

# 上海沿岸天文潮与风暴潮非线性相互作用的数值研究\*

端义宏 秦曾灏

(上海台风研究所, 上海 200030)

**提要** 运用二维非线性风暴潮、天文潮和联合水位模型对8次不同路径的热带气旋引起的上海地区天文潮与风暴潮的非线性相互作用进行了数值研究, 讨论了由天文潮与风暴潮非线性相互作用引起的增水特征, 分析了控制方程中各非线性项对天文潮与风暴潮非线性相互作用引起的水位变化的贡献。研究表明, 考虑天文潮与风暴潮的非线性相互作用后, 使风暴潮和水位的数值模拟结果得到了改善, 非线性底摩擦在控制天文潮和风暴潮非线性相互作用中起着重要的作用, 而非线性浅水项和动量对流输送对两潮的非线性相互作用也不可忽视。

**关键词** 天文潮 风暴潮 非线性相互作用 数值研究

在浅水和潮差较大的地区, 如上海沿岸地区, 天文潮与风暴潮的非线性相互作用相当显著。在这些地区, 实际观测水位减去天文潮后的所谓增水曲线显示出明显的主潮周期振动。从50年代以来, 许多学者对天文潮和风暴潮(简称  $T-S$ , 下同)非线性相互作用的机制进行了研究(Proudman, 1955a, 1955b; Bank, 1974; Wolf, 1978, 1981; Prandle et al., 1978, 1986; Das, 1980<sup>1)</sup>; Murty et al., 1981), 但迄今为止, 仅张延庭等(1989)对渤海运用考虑天文潮和风暴潮非线性相互作用的联合水位模型对水位和增水进行了数值模拟, 同时分析了非线性相互作用与潮流的关系。而对上海沿岸地区  $T-S$  非线性相互作用的机制研究极少。在上海沿岸地区,  $T-S$  非线性相互作用既有其一般的规律, 还有它的特殊性。本文旨在研究上海地区  $T-S$  非线性相互作用的机制, 期望它能对上海及其毗邻地区的风暴潮和水位的数值模拟和预报有一定的参考价值。

## 1 数值模型

所用的风暴潮、天文潮及水位动力学模型如下:

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + f\vec{k} \right) \vec{V} + \nabla \left( g\xi + \frac{Pa}{\rho} \right) - \frac{\vec{\tau}_a}{\rho(h+\zeta)} = -(\vec{V} \cdot \nabla) \vec{V} - \frac{C_b |\vec{V}| \vec{V}}{h+\zeta} \quad (1)$$

(D)                      (C)                      (A)

\* 上海市科学技术发展基金资助项目。端义宏, 男, 出生于1963年9月, 硕士, 副研究员。

1) Das, P. K., 1980, Storm surges in the bay of Bengal. Proceedings WMO Symposium on Typhoons, Shanghai, China, pp. 171 — 183.

收稿日期: 1993年12月7日, 接受日期: 1996年1月3日。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot (h \vec{V}) = -\nabla \cdot (\zeta \vec{V}) \quad (2)$$

(B)

式中,  $\vec{V}(u, v)$  表示水平流速;  $\zeta$  是相对于未扰海面的高度,  $Pa$  和  $\tau_a$  分别表示海面大气压强和风应力;  $h$  为水深;  $f$  为科氏参数;  $C_b$  为底摩擦系数;  $g$  为重力加速度;  $t$  为时间;  $\nabla$  为水平 nabla 算子。

对模型进行数值积分时采用半动量守恒的差分公式。计算域为  $27^\circ 39' N - 34^\circ 15' N$ ,  $119^\circ 48' E - 127^\circ 46' E$ 。水平差分格距为 33km, 时间步长为 200s。模式积分所用的初始场, 边界条件以及相应的热带气旋(简称 TC, 下同)气压场和风场模型, 参见文献(Qin et al., 1994)。

