

## 黄河口区风暴潮及其影响与 预防对策的研究\*

刘凤树 丁文兰 银 铜 房德凤  
(中国科学院海洋研究所)

黄河口三角洲位于渤海西南岸, 介于渤海湾和莱州湾之间, 是我国沿海三大三角洲之一。从其发育史考证, 黄河经利津县有效行水时间约千年。自 1855 年至今, 黄河口三角洲平均每年以  $25\text{km}^2$  的速度淤积造陆, 使其面积增加了  $2500\text{km}^2$  以上 (书书亨, 1985; 郭永盛, 1980)。由陆地等高程图 (图 1) 可知, 三角洲等高线大体与海岸平行, 但两侧低, 中间高, 高程 1—8m, 平行坡降 1%—1.5%, 是沿海坡度最小的地区。这种地形给洪水内侵创造了有利条件, 历史上发生的大量潮灾记载 (刘凤树, 1984; 翟乾祥, 1983) 充分证明了这一论断。

近几年来, 国内不少学者 (刘凤树, 1984; 陈彰容, 1983; 刘凤岳, 1982; Zhang Yanting etc, 1982; 孙文心等, 1979; 北海分局青岛中心站, 1978;

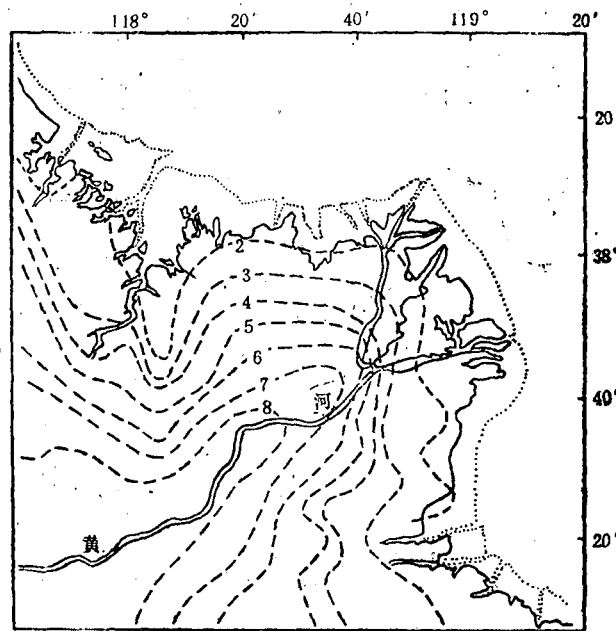


图 1 黄河三角洲陆地等高程图 (m)

海洋局预报总台海况组, 1978) 对渤海风暴潮特性和潮灾作了较深入的研究, 进行了数值模拟和统计分析, 并获得了一些成果。本文根据从 1952—1980 年间的历史资料中选择的、对黄河口区影响较显著的 90 次寒潮和 18 次台风过程的风暴增水作了概略分析,

\* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 2252 号。  
收稿日期: 1990 年 12 月 20 日。

并对黄河口区沿岸各测站（塘沽堤口、东风港、富国、羊角沟）多年年极值水位作了统计分析，为黄河口三角洲的开发以及港口和防潮堤的建筑提供了安全保证和设计依据。

## 一、不同类型天气过程对黄河口区风暴潮的作用

资料分析表明，寒潮、温带气旋和台风是影响渤海风暴潮变化的三类天气系统。

### 1. 寒潮类

渤海地处中纬度区域，在冬季，它是来自西伯利亚和蒙古等地的冷高压南下的必经之路；在春秋季节，又是冷暖气团交汇地区。在其相对运动过程中，该地区天气变化剧烈，可引起持续而强烈的大风天气，使渤海水位产生异常变化，这类风暴潮又称冷锋潮。

(1) 北高南低型 寒潮类天气多发生于春秋季节，其特点是：从地面天气图上可看出（图 2a）有冷锋移到河套附近，长江中游地区有明显的低压或倒槽发展。最大增水时刻（图 2b），气压基本上构成以渤海海峡为界的北高南低的形势。渤海海域处于北方高压南沿，南方低压北缘，是等压线最密集的地区。冷锋呈东北-西南走向，造成 7 级以上东北大风，由于恰与渤海海域长轴走向一致，因而导致渤海南部沿岸增水达 1.0—3.5m 以上。如果南北天气系统都比较强，形成对峙局面，大风持续时间也较长，就易酿成潮灾。1964 年 4 月 5 日和 1969 年 4 月 23 日两次严重的风暴潮灾就是由此类天气形势造成的。

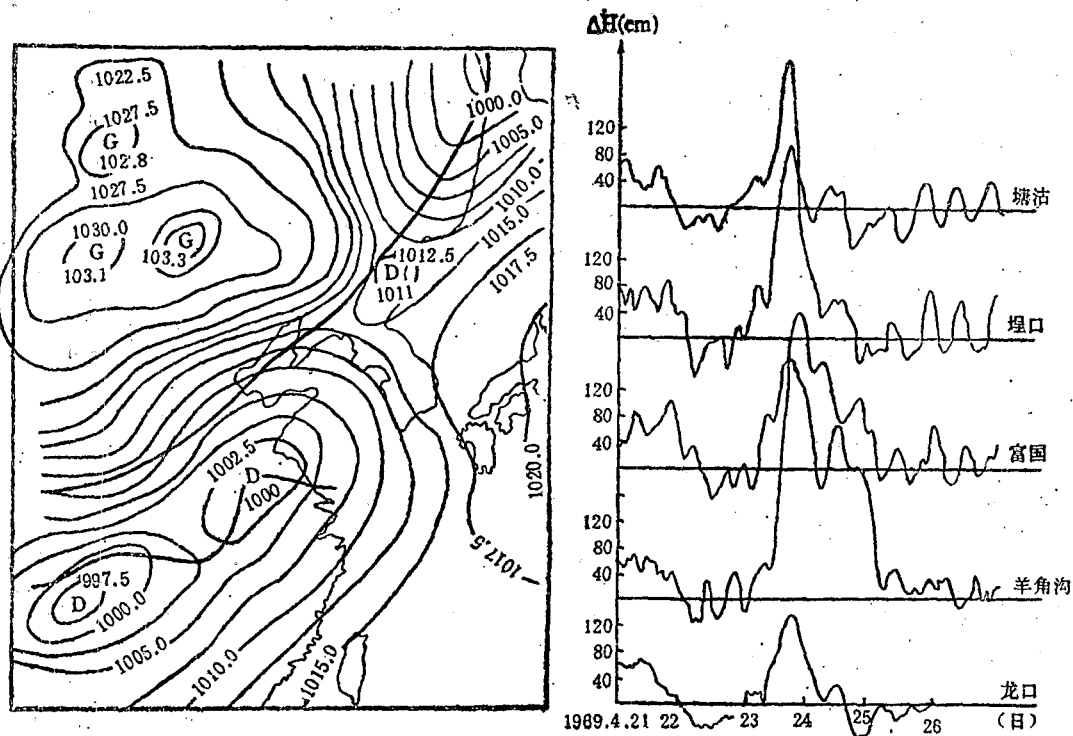


图 2a 1969 年 4 月 23 日地面天气图 (hPa)

图 2b 1969 年 4 月 21—26 日沿岸增水过程曲线

G. 高压; D. 低压(下同)

(2) 冷高压型 冬初、早春，西伯利亚和蒙古等地的冷高压沿河套东移南下，其冷锋线基本是东北-西南走向，在中国南方无明显的低压系统与之配合（图 3a, b）。当冷锋经过渤海时，海面上会出现东北偏东大风。由于此类冷高压在南下过程中未受到其它系统阻挡，移速较快，强风维持时间较短，故产生的风暴潮不如北高南低型剧烈。由其造成黄河口区增水多数在 2m 以下。

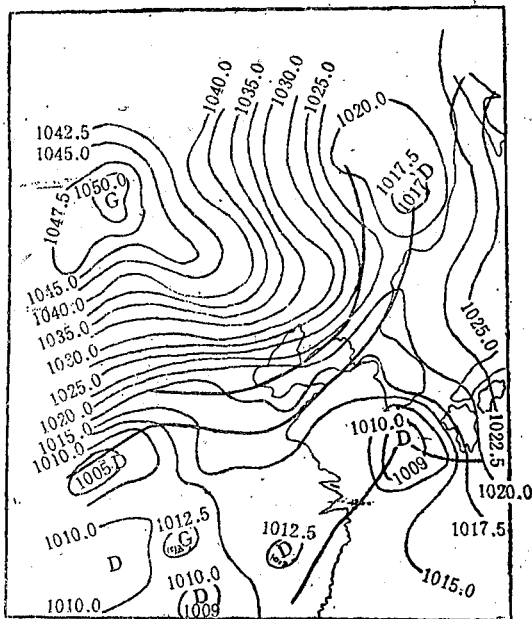


图 3a 1966年2月20日08时地面天气图 (hPa)

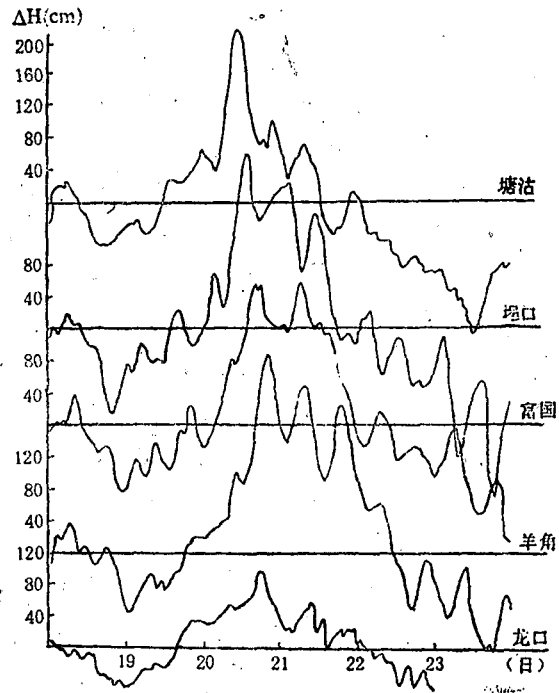


图 3b 1966年2月18—20日冷锋潮过程曲线

### 2. 温带气旋类

它是由中国内陆低压东移影响渤海而造成的。地面天气图上(图 4a, b)，黄河低压在缓慢东移过程中不断加强，或者江淮气旋发展，缓慢向东北方向移动入海。渤海在东北到偏东风的控制下，导致黄河口区水位增高。由于此类天气属单一系统，诱发增水不高，持续时间短，故一般不会成灾。

上述两种天气系统均可引起黄河口区沿岸各测站风暴潮位的变化，虽然起因各异，风暴潮的强弱亦各有不同，但总的变化趋势还是相似或相近的。各测站最大增水发生时间由塘沽沿岸向羊角沟迟后，呈反时针方向。

### 3. 台风类

资料分析表明，台风在西北太平洋生成后，向我国沿海移近，绝大多数在我国东南沿海登陆或转向，少数北上进入渤海和黄海。1952—1982年共有 18 次北上的台风，大都在 7, 8 月份。台风潮与引起它的台风强度、移行速度和路径密切相关，按其台风路径不同大致可分为两大类。

