

# 台风暴潮过程预报的一种模式的探讨

沈灿葵 甘雨鸣

(地理系)

国内台风暴潮预报,绝大多数仍处于经验预报阶段,只报一个极值。随着科学技术的不断发展,已渐进为台潮机制研究,开始对过程预报进行探讨,以求在理论上阐明台潮生成的运动过程,并改进预报精度和增长预见期。本文通过海水滞留现象,用水动力学的方法,推导出一套台风暴潮过程预报方程,并考虑到浅海地形和涨落潮的影响,提出应用本方程应注意的问题。由于台风暴潮形成的自然条件十分复杂,加上目前台站的观测资料比较简单,方程的实际使用仍要经过一段时间的实践和不断的修正。

## 一、理论模式的推导

海洋中台风暴潮所引起的水面增高,主要是风和气压的急剧扰动所致。在大海中,气压影响海面增高比较显著,但在近岸一带,由于风切应力推动海水涌向海岸,使海水在海岸堆积,风力作用明显。台风暴潮增水预报的地区是沿岸海区,故主要是风的作用力。此外,增水的大小还和风向、风区范围、风时长短有关。

台风中心气压变化对海平面升降有一定作用,中心气压大小和气压梯度反映在台风风力的大小。根据藤田的研究<sup>[1]</sup>,台潮增水公式

$$\varphi = 10^3 \Delta P_0 (1 - e^{\alpha_0 / r}) / \rho g (1 - V^2 / ghs)$$

中的 $\Delta P_0 = (P_\infty - P_0)$ 关系来看,实际上把气压梯度生成的风力作为主要增水动力。美国 *montgmerg* 等人<sup>[2,3]</sup>,得出台风增水公式

$$H = BV^2$$

其中 $V$ 就是风速。在我国台风暴潮预报方法上,也有相类似的经验<sup>[4,5]</sup>。这表明,近岸的增水动力主要是风力,远比气压大得多。

侵袭华南沿海的台风,以正面登陆和自东向西掠过海面两种路径引起的增水影响较大,出现也较多,下面以正面登陆的台风为例子。

假定,图一中 $C$ 点为测站位置, $B$ 为开始增水点(即风力开始将海水推向海岸的起点), $BC$ 是台风移动中心轨迹(假定六级大风半径是增水区的范围)。当风场作用于 $A_1$ 面积海域上时,便将 $A_1$ 上的部分海水吹入 $A_2$ ,再吹至 $A_3$ ,连续地直到 $A_n$ 。假定每一海域被移动的水体互不干扰,当风场经过海面时,每一海域上受不同时段风力推至海岸的水量如到达的时间相同,便以线性迭加组合的形式,形成 $C$ 点附近海岸某一时段的增水。

如果时段风力为  $V_1, V_2, V_3 \dots$ , 则  $C$  点附近  $t_1, t_2, t_3 \dots$  时段的增水组合为:

$$\begin{aligned} Q_{t_1} &= Q_{1-1}(V_1 A_1) + Q_{1-2}(V_1 A_2) + Q_{1-3}(V_1 A_3) + \dots + Q_{1-n}(V_1 A_n) \\ Q_{t_2} &= Q_{2-1}(V_2 A_1) + Q_{2-2}(V_2 A_2) + Q_{2-3}(V_2 A_3) + \dots + Q_{1-n}(V_2 A_n) \\ &\vdots \\ Q_{t_m} &= Q_{m-1}(V_m A_1) + Q_{m-2}(V_m A_2) + Q_{m-3}(V_m A_3) + \dots + Q_{m-n}(V_m A_n) \end{aligned} \quad (1)$$

式中  $Q(VA)$ , 代表风力在某一块海域上推动的增水量, 其下标表示时段风力及海域序号。

由于时段风力不同, 每时段出现的增水量也不相同, 现分别研究每一时段风力在每一海域上将海水推向  $C$  点的增水量。

先研究  $A_1$  海域,  $A_1$  海域本来是静止的, 当风力作用在  $A_1$  时, 被带动的水量为  $Q_1$ , 在风场切应力作用下全部向前流入  $A_2$ , 则,

$$(0 - Q_1) = \tau \frac{dQ}{dt}$$

式中  $dt \sim$  时段,  $\tau \sim$  海水在海域内的传播时间,  $Q_1 \sim$  流入  $A_2$  区的水量。

积分上式, 得

$$Q_1 = Q_{1-0} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad Q_{1-0} = q \frac{\Delta t}{\tau} \quad \therefore Q_1 = q \frac{\Delta t}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (2)$$