本文选作模拟的热带气旋个例有 8 个, 它们的编号为 5116, 5410, 6014, 7910, 7413, 8114, 8310 和 8615。

## 2 天文潮模拟

为了获得由于  $T-S$  非线性相互作用所引起的准确水位, 准确的天文潮模拟是必须的。在天文潮的数值模拟中, 设方程(1)中,  $Pa=0$ ,  $\tau_a=0$ 。海上开边界上的水位用 8 个天文潮( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $Q_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$  和  $K_1$ )潮高叠加值。

影响上海港的 8 次热带气旋风暴潮过程的天文潮模拟结果及误差分析列于表 1—4。从表 1—4 及图 1 可以看出以下结果。

**2.1 数值模拟的 20 次高潮均方误差(绝对误差)最小为 4.0cm(0.0cm), 最大为 36.8cm(37.0cm), 高潮位的均方误差和绝对误差在 30cm 之内分别为 88% 和 91%。模拟的 15 个低潮位的均方误差(绝对误差)的最小值最大值分别为 10.7cm(4.0cm) 和 81.4cm(68.0cm)。模拟的低潮位的均方误差(绝对误差)在 30cm 以内为 25%(33%)。**

**2.2 高水位模拟的最小和最大绝对误差为 4.0cm 和 37.0cm, 其中有 75% 落在 30cm 以**

表 1 天文潮模拟与观测值的比较

Tab.1 Comparisons of simulated tides with observed ones

TC 序号	HTL (O)			HTL (S)			LTL (O)		LTL (S)	
	I	II	III	I	II	III	I	II	I	II
5116	386	415		393 (-7)	402 (13)		112		44 (68)	
5410	384	441	391	382 (2)	412 (29)	396 (-5)	99	82	45 (54)	33 (49)
6014	330	397	350	325 (5)	360 (37)	343 (7)	106	90	110 (-4)	80 (10)
7413	388	434	397	398 (-10)	421 (13)	408 (-9)	79	68	34 (45)	18 (50)
7910	414	369	408	377 (37)	360 (9)	378 (30)	101	119	64 (37)	76 (43)
8114	376	413	381	382 (-6)	403 (0)	385 (-4)	104	103	50 (54)	42 (61)
8310	373	358	370	382 (-9)	372 (-14)	379 (-9)	112	101	58 (54)	71 (30)
8615	304	317		304 (0)	321 (-4)		130	165	128 (2)	144 (21)

注: HTL (O) 观测高潮位; HTL (S) 模拟高潮位; LTL (O) 观测低潮位; LTL (S) 模拟低潮位; 表中括号内数值为实测减模拟之差, I, II, III 表示高潮或低潮的序号。

表 2 模拟天文潮误差

Tab. 2 Errors of simulated tides

	<i>HTL</i>	<i>LTL</i>	<i>HHW</i>	<i>LLW</i>
潮高均方差 (cm)	4.0—36.8	10.7—81.4		
潮高均方差平均值 (cm)	18.0	57.6		
潮高绝对误差 (cm)	0—37.0	4.0—68.0	4.0—37.0	2.0—68.0
平均均方差小于 30cm (%)	88	25		
绝对误差平均值小于 30cm (%)	91	33	75	38
高潮位相的绝对误差 (h)	0—3	0—4	0—3	0—4
位相绝对误差小于 1h (%)	82	73	75	3

注: *HHW* 高高水位; *LLW* 低低水位。

表 3 天文潮时与实测值的比较

Tab.3 Comparisons of tidal hours with the observed ones

TC 序号	<i>HTT</i> (O)			<i>HTT</i> (S)			<i>LTT</i> (O)		<i>LTT</i> (S)	
	I	II	III	I	II	III	I	II	I	II
5116	6	18		6(0)	20(-2)		13		12(1)	
5410	2	15	27	5(-3)	18(-3)	30(-3)	9	23	10(-1)	3(4)
6014	3	15	28	4(-1)	16(-1)	29(-1)	10	23	9(1)	22(1)
7413	4	16	29	5(-1)	17(-1)	29(0)	12	25	11(1)	23(2)
7910	4	17	29	5(-1)	17(0)	30(-1)	12	23	12(0)	23(0)
8114	5	17	29	5(0)	17(0)	29(0)	12	25	12(0)	24(1)
8310	6	18	30	6(0)	18(0)	30(0)	13	27	16(-3)	23(4)
8615	1	14		2(-1)	15(-1)		9	21	8(1)	21(0)