(1) 台风沿东海和黄海中部移行，或沿岸北上，穿过山东半岛进入渤海（图 5）。

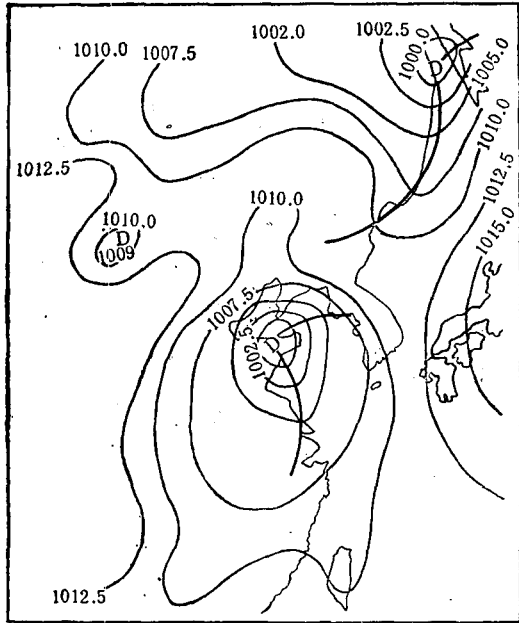


图 4a 1979年6月6日08时地面天气图 (hPa)

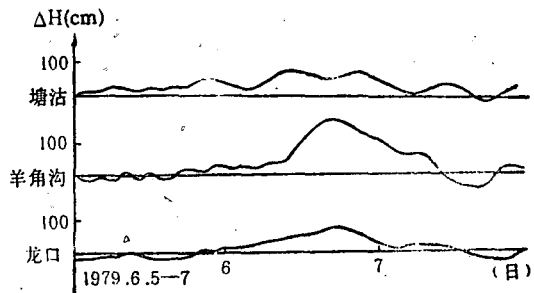


图 4b 1979年6月5—7日增水过程曲线

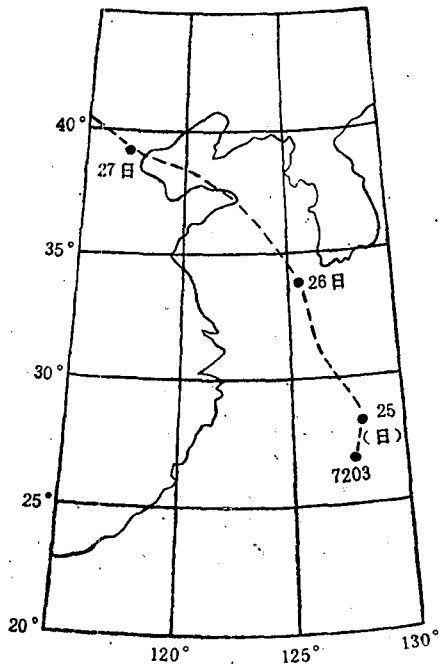


图 5 台风路径

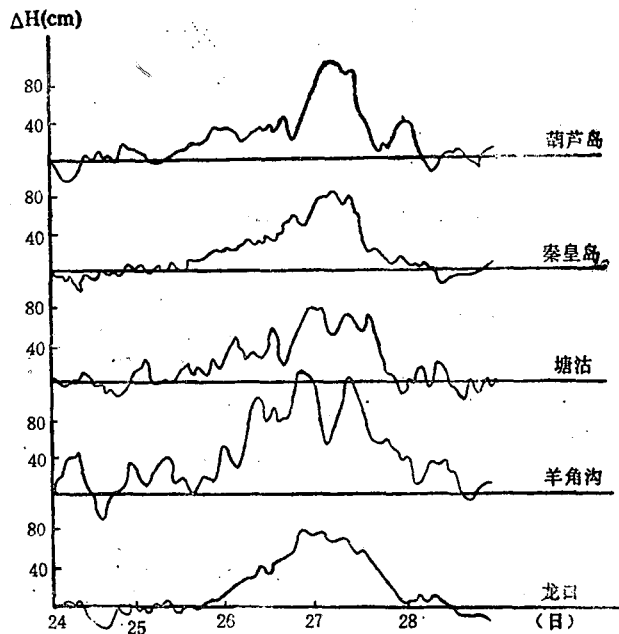


图 6 1972年7月24—28日台风潮过程曲线

台风沿不同路径进入渤海，导致渤海出现风暴潮，最大振幅可达 2m 左右，一般也在 1m 以上，它有酿成潮灾的可能性。从黄河口沿岸各测站的风暴潮过程曲线来看（图 6），当台风移至渤海海峡附近时，莱州湾羊角沟的风暴潮位达到极值；而当台风进入渤

海，接近两岸登陆时，由塘沽向东各测站则逐次发生最大增水，羊角沟出现第二个增水峰值。

(2) 台风沿东海和黄海中部向西北方向移动，进入辽东半岛；或经黄海中部转向朝鲜登陆（图7）。

这两类路径的台风，对黄河口区的风暴潮影响不大，一般最大增水在1m以下，其增水的变化趋势比较平缓（图8），不如上类台风潮变化剧烈，但增水过程曲线上有显著的类似潮振动。最大增水发生时间一般在台风接近登陆时刻，最大增水峰仍由塘沽向东迟后。

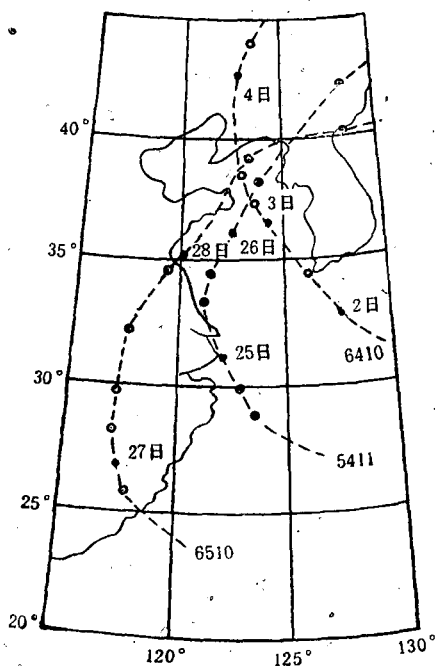


图7 进入辽东半岛或转向朝鲜的台风路径

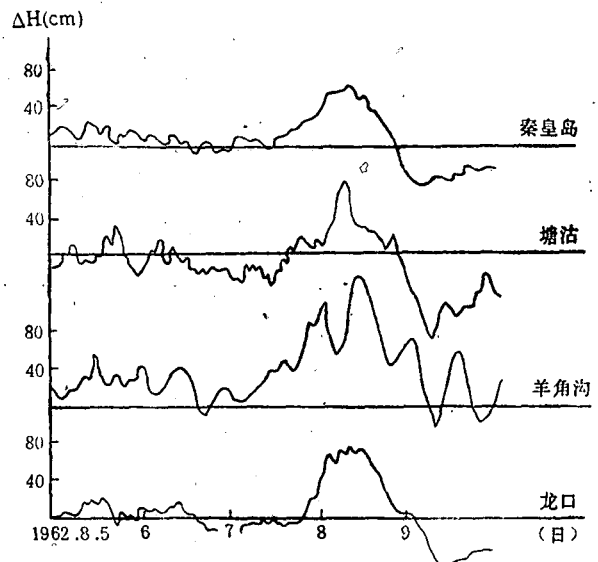


图8 1962年8月5—9日台风潮过程曲线

综上所述，黄河口区不同类型天气过程所产生风暴潮的共同特点是：(1) 东北大风是导致风暴潮的主要外力；(2) 最大增水时间均由西向东迟后；不同之处是，进入渤海的风暴潮可导致羊角沟和塘沽两个增水峰，前一个峰是东北大风所致，后一个峰则是由渤海余振动引起的，且前者一般大于后者。

## 二、黄河口区风暴潮的数值计算

风暴潮常给黄河口区沿岸带来灾难性的损失，因此进行风暴潮预报理论的探讨和预报方法的研究是非常必要的。风暴潮预报可分为两大类，一为经验统计预报，另一为动力数值预报。经验统计预报方法早已被人们所采用，然而对那些没有足够长历史资料的沿海地区，由于回归子样较短，因此建立的经验预报方程是不稳定的；而缺乏历史资料的风暴潮灾的沿岸地区，经验统计预报方法根本就无法使用，更不能给出重要的动力学

信息, 黄河口三角洲沿岸即属这类地区。数值预报则不受历史资料长短的限制, 也不受统计特性的影响, 只要给出海面上的风场和气压场十分精确的数值、海域、海底轮廓和某些必要的定解条件, 则可通过对风暴潮基本方程组的数值积分, 计算出在一个指定海域中风暴潮的时空变化 (其中特别包括那些不具验潮资料, 但却经常发生潮灾的沿海地带的风暴潮增水预报和极值)。在验潮资料奇缺的黄河口三角洲沿岸地带, 目前只能通过数值方法来预报风暴潮。

风暴潮数值预报由数值天气预报和风暴潮数值计算组成。为了弥补数值天气预报的不足, 作者提出了模拟风暴潮数值预报方案, 即依海面风应力场和气压场理论模型, 在实际风暴中选取大气强迫力的一些重要参数进行风暴潮预报或者估算。本文据此对渤海灾害性的台风潮和冷锋潮作数值模拟。

### (一) 台风潮数值模拟

从前节所述的三种台风路径中选出各自具有代表性路径 3 次台风, 采用二维全流模型的 H·N·方法——流体动力学的数值方法, 分别进行数值模拟。

1. 控制方程 非线性的风暴潮平均流方程组为

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \cdot \nabla V + f k \times V = g \nabla \zeta + \frac{1}{\rho} \frac{\tau_a - \tau_b}{h + \zeta} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot [(h + \zeta) V] = 0 \quad (2)$$

$$V = U^i + V^i$$

$$U = \frac{1}{h + \zeta} \int_{-h}^{\zeta} u dz \quad V = \frac{1}{h + \zeta} \int_{-h}^{\zeta} v dz \quad (3)$$

式中,  $V$  为平均流矢量,  $\zeta$  为风暴潮位,  $\tau_a$  为风应力矢量,  $\tau_b$  为底摩擦应力矢量,  $g$  为重力加速度,  $\rho$  为海水密度,  $f$  为科氏参数,  $h$  为水深,  $\nabla$ 、 $\nabla \cdot$  分别为梯度和散度算子,  $t$  为时间,  $i, j, k$  分别为  $x, y, z$  轴上单位矢量。

$$(1) \text{ 初始条件: } t = 0, \zeta = 0, U = V = 0 \quad (4)$$

边界条件: 岸界的法向流速为零,  $V_n = 0$ ;

$$\text{水界上: } \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \quad (5)$$

(2) 风场模式 这里采用 Jelesnianski (1965) 所编制的风场模式

$$W = \begin{cases} \frac{r}{R+r} (V_{0x}i + V_{0y}j) + W_R (r/R)^{1/2} \cdot \frac{1}{r} (Ai + Bj) & 0 \leq r \leq R \\ \frac{R}{R+r} (V_{0x}i + V_{0y}j) + W_R (R/r)^{1/2} \cdot \frac{1}{r} (Ai + Bj) & r \geq R \end{cases} \quad (6)$$

上式右边第一项为随台风移动而产生的移行风场, 分解成  $x, y$  方向上的分量形式:

$$\begin{pmatrix} V_{0x} \\ V_{0y} \end{pmatrix} = \frac{r}{R+r} V_0 \begin{pmatrix} \cos \theta \\ \sin \theta \end{pmatrix} \quad 0 \leq r \leq R$$

$$\begin{pmatrix} V_{\theta x} \\ V_{\theta y} \end{pmatrix} = \frac{R}{R+r} V_0 \begin{pmatrix} \cos\theta \\ \sin\theta \end{pmatrix} \quad r \geq R \quad (7)$$