式中  $\Delta t \sim$  某种风力作用下的时段长,  $t \sim$  时刻,  $q \sim$  风力推动海水的入流强度。

当海水由  $A_2$  流入  $A_3$  时, 由于水流是前一海域风力作用所产生, 在  $A_2$  海域内时, 海水的粘滞性和摩擦力使海水产生滞留现象, 不能全部进入  $A_3$ 。设滞留在  $A_2$  的水量为  $dw_2$ , 则

$$Q_1 dt - Q_2 dt = dw_2 \quad dw_2 = \tau dQ_2$$

得

$$\tau \frac{dQ_2}{dt} + Q_2 = Q_1$$

式中  $Q_2$  为  $A_2$  海域流入  $A_3$  的水量。积分上式得:

$$Q_2 = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int_0^t Q_1 e^{\frac{t}{\tau}} dt$$

$$Q_2 = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int_0^t q \frac{\Delta t}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \cdot e^{\frac{t}{\tau}} dt = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} q \frac{\Delta t}{\tau} \int_0^t dt = q \frac{\Delta t \cdot t}{\tau^2} e^{-\frac{t}{\tau}}$$

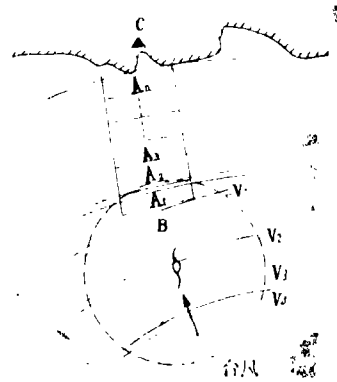


图1 正面登陆台风增水过程示意图

同理, 由 $A_3$ 流入 $A_4$ 时的水量是:

$$Q_3 = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int_0^t Q_2 e^{-\frac{t}{\tau}} dt$$

以 $Q_2$ 代入上式, 则

$$Q_3 = q \frac{\Delta t \cdot t^2}{2\tau^2} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (3)$$

连续计算,  $Q_4, Q_5, \dots$ 直到 $Q_n$ , 得

$$Q_n = q \frac{\Delta t}{(n-1)! \tau} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (4)$$

式中 $n$ 为经过的海域块数 令 $\frac{t}{\tau} = m$  当 $\Delta t = \tau$

则

$$Q_n = q \cdot \left(\frac{m^{n-1}}{(n-1)!} e^{-m}\right) \quad (5)$$

上式括号内数项很明显符合“普亚松分布”。物理意义为, 当时段风力带动 $A_1$ 海域上的海水, 如果没有其他海水在中途加入, 且海底地形不变, 风向不变, 并受到海水粘滞及摩擦作用而有部分滞留时, 经过 $n$ 个海域后, 最后到达测站时水量的变化是按“普亚松分布”规律递减, 只要求出 $m$ 及 $n$ , 便可求出 $Q_n$ 。

在实际计算时, 当风场正面向测站移动时, 可用台风中心走向轨迹为准, 划出若干个不同的风力时区的平行线(即时段风区), 并假设台风在移动过程中风力不变, 或按递增或递减的规律变化, 这样, 当 $V_1$ 风力带动 $A_1$ 海水经过 $n$ 个海域到达测站时的增水量如(6)式。即:

$$Q_{1-n} = q \frac{\Delta t}{\tau(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (6)$$

当 $V_1$ 风力继续进入 $A_2$ 海域, 带动 $A_2$ 海水, 经过 $n-1$ 海区到达测站时的增水量为

$$Q_{2-n} = q \frac{\Delta t}{\tau(n-2)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-2} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (7)$$

同理, 可算出 $V_1$ 吹过 $A_3, A_4, \dots, A_n$ 海域到达 $C$ 点测站的增水量。

最后, 当 $V_1$ 吹过 $A_n$ 时, 带动 $A_n$ 区海水到达 $C$ 点的增水量为(8)式:

$$Q_{1(n)} = q \frac{\Delta t}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (8)$$