注: *HTT*(O) 观测高潮时; *HTT*(S) 模拟高潮时; *LTT*(O) 观测低潮时; *LTT*(S) 模拟低潮时; 表中数值以模拟初始时刻起计, 括号内值为误差。

内。而低水位的绝对误差的最大和最小值分别为 68.0cm 和 2.0cm。仅有 38% 的低水位落在 30cm 之内。模拟得出的低潮位和低水位比对应的观测值要小。

**2.3** 天文高潮潮时模拟的位相最大和最小的绝对误差分别为 3h 和 0h, 82% 的天文高潮潮时误差落在 0—1h 内。

**2.4** 高水位发生时间模拟的最大和最小误差分别为 3h 和 0h, 75% 的高水位发生时间的误差范围为 0—1h。

**2.5** 大部分的天文潮低潮和低水位的模拟同实际情况相比出现时间较晚, 而大多数的天文潮高潮和高水位的模拟与实际相比, 出现略早。

总的来说, 同实际情况相比, 天文高潮位和天文高潮发生时间的数值模拟结果比天文低潮位和天文低潮发生时间的模拟要好。

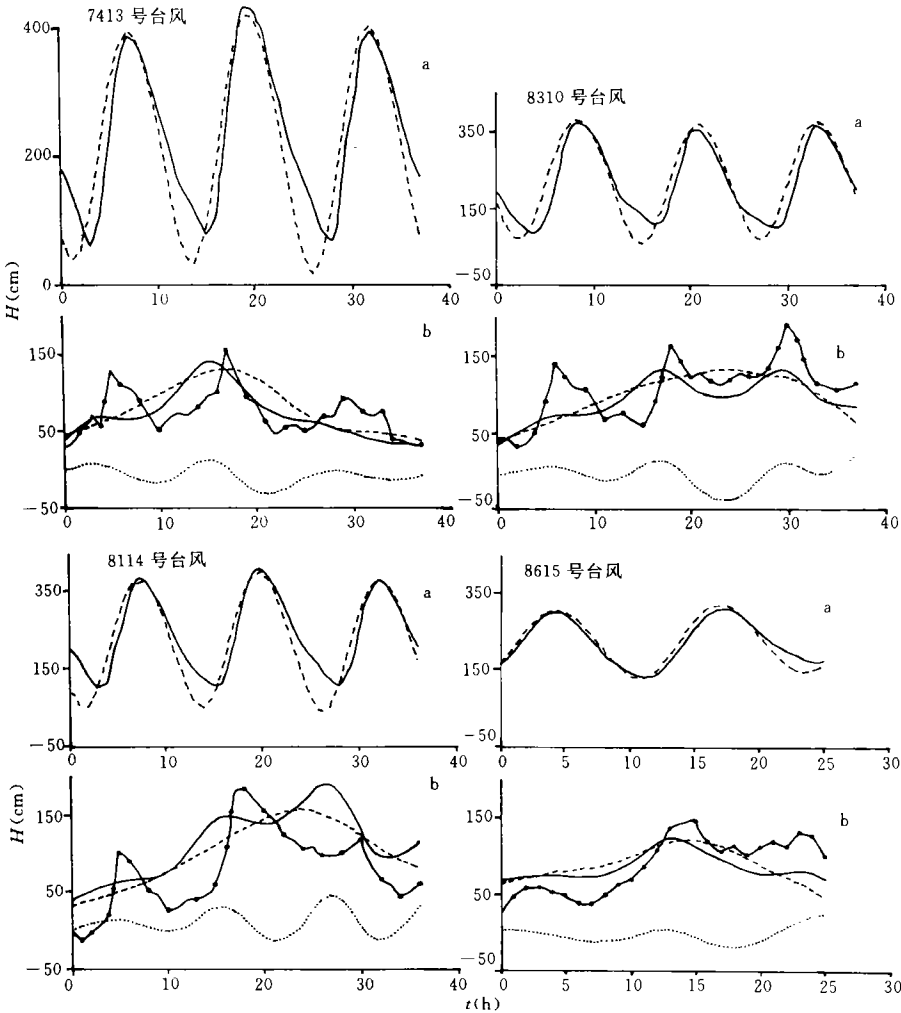


图1 吴淞天文潮、风暴潮及由  $T-S$  相互作用引起的风暴潮增水  $\zeta_{TS}$  模拟(4次 TC 过程)

Fig.1 Simulations of tides storm surges and wind set-up due to nonlinear tide-surge interaction at Wusong for four tropical cyclones

a. 潮位 —— 63 个天文分潮推算值; - - - - 8 个分潮的模拟值。

b. 风暴潮与  $\zeta_{TS}$  - · - · - 实测增水; ····· 模拟纯风暴增水  $\zeta_S$ ; —— 包含耦合效应的增水; - - - - 模拟  $\zeta_{TS}$ 。

### 3 风暴潮模拟

对特定的吴淞站, 假定纯风暴增水  $\zeta_S$  系由数值积分非线性风暴潮动力方程给出, 此时开边界水位值由静压关系确定, 不考虑开边界上的潮波传入。考虑  $T-S$  非线性相互作用的增水( $\zeta_S + \zeta_{TS}$ )是由联合水位模型给出的水位模拟值与对应时刻的天文潮模拟值之差值。 $\zeta_{TS}$ 为  $T-S$ 非线性相互作用对增水的贡献。 $\zeta_R$ 是由实测水位减去对应时刻由 63 个天文分潮经调和与分析推算得到的潮位。

