,并采用了水深变化的糙率 $n^{[11]}$:

$$n = 0.01 + 0.01/H \sim 0.02 + 0.01/H \quad (2)$$

式中: n 为曼宁系数; H 为水深。

采用逐时变化的水位时间序列作为外海开边界条件驱动模型。水位边界条件来自外部模型西北太平洋风暴潮数学模型(NHRI Western Pacific Model)^[12]。该模型采用球坐标系,包含了东、南中国海、菲律宾海、日本海、鄂霍次克海等西太平洋海域(空间跨度为 $90^\circ\text{E} \sim 161.6^\circ\text{E}$, $0^\circ\text{N} \sim 61^\circ\text{N}$)。边界处 8 个主要分潮参数由全球潮波模型 NAO99b 提供(M2, S2, N2, K2, K1, O1, Q1, P1)^[13]。模型驱动风场的构建采用了经验风场^[14]和背景风场相结合的方法,相关参数和增水验证可参考文献^[15]。

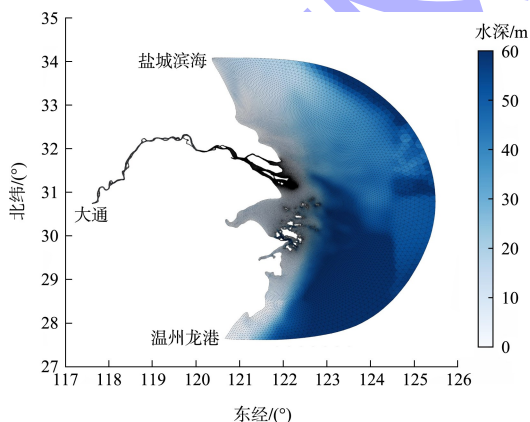


图2 长江口风暴潮数学模型网格和水深

2 大通流量分析

数学模型上边界选在长江潮区界安徽大通,距入海口 624 km。1950—2018 年统计资料表明,大通站历史最大洪峰流量为 9.26 万 m^3/s (1954 年 8 月 1 日)、最小流量 4 620 m^3/s (1979 年 1 月 31 日),

5—10 月水量占全年的 70.8%。长江径流量呈现出较为严重的年际和年内分配不均的情况,在三峡蓄水后得到明显改善。在 2003—2018 年共计 16 a 中,大通的平均流量为 2.86 万 m^3/s ,基本上持平于 1950—2010 年平均流量^[16];最大流量为 7.07 万 m^3/s ,低于三峡蓄水前最大流量;年均流量曲线变化平缓,仅在 2003 年和 2010 年出现了 2 个峰值;2003 年出现峰值的原因是当年 4 月 30 日之前枯水期数据缺失,导致全年平均流量在数值上被高估;2010 年出现流量峰值的原因是当年雨季长、雨量大,导致洪季流量远大于平常年。月均流量基在 16 a 均值流量附近呈现季节性波动,仅在 2010 和 2016 年的洪季月均流量超过 6.00 万 m^3/s (图 3)。

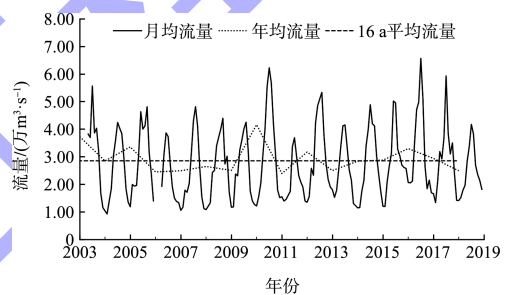


图3 2003—2018 大通平均流量变化

图 4 为大通月最大流量值变化过程。在长江流域洪季,一般 10 月的极值流量最小,通常在 4.10 万 m^3/s 以下;7 月的极值流量最大,在 2016 和 2017 年都超过了 7.00 万 m^3/s 。2009—2018 年洪季 4 个月的最大流量随时间呈明显递减规律。

