

徐灵芝, 赵玉洁, 宋国辉, 等. 离岸风背景下风暴潮异常增水特征分析[J]. 气象, 2010, 36(5): 56-63.

离岸风背景下风暴潮异常增水特征分析^{* 1}

徐灵芝^{1,2} 赵玉洁² 宋国辉² 张文云³

1 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000

2 天津塘沽气象局, 天津 300456

3 天津市气象局, 天津 300074

提 要: 渤海湾在 8 月份出现由温带气旋引发高达 518 cm 的风暴潮属小概率事件。作者应用天气图、卫星云图、自动站观测资料及天津海洋局潮位资料, 对 2008 年 8 月天津港发生的两次风暴潮异常增水过程进行了特征分析, 得到气象因子对风暴潮的影响关系, 为预报风暴潮提供依据; 进一步探讨了在离岸风即西北风作用下产生风暴增水的条件和机制。结果表明, 温带风暴潮过程增水强度大(最大增水 121 cm)且持续时间长(达 15 小时); 分析了气旋增水不同于台风增水的特点, 并应用半封闭浅海湾中开尔文波传播理论分析了风暴潮产生的原因。

关键词: 离岸风, 风暴潮, 异常增水, 温带气旋

Characteristic Analysis of the Abnormal Increasing Water by Storm Surge Under the Background of Off-Shore Wind

XU Lingzhi^{1,2} ZHAO Yujie² SONG Guohui² ZHANG Wenyun³

1 College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

2 Tanggu Meteorological Observatory, Tianjin 300456

3 Tianjin Meteorological Bureau, Tianjin 300074

Abstract: In August, it is an unfrequent event that there is a storm surge with a height of 518 cm caused by the effects of extratropical cyclone at the Bohai Sea. Using the weather charts, satellite cloud pictures, observations from automatic weather stations and the surge data from the Tianjin Oceanic Administration, the characteristics of two abnormal increasing water events by the storm surges occurring on Tianjin Harbour in August 2008 were analyzed. The influences of meteorological factors on storm surges were summarized. They can offer valuable information for predicting storm surges. The paper discussed the occurring conditions of storm surge and increasing water on account of the off-shore wind (northwest wind). The results show that the extratropical storm surge has the characteristics of high-intensity for increasing water (the largest height is 121 cm) and long duration time (for 15 hours). The paper also proposed the differences between the water increased by cyclone and by typhoon. And the reasons for occurring storm surges in a semi-closed and shallow gulf were analyzed based on the propagating theory of Kelvin wave.

Key words: off-shore wind, storm surge, abnormal increasing water, extratropical cyclone

引 言

由于剧烈的大气扰动, 如强风和气压骤变导致海水异常升降, 使受其影响的海区潮位大大超过平

常潮位的现象, 称为风暴潮, 它是最严重的海洋灾害之一^[1]。按照诱发风暴潮的天气系统, 通常将风暴潮分为由台风引起的台风风暴潮和由温带气旋引起的温带风暴潮两大类, 前者多见于夏秋季节, 后者则多发生在春秋季节, 夏季也时有发生, 此外渤海湾

* 中国气象局气象新技术推广项目(CMATG2006M22)、国家高技术研究发展计划(863 计划)(2007AA06A403)共同资助
2008 年 11 月 17 日收稿; 2009 年 10 月 22 日收修定稿
第一作者: 徐灵芝, 从事天气预报和灾害性天气研究. Email: lingchee-hsu@163.com

地区产生风暴潮还有一个诱因就是寒潮或冷空气影响。无论哪一种天气系统影响,其直接作用结果都是产生向岸大风导致风暴增水。对于渤海湾风暴潮预报分析方面的研究已取得了很多成果^[2-6],王喜年等^[7]把渤海风暴潮按天气型分为四种,即台风影响型、强孤立气旋型、冷锋低压型和冷锋型。天津港地处渤海湾湾顶,滨海之地,常有风暴海潮之忧,50年来潮位高于 500 cm 的严重风暴潮共发生 19 次,其中约有 70% 是由于台风北上或台风减弱为热带风暴所引起,约 30% 由温带天气系统所引起。一般来说,形成风暴潮有两个条件,第一是逢农历初一、十五的天文大潮,它是形成风暴潮的主体;第二,持续强劲的向岸大风是风暴增水的主要强迫力,很多渤海湾风暴潮个例的分析都强调了向岸大风,无论是东北风、东风还是东南风中偏东分量对增水的重要作用^[8-9]。当冷空气从东路南下入侵产生的回流天气造成东北大风以及受黄河气旋入海系统影响造成渤海海峡偏东大风,当天文大潮与持续的向岸大风(6~7 级以上)遭遇时,风应力增水作用导致风暴潮发生。而 2008 年 8 月天津港发生两次特殊的风暴潮异常增水过程,本文通过分析这两次过程以期对风暴潮的预报积累经验,为防灾减灾提供基础资料依据。