第二项为台风的圆形风场，其分量形式为：

$$\begin{pmatrix} A \\ B \end{pmatrix} = W_R \left(\frac{r}{R}\right)^{3/2} \frac{1}{r} \begin{Bmatrix} -(y-y_0)\cos(\varphi-\lambda) - (x-x_0)\sin(\varphi-\lambda) \\ (x-x_0)\cos(\varphi-\lambda) - (y-y_0)\sin(\varphi-\lambda) \end{Bmatrix} \quad 0 \leq r \leq R \quad (8)$$

$$\begin{pmatrix} A \\ B \end{pmatrix} = W_R \left(\frac{R}{r}\right)^{3/2} \frac{1}{r} \begin{Bmatrix} -(y-y_0)\cos(\varphi-\lambda) - (x-x_0)\sin(\varphi-\lambda) \\ (x-x_0)\cos(\varphi-\lambda) - (y-y_0)\sin(\varphi-\lambda) \end{Bmatrix} \quad r \geq R$$

$$\begin{aligned} \tau_a &= 3.2 \times 10^{-6} W / |W| \\ \tau_b &= \rho g c^* V / |V| \end{aligned} \quad (9)$$

式中， $W$  为风速矢量， $R$  为台风最大风速半径， $r$  为任一点到台风中心的距离， $W_R$  为台风最大风速， $V_0$  为台风移行速度， $\theta$  为台风移行方向与  $x$  轴之夹角， $\varphi$  为风向与地转风的偏角， $\lambda$  为等压线与同心圆夹角 (Zhang Yanting etc., 1982)， $x_0, y_0$  为台风中心的初始位置。 $c^*$  为粗糙系数，其经验公式为： $c^* = \frac{1}{\eta} \bar{h}^0$ ， $\bar{h}$  表示计算点之相邻四点  $h$  的平均值， $\eta$  值随海区的不同而异，由试验确定。

2. 差分方程 采用 Plaatzman 的交错网格 (图 9)，同时运用“ADI”法进行计算。此方法计算简便，因  $x$  和  $y$  方向的变量可以交替地在一个方向上使用隐式，在另一个方向上使用显式。每步求解的方程组系数矩阵为三角矩阵，便于使用追赶法求解 (Zhang Yanting etc., 1982)。

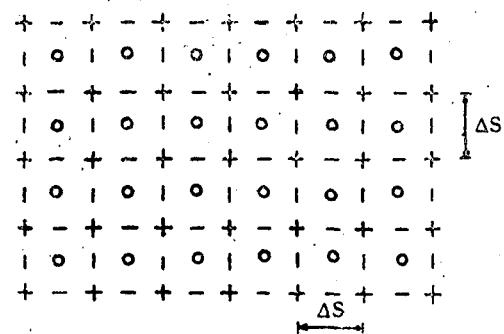


图9 差分网格

前半步  $k\Delta t - (k+1/2)\Delta t$  时刻， $x$  方向差分格式如下：

在  $(i, j)$  点上离散连续方程为

$$a_{i-1/2} U_{i-1/2, j}^{k+1/2} + b_{i, j} \xi_{i, j}^{k+1/2} + c_{i+1/2, j} U_{i+1/2, j}^{k+1/2} = f_{i, j} \quad (10)$$

式中，

$$a_{i-1/2, j} = -\frac{\Delta t}{4\Delta s} (h_{i-1/2, j-1/2} + h_{i-1/2, j+1/2} + \xi_{i-1, j}^k + \xi_{i, j}^k);$$

$$b_{i, j} = 1;$$

$$c_{i+1/2, j} = \frac{\Delta t}{4\Delta s} \times (h_{i+1/2, j-1/2} + h_{i+1/2, j+1/2} + \xi_{i, j}^k + \xi_{i+1, j}^k);$$

$$\begin{aligned} f_{i, j} = & \xi_{i, j}^k - \frac{\Delta t}{4\Delta s} [(h_{i-1/2, j+1/2} + h_{i+1/2, j+1/2} + \xi_{i, j}^k + \xi_{i, j+1}^k) V_{i, j+1/2}^k \\ & - (h_{i-1/2, j-1/2} + h_{i+1/2, j-1/2} + \xi_{i, j-1}^k + \xi_{i, j}^k) V_{i, j-1/2}^k]. \end{aligned}$$

在  $(i+1/2, j)$  点上离散  $x$  方向的运动方程为

$$a_{i, j} \xi_{i, j}^{k+1/2} + b_{i+1/2, j} U_{i+1/2, j}^{k+1/2} + c_{i+1, j} \xi_{i+1, j}^{k+1/2} = f_{i+1/2, j} \quad (11)$$

式中,

$$\begin{aligned}
 a_{i,j} &= -\frac{g\Delta t}{2\Delta s}, \\
 b_{i+1/2,j} &= 1 + \frac{\Delta t}{4\Delta s}(U_{i+3/2,j}^k - U_{i-1/2,j}^k), \\
 c_{i+1,j} &= \frac{g\Delta t}{2\Delta s}, \\
 f_{i+1/2,j} &= U_{i+1/2,j}^k + \frac{\Delta t}{8}\bar{V}^k \left[ f - \frac{1}{2\Delta s}(U_{i+1/2,j+1}^k - U_{i+1/2,j-1}^k) \right] \\
 &+ \frac{\Delta t \tau_{\alpha z}^{k+1/2}}{\rho(h_{i+1/2,i-1/2} + h_{i+1/2,i+1/2} + \xi_{i,j}^k + \xi_{i+1,j}^k)} \\
 &- \frac{4g\Delta t U_{i+1/2,j}^k}{(h_{i+1/2,i-1/2} + h_{i+1/2,i+1/2} + \xi_{i,j}^k + \xi_{i+1,j}^k)(c_{i,j}^k + c_{i+1,j}^k)} \\
 &\times \sqrt{(U_{i+1/2,j}^k)^2 + \frac{1}{16}(\bar{V}^k)^2}
 \end{aligned}$$

在  $(i, j+1/2)$  点上离散  $y$  方向的运动方程为

$$\begin{aligned}
 V_{i,j+1/2}^{k+1/2} &= \left\{ V_{i,j+1/2}^k - \frac{\Delta t}{8}\bar{U}^{k+1/2} \left[ \frac{1}{2\Delta s}(V_{i+1,j+1/2}^k - V_{i-1,j+1/2}^k) + f \right] \right. \\
 &+ \frac{\Delta t \tau_{\alpha y}^{k+1/2}}{h_{i-1/2,j+1/2} + h_{i+1/2,j+1/2} + \xi_{i,j+1/2}^k + \xi_{i+1,j+1/2}^k} \\
 &- \left. \frac{\Delta t g}{2\Delta s}(\xi_{i,j+1}^k - \xi_{i,j}^k) \right\} + \left[ 1 + \frac{\Delta t}{4\Delta s}(V_{i,j+3/2}^k - V_{i,j-1/2}^k) \right. \\
 &+ \left. \frac{4g\Delta t \sqrt{(V_{i,j+1/2}^k)^2 + \frac{1}{16}(\bar{U}^{k+1/2})^2}}{(h_{i-1/2,j+1/2} + h_{i+1/2,j+1/2} + \xi_{i,j+1/2}^k + \xi_{i+1,j+1/2}^k)(c_{i,j}^k + c_{i+1,j}^k)} \right]
 \end{aligned}$$

式中,  $\bar{V}^k = (V_{i,i-1/2}^k + V_{i,i+1/2}^k + V_{i+1,i-1/2}^k + V_{i+1,i+1/2}^k)$ ;

$\bar{U}^{k+1/2} = (U_{i+1/2,i}^{k+1/2} + U_{i+1/2,i+1}^{k+1/2} + U_{i+1/2,i}^{k+1/2} + U_{i+1/2,i+1}^{k+1/2})$ 。

若把  $u, v$  和  $i, j$  的位置分别对调,  $k, k+1/2$  分别改为  $k+1/2, k+1$ , 则可得后半步沿  $y$  方向的差分公式。具体计算方法是: 前半步  $U^k, V^k, \xi^k$  值已知, 代入 (10), (11) 式, 求出  $U^{k+1/2}, \xi^{k+1/2}$ , 再代入 (12) 式, 求出  $V^{k+1/2}$ 。同样地, 后半步  $U^{k+1/2}, V^{k+1/2}, \xi^{k+1/2}$  值为已知, 由  $(i, j)$  点上离散连续方程和  $(i, j+1/2)$  点上  $y$  方向离散的运动方程求出  $V^{k+1}, \xi^{k+1}$ , 代入  $(i+1/2, j)$  点上  $x$  方向离散的运动方程, 即求出  $U^{k+1}$  值。

本文选取的网格距离和时间步长与 Zhang Yanting etc. (1982) 的相同,  $\Delta s$  为 20km,  $\Delta t$  为 20min, 稳定效果符合要求。这里对三种路径 (I、II、III) (图 10) 的台风潮进行了数值模拟。计算工作是在 BCM-6800 机上完成的。

### 3. 计算结果与讨论

(1) 模式风场参数的取值试验: 选取一次台风过程中的一组气象参数, 其中, 台风



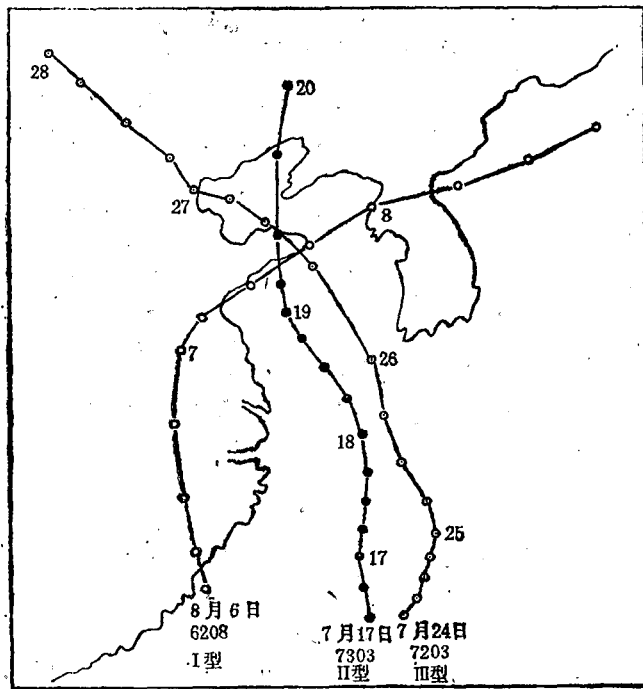


图 10 台风的三种路径

最大风速  $W_R$ 、移行速度  $V_0$ 、移行方向与  $x$  轴的夹角  $\theta$  都取  $6h$  的平均值。风向与地转风的偏角  $\varphi$  和等压线与同心圆的夹角  $\lambda$  的选取有两种情况：一种是当台风在东海和黄海或者穿过渤海时， $\varphi = 15^\circ$ ， $\lambda = 0$ ，这时渤海只受到台风移行风场的影响，则圆形风场影响不明显；另一种是当台风进入渤海或沿渤海东部移行时，台风圆形风场的影响就明显起来，这时若  $r < R$ ，则取  $\varphi = 15^\circ$ ， $\lambda = 0$ ，若  $r > R$  时，则取  $\varphi = 10^\circ$ ， $\lambda$  值随离台风中心距离的增大而加大。最大风速半径  $R$  的选取方法是：I型和II型台风均取为  $120\text{km}$ ，III型台风则随台风与渤海距离的增加而增加，最大值取为  $180\text{km}$ ，这是由于台风到达北