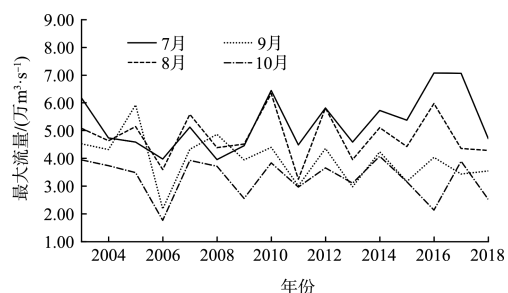


图4 2003—2018 大通月最大流量变化

三峡蓄水后的大通流量更多受到人为控制影响,在短时段内差异并不明显。台风“海葵”登陆期间大通平均流量为 5.66 万 m^3/s ,实际流量平均绝对误差为 1%。因此在研究径流对河口风暴潮影

响时,可用定常流量来代替流量过程。考虑到历史极端情况,本文流量情景取2.00万~10.00万 m³/s,共9组(间隔1.00万 m³/s),研究不同流量作用对长江下游风暴潮的影响。

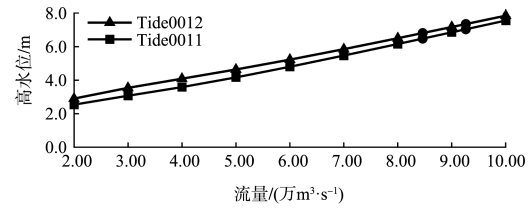
3 洪水对风暴潮的影响

3.1 风暴潮位对流量的响应

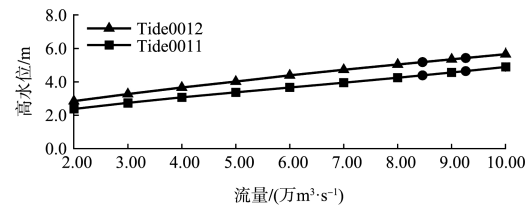
长江下游沿程各站水位在洪水作用下抬高明显。图5为特征潮位站分布。整体上看,越往上游洪水对水位的影响越大。在模型上游的三江营站,0012(1211)台风情景仅天文潮作用下,最小流量和最大流量对应的水位分别为2.90 m(2.54 m)和7.83 m(7.55 m);而在口门处(中浚和连兴港),最小流量和最大流量作用下的水位差别在0.08 m以内。对于一个给定的站点,天文高潮位随径流的增加而抬升,且两者之间表现出极强的线性关系(图6)。两场典型台风期间,长江下游沿程各站的天文潮位与流量的 Spearman 相关系数都达到了0.99以上(表1)。定义单位流量(1.00万 m³/s)导致的水位抬升(m)为水位增长率(10⁻⁴ s·m⁻²)。不同站点的增长率不同,越往上游,水位的增长率越大。例如,在口门附近,水位增长率量级在0.01~0.02;而在上游的三江营站,两种情景下水位增长率都达到了0.60。对比两场典型台风之间的天文潮特征还可以发现,天文潮越大水位增长率越大(尽管差异并不显著)。因此,对于给定的天文潮情景,水位增长率主要由站点所在位置决定。