1 资料与方法

文中所用资料包括 MICAPS 系统天气图、卫星云图资料,国家基本站渤海湾埕北 A 平台(站号 54646,位置 38°27'N、118°25'E)的每分钟风向风速、海平面气压观测资料,国家基本站天津塘沽站(站号 54623,位置 39°03'N、117°43'E)风向风速、气压观测资料(如图 1),所用资料还包括国家海洋观测基本站天津塘沽海洋站的每 5 分钟潮位观测资料。

天津港目前的防潮标准警戒水位为 490 cm,以往以 470 cm 作为标准是由于沿海地区如天津港客运码头及港口的一些企业单位地处低洼,潮位达 470 cm 时已经造成淹泡,并且在风暴潮出现时一般伴有大风和大浪,也会造成一定灾害。本文依据常规将潮位达到警戒水位 490 cm 作为风暴潮标准。风暴潮的强弱通常由增水来表示,即将实测潮位与计算所得天文潮位之差作为风暴增水。天津港潮高基准面为平均海面下 241 cm,由于潮汐表^[15]中的潮高起算面为潮高基准面,该基准面与海图深度基准

面一致,但它与验潮站实际观测潮位的起算面不一致,需要加以订正,验潮站水尺零点与其潮高基准面之差值为 12 cm,因此将潮位统一订正到验潮站水尺零点起算的天文预报潮位。

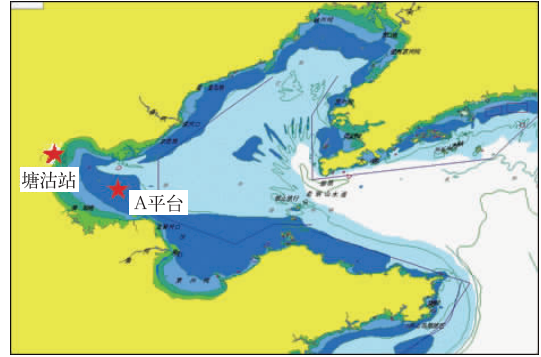


图 1 渤海湾地形图及测站位置

Fig. 1 The topography of the Bohai Gulf and sites of observation

2 风暴增水天气过程分析

天津港属半日潮^[10],在每个太阴日(约 24 时 50 分)内一般可有两次高潮和两次低潮,天文高潮一般出现在凌晨 05 时±3 h 期间和下午 17 时±3 h 期间。2008 年 8 月 1 日和 22 日,天津港分别出现了超警戒水位的风暴潮过程,两次风暴潮分别出现在 1 日下午 15:55 时和 22 日下午 18:05 时,正逢天文高潮位时刻,潮高分别达到 492 cm 和 518 cm,造成天津港客运码头上水,新港船闸上水达 60 cm,交通全部中断。第一次过程出现在冷空气影响下,第二次过程影响系统为温带气旋入海,发生在气旋活动频率最低的夏季 8 月份。如前所述及,以往超过 500 cm 的风暴潮过程大多由台风北上或由其减弱的热低压影响造成,只有 30% 的风暴潮是由温带气旋影响造成的。从发生时间看,温带风暴潮在发生频率和强度上有明显的季节变化特点,天津港温带风暴潮频率最高发生在 11 月,出现了 15 次,其次是 10 月出现 13 次,4 月和 3 月也分别出现 8 次和 7 次,因为此时正值春秋过渡季节,冷暖空气活动频繁,气旋入海经常导致海岸地区不同程度的增水,而 8 月只有 4 次,频率很低。特别是这次过程产生大幅增水的背景是在持续的离岸风作用下,因此无论是从发生时间还是原因看,都有别于以往的情况。统计表明,渤海湾天文大潮要比理论上的朔(农历初一)和望(农历十五)日延后 2~3 天,2008 年 8 月 1

日为农历初一,接近天文高潮日,而 8 月 22 日为农历二十二,介于两次天文高潮日之间,显然不属天文高潮日,而其潮位却异常偏高,造成极端事件,这也是本文分析的原因。

2.1 2008 年 8 月 1 日风暴潮过程

2.1.1 天气形势

从 2008 年 8 月 1 日 08 时 500 hPa 形势图上(图 2)可以看出,这是一次冷空气影响华北地区的过程,贝加尔湖以西为宽广的高压脊,从蒙古东部到我国华北北部以及东北地区多短波槽活动,西风槽带来冷空气,随着副热带高压略有东退,有利于西风槽东移。低空 850 hPa 东北低压有两个中心,南部位于吉林境内,中心强度强,达 140 dagpm,从

低压中心向西南经辽宁、渤海湾一直到河北南部与山东交界处是经向度较大的低槽区,强度同样很强,北京探空站风速为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,达急流标准,同时在江淮流域也存在一个低值槽区。与其相配合的地面图上,呈现西高东低形势,从东北地区到黄河下游维持大范围的低压带,低压中心有两个,一个位于吉林省南部,在渤海湾湾顶也有一低压中心,中心强度 1002.1 hPa。受低压后部冷空气影响,塘沽站风向为西北风。到 20 时,东北低压继续向东北方向移动,强度加强,由原来的 998.9 hPa 加强到 996.2 hPa,而渤海湾的弱低压则东移到山东半岛,强度仍维持在 1002.2 hPa,塘沽站继而转为受此低压环流第二象限影响,风向转为东北风,风力不大,这是一种有利于产生弱降水的天气形势。