从图 1 可以看出, 同实际增水  $\zeta_R$  相比, 考虑  $T-S$  非线性相互作用的风暴增水( $\zeta_S +$

$\zeta_{TS}$ ), 无论是增水峰值, 还是增水的时间变化趋势均比纯风暴增水  $\zeta_S$  要符合得好。特别需要指出的是, 除 TC 8114 号外, 考虑  $T-S$  非线性相互作用的增水曲线中有 11—13h 的潮周期振荡。这表明考虑  $T-S$  非线性相互作用后, 风暴潮增水模拟有了明显的改进。

由于  $T-S$  非线性相互作用使得在涨潮时实际增水高于纯风暴增水, 而在落潮时, 小于纯风暴增水, 同时,  $\zeta_S + \zeta_{ST}$  的峰值在纯风暴潮增水峰值之后 1—3h 出现。

#### 4 天文潮和风暴潮非线性相互作用的分析

从联合水位  $\zeta_{T+S}$ , 天文潮  $\zeta_T$  和纯风暴潮位  $\zeta_S$  的定义, 可以用下式给出由  $T-S$  非线性相互作用形成的水位  $\zeta_{TS}$ :

$$\zeta_{TS} = \zeta_{T+S} - \zeta_T - \zeta_S \quad (3)$$

从图 1 可以看出, 与  $\zeta_S + \zeta_{TS}$  的形状相似,  $\zeta_{TS}$  的依时变化曲线仍然具有 11—13h 的主潮周期振荡。对不同的风暴潮过程,  $\zeta_{TS}$  的数值差别很大, 它依赖于风暴潮和天文潮的形态及其强度。一般情况下,  $T-S$  非线性相互作用随着风暴潮的增强而增大。如: 对于 TC7413, TC8114, TC8310 过程, 由于它有很强风和很大的气压落差, 便造成很大的风暴潮, 因而  $\zeta_{TS}$  很大; 相反, 当弱的风暴潮过程出现时, 如: TC8615 过程,  $T-S$  非线性相互作用的强度也就相应减小。在所讨论的 4 次风暴潮过程中,  $\zeta_{TS}$  的最大变化幅度为 35—50cm。