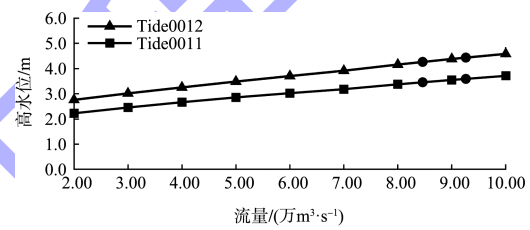
图5 特征潮位站分布



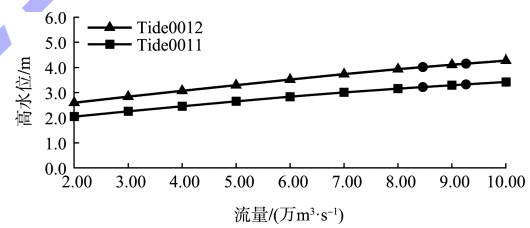
a) 三江营



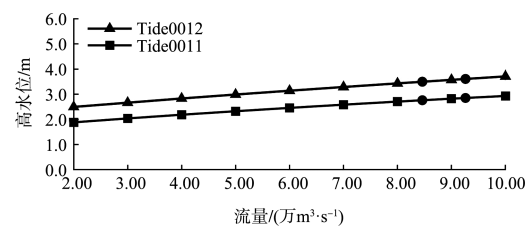
b) 江阴



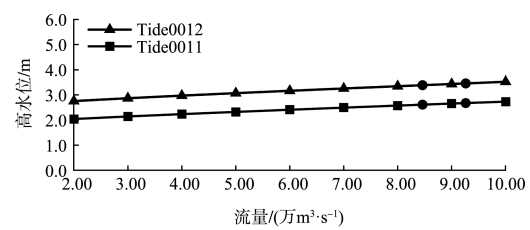
c) 天生港



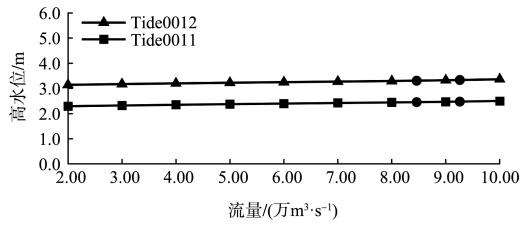
d) 徐六泾



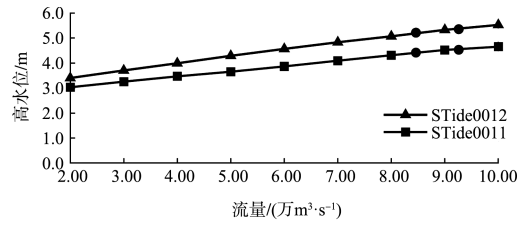
e) 杨林



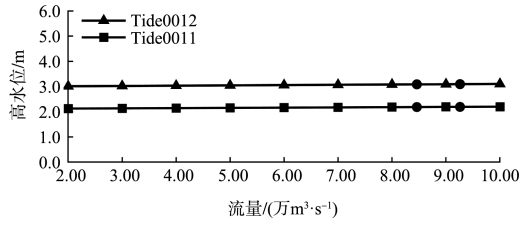
f) 吴淞



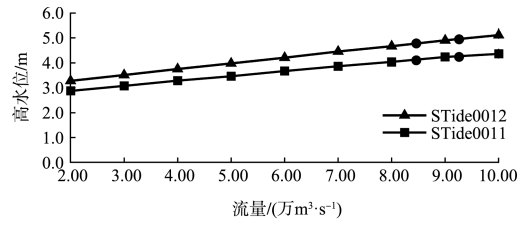
g) 中浚



c) 天生港



h) 连兴港

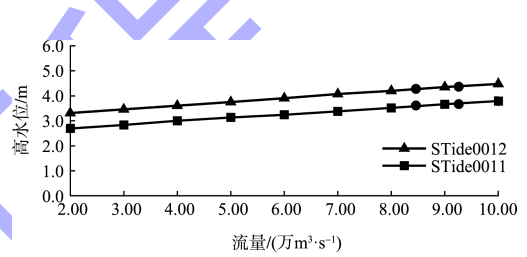


d) 徐六泾

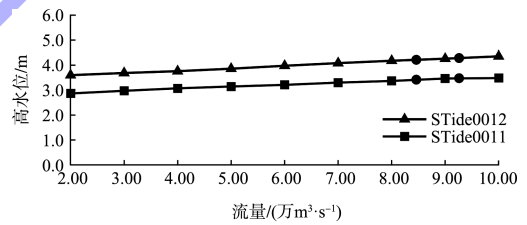
注: 圆点为历史极端流量情景。

图6 台风期间长江下游各站天文高潮位随流量变化

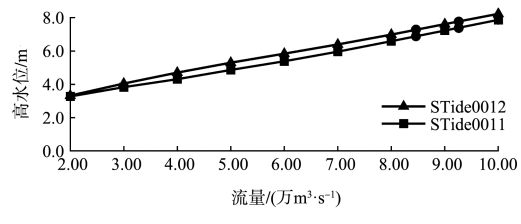