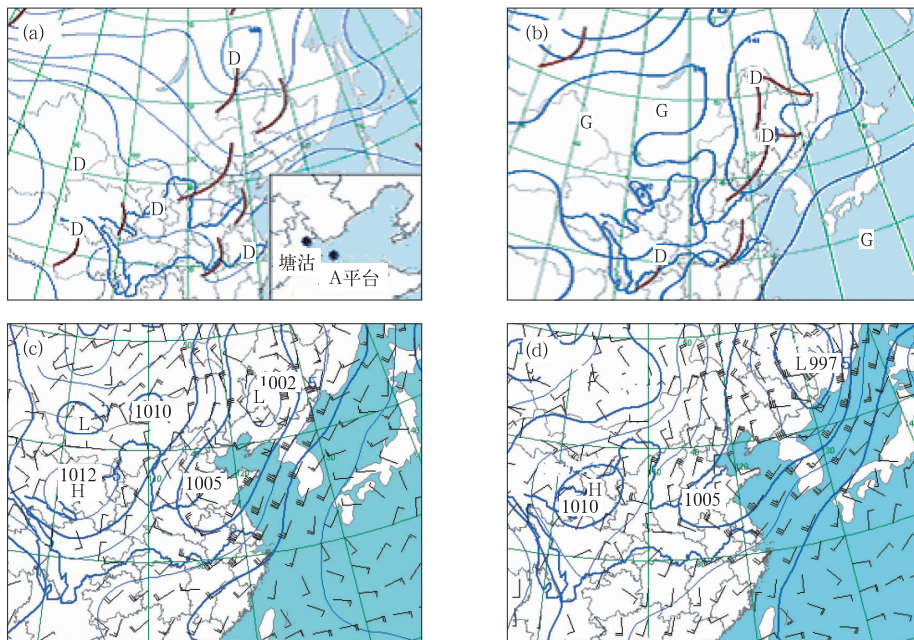


图 2 2008 年 8 月 1 日 08 时 500 hPa 高度场(a)、
850 hPa 高度场(b)、地面图(c)及 20 时地面图(d)

Fig. 2 The 500 hPa geopotential height field (a), 850 hPa geopotential height field (b), the surface weather chart (c) at 08:00 BT 1 August, 2008 and the surface weather chart (d) at 20:00 BT 1 August 2008

2.1.2 潮位增水特征

这次风暴潮的显著特点是风暴增水滞后,最大风暴增水出现在落潮期,天文潮最高潮位时间在 15:34,实测最高潮位时间出现在 15:55,而最大增水却出现在 17:00。实测潮位曲线上(图 3a),31 日

和 1 日下午的高潮位分别为 464 cm、492 cm,而 1、2 日凌晨高潮位分别为 438 cm 和 425 cm,显然下午的潮高均高于凌晨的潮高,这与天文潮一致。从增水曲线看,8 月 1 日下午出现风暴潮前,增水一直比较小,维持在 40~50 cm 之间,在 15:45 达到潮位顶

点之时,增水突然增大到 70 cm,这一时刻也是增水增大的开始,在此后落潮的 3 小时内,都是维持大于 70 cm 的较高增水状态,最大增水 78 cm,显然是一种非常明显的增水滞后现象,或者说,在引发风暴潮的原因里,增水的贡献已不是主要因素,对于预报经验而言,可以判定,在增水还没有达最大而是处于缓慢积累的阶段,也可能出现风暴潮。这与以往的统计结果不同,在对天津港 50 年风暴潮的统计里,天津港的增水值波峰要比潮位波峰提前数小时,最高潮位并不与最大增水保持同步,而是出现在增水回落阶段。这一增水滞后的特点亦体现在前一天的的高潮位上,31 日下午 14:45 时,出现最高潮位 464 cm,14 时以前有 5 个小时增水稳定在 40 cm,只有在高潮位前 45 分钟,增水开始上升到 50 cm,这一情况一直维持到落潮后的 3 小时内,并在落潮 1 小时后出现最大增水 53 cm,此后增水逐渐减小。虽然涨潮前后增水都不是很大,但可以看出 50 cm 以上的较大增水出现并持续的时间晚于高潮位时间且最大增水出现在落潮期。

引发浅海区风暴潮的气象因子有气压、风向风速和降水。有利天津港增水的主导风向是东北风及东风,在向岸大风的作用下产生的风海流使海水不

断涌入天津港,引起增水。增水的幅度、持续时间均与天气系统密切相关。从图 3b 可以看出,7 月 31 日 08 时始至 8 月 1 日 01:15 时陆地 54623 站的风一直是东南风,凌晨 01:30 时开始转为西北风,风速很小,却持续了近 11 个小时,从 13:00 时快速顺转为东北偏北风,风向始终小于 45°,风速略有增大,最大为 4.7 m · s⁻¹ (3 级),这一情况持续近 3 小时后潮位达最高,可见无论是风速还是风向实际上对增水贡献并不很大。