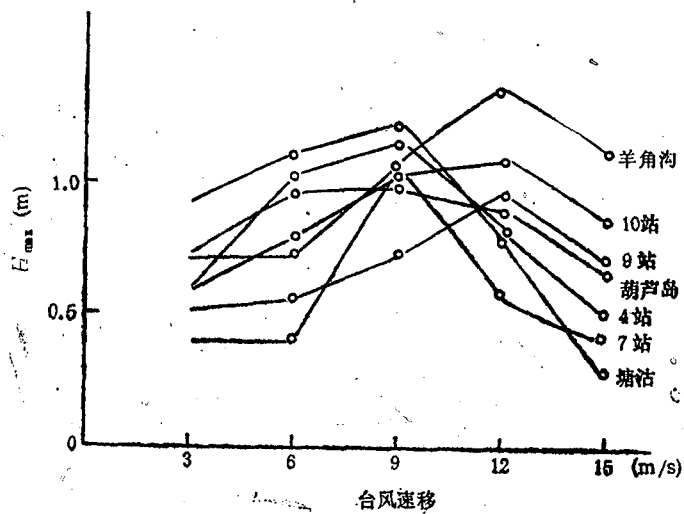


图 11 台风移速与最大风暴潮位的关系

黄海时已变性为低气压。

(2) 台风移行速度效应：台风移行速度对风暴潮位的影响是一个重要的动力因子。由于各海区地理环境的差异，它们之间的关系也有所不同，甚至在同一海区中也不尽相同，作者的计算过程充分证明了这一事实。

图 11 表明，从塘沽至神仙沟（图中第 8 计算站）沿岸，台风移行速度( $V_0$ ) 为 3—9m/s 时，最大风暴潮位随台风移速的增加而增加；而当  $V_0$  为 9—15m/s 时，最大风暴潮位则随台风移速的增加而减小。这一动力过程不仅在渤海湾南岸存在，辽东湾葫芦岛站也具有这一特性。然而，从神仙沟至羊角沟黄河口沿岸，最大风暴潮位随台风移速的变化规律与渤海其它地方相同，但最大风暴潮位发生在  $V_0 = 12\text{m/s}$  时。

(3) 台风路径效应：台风路径与风暴潮位有着密切的关系。图 12 给出了 3 种台风

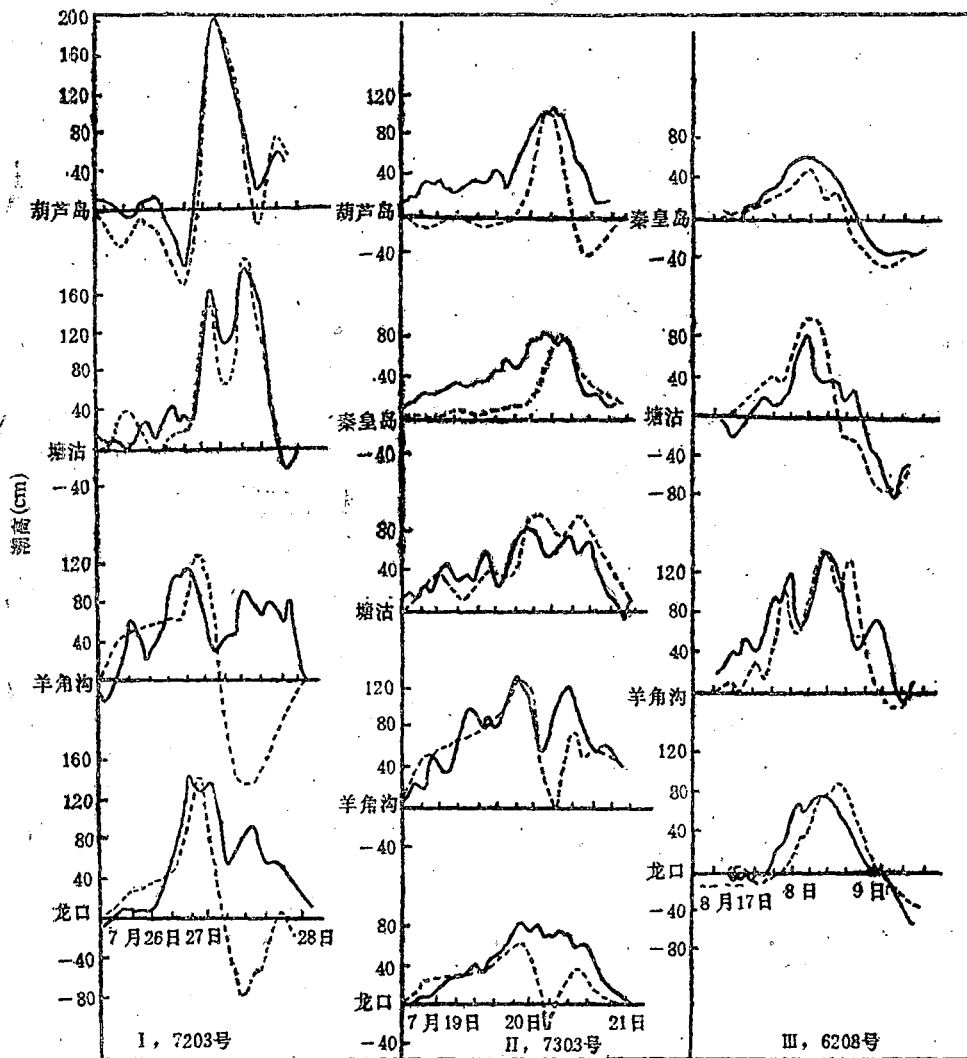


图 12 各测站台风潮过程曲线

— 实测值；—— 计算值

I. 7203号；II. 7303号；III. 6208号

路径所引起的风暴潮位的逐时变化的数值计算结果和实测值。由图可见，两者变化趋势基本一致。计算结果成功地模拟了黄河三角洲西部塘沽和东部羊角沟两站的风暴潮位，这将为模型风暴潮预报奠定基础。但应指出的是，在I型台风过程中，羊角沟的实测值为两个峰，前一增水峰值大于后者，而第二峰值与计算值位相相反。由于它对下面的风暴潮最大值的预报计算影响不大，所以没有作深入的研究，今后需进一步试验和探讨。

(4) 台风潮的空间分布：这里以穿越渤海并在其西岸登陆的7203号台风(I型)和经北黄海转向朝鲜北部的6208号台风(III型)为例，绘制了历时等水位线和相应的风暴潮流的空间分布图(图13a, b; 图14a, b)，由图可知这两次风暴潮的发生、发展和消衰的全过程。

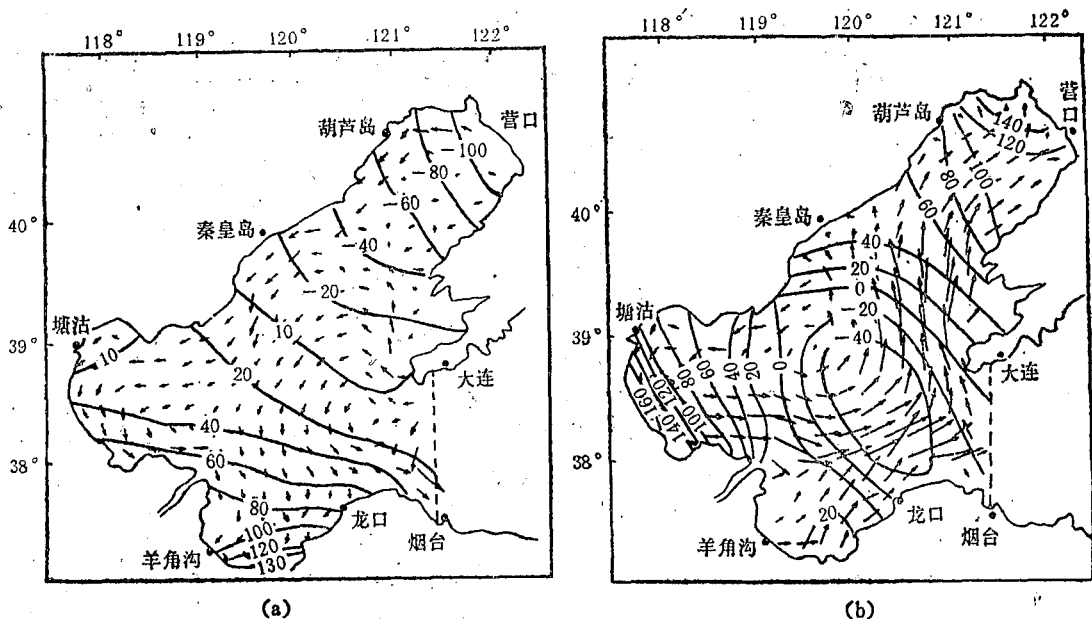


图13 7203号台风潮空间分布  
(a) 1972年7月26日20时; (b) 1972年7月27日02时  
图中数字为水位(下同)

7203号台风潮的数值模拟结果表明(图13a, b), 1972年7月26日14时, 台风还在南黄海, 渤海海面就已有轻微的反应, 并有小的波动。20时, 台风到达山东半岛渤海海峡, 整个渤海处在东北大风的控制下, 台风中心附近海域形成一个逆时针的小环流, 海水由东北向西南方向流动, 这时莱州湾的增水几乎达到了极值, 辽东湾处于减水期, 呈现出南高北低的现象。23时, 台风进入渤海中部, 莱州湾增水达到了极值, 与此同时, 辽东湾、渤海湾已有明显的增水。7月27日02时, 台风于渤海西岸登陆, 辽东湾顶部的水位急剧上升, 达到极值, 此时, 南部水位下降, 大致形成了南北水位变化相反的趋势。

6208号台风潮的数值模拟结果表明(图14a, b), 1962年8月7日20时左右, 台风位于山东半岛南部, 这时渤海受东风的影响, 渤海湾水位升高, 湾口水位下降, 呈现出西高东低的现象。8月8日02时, 台风移动到山东高角, 这时渤海处于东北大风的控制之下, 辽东湾减水, 莱州湾和渤海湾增水。8月8日08时, 台风于朝鲜北部登陆, 莱