风暴潮和天文潮是随时随地非线性相互作用着。在方程 (1) 和 (2) 中有两类非线性作用: 一是海洋内部的, 如方程 (1) 中的动量对流项 ( $C$ ), 底摩擦项 ( $A$ ) 和方程 (2) 中的浅水

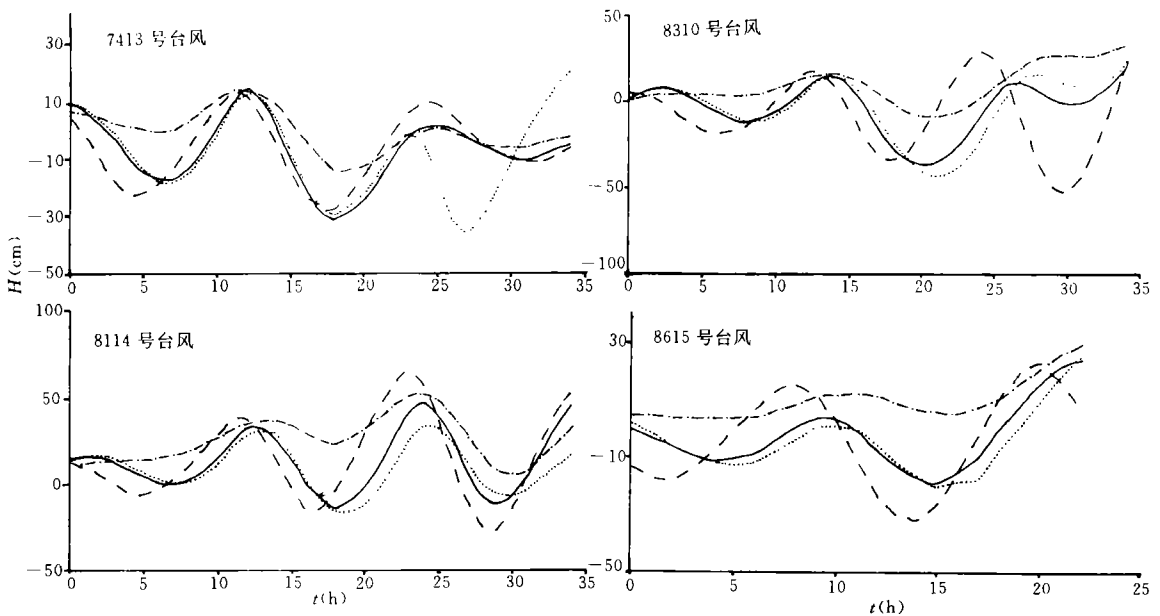


图 2 非线性底摩擦项, 浅水项对  $\zeta_{TS}$  的贡献的数值试验

Fig.2 Contributions of nonlinear bottom friction and shallow water terms to  $\zeta_{TS}$  for four tropical cyclones

— 正常模拟; ·····  $C_b = 2 \times 10^{-3}$ ; - · -  $C_b = 8 \times 10^{-3}$ ; - - - 不考虑浅水项。

项(B); 另一是海气交界面处的风应力和水位的相互作用项, 即方程(1)中的(D)。以下用诊断方法讨论海洋内部的  $\zeta_{TS}$  的贡献(如图 2)。

#### 4.1 非线性底摩擦效应

数值试验表明, 当底摩擦增大时,  $\zeta_{TS}$  的过程曲线振幅将增大, 位相也发生明显的变化。当取强的  $C_b$  ( $C_b=2 \times 10^{-3}$  时),  $\zeta_{TS}$  的高值和低值均提前出现。而取弱的底摩擦 ( $C_b=8 \times 10^{-5}$ ) 时,  $\zeta_{TS}$  的高值和低值的出现时间均相对落后。当底摩擦系数增加为原选定值 ( $C_b=2 \times 10^{-4}$  时) 的 10 倍时,  $\zeta_{TS}$  的变化幅度将增加 10.8%—48.0%。