这样,  $V_1$ 时段风力从开始增水点吹向 $C$ 点顺序带动 $n$ 块海域海水到达 $C$ 点的增水总量是将(6)(7)(8)等式代入(1)式中的第一式。便得计算式:

$$Q_{1n} = \frac{q_1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \left[ 1 + \left(\frac{t}{\tau}\right) + \frac{1}{2!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^2 + \dots + \frac{1}{(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} \right]$$

式中 $q_1$ 为 $V_1$ 风力首次推动海水的入流强度。

同理，可以算出 $V_2, V_3 \dots V_i$ 时段风力（每个 $V$ 的时段为 $\Delta t$ ）带到 $C$ 点的海水增量是，

$$\left. \begin{aligned} Q_{t_2} &= \frac{q_2}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \left[ 1 + \left(\frac{t}{\tau}\right) + \frac{1}{2!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^2 + \dots + \frac{1}{(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} \right] \\ Q_{t_3} &= \frac{q_3}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \left[ 1 + \left(\frac{t}{\tau}\right) + \frac{1}{2!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^2 + \dots + \frac{1}{(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} \right] \\ &\vdots \\ Q_{t_i} &= \frac{q_i}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \left[ 1 + \left(\frac{t}{\tau}\right) + \frac{1}{2!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^2 + \dots + \frac{1}{(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} \right] \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

式中 $q_2, q_3 \dots q_i$ 分别是 $V_2, V_3, \dots V_i$ 风力首次推动每块海域的入流强度。如果风力是变动的，从起始点到 $C$ 点过程中加强或减弱，上式(9)便应当改成，

$$\left. \begin{aligned} Q_{t_1} &= \frac{e^{-\frac{t}{\tau}}}{\tau} \left[ q_{1_1} + q_{1_2} \left(\frac{t}{\tau}\right) + q_{1_3} \frac{1}{2!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^2 + \dots + q_{1_i} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} / (n-1)! \right] \\ Q_{t_2} &= \frac{e^{-\frac{t}{\tau}}}{\tau} \left[ q_{2_1} + q_{2_2} \left(\frac{t}{\tau}\right) + q_{2_3} \frac{1}{2!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^2 + \dots + q_{2_i} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} / (n-1)! \right] \\ &\vdots \\ Q_{t_i} &= \frac{e^{-\frac{t}{\tau}}}{\tau} \left[ q_{i_1} + q_{i_2} \left(\frac{t}{\tau}\right) + q_{i_3} \frac{1}{2!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^2 + \dots + q_{i_i} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} / (n-1)! \right] \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

式中 $q_{1_1}, q_{2_1}, \dots q_{i_1}$ 为因风力改变而引起的每块海域的不同入流强度。

从(9)和(10)两个方程组中可以看出， $Q_i$ 的大小决定于 $q, (\frac{t}{\tau})$ 和 $n$ ，而 $(\frac{t}{\tau})$ 和 $n$ 值因每个测站情况和风场移动路程不同而异。一个测站，一个风场，在理论上， $(\frac{t}{\tau})$ 和 $n$ 值应当是不变的（常数）。有了上述常数，只要知道每个时段风力在 $A_i$ 海域上的作用，便可以很快地计算出整个台风暴潮的过程增水值。最后，把它换成水位而迭加在天文潮水位曲线上，从而构成完整的作业预报。

当台风沿着海岸移动时，同样，只要将风力时区的风力转变为对测站的有效风力，也一样可以得到 $q$ ，以之代入(9)或(10)方程组中，便得到过程增水值。

## 二、对模式的某些假定条件

上述的台风暴潮增水过程模式，是在一种理想情况下导出的。由于自然现象十分复杂，除受风力影响外，还受许多条件制约。例如，海水的深度、海底地形、潮汐海面的变化、台风移动速度、台风路径的转向及台风中心轨迹线和海岸线所成的入射角度等等。为了使计算方便和合理，假定下面几个条件：

(1) 台风暴潮增水符合线性原则, 不考虑非线性耦合现象。因此, 每块海域由风力作用所产生的增水量到达C点时, 服从于迭加法则;