综上所述,前期增水受 7 月 31 日 08 时始至 8 月 1 日 01:15 时共有近 18 小时的东南风偏东分量的影响,已经造成 50 cm 增水一直维持。而后转为西北风风速很小,导致增水略有减少,从午后转为东北偏北风,风速最大也仅为 4.7 m · s⁻¹,而增水却快速增大,此时风向风速的变化已不能完全解释。一般情况下,增水变化和天文潮差(即潮周期内天文高潮位和天文低潮位的差值)的变化成正相关关系^[1],31 日至 1 日的潮差是逐渐增大的,而这段时间内风速和风向虽然变化但并不显著,所以可以认为前期增水显著增大可能与天文潮潮差加大造成了天文潮和风暴潮相互作用加强有关,而不是风力变化的缘故。

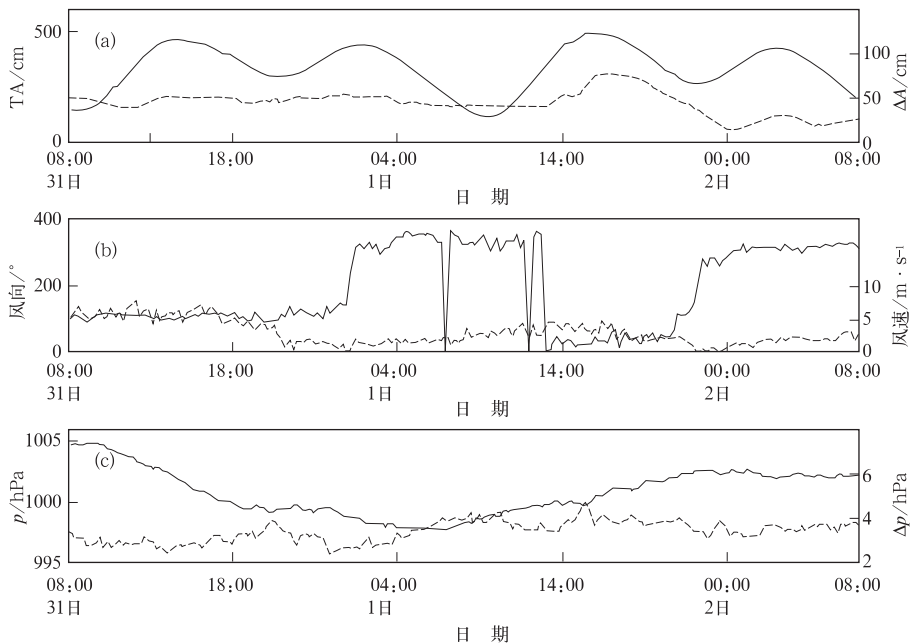


图 3 2008 年 7 月 31 日 08 时—8 月 2 日 08 时时间序列
 (a) 实测潮位(实线)与增水曲线(虚线)(单位: cm); (b) 风向(实线,单位:°)和风速(虚线,单位: m · s⁻¹); (c) 海上平台观测站气压(实线)和海陆气压差(虚线)(单位:hPa)
 Fig. 3 Time series from 31 July to 2 August, 2008
 (a) Observational TA (solid line) and increase water ΔA (dashed line) (unit: cm); (b) Wind direction WD (solid line, unit: deg) and wind speed WS (dashed line, unit: m · s⁻¹); (c) Air pressure in platform A (solid line) and sea-land pressure difference Δp (dashed line) (unit: hPa)

海上 54646 站的气压曲线(图 3c)反映了这次冷空气东移的过程,从 31 日 11 时开始气压持续降低,1 日上午 06:00 时达到最低气压 997.6 hPa,随着后部高压东移,陆地在此前 4 个小时已转为西北风,海上平台站气压开始缓慢升高,陆地站与海上站的气压差是一个波动增大的过程,下午 15:45 时风暴潮发生时刻气压差幅度达最大值 4.7 hPa。

2.2 2008 年 8 月 22 日风暴潮过程

2.2.1 天气形势

此次风暴潮过程系由温带气旋所致。黄河气旋一年四季均可出现,夏半年(5—9 月)产生在黄河下游较为频繁,其移动路径有二:一是入渤海后,向东北方向进入东北地区,气旋往往能得到发展,常在渤海、辽东半岛及黄海北部出现暴雨和大风天气;二是向东入黄海,经朝鲜半岛北部或中部再入日本海。这次过程属后者(图 4d),气旋在河南南部生成并得到发展,中心气压 1016 hPa,然后先北上并一路加强,到 14 时中心强度 994 hPa,而后折向东,22 日 02 时中心加强为 966 hPa,到达青岛海域后继续向偏