二次底摩擦项中的所有变量因计算域内不同点以及不同的风暴潮过程而异。实际上, 方程(1)底摩擦项可以展成下列形式:

$$\text{当 } \frac{\zeta}{h} < 1 \text{ 时, } \frac{C_b |\vec{V}| \vec{V}}{h + \zeta} = \frac{C_b}{h} |\vec{V}| \vec{V} \left[ 1 - \frac{\zeta}{h} + \left( \frac{\zeta}{h} \right)^2 + \dots \right] \quad (4)$$

这里  $\left( \frac{\zeta}{h} \right)$  是一无量纲参数, 它是表征与重力波相关的动力学问题中非线性效应的一个重要特征量。从方程(4)中可以看出, 非线性底摩擦项中不仅包含了流与水位的非线性相互作用, 同时也包含了流与流的非线性相互作用。

下面将给出底摩擦项对  $(\zeta/h)$  和  $C_b$  的敏感性试验结果。

考虑到不同网格上的  $\zeta/h$  是变化的, 因此在对  $\zeta/h$  进行试验时, 在它的前面乘以一个因子  $a$ ,  $a$  的变化范围为 0—1。

结果表明, 当  $C_b$  一定时, 随着放大因子  $a$  的增加,  $\zeta_{TS}$  略有增大, 在 4 次 TC 风暴潮过程中(图 2),  $\zeta/h$  对  $\zeta_{TS}$  的贡献因  $C_b$  的强度不同而异, 其变化范围为 0—45.5%。

一般情况下, 当底摩擦变小时, 它对  $\zeta_{TS}$  的贡献也相应减小, 而当底摩擦增大时, 它对  $\zeta_{TS}$  的贡献也相应增大。当底摩擦系数  $C_b$  增加到原选定值 ( $2 \times 10^{-4}$ ) 的 10 倍, 且  $a=1$  时, 则  $\zeta_{TS}$  相应增加 4%—400%; 相反, 当  $C_b$  减小到原选定值的 25%, 且因子  $a$  仍取 1 时, 那么,  $\zeta_{TS}$  的峰值将相应地减少 0—11%。因此, 底摩擦大小对  $\zeta_{TS}$  的贡献是很大的。

#### 4.2 非线性浅水效应

数值试验表明, 不考虑浅水项时,  $\zeta_{TS}$  的高值和低值的绝对值增大, 亦即,  $\zeta_{TS}$  过程的平均值增大, 但振幅变小。与考虑浅水项时的情形相比较, 除 TC7413 过程的  $\zeta_{TS}$  的低值外,  $\zeta_{TS}$  时变曲线的位相几乎不变。因此, 浅水效应使得  $\zeta_{TS}$  的高值和低值均增大, 而振幅变小, 但没有明显的位相变化。此外, 4 次风暴潮过程试验还表明非线性浅水项对  $\zeta_{TS}$  的贡献在 22%—44% 之间。

#### 4.3 非线性动量对流项

对 4 次 TC 风暴潮过程的计算表明, 非线性动量对流项对  $\zeta_{TS}$  振幅的贡献约为 8—21%。

从上面讨论可见, 三个非线性项中对  $\zeta_{TS}$  贡献最大是二次底摩擦项。平均而言, 浅水项对  $\zeta_{TS}$  的贡献占 33%, 对流项为 14.5%, 而剩余的贡献来自二次底摩擦项。这个结论在定性和定量方面, 均同 Wolf(1978) 在研究英国沿岸天文潮和风暴潮非线性相互作用

时所得的结论一致。

## 5 结论

本文基于包含大气强迫和外来海洋潮波传播的二维动力模型,用数值方法研究了上海沿岸的风暴潮和天文潮非线性相互作用机制,以及这种非线性相互作用对风暴潮的影响。数值模拟天文潮的误差落在允许的范围内,因而非线性  $T-S$  相互作用研究结果是可信的。主要结论可归纳如下。