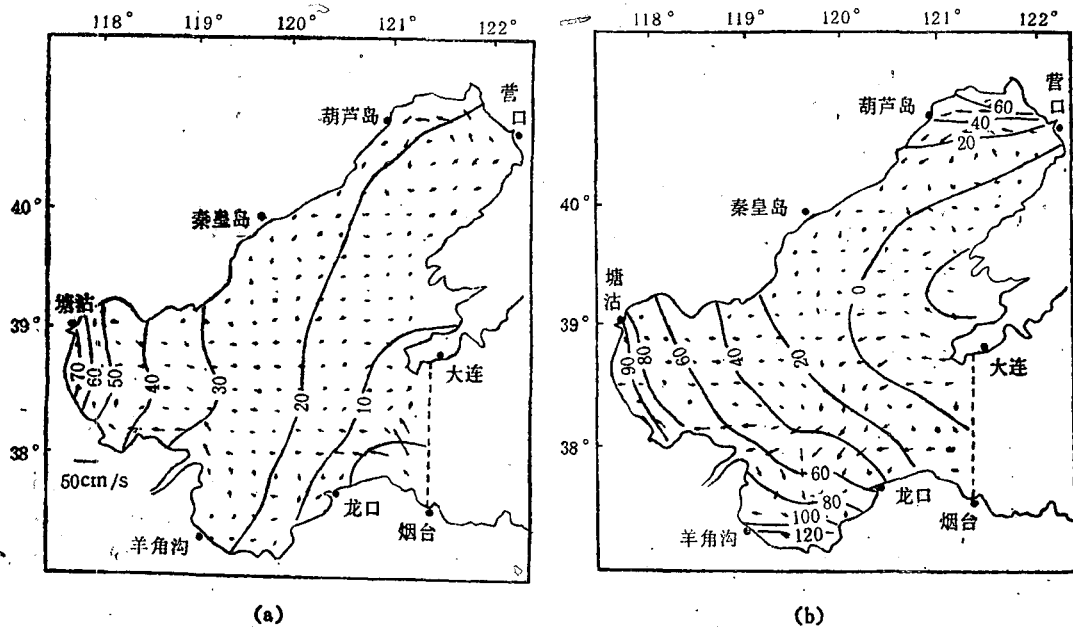


图 14 6208 号台风潮空间分布

(a) 1962 年 8 月 7 日 20 时; (b) 1962 年 8 月 8 日 08 时

州湾和渤海湾的风暴潮位达到了极值。台风穿越朝鲜北部继续向东北移行时, 因风场强度逐渐减弱, 从而对渤海水位的影响也逐渐消失。

在这两种台风路径所引起的风暴潮位场的变化中, 最大增水发生时间均是沿西岸由北向南逐时迟后, 呈逆时针方向传播, 这是科氏力效应的结果 (刘凤树等, 1984)。

## (二) 冷锋潮的数值计算

在初冬和春、秋季节, 西伯利亚和蒙古等地的冷高压南下或与江淮低压配合, 均造成东北大风, 导致黄河口三角洲发生潮灾。对于这类天气系统, 目前尚无可用的模式来描述, 这就给数值计算中外力的采用带来困难, 从而试图建立模型风暴潮预报是不可能的。然而通过各种途径来描述冷锋天气系统, 以期达到预报的目的还是必要的。这里根据 6 小时变压的地面天气图, 采用地转风来确定海面风速。

$$U_g = -\frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial P}{\partial y}$$

$$V_g = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial P}{\partial x}$$

式中,  $f$  为科氏参数,  $\rho_0$  为空气密度。

由于根据实测地面天气图的气压场资料计算出的风速与实际风速有一定的差别, 故一般采用地转风乘以系数  $D$  来拟合实际风速, 这里  $D = 1.5$ 。计算时将每 6 小时一次的地面天气图上的气压值插填在计算网格点上, 进行差分计算风速。

### 1. 差分方程

根据 Krakawa 定义的 B 型网格，即  $\zeta$  置于网格四角格点上， $u, v$  置于网格中心，时间  $t$  采用向前差分。

岸边条件为法向全流为零，水边界为水位点。初始条件为  $u = v = 0$  时， $\zeta = K_p(P_\infty - P_0)$ 。 $K_p$  为动力系数， $P_\infty$  为计算过程外围气压， $P_0$  为台风中心的气压值， $u, v$  为平均流的北、东分量， $\zeta$  为风暴潮位。

在计算中取  $\Delta r = 20\text{km}$ ， $\Delta t = 120\text{s}$ 。

### 2. 计算结果与讨论

1969 年 4 月 23 日一次北高南低型天气系统的渤海风暴潮数值模拟（图 15）结果表

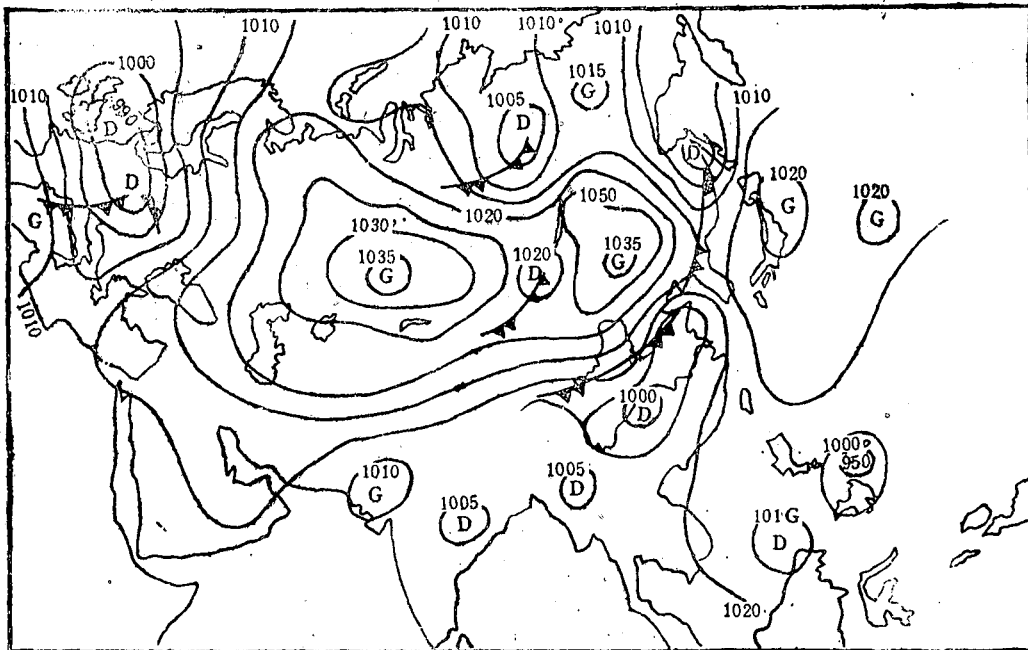


图 15 1969 年 4 月 23 日 8 时地面天气图

明，塘沽和羊角沟的实测风暴潮位和计算结果大致相符，羊角沟在时间上略有超前，这是由于计算风场不准所致。

从水位场和流速场的空间分布来看（图 16），水位场呈北减南增的强迫振动现象。由于海峡的存在，这种驻波振动遭到了一定程度的破坏，导致了南北振动振幅的不等。流速场与水位场相应产生类似驻波形式的运动。

统观水位场的逐时变化，最大增水发生时间是逆时针沿西岸由北向南逐次达到，这一现象是科氏力作用的结果。

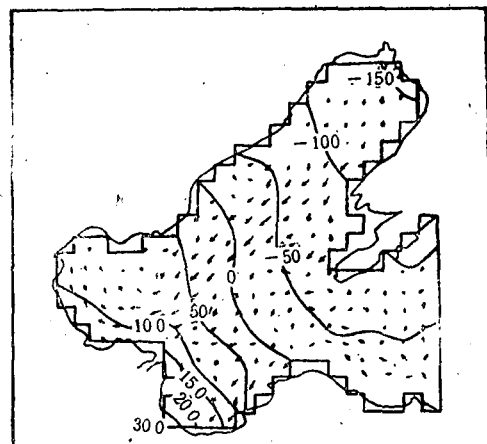


图 16 1969 年 4 月 24 日 0 时水位场和流速场的计算值

### 三、黄河口区水位的概率分析

#### 1. 风暴潮发生的频率和最大增水

渤海风暴潮主要是由寒潮和台风两大天气系统造成的，尤以寒潮为甚。资料记载可知，影响渤海的寒潮出现在冬半年（11—4月），最多出现在11月（23.1%），4月次之（18.3%）（表1）。

表1. 影响渤海的寒潮统计

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合计
次数	10	15	15	19	5	1	0	0	2	4	24	9	104
频数(%)	9.6	14.4	14.4	18.3	4.8	1.0	0	0	1.9	3.8	23.1	8.7	100

渤海南岸至黄河口附近各水位测站的资料分析表明，28年中的（1953—1980年）最大增水出现在1964年4月和1969年4月（表2）。最大淹没范围1964年4月5日发生在黄河口神仙沟以西，而以南则发生在1969年4月23日（刘凤岳，1982）（图17）。

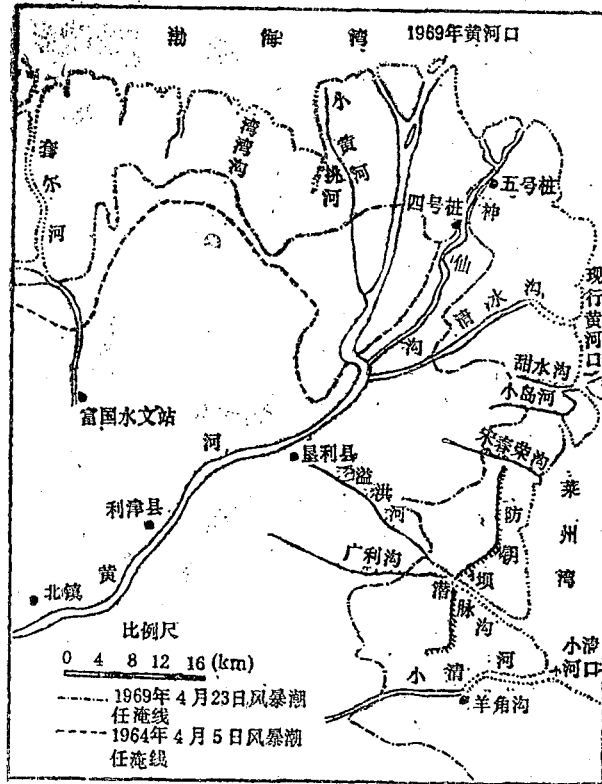


图17 1964年4月5日和1969年4月23日潮灾图

表2 各测站历史最大增水

年限范围(年)	站名	最大增水值(cm)	时间
1960—1982	塘沽	233	1960年11月21日20时
1963—1982	埕口	327	1964年4月5日19时
1963—1982	富国	256	1964年4月6日9时
1953—1982	羊角沟	375	1969年4月23日16时
1960—1982	龙口	153	1965年1月10日9时

2. 最高和最低水位的年际变化

除富国站最高水位的年际变化有显著波动外，其它测站的变幅均较小(图18a)。如果不考虑羊角沟1964年，1969年和1980年3次潮灾的水位，则其年际变幅在60cm左右，同时也表明羊角沟年最大水位受风暴潮的影响是显著的。另外，1969年的风暴潮导致了羊角沟的年最大潮位，而富国受风暴潮的影响则不甚显著；1964年的风暴潮造成了富国的年最大潮位，羊角沟虽也导致了年最大潮位，但相对较小。以上结果是由于富国与羊角沟的潮时相差6小时左右，羊角沟高潮时，富国处于低潮附近。1969年羊角沟的