北移动,于 22 日 08 时到达山东半岛北部,中心强度 939 hPa,此后气旋中心向东南方向继而向东北方向移动,逐渐远离渤海湾。事实上,高潮位发生时间在下午 18:05,此时气旋已经东移到接近朝鲜半岛附近。

8 月 22 日 08 时 500 hPa 图上(图 4a),副高 588 线已经南撤到 30°N 以南地区,亚洲北部为一切断低压,北支锋区位于贝加尔湖以东,中纬度锋区比较平直,强度较弱,锋区上有短波槽东移,气旋在中纬度锋区上形成,高空冷空气沿河西走廊向东南冲下,促使南支槽加强发展,东移入海,到 125°E 时北支锋区上的冷空气很快南下并入到气旋后部,南北槽合并加深(20 时图略),700 hPa(图略)南支槽前西南气流强盛,风速达 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,850 hPa(图 4b)已有闭合低压中心,位于渤海海峡,中心风速达 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,高度 1360 gpm,其后部为西南—东北走向的暖舌控制区,地面图上(图 4c),气旋中心强度 939 hPa,14 时气旋中心东移到黄海中部,入海加强,可见这一气旋是从高空到地面的深厚系统,从中纬度锋区上发展而来。

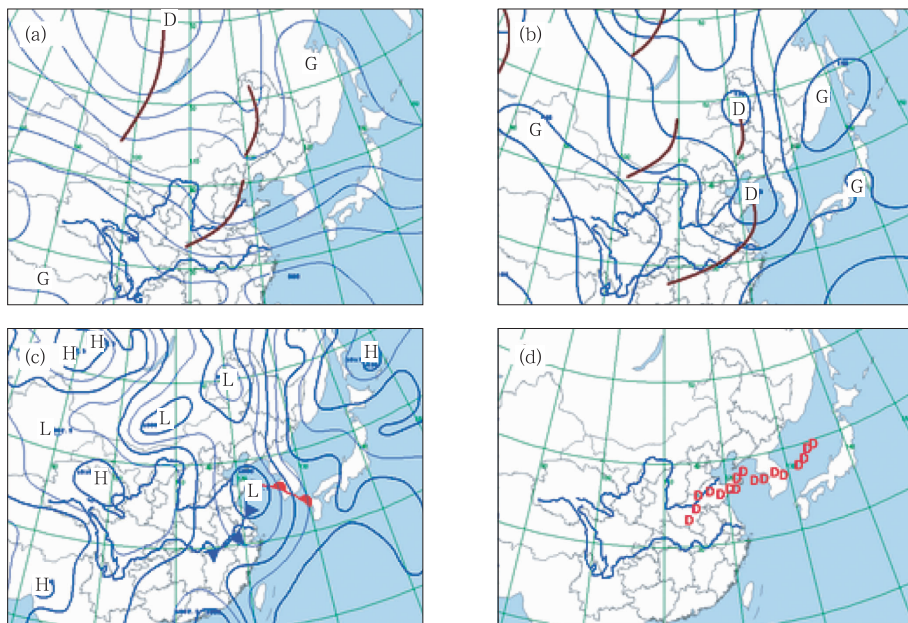


图 4 2008 年 8 月 22 日 08 时 500 hPa 高度场(a)、850 hPa 高度场(b)、14 时地面图(c)及气旋路径(d)

Fig. 4 The 500 hPa geopotential height field (a), 850 hPa geopotential height field (b) at 08:00 BT 22 August 2008, and surface weather chart at 14:00 BT (c), and cyclone track (d)

温带气旋往往由冷、暖气团组成并伴随有冷、暖锋活动,在温带形成和活动的的气旋,大都是锋面气

旋^[12]。22 日 14:33 时卫星云图上(图 5),AB 是一条逐渐移向气旋云区的锋面云带,云带东移时变宽

并有所减弱,同时气旋云系 R 向北凸起的部分越来越明显,有一条条向四周辐散的卷云线,R 云系后界向云内凹,向云区内凹的蓝色无云区为干舌,表明干冷空气从气旋的后部已经侵入到气旋中心,水气供应已被切断,在凹的地方出现一些不连续的断裂云系,此时云区表现出螺旋结构,气旋几近锢囚,涡旋中心与地面低压中心相重合。