**5.1** 实测增水  $\zeta_R$  曲线上的潮周期振荡是由于  $T-S$  非线性相互作用引起的。当风暴潮振幅增大时,  $T-S$  非线性相互作用所致的水位  $\zeta_{TS}$  趋于增加。 $\zeta_{TS}$  过程曲线显现主潮周期变化。

**5.2** 一般情况下,增水峰值出现在涨潮时。考虑  $T-S$  非线性相互作用后,模拟增水峰值出现在涨潮时,并发生在低潮之后 2—3h。 $T-S$  非线性相互作用使得涨潮时增水增大。

**5.3** 在三种海洋内在的非线性  $T-S$  相互作用项中,对  $\zeta_{TS}$  贡献最大的是二次底摩擦项。第二、第三位分别是浅水项和水平动量平流项。二次底摩擦项可使  $\zeta_{TS}$  的振幅和位相发生很大的变化,随着底摩擦的增加,  $\zeta_{TS}$  的过程曲线的变化幅度将增大。通常浅水项的作用使  $\zeta_{TS}$  的变化幅度减小,而  $\zeta_{TS}$  的高值和低值均增加,但它对  $\zeta_{TS}$  的位相影响不明显。

通过本文的研究,上海地区  $T-S$  非线性相互作用机制已初步得到揭示,但由于  $T-S$  非线性相互作用的复杂性,在以后的工作中应用更多的风暴潮过程的数值试验来进一步证实本文的结论。同时,天文潮模拟结果还需进一步改进,特别是对天文潮低潮模拟。针对长江口复杂的地形和岸线,也需进一步提高模式的分辨率。

## 参 考 文 献

- 张延庭、王以娇, 1989, 海洋学报, 12(4): 426—431.
- Bank, J. E., 1974, *Geophys. J. Roy. Astro. Soc.*, 55: 203—216.
- Fujita, T., 1952, *Geophys. Mag.*, 23: 437—452.
- Murty, T. S. and El-Sabh, M. I., 1981, *Mar. Geodes.*, 5: 19—33.
- Proudman J., 1955a, *Proc. Roy. Soc. (London Ser.)*, A231: 8—24.
- Proudman, J., 1955b, *Proc. Roy. Soc. (London Ser.)*, A233: 407—418.
- Prandle, D., Wolf, J., 1978, *J. R. Astro. Soc.*, 55: 203—216.
- Prandle, D., Wolf, J., 1978, Surge-tide ininteraction in the South North Sea, Proc. 9th Int. Liege Colloq. Ocean Hydrodyn (Elsevier, Amsterdam, The Netherlands), pp. 161—185.
- Qin, Zenghao et al., 1994, *Natural hazards*, 9: 167—188.
- Wolf, J., 1978, *Math. Modeling*, 2: 245—253.
- Wolf, J., 1981, Surge-tide interaction in the North Sea and River Thames, Floods due to high wind and tides, ed. by Pergine, D. H., Academic Press (London U. K.), pp. 75—94.

## NUMERICAL STUDY OF NONLINEAR INTERACTION BETWEEN STORM SURGE AND TIDE IN SHANGHAI COAST

Duan Yihong, Qin Zenghao

(*Shanghai Typhoon Institute, Shanghai 200030*)

**Abstract** By using both two-dimensional nonlinear storm surge model and water level model comprising the nonlinear interaction of tides with storm surges ( $T-S$ ), the nonlinear  $T-S$  interaction in Shanghai coastal region for eight storm surge process induced by the tropical cyclone of different tracks are numerically analysed in this paper. It is shown that a substantial improvement to the numerical simulation of the set-up and water level will be achieved when the nonlinear  $T-S$  interaction is taken into account.

The nonlinear bottom friction plays an most important role in controlling the nonlinear  $T-S$  interaction and both nonlinear shallow water and momentum advection terms contribute considerably to the nonlinear  $T-S$  interaction as well.

**Key words** Tides Storm surge Nonlinear interaction Numerical study