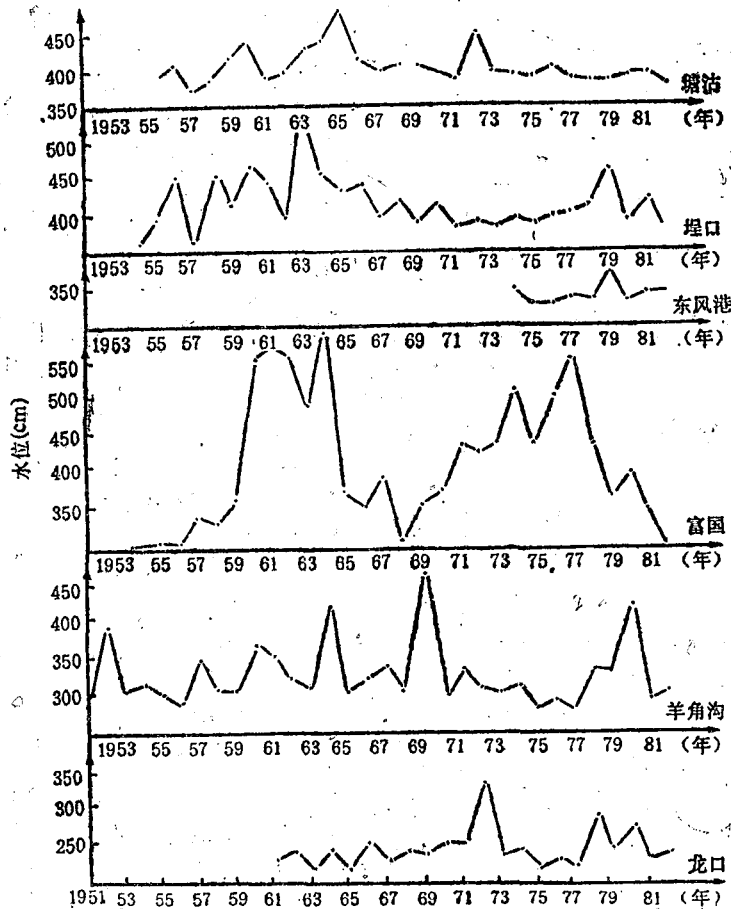


图18a. 沿岸各测站最高水位的年际变化

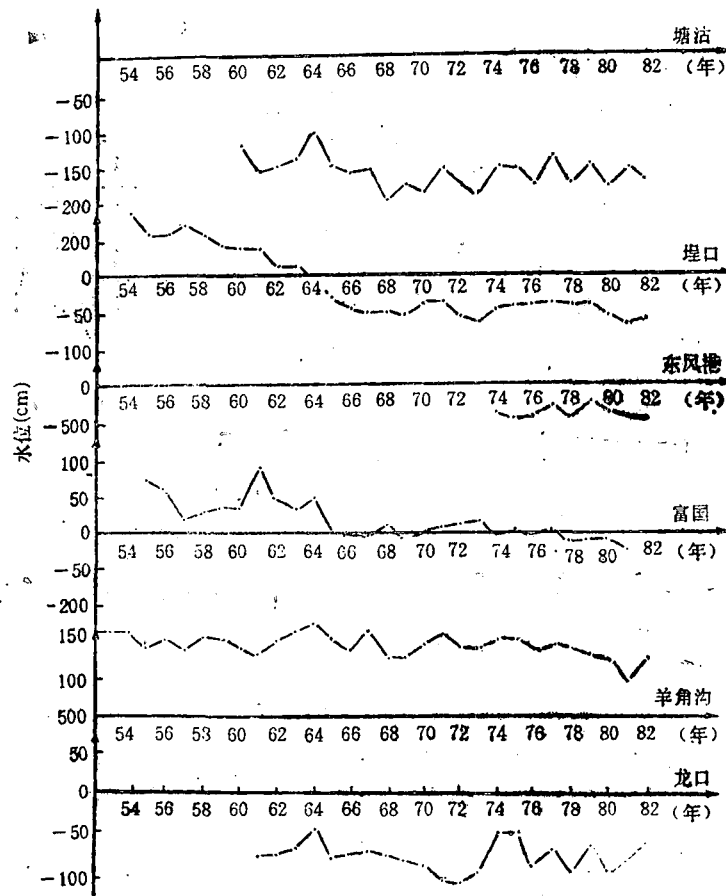


图 18b 沿岸各测站最低水位的年际变化

最大潮位是最大增水临时叠置于高潮上,此时富国的最大增水却置于低潮附近(图 18b)。

各测站最低水位的年际变化比较平缓。

### 3. 年最高和最低水位的各月出现频率

从图 19a 可知,整个渤海年最高水位的出现频率大都在夏季较高。辽东湾出现频率在 7 月最多,渤海湾在 8 月,而莱州湾的羊角沟都出现在春末秋初(4 月和 10 月),龙口在 11 月。整个渤海年最高水位各月出现频率的规律为最高的月份呈逆时针方向沿西岸由北向南逐月迟后。

应指出的是,渤海湾南岸介于埭口和富国之间的东风港,其最高水位出现频率的月份与莱州湾羊角沟相同,以 10 月份为最多。

年最低水位均出现在冬半年(图 19b),12 月份为出现频率最高的月份。

以上这些现象目前尚难做出确切的解释,但作者初步认为,年最高水位多发生在 7—8 月份,与天文朔望大潮有关;而莱州湾年最高水位发生于春、秋季,可能与冷暖气团的活动有关(表 1)。

### 4. 水位的数理统计

随着海岸工程和海洋开发事业的发展,海洋工程结构的稳定性和安全问题已日益引



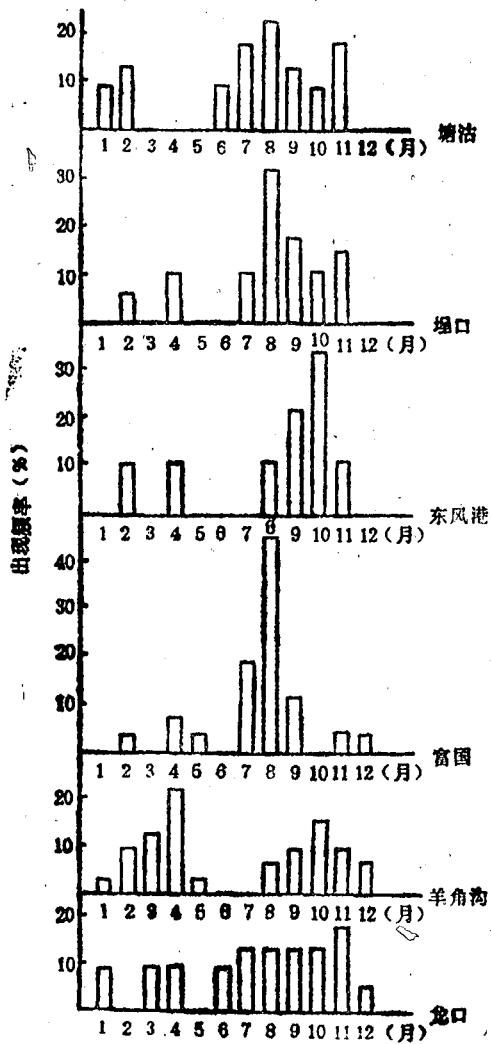


图 19a 最高水位各月出现频率

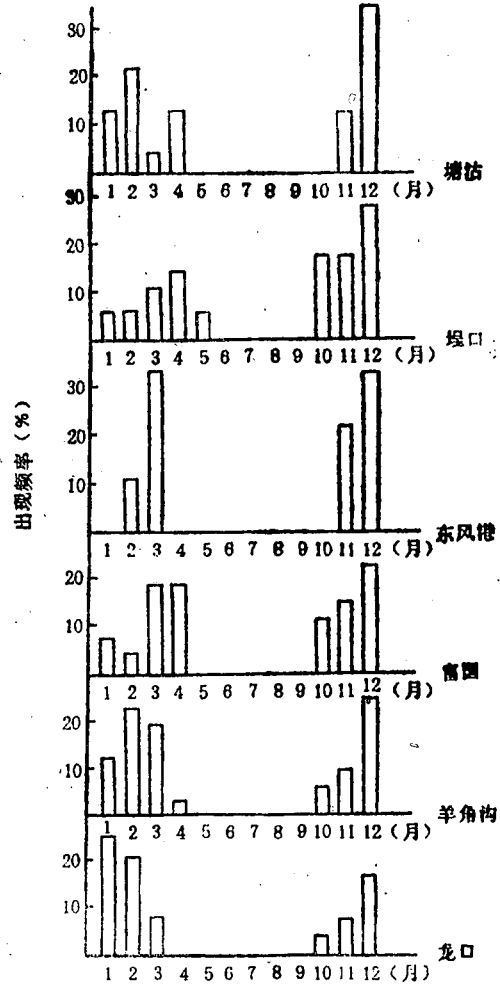


图 19b 最低水位各月出现频率

起人们的关注，其中风暴潮增水在工程设计中是个十分重要的问题。目前我国海港水文规范中所采用的是利用实测年极值水位进行概率分析，从而得出多年一遇设计高水位的方法，这种方法直观地将风暴水位视为随机现象而进行统计和估算。然而在实测年极值水位中虽有时也包含了风暴增水的成份，但年极值水位出现时，也可能不伴有风暴，当然也就不存在风暴影响的问题，这点前节的讨论中已给出论证。因此，对风暴影响显著的海域，当其资料年限不够长时，运用上述方法得出的多年一遇设计高水位有时偏低，就是由于它没有包含天文大潮与风暴最大增水相遇的极端组合情况。

目前国内许多学者（王超，1983；杜明球，1983；陈建贤，1983；何洪渠，1983）提出了各种概率统计方法，例如风暴潮水位的组合频率分析法、设计水位的联合分布以及高潮相对增水概率法等。这些方法均建立在以天文潮上叠加风暴增水作为统计样本的基础上，目的是为了适应海洋工程的安全要求。

作者在这里除了仍用年极值水位概率法外，同时还在天文高潮位与某一频率的增水

值叠加这一概念的基础上进行了概率分析, 其数学表达式为:

$$H_p = H_{\text{高}} + \Delta H_p$$

式中,  $H_p$  为某频率的潮位

$\Delta H_p$  为频率的增水值

$H_{\text{高}}$  为正常天文高潮位

(1) 年极值水位概率法: 每年选一个实测最高水位作为统计样本, 是传统的潮位频率计算方法; (2) 最大增水概率法: 在当年不同天气系统所引起各次风暴潮最大增水值中选取最大的一个值, 作为每年的最大增水值样本; (3) 高潮相对增水概率法: 用实测高潮水位跟对应的正常天文高潮 (不管其高潮时刻是否完全相同)。进行增水分离, 选出当年各场风暴增水值中的最大值作为一年的增水样本; (4) 高潮增水概率法: 用实测高潮水位减去当时的正常潮位 (不管其当时是否处于天文高潮), 获得风暴潮增水值, 选出当年各场风暴增水值中的最大作为一年的增水样本。

这里采用耿贝尔和皮尔逊 III 型两种数理统计方法, 获得了上述 4 种方法计算的水位的数学期望值 (见表 3—6)。表中计算了塘沽、埕口、东风港、富国、羊角沟和龙口等 6 个水位站的水位重现期。其中东风港仅有 9 年的资料, 尚不满足统计理论所需求的样本数, 故进行了短期资料的处理<sup>1)</sup>。鉴于埕口站和东风港地区位置相距较近, 潮波系

表 3 年极值水位重现期

站名	潮高 (cm) 方法	重现期 (a)				资料年限
		100	50	20	10	
塘 沽	耿 贝 尔	315	302	284	270	1953—1982
	皮尔逊 III 型 $C_s=6C_v$	296	286	274	263	
埕 口	耿 贝 尔	395	370	336	311	1963—1982
	皮尔逊 III 型 $C_s=6C_v$	370	351	323	301	
东 风 港	耿 贝 尔	352	332	304	282	1963—1982
	皮尔逊 III 型 $C_s=6C_v$	332	315	293	274	
富 国	耿 贝 尔	491	448	391	347	1965—1981
	皮尔逊 III 型 $C_s=6C_v$	464	425	367	329	
羊 角 沟	耿 贝 尔	380	353	318	290	1953—1982
	皮尔逊 III 型 $C_s=6C_v$	357	334	305	283	
龙 口	耿 贝 尔	256	239	217	199	1961—1982
	皮尔逊 III 型 $C_s=6C_v$	239	225	208	194	

1) 闵凤树, 1976, 全国沿海潮位特性及其在海岸工程上的应用。(内部资料)