图6中圆点为三峡蓄水前后两个阶段的历史最大洪水在本文天文潮情景下的数值模拟结果, 一定程度上可作为上述规律的验证。从图6可以看出, 历史洪水情景下沿程各站的水位验证都比较好。在台风期间, 风暴潮情景下的风暴高水位沿程变化规律与天文潮情景下的高水位规律类似(图7和表1)。因此, 对于一个确定的实际天文潮情况, 通过对2~3组关键流量的数值模拟, 即可推算出台风作用下长江下游沿程各站的相应风暴潮水位。该结果对河口洪水和风暴潮的预报预警具有重要的实用意义。



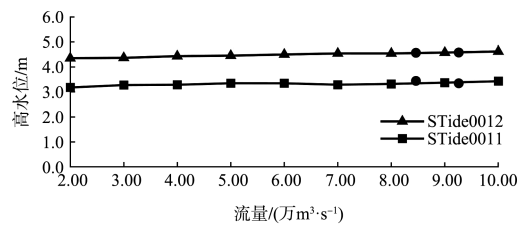
e) 杨林



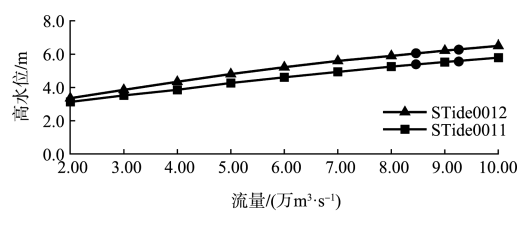
f) 吴淞



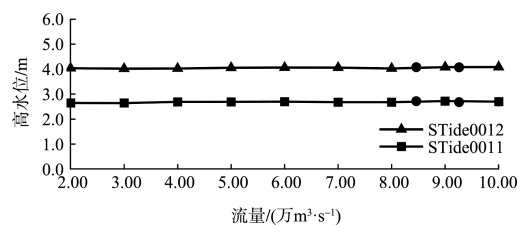
a) 三江营



g) 中浚



b) 江阴



h) 连兴港

图7 台风期间长江下游各站风暴高潮位随流量变化

表 1 长江下游各站 (风暴) 高潮位与流量的 Spearman 相关系数

情景	三江营	江阴	天生港	徐六泾	杨林	吴淞	中浚	连兴港
Tide0012	0.999 4	0.997 7	0.999 2	0.997 9	0.999 4	0.998 7	0.998 4	0.999 7
Tide1211	0.998 6	0.998 6	0.997 2	0.995 9	0.998 5	0.998 6	0.998 7	0.999 9
STide0012	0.999 2	0.995 4	0.998 3	0.999 9	0.999 7	0.999 2	0.984 4	0.765 6
STide1211	0.999 2	0.997 3	0.999 0	0.999 1	0.999 5	0.996 3	0.878 8	0.803 2