(2) 海区的涨潮落潮海面倾斜方向相反, 使风力带动海水量发生一定的差异。现假定海面坡度是恒定的, 海面处于平潮状态;

(3) 增水区的始点和终点, 都用台风暴潮资料的开始增水及出现最大增水值时的台风位置, 并结合六级大风半径范围来确定。以本站最大风速与最大增水值两者出现的时间差值作为海水传播期间 $\tau$ (图三)。然后, 用 $\tau$ 为标准, 将增水海区划分为若干块海域, 这就是 $n$ 值;

(4) 如果台风在登陆前转向, 风区长度改变, 风向也改变时, 则可将增水风分量作为风区风力。如果这时风分量与最大增水风向相反的话, 则可作为负值处理。

### 三、台风暴潮预报过程线的推求

推求预报过程线, 先要求出 $q$ 值。

假定海水是不可压缩的, 而且海面坡度不变, 那么 $x$ 、 $y$ 方向的全流为

$$F_x = \int_0^{(h-\xi)} \mu dE \quad F_y = \int_0^{(h+\xi)} V dE$$

再根据海区断面面积便可以求出 $q$ 值。但应用上述公式时, 在计算 $\mu$ 、 $V$ (海流的东分量和北分量)过程中, 必然涉及到摩擦深度 $D$ 值, 而且函数具有一种双曲型式, 这样比较复杂, 为了简化起见, 我们引入

$$q = \alpha \cdot A \cdot C \quad (11)$$

式中  $A$ ~海域截面面积  $\alpha$ ~系数  $C$ ~海水流动速度  
那么, 流入的总水量

$$W = \int q dt \quad (12)$$

我们认为, 在风增水过程中, 特别在台风暴潮激振阶段, 风引起的海水漂流的速度, 是导致沿海岸水位壅高的主要原因。

海水流动速度, 可用下式求出。

$$C = \frac{\beta}{\sqrt{\sin\theta}} \cdot V$$

式中 $\beta$ 为系数, 可用0.0127;  $V$ 为增水风速分量;  $\theta$ 为测站所在的纬度。这样, 经过综合, 得出

$$q = A \cdot \frac{\beta}{\sqrt{\sin\theta}} \cdot V \quad (13)$$

$q$ 计出后, 第二是确定 $\tau$ 。 $\tau$ 为最大风速出现到发生最大增水值的时间间隔, 可在资料中找出。第三是求 $n$ ,  $n$ 为开始增水到最大增水的时间间隔 $T$ 与 $\tau$ 之比。即

$$n = \frac{T}{\tau}$$

当 $q$ 、 $\tau$ 、 $n$ 值都确定后,以之代入(6)至(8)式,求出 $Q_{1-n}$ 、 $Q_{2-n}$ 、 $Q_{3-n}$ 、 $\dots$ 、 $Q_{(n)}$ 等值,再将各值代入(9)式,就可以很快地算出整个台风过程中每个时段的增水值,点绘成增水曲线,算出的每个时段增水值,可用水位~海水流量关系曲线转化为水位,点绘成增水水位曲线,然后按时间迭加在正常潮位曲线上,便得出这次台风暴潮过程预报过程曲线,如(图2)。

为了简便,预报时可以引用纳希(Nash)瞬时单位线的概念,作为计算台风暴潮的模式。我们称为“单位模式”。它是假定在一个单位时间内、一个单位风力作用于某固定的海区上得出的过程线。假定台风增水现象是线性的,服从于叠加法则,那么,我们便可以实际增水风力和风时,以倍比叠加方法计算出实际增水曲线。为了消除选取不同时间作单位时段引起“单位模式”的差异,可使单位时间趋向于0,即风力起动是脉冲形式,

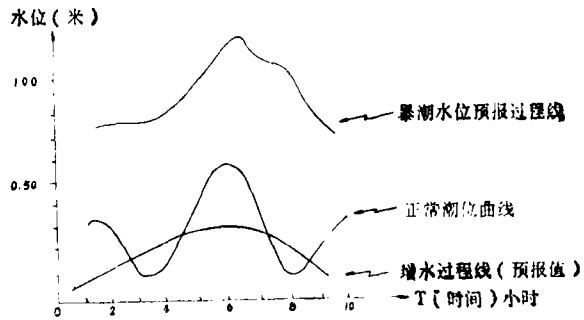


图2 台风暴潮水位预报过程线

$$\delta(0) = a_0 \frac{dn}{dt} \mu(t) + a_1 \frac{d^{n-1}}{dt^{n-1}} \mu(t) + \dots + a_n \mu(t)$$