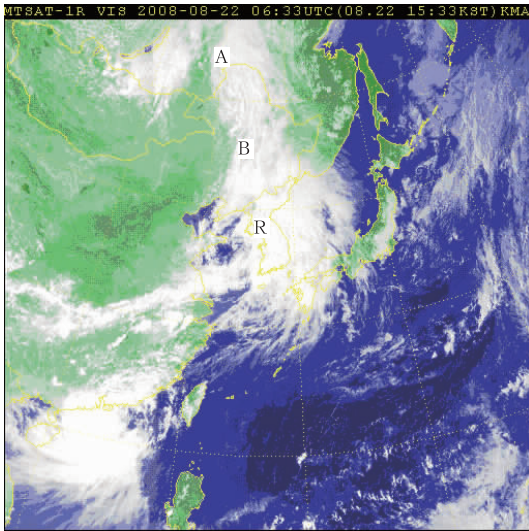


图5 2008年8月22日14:33时卫星红外云图

Fig. 5 The infrared cloud picture at 14:33
BT 22 August 2008

2.2.2 潮位增水特征

风暴潮过程潮位曲线如图6a,实测潮位与天文潮位保持同位相,在22日下午18:05风暴潮之前的两次高潮位分别是21日下午17:45时465 cm和22日凌晨06:15时467 cm,这两次潮位均没达警戒水位。22日18时风暴潮过程,风暴增水非常强烈(图6b),在风暴潮发生前5个小时即从13:15时始已出现大于80 cm的增水,到14:00时增水快速超过100 cm,16:00时达到增水最大值121 cm,迅速的增水使得在短短两小时内潮位即升高118 cm,实况潮位达到518 cm,超过警戒水位28 cm,较天文高潮时间提前半小时出现。可见此次增水过程与以往一致,最高潮位出现在增水回落期,但过程增水强度大,增水迅速且持续时间长,前后超过100 cm的增水持续了4个小时,后期增水的回落也非常缓慢,大于80 cm的增水一直持续到晚间21:00时,共持续了近8个小时,海潮涨得快,落得慢,体现了气旋增水不同于台风增水的特点。同样的,在前两个高潮位期间,也存在增水峰值早于潮位峰值的特点,21

日下午高潮位时间17:45,最大增水65 cm出现在15:00,22日晨高潮位时间06:15,最大增水81 cm出现在03:00。同时亦可看出,这3次增水的峰值不断增加。

按照天文潮看,天津港最高潮位与警戒潮位相差80 cm左右,不会产生风暴潮灾害。但是,当有利于形成风暴潮的天气系统与天文大潮叠加时,可能会引发风暴潮灾害。特别是风暴潮的发生与风向风速密切相关,对天津港而言,一般情况下风暴潮发生时都有偏东风分量,潮位较高时风速较大,而风速较小时潮位较低。对1980—2005年的风暴潮个例统计表明,天津港大于500 cm的严重风暴潮灾均发生在东到东北向岸风影响下,且海上风速大于 $16.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。但这次过程却完全不同(图6c,图7a),虽然海上风速普遍大于陆地,但最大风速只有 $8.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,且为西北风向。受海上气旋影响,21日陆地维持东北风,22日00:45分开始,随着气旋东移,风向转为西北,风力虽然不大维持在 $3 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间,但维持时间很长,达15个小时之久,此后仅持续了1小时弱东北风($1.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),又快速逆转为东南风,风力仍很小仅 $2.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,在这种情况下潮位达到最高点518 cm,而海上观测站位置偏东南,相对气旋的位置较近,因而转为西北风的时间较陆地晚8个小时,即从08:45开始持续西北风一直吹到18:05风暴潮发生时刻,此间风速虽然比陆地大,但也没有超过 $8.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。由此可见,除了陆地仅仅维持了1个小时的弱东北风外,风暴潮是在陆地持续15个小时,海上持续9.5小时的离岸风西北风背景下发生的,而且风速很小。

由于渤海是典型的半封闭浅海,潮汐运动主要是由北黄海潮波系统进入渤海后所形成的谐振潮。当一个前进潮波自外海通过渤海海峡传入海湾时为人射波,到达渤海湾由于湾顶岸壁的全反射就产生了一个反射波,这两个波叠加而成的驻波构成了渤海湾的潮波,而各时刻的潮流,可看作入射潮波和反射潮波叠加而成。虽然渤海湾转为北到西北风的离岸风,但由于前期受海上气旋的影响,21日渤海海峡和黄海北部维持偏东风,涌浪通过渤海海峡涌进半封闭渤海,渤海底层从辽东湾到渤海湾形成一支逆时针环流^[13],沿渤海海峡北部进入渤海中的水体沿辽东湾东岸向北输运,然后在渤海海盆的北部呈现逆时针旋转,与辽东湾西岸的流一起沿渤海西岸向南流动,再沿渤海湾南岸流出渤海湾。海水在从