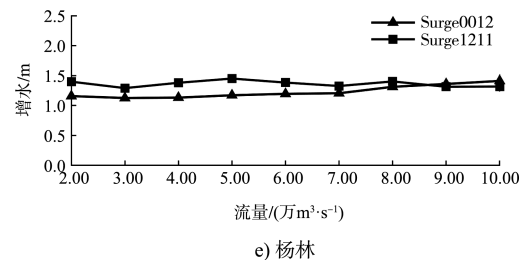
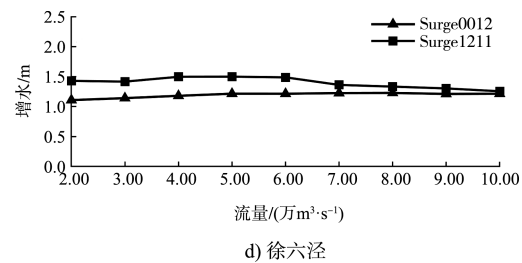
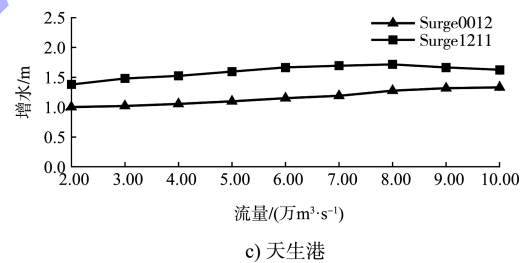
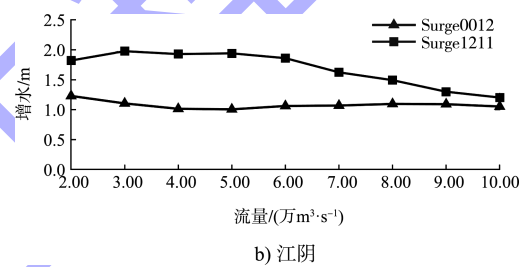
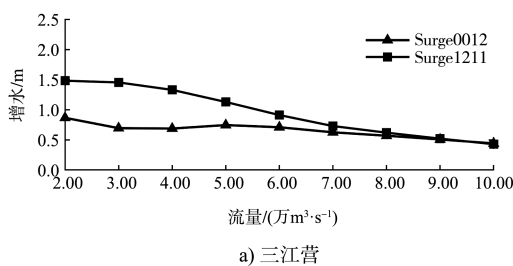
表 2 长江下游各站 (风暴) 高潮位随流量增长率

$10^{-4} s/m^2$

情景	三江营	江阴	天生港	徐六泾	杨林	吴淞	中浚	连兴港
Tide0012	0.615 3	0.360 0	0.232 3	0.216 6	0.152 6	0.097 2	0.026 5	0.011 4
Tide1211	0.622 2	0.315 7	0.189 9	0.179 6	0.133 3	0.088 0	0.025 6	0.009 4
STide0012	0.609 8	0.402 3	0.274 0	0.229 9	0.148 1	0.096 5	0.031 3	0.006 1
STide1211	0.569 5	0.345 9	0.210 8	0.191 1	0.135 5	0.077 9	0.021 7	0.007 3

3.2 风暴增水对流量的响应

长江下游不同站位风暴增水对流量的响应不同。在江阴及以上的感潮河段，风暴增水随上游洪水的增大而减小；在江阴以下的河口段风暴增水随流量变化较小(图 8)。如在台风 1211 期间，随着流量从 2.00 万 m^3/s 增大到 10.00 万 m^3/s ，三江营站增水从 1.5 m 减少到 0.48 m；而近海的 4 个潮位站增水变化均在 9% 以内。从空间变化看，风暴增水值从长江口门往上游呈现先增大后减小的趋势，在江阴站附近达到最大(1.97 m)，这是因为河口风暴潮波同时受断面收缩的辐聚放大作用和底摩阻的耗散作用的影响。在河口段前者主导增水变化，在江阴上游感潮河段由后者主导，在江阴附近两者达到平衡、增水达到最大。最大增水位置与文献[1]对 9711 风暴潮期间的研究结果一致，也证明了结论具备一定普适性。同时，对比 0012 和 1211 两场台风风暴潮，1211 台风的总水位(水深)低(图 7)、风暴增水大(图 8)，与 Horsburgh 的研究一致^[17]。