表4 最大增水重现期

站名	潮高 (cm) 方法	重现期 (a)				资料年限	水尺零点
		100	50	20	10		
塘沽	耿贝尔	328	297	256	225	1960—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=4C_V$	303	277	241	214		
埕口	耿贝尔	453	407	347	300	1963—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=4C_V$	421	379	324	281		
东风港	耿贝尔	401	363	313	274	1963—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=4C_V$	374	340	294	258		
富国	耿贝尔	353	319	274	239	1963—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=4C_V$	332	302	261	228		
羊角沟	耿贝尔	459	416	359	315	1953—1982	黄海
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=4C_V$	424	388	338	300		
龙口	耿贝尔	217	197	170	149	1961—1982	黄海
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=4C_V$	207	189	164	144		

表5 高潮增水重现期

站名	潮高 (cm) 方法	重现期 (a)				资料年限	水尺零点
		100	50	20	10		
塘沽	耿贝尔	197	177	152	132	1960—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	183	167	143	125		
埕口	耿贝尔	298	265	224	192	1963—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	274	248	211	182		
东风港	耿贝尔	271	244	210	183	1963—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	252	230	199	175		

续表 5

站名	湖高 (cm) 方法	重现期 (a)				资料年限	水尺零点
		100	50	20	10		
富国	耿贝尔	263	236	201	174	1963—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	245	223	191	167		
羊角沟	耿贝尔	402	358	299	254	1953—1982	黄海
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	383	341	286	242		
龙口	耿贝尔	181	162	138	119	1961—1982	黄海
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	165	150	129	114		

表 6 高潮相对增水重现期

站名	湖高 (cm) 方法	重现期 (a)				资料年限	水尺零点
		100	50	20	10		
塘沽	耿贝尔	205	183	153	130	1960—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	192	171	144	123		
埕口	耿贝尔	280	249	208	176	1963—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	258	230	193	164		
东风港	耿贝尔	256	231	196	170	1963—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	238	215	184	159		
富国	耿贝尔	238	215	184	160	1963—1982	大沽
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	212	195	170	151		
羊角沟	耿贝尔	279	251	214	185	1953—1982	黄海
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	259	235	203	178		
龙口	耿贝尔	147	133	113	98	1961—1982	黄海
	皮尔逊Ⅲ型 $C_S=3C_V$	133	121	105	93		

统相一致，故以埭口水位站为主港 (x)、东风港为付港 (y) 作了潮位相关分析，其相关公式为：

$$y = 0.8352x + 22.762$$

相关系数  $r = 0.98$ 。由此可见，埭口对东风港具有良好的相关性，具备了短期资料处理的条件，因此，东风港的数理统计样本是以埭口水位站的资料给予订正的。

应该指出的是，如何确定正常天文高潮位 ( $H_{高}$ ) 是应用后 3 种概率法的关键，因此，必须选出具有一定物理意义且又较为合理的  $H_{高}$ 。将利用风暴潮概念所做的概率法与年极值水位概率法相比较，可以看出 (表 7)，两者的年极值重现期与最大增水重现期的多年一遇值几乎相等，且最大增水重现期的略高于年极值重现期。资料统计表明 (图 20)，最大增水值与天文高潮相遇的机率很少，且大都发生在高潮前后 4 小时左右，大体

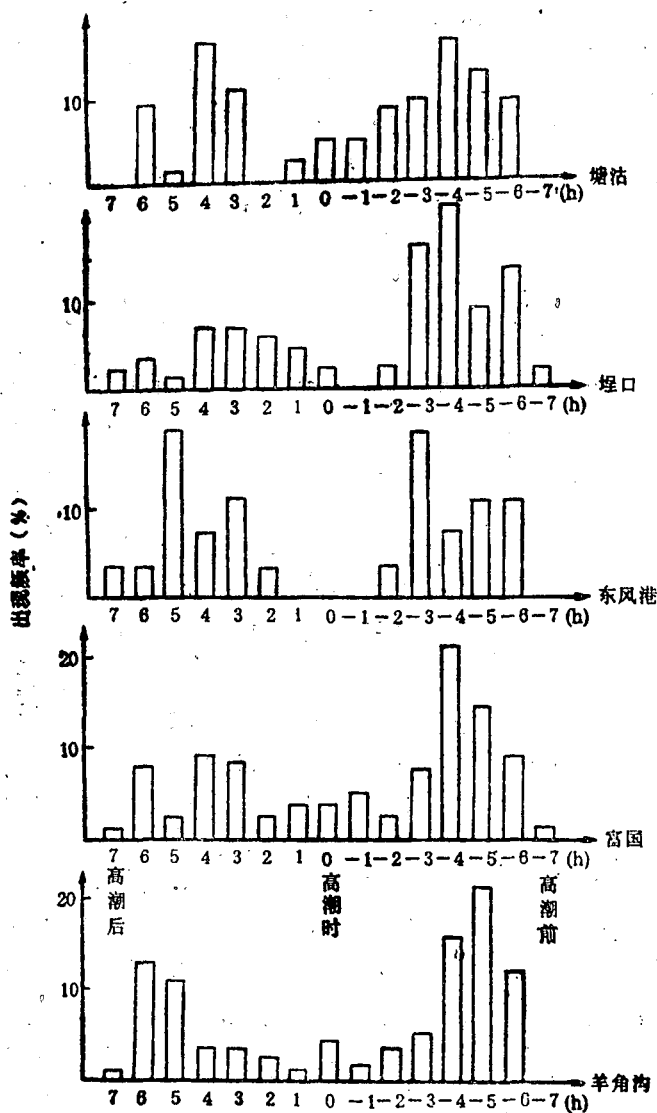


图 20 最大风暴潮增水值发生时间

表7 各种概率比较表\*

站名	平均海平面 (cm)	$H_{M_2} + H_{S_2}$ (cm)	年极值水位多年一遇 (cm)		最大增水多年一遇 (cm)		高潮相对增水多年一遇 (cm)	
			100(a)	50(a)	100(a)	50(a)	100(a)	50(a)
塘沽	162	151	315	302	328	297	205	183
埕口	166	108	395	370	453	407	280	249
东风港	161	102	352	332	401	363	256	231
羊角沟	305	62	380	353	459	416	279	251

站名	平均海平面 (cm)	高潮增水多年一遇 (cm)		$(H_{M_2} + H_{S_2})$ 加高潮相对 增水多年一遇 (cm)		$(H_{M_2} + H_{S_2})$ 加高潮 增水多年一遇 (cm)	
		100(a)	50(a)	100(a)	50(a)	100(a)	50(a)
塘沽	162	197	177	356	334	348	328
埕口	166	298	265	388	357	406	373
东风港	161	271	244	358	333	373	346
羊角沟	305	402	358	341	313	464	420

\*以平均海平面起算。

在半潮面附近,这一潮面与平均海平面很接近。因此,如果把最大增水多年一遇值叠加在任一概念的高潮上(理论最高潮位、理论略高潮位、朔望高潮位和平均高潮等)显然偏高很多(>1m以上)。因此用最大增水概率法所获得的多年一遇值不能叠加于 $H_{高}$ 上( $H_{高}=0$ )。

利用高潮对增水和高潮增水概率法所获得的多年一遇值,其基本概念是由高潮上增水值作为统计样本,故其多年一遇值仍应叠加于 $H_{高}$ 上。关键问题是如何选取 $H_{高}$ 才更合理,如果选用理论最高潮位作为 $H_{高}$ ,无疑是偏高,因为这一潮位大致与水位历时保证率1%相当<sup>1)</sup>,所以是不可取的;取多年平均高潮则又偏低。故在半月潮显著的海区用朔望高潮(相当于天文分潮 $M_2$ 和 $S_2$ 振幅之和,即 $H_{M_2} + H_{S_2}$ );在全日潮显著的海区用回归高潮(相当于天文分潮 $K_1$ 和 $O_1$ 振幅之和,即 $H_{K_1} + H_{O_1}$ ),它们与实测值较为吻合(表8)<sup>1)</sup>。

据此,我们选用了朔望(回归)高潮作为 $H_{高}$ 。用高潮相对增水概率法得出的增水值加上朔望高潮与年极值概率法相比,埕口和羊角沟两站偏低,而用高潮增水概率法得

1) 刘凤树, 1976, 全国沿海潮位特性及其在海岸工程上的应用(参考资料)。

表8 朔望平均高潮与主要天文分潮振幅之和比较表

站名	$H_{M_2} + H_{S_2}$ (cm)	朔望平均高潮 (cm)
塘沽	151	141
秦皇岛	52	52
龙口	53	54

出的增水值加上朔望高潮均偏高于年极值概率法，差值在 1m 以内。这种偏高是合理的，因为在高潮上出现某一频率的增水是不可能的，同时也包含了最不利的机遇。这是一个较为合理的、可作为工程用的概率方法。

#### 四、黄河口区风暴潮的预防对策

黄河口三角洲沿岸的调查结果表明，海岸至内陆一般坡度平缓，比降为 1%，且沿岸有几公里至几十公里的潮间带，无数河道沟溪与海相通。三角洲沿海虽修筑了一些防潮坝，对一般性的风暴潮起了一定的抑制作用，但尚无完整的防御措施和规划。为了促进黄河口三角洲的开发，制订风暴潮预防对策是非常必要的。

1. 黄河口三角洲沿岸防潮坝的设计高程 黄河口三角洲在历史上虽屡遭潮灾的危害，但实际淹没确切面积和沿岸风暴潮的高度已不易考证。解放后有 3 次特大潮灾，发生在 1964 年 4 月 5 日，1969 年 4 月 23 日和 1980 年 4 月 5 日。山东省水文站对前两次潮灾淹地的范围及沿岸最大增水值都作了测量（图 17），为海港工程建设提供了极为宝贵的资料（刘凤岳，1982）。

根据“海港水文规范”（海港水文规范编写组，1978），海港工程的设计高水位是用水位历时保证率 1% 加 1.0—1.5m，用以年极值水位作为统计样本所获得的 50 年一遇的数学期望值作为校核水位，或者以历史最高水位作为校核水位。据现有历史资料考证，沿岸历史最高水位均没有超出 1964 年和 1969 年两次潮灾时沿岸各站的最高水位。100 年一遇的数学期望值与历史最高水位大致相当，因此，利用高潮增水概率法所获得的百年一遇（ $T_{100}$ ）的数学期望值作为防潮坝的设计高程是合理的。然而在神仙沟和五号桩西侧和南侧沿岸，由于缺乏验潮记录，从而难以作出重现期的统计。如果假定历史最大

表9 几种潮位比较表 (cm)\*

站名	秦皇岛	龙口	塘沽
理论最高高潮位 ( $H_{高}$ )	71	108	192
理论略高高潮位 ( $\Sigma H$ )	68	90	214
大潮汛平均高潮位	86	86	183

\*以平均海平面起算。

表 10 黄河口沿岸潮位比较表 (cm)\*

站 名	埕 口	东 风 港	湾 湾 沟	五 号 桩	清 水 沟	羊 角 沟
理论最高高潮位 ( $H_{高}$ )	137	135		72	110	118
理论略高高潮位 ( $\Sigma H$ )	155	151	142	49	113	108
高潮增水概率法百年一遇 ( $T_{100}$ )	406	373				464
$H_{高} + \Delta H_{max}$	414	407		253	357	492
$\Sigma H + \Delta H_{max}$	432	423	423	230	360	482
1969年4月23日最大增水值 ( $\Delta H_{max}$ )	227	232	234	181	247	374
1964年4月5日最大增水值 ( $\Delta H_{max}$ )	277	272	281		204	335