式中  $\delta(0)$ ~风力带动海区海水入流强度  $\mu(t)$ ~输出海水量  
解方程,得

$$\mu(t) = \frac{1}{(1 + \tau D)^n} \delta(0) \quad \text{式中 } D \sim \text{为运算符符号 } \frac{d}{dx} .$$

经过拉氏变换整理后,得到

$$\mu(t) = \frac{1}{\tau \Gamma(n)} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (11)$$

这个公式叫做“瞬时单位模式”。只要用距法求解,求出 $n$ 、 $\tau$ 两值,便可解出方程,得出时段极短( $\Delta t \rightarrow 0$ )的“单位模式”,然后用克拉克S曲线方法换为各种预报时段的“单位模式”,作为计算增水过程线之用。即用下式转换

$$\mu(T, t) = \frac{1}{T} \int_0^T \mu(0, t) dt \quad (15)$$

#### 四、计算举例

现以侵袭珠江河口黄冲站(北纬 $22^{\circ}18'$ 东经 $113^{\circ}24'$ )6415号台风为例,计算出预报增水量过程线,与实测分离后的水位增水过程线对比,如图3。

由于该站台潮实测资料仍未作出水位~海水流量相关图,故只能将增水量过程线

和增水位过程线对比,但趋势是一致的。

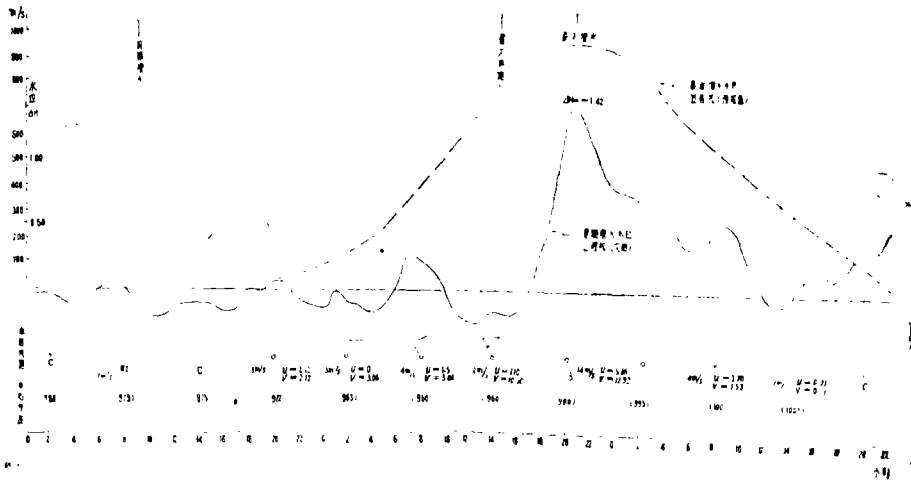


图3 黄冲站6415号台风风暴潮实测增水位过程线及预报增水量过程线

在计算过程中,我们考虑了:(1) $n$ 值的选取问题;(2)初始入流强度 $q$ 值的确定;(3)时段风力的选择;(4)海底地形对增水影响等问题<sup>[6]</sup>。

## 五、讨 论

(1)从整个运算结果看来,本模式对稳定风场增水比较合适,在天气图上择取风向、风力数据也比较容易。如果台风转向或迂回时,计算的成果误差增大。

(2)从理论分析,台风风场结构,如六级大风半径的范围、台风等压线的陡度等,与 $n$ 、 $\tau$ 有关,而 $n$ 、 $\tau$ 值则直接影响了增水曲线的大小和形状。这和我们以往研究的总结<sup>[7]</sup>和本文研究的结论是符合的。故只有加强以环流为背景的台风发生机制的研究,才能使台风风暴潮预报精度不断提高。