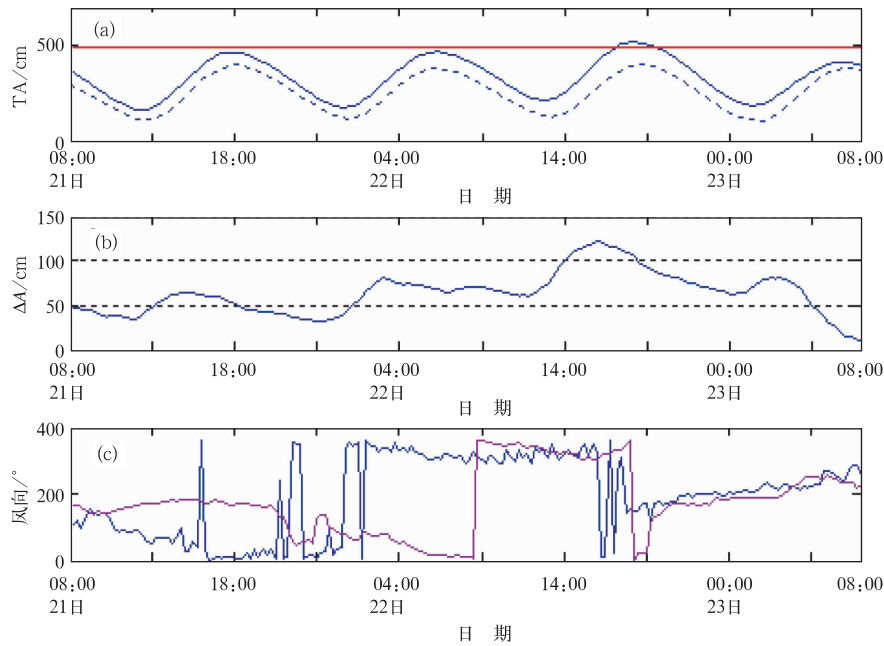


图 6 2008 年 8 月 21 日 08 时至 23 日 08 时时间序列

(a) 实测潮位(蓝实线)与天文潮位(蓝虚线)(单位:cm,红色实线为警戒水位);
(b) 增水曲线(单位:cm); (c) 陆地塘沽风向(蓝线)与海上 A 平台风向(红线)变化

Fig. 6 Time series from 21 to 23 August, 2008

(a) Observational tide (solid line) and astronomical tide (dashed line)(unit:cm, red line denotes warning level), (b) The curve of increase water (unit:cm), (c) Variations of the wind direction in Tanggu Station (blue line) and Platform A (red line)

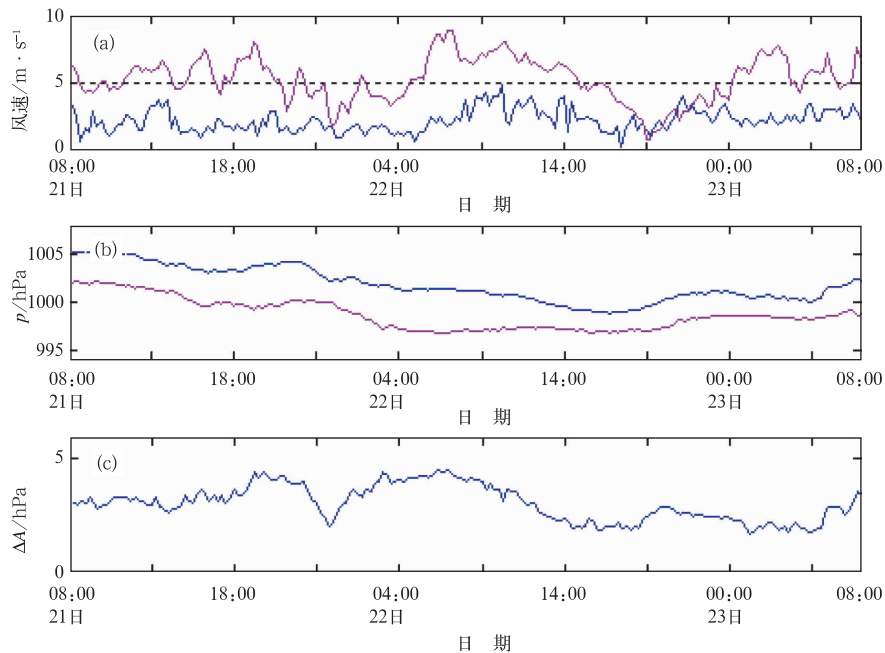


图 7 2008 年 8 月 21 日 08 时至 23 日 08 时时间序列

(a) 陆地塘沽风速(蓝线)与海上 A 平台风速(红线)变化(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); (b) 陆地塘沽气压(蓝线)与海上 A 平台气压(红线)变化(单位: hPa); (c) 海陆气压差变化曲线(单位: hPa)

Fig. 7 Time series from 21 to 23 August, 2008

(a) Variations of wind speed in Tanggu Station (blue line) and platform A (red line) (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); (b) Variations of air pressure in Tanggu Station (blue line) and Platform A (red line) (unit: hPa); (c) Variations of sea-land pressure difference (unit: hPa)

辽东湾向南流动时,受科氏力的作用,将向其右侧移动,直至海水的高度差产生水平压强梯度力与海水的黏性力和科氏力平衡^[14],此时海水的流动为前进的长波——开尔文波形式逆时针流动。因此造成此次风暴潮增水的主要原因是渤海北部强大水体以前进波——开尔文波的形式南传到天津沿海所致,而离岸风风力很小对增水的反作用也非常小,加之天文潮位较高,导致风暴潮。

从气压变化情况看(图 7b,c),海上气压一直低于陆地气压,气压呈逐渐下降而后缓慢回升的过程,与气旋的移动速度相吻合。而陆地与海上的气压差有两个峰值,分别出现在 21 日 20 时前后,气压差 4.3 hPa,此时气旋位于山东南部,另一个压差最大时刻出现在 22 日 06 时和 07 时,气压差 4.5 hPa,此时气旋位置移动到渤海海峡,是气旋距海上 54646 站位置最近的时刻,此时距风暴潮发生时间相距 11 个小时。