\*以平均海平面起算。

增水均发生在朔望大潮高潮上，渤海理论最高高潮位和理论略高高潮位又大致相当<sup>1)</sup> (表 9)，从而可得出沿岸各站的  $\Sigma H + \Delta H_{max}$  和  $H_{高} + \Delta H_{max}$  的值 (表 10)。其中  $\Delta H_{max}$  为历史上最大增水值。

由上表可以看出，百年一遇 ( $T_{100}$ ) 值与  $\Sigma H + \Delta H_{max}$  和  $H_{高} + \Delta H_{max}$  相比，大约偏低 30cm，但提高了防潮坝的安全系数。因此，为  $\Sigma H + \Delta H_{max}$  或  $H_{高} + \Delta H_{max}$  作

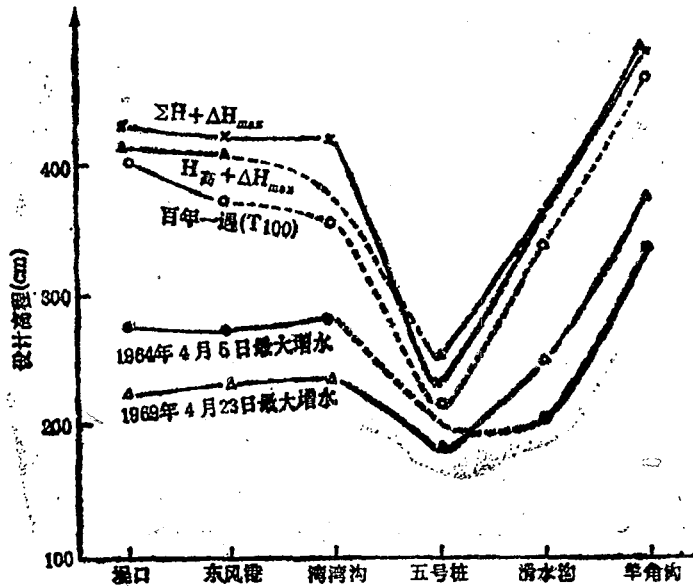


图 21 黄河口三角洲沿岸防潮坝设计高程

1) [刘凤树], 1976, 全国沿海潮位特性及其在海港工程上的应用(参考资料)。



为防潮坝设计高程提供了可能性(图 21), 这一设计高程标准可能较王志豪(1985)<sup>1)</sup>所提出的更为合理些。然而为了获得更为合理的设计标准, 应作进一步的研究。

**2. 黄河口三角洲沿岸模型台风潮的数值预报** 黄河口三角洲的潮灾主要是由春季的冷高压南下配合江淮低压东移而引起的。台风亦是引起渤海潮灾的一种天气系统, 1938年8月31日的台风所引起的渤海潮灾就是其中一例。但由于前一类天气系统尚无一个可行的风场模式, 从而难以制作数值预报表, 而台风风场已有较好的模式可循, 故这里仅对台风潮作出数值预报表。应指出的是, 这里仅提出预报方法的可行性, 而不是对各种可能的台风结构和路径作出数值预报。

图 22 是典型的台风模拟路径。假定台风沿 10 条路径中的每一条, 分别以 9.8156m/s 和 12.2695m/s 的速度移行, 而台风的最大风速分为 5 种: 15m/s, 20m/s, 25m/s, 30m/s, 35m/s, 最大风速半径为 120km。I, II 型路径相邻两条的平均距离为 60km, III 型路径相邻两条的平均距离为 80km。据以上数据用二维动力模式作出黄河口三角洲近岸地区 12 个地点的最大风暴潮高度值, 现以 I<sub>2</sub> 为例(表 11)。

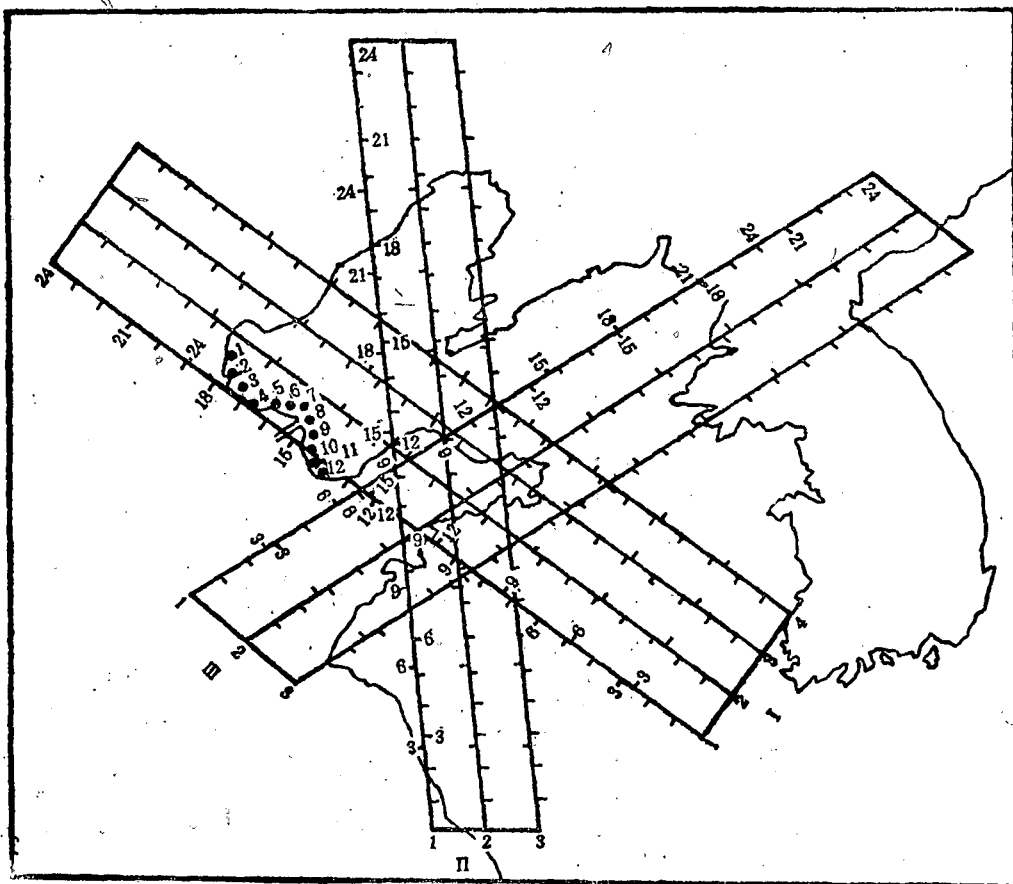


图 22 假想台风路径和预报站位  
● 站位。(图中罗马为路径, 其他数字为小时)

1) 王志豪, 1985, 黄河三角洲的开发(参考资料)。

表 11 黄河口附近最大风暴潮高度估算 (I<sub>2</sub> 路线)

台风移速 (m/s)	最大增水 风速 (m/s)	站位 塘沽											羊角沟
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
9.82	15	27.1	30.5	37.4	31.3	27.0	21.0	17.3	13.6	11.2	21.0	25.8	22.3
	20	49.9	58.3	70.9	60.3	53.6	44.2	36.9	30.9	26.4	42.0	50.0	60.6
	25	77.7	91.4	110.5	96.4	73.1	74.1	61.3	53.4	47.7	68.8	80.6	99.0
	30	108.6	128.3	154.7	137.2	124.9	108.8	89.5	80.3	73.6	100.7	116.8	144.4
	35	142.1	168.6	202.7	181.9	168.5	147.5	121.0	110.8	103.4	137.3	158.1	196.1
12.27	15	15.0	17.4	23.2	21.3	17.5	11.4	9.2	6.8	9.1	17.9	21.3	25.8
	20	33.7	38.5	50.8	44.6	40.7	29.8	26.6	21.3	19.7	37.4	43.4	52.9
	25	58.2	66.9	86.5	78.4	68.0	55.6	50.9	42.1	34.0	62.6	72.2	88.0
	30	87.6	100.9	128.8	118.9	108.9	89.1	80.8	68.3	56.6	92.8	107.0	130.1
	35	121.3	139.7	176.6	164.9	151.1	128.7	115.2	99.2	83.7	127.6	147.1	178.4

假如一次台风沿一条居间的路径移行, 则用上述结果内插即可估计出预报地点最大风暴潮高值。一般来说, I型路径台风最大风速可达 30m/s—35m/s; II型路径为 20m/s—25m/s; III型路径最小, 一般在 15m/s—20m/s。因此, 对黄河口区风暴潮极值水位影响最大的应该是 I型路径, 且尤以此型路径的台风对黄河口三角洲风暴潮的影响为最大。

## 参 考 文 献

- 书书亨, 1985, 黄河口流路稳定的初步探讨, 海岸工程, 4(1): 37—41。  
 王超, 1983, 风暴影响下工程设计水位的联合分布, 风暴潮, 1: 5—6。  
 北海分局青岛中心站, 1978, 塘沽港风暴潮预报方法的初步探讨, 风暴潮, 2: 45—57。  
 孙文心等, 1979, 超浅海风暴潮的数值模拟(一)——零阶模型对渤海风暴潮的初步应用, 海洋学报, 1(2): 193—211。  
 刘凤岳, 1982, 黄河三角洲风暴潮, 风暴潮, 2: 26—31。  
 刘凤树、王喜年, 1984, 渤海风暴潮的初步探讨, 海洋科学集刊, 3: 1—17。  
 杜明球、周潮生, 1983, 风暴潮水位的组合频率分析法, 风暴潮, 1: 29—35。  
 陈建贤, 1983, 风暴潮对海港工程设计中校核水位的影响及其分析, 风暴潮, 1: 1—4。  
 何洪渠, 1983, 台风风暴潮位频率计算的商讨, 风暴潮, 1: 41—46。  
 陈彰榕, 1983, 1984年4月5日黄河三角洲风暴潮的调查和初步分析, 风暴潮, 1: 66—69。  
 郭永盛, 1980, 近代黄河三角洲海岸的变迁, 海洋科学, 1: 30—34。  
 海洋局预报总台海况组、山东海洋学院风暴潮组, 1978, 羊角沟风增水过程预报初步研究, 风暴潮, 2: 24—44。  
 海港水文规范编写组, 1978, 港口工程技术规范第二篇第一册, 海港水文, 人民交通出版社, 2。  
 翟乾祥, 1983, 渤海沿岸风暴潮历史资料, 风暴潮, 1: 80—87。  
 Liu Fengshu, 1982, An analysis on some characteristics of storm surges by typhoon, *Collected oceanic works*, 5(2): 5—17。  
 Zhang Yanting and Wang Yijian, 1982, The numerical calculation of the surge of the Bohai Sea, *Collected Oceanic Works*, 5(2): 89—97。  
 Jelesnianski, C.P., 1965, A Numerical computation of storm tides induced by a tropical storm impinging on a continental shelf, *Mon. Weath. Rev.*, 93(16): 343—358。

INVESTIGATION AND STUDY ON STORM SURGES AND  
CALAMITY DEFENCE COUNTERMEASURES IN THE  
HUANGHE RIVER ESTUARY REGION\*

Liu Fengshu, Ding Wenlan, Yin Tong and Fang Defeng  
(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

**Abstract**

This paper based on historical data discusses the 90 cold air and 18 typhoon processes in the Huanghe River estuary region. Numerical simulation of storm surges and statistical analysis are made. the annual highest level, maximum surge, surge relative to high tide and surge during high tide were used to calculate the reappearance and contrast between them. Presented here is a design plan of tidal barrage height and numerical estimation of probable maximum surge along the coastline of the Huanghe River estuary.

---

\* Contribution No. 2252 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.