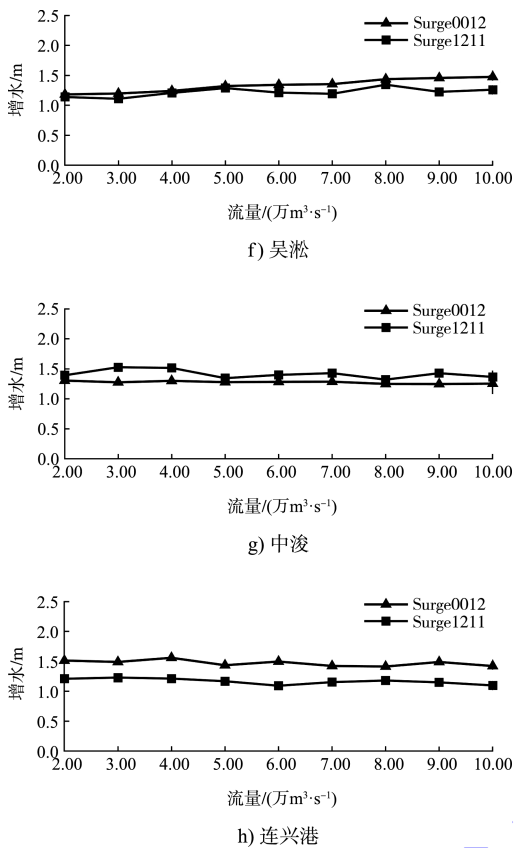


图8 长江下游各站风暴增水随流量变化

4 结论

- 1) 长江大通站流量在台风期间变化较小, 流量年极值主要出现在7月。
- 2) 天文高潮位(风暴高潮位)与径流相关性极强, 并随径流的增加而抬升, 对河口洪水和风暴潮的预报预警具有重要的实用意义。
- 3) 对确定天文潮(风暴潮)情景, 水位增长率取决于站点所在位置, 且越往上增长率越大。
- 4) 风暴增水在江阴及以上的感潮河段随着流量增大而减小, 在下游河口段变化不明显。
- 5) 风暴增水从长江口门往上游呈现先增大后减小的趋势, 在江阴段取得峰值。

参考文献:

[1] 张金善, 孔俊, 章卫胜, 等. 长江河口动力与风暴潮相互作用研究[J]. 水利水运工程学报, 2008(4): 1-7.
 [2] 端义宏, 朱建荣, 秦曾灏, 等. 一个高分辨率的长江口台

风风暴潮数值预报模式及其应用[J]. 海洋学报(中文版), 2005(3): 11-19.
 [3] 聂会. 河口台风风暴潮研究[D]. 杭州: 浙江大学, 2014.
 [4] LOGANATHAN G V, KUO C Y, YANNACCONE J. Joint probability distribution of streamflows and tides in estuaries[J]. Hydrology research, 1987, 18 (4-5): 237-246.
 [5] SVENSSON C, JONES D A. Dependence between sea surge, river flow and precipitation in south and west Britain[J]. Hydrology and earth system sciences, 2004, 8(5): 973-992.
 [6] SAMUELS P G, BURT N. A new joint probability appraisal of flood risk[J]. Proceedings of the Institution of Civil Engineers Water & Maritime Engineering, 2002, 154(2): 109-115.
 [7] KHANAL S, RIDDER N, de VRIES H, et al. Storm surge and extreme river discharge: a compound event analysis using ensemble impact modeling[J]. Frontiers in earth science, 2019, 7: 224.
 [8] 刘秋兴, 李铖. 上游洪水对台风风暴潮过程期间长江口水位的影响研究[J]. 海洋通报, 2017, 36(2): 135-142.
 [9] ZHANG J S, XIONG M J, YIN C T, et al. Inner shelf response to storm track variations over the east Leizhou Peninsula, China[J]. International journal of applied earth observation and geoinformation, 2018, 71: 56-69.
 [10] WEATHERALL P, MARKS K M, JAKOBSSON M, et al. A new digital bathymetric model of the world's oceans[J]. Earth and space science, 2015, 2(8): 331-345.
 [11] 窦希萍, 李焜来, 窦国仁. 长江口全沙数学模型研究[J]. 水利水运科学研究, 1999(2): 32-41.
 [12] 章卫胜, 张金善, 林瑞栋, 等. 中国近海潮汐变化对外海海平面上升的响应[J]. 水科学进展, 2013, 24(2): 243-250.
 [13] MATSUMOTO K, TAKANEZAWA T, OOE M. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: a global model and a regional model around Japan[J]. Journal of Oceanography, 2000, 56(5): 567-581.