3 结 语

影响风暴潮发生的因素很多,以上着重从天气系统角度,分析了两次风暴潮过程,讨论了气象要素与风暴潮的关系。

(1) 两次风暴潮过程的影响天气系统不同,第一次风暴潮是在西北太平洋副热带高压东退,中纬度西风槽影响下带来的冷空气导致地面由西北风转为东北风,从而造成 492 cm 的高潮位;第二次风暴潮则由温带气旋影响,潮高 518 cm。气旋在河南南部生成并得到发展,一路向北加强。由此系统引发高达 518 cm 的高潮位并不多见,因为大于 500 cm 的严重风暴潮多为台风影响型,台风增水猛烈,而温带气旋影响多出现在 11 月和 4 月冷暖空气活动频繁的春秋交替时节,夏季 8 月份很少出现。

(2) 风暴潮增水亦有各自特点。前者有风暴增水滞后的特点,最大增水滞后约 1.5 h,风应力增水的贡献不明显,有利的向岸风是东北风或东风,而这次过程仅有少于 3 个小时的东北偏北风,其余时间为西北风;后者风暴潮发生在农历二十二,而不是在天文高潮日农历初一或十五前后,打破常规。此次增水过程增水强度大(最大增水 121 cm)、增水迅速(两小时内潮位即升高了 118 cm)且持续时间长,前后超过 100 cm 的增水持续了 4 个小时,后期增水回落缓慢,体现了气旋增水不同于台风增水的特点。更为明显地,此次风暴潮是在离岸风西北风背景下发生,陆地持续 15 小时之久,海上也持续了 9.5 小

时,风速不大但维持时间很长。

(3) 风暴增水机制不尽相同。第一次过程前期增水显著增大与天文潮潮差加大造成了天文潮和风暴潮相互作用加强有关,而不是风力变化的缘故,最大增水落后于天文潮表明实际潮位回落的速度远小于天文潮位计算回落的速度,主要是由于回落阶段有明显的东北偏东风的向岸作用所致;第二次过程离岸风背景下的增水机制主要是由于渤海北部强大水体以前进波——开尔文波的形式南传到天津沿海所致,渤海底层从辽东湾到渤海湾形成一支逆时针环流,海水在从辽东湾向南流动时,受科氏力的作用,将向其右侧移动,使得增水加剧。虽然渤海湾转为北到西北风的离岸风,但风力很小,海面表层对增水的反作用也非常小,加之天文潮位较高,导致风暴潮。

(4) 任何风暴潮的产生都是以天文高潮位为基础的,虽然向岸风风应力作用有助于风暴增水,但是离岸风如遇较高天文潮位,仍需谨慎对待。

参考文献

- [1] 叶琳,于福江. 我国风暴潮灾的长期变化与预测[J]. 海洋预报, 2002, 19(1): 89-96.
- [2] 曹乃和,杜永红,钱国萍,等. 长江下游东段高水位的天气类型及预报服务决策[J]. 气象, 2006, 32(11): 55-60.
- [3] 金荣花,高拴柱,顾华,等. 近 31 年登陆北上台风特征及其成因分析[J]. 气象, 2006, 32(7): 33-38.
- [4] 王月宾. 渤海西岸致灾风暴潮的统计预报模型[J]. 气象, 2007, 33(9): 40-46.
- [5] 黄奕武,端义宏,余晖. 地形对超强台风罗莎降水影响的初步分析[J]. 气象, 2009, 36(9): 3-10.
- [6] 李云川,张迎新,王福侠,等. 2003 年 10 月风暴潮的形成及数值模拟分析[J]. 气象, 2005, 31(11): 15-18.
- [7] 王喜年. 风暴潮预报知识讲座[J]. 海洋预报, 2002, 19(4): 73-76.
- [8] 郑丽娜,靳军. 温带气旋诱发渤海湾风暴潮成因分析[G]. 中国气象学会 2007 年年会天气预报预警和影响评估技术分会场论文集, 2007.
- [9] 胡欣,景华,王福侠,等. 渤海湾一次风暴潮的天气成因分析[J]. 气象科技, 2005, 33(3): 235-239.
- [10] 国家海洋信息中心编. 潮汐表 2008[M]. 济南:山东省地图出版社, 2007: 158-159.
- [11] 卢美,严俊. 浙江沿岸“0216”号台风风暴潮特征及预报经验总结[J]. 海洋预报, 2003, 20(2): 15-23.
- [12] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社, 2000: 122-128.
- [13] 李国胜,王海龙,李柏良. 渤海风驱-潮致拉格朗日余流的数值模拟与季相时空变异[J]. 地理研究, 2005, 24(3): 359-370.
- [14] 易笑园,李锡华,王秀娟. 2004 年 9 月 15 日天津沿海潮位二次超过警戒水位的成因分析[J]. 海洋通报, 2006, 25(3): 7-12.