(3)本模式所需要的台风路径、风力等气象资料,要依赖气象部门的预报,气象预报的准确程度,关系到台潮预报的精度。我们曾提出用长浪理论辅助台潮预报的论文<sup>[8]</sup>,目的就是想应用水文方法,直接预报台风对本海区的影响程度,以增进台潮预报的精度和预见期。

(5)正常潮位方法的准确与否,直接影响了台风风暴增水值的分离以及预报曲线的迭加,是关键性的环节。但目前常用的天文潮方法,对河口、海湾地区预报误差较大。作者曾提出过自己的看法<sup>[9]</sup>,故除了用调和分析法外,还应当展开特征线法等新方法的研究,不断提高正常潮位预报的精度,使台风风暴潮过程预报也得以提高。

(5)本模式虽然是单站过程预报模式,只研究台风风暴潮对某一站侵袭时的增水过程,但实际上,也是大面积剖面预报的一种初步模式,只要用几个不同增水起始点的方程组合,便可得出整个大面积海区剖面的过程预报。

(6)本模式也是台风风暴潮增水时空机制的理论模式。

参 考 文 献

- [1] T. Fujite, A model of typhoon accompanied by inner and outer rainbando, *J. Appl. Met.*, 6(1967),1, 3—19.
- [2] 国家海洋局一所五室, 美国风暴潮研究评述, 风暴潮, (1978), 2, 95—111.
- [3] W. C. Conner, D. Lee Harrio, Emperical methods forecasting the maxium storm tide due to hurricanes and other tropical storms, *Monthly Weather Review*, 85(1957),4,111—116.
- [4] 国家海洋局三所101组, 厦门港台风暴潮初步分析, 海洋科技, (1975),12.
- [5] 国家海洋局三所101组, 汕头港台风增水预报方法初步研究, 海洋科技, (1973), 10.
- [6] 沈灿棠等, 台风暴潮预报模式初探, 中国海洋湖沼学会学术会议文件, (1978).
- [7] 沈灿棠、甘雨鸣,应用相关分析法对黄冲站台风增水进行分类, 风暴潮, (1977), 2, 15—21.
- [8] 沈灿棠、甘雨鸣, 华南沿海应用长浪方法辅助台风暴潮预报展望, 中山大学学报, (1974), 4, 106—116.
- [9] 沈灿棠、甘雨鸣, 不同类型台风侵袭珠江三角洲河口区引起暴潮增水规律的初步分析, 海洋科技, (1974), 4, 57—85.

## A Preliminary Study of the Model on the Prediction of the Whole Hydrograph of Typhoon Surge

Shen Canshen (Shen Tsán hsin)      Gan Yuming

### Abstract

In China, the prediction of typhoon surge according to the experience, only forecast a maxium stage. The author attend that the sea water movement by wind action could reaine some water and with a time lag. Use the method of hydrodynamics, to get a prognostic eguational group of typhoon surge which can also help us to forcast the typhoon surge on the transverse profile of the wide sea area.

we disconnet the forecasting sea area to many small areas ( $A_1, A_2, A_3 \dots A_n$ ), and desconnet the wind field of typhoon to many time-belt of wind strength( $V_1, V_2 \dots V_i$ ) when typhoon is landing to the sea shore. Then, the sea water of  $A_1$  was brought by the wind strength belt of  $A_1$ , travelling throught  $A_1$  to  $A_n$ , the total seawater comput by the following equation,

$$Q_n = q \frac{\Delta t}{(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}}$$

Every time belt of wind strength of  $V_1, V_2 \dots V_i$ , bring the sea water of  $A_1, A_2, \dots A_n$ , to reach to the seashore, the total amount of sea water in time course is,

$$\left\{ \begin{aligned} Q_{t1} &= \frac{q_1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \left[ 1 + \frac{t}{\tau} + \frac{1}{2!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^2 + \dots + \frac{1}{(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} \right] \\ Q_{ti} &= \frac{q_i}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \left[ 1 + \frac{t}{\tau} + \frac{1}{2!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^2 + \dots + \frac{1}{(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} \right] \end{aligned} \right.$$

Connet the point of computer product, it is a increasing sea discharge curve, and it on the normal tide cure, we may get the prediction of whole hydrograph of typhoon surge.