

# 台风暴潮特征及其主要 预报方法

付子琅

(中国科学院海洋研究所)

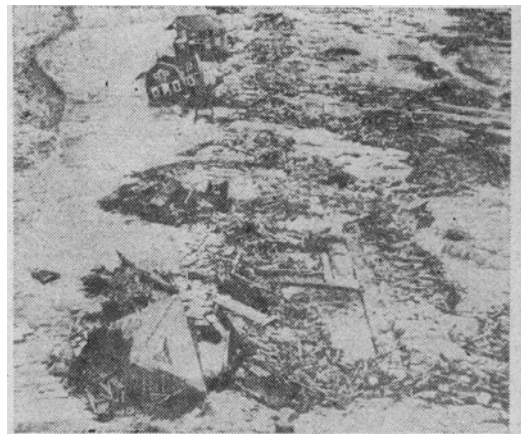
台风暴潮是指在台风的袭击下，沿海海面骤然升高的现象。它的水位通常较正常天气情况下的水位高出1—2米；每百年往往还有几次较大的台风暴潮，其最大增水值可达3—4米或更多。如果台风暴潮的高水位遇上天文高潮，将使海面水位暴涨，形成灾难。这就是所谓的潮灾。

世界上沿海地区，由于台风暴潮造成灾害的例子很多。例如，1864年及1876年两次台风暴潮袭击孟加拉湾，使二十五万人丧生；1970年在这里又发生了一次震惊世界的台风暴潮，死者近三十万人，淹毙牲畜五十万头，一百万人无家可归；1900年，美国的得克萨斯州加尔维斯敦（Galveston Texas）受到另一次台风暴潮的袭击，全城被淹，死亡者达六千人；1959年9月，《维拉》台风袭击日本的伊势湾，死亡者近五千人，一百六十万人无家可归。

我国也是一个台风暴潮多见的国家，每年平均大约有7次台风在我国沿海登陆，其中，最大的一次是1922年8月2日在广东汕头地区的台风暴潮。据史料记载：“8月2日下午三时风初起，傍晚愈急，暴雨倾盆，平地水深丈余，沿海低下者数丈，乡村多被卷入海涛中，居民死者万余人，旧潮各县（澄海，潮阳，揭阳、南沃、惠来）共死七万余人。”解放后，我国沿海也多次发生过较大的台风暴潮，致使海堤溃决，生命财产遭受了很大的损失。

一般说来，在某一局部地区，特大的台风

暴潮是罕见的。可是，一般的台风暴潮却年年都有，虽然不致形成灾害，但其影响也是不可低估的。



1962年美国大西洋沿岸风暴潮潮灾

台风暴潮灾害的严重性，已经引起有关国家的重视，目前有美国、日本、菲律宾、澳大利亚等国正在积极开展台风暴潮观测、预报和研究工作。我国有长达一万八千多公里的海岸线，南北纵跨热带、亚热带和温带地区，是世界上台风暴潮的多发区之一。根据近来的观测，仅1970—1973年，在我国登陆的台风就有35次，非登陆型的影响台风有31次。这些台风各自在我国沿海地区形成了不同程度的台风暴

\* 本文承管秉贤、甘子钧、刘风树等同志审阅，并提供宝贵意见；刘秉玉同志绘图，特此致谢！

潮。其中，最大增水值在1米和1.5米以内的港口分别为76个和16个，而最大增水值在2米以上的港口也有4个。由此可见，开展台风暴潮的研究和预报，无疑在社会主义建设中具有重要的现实意义。

本文对台风暴潮的一般特征以及目前我国台风暴潮常用的几种主要预报方法作一扼要的介绍。

## 一、台风暴潮的特征

台风暴潮是由于台风的强风以及低气压的作用产生的。它的高度通常可以从实测潮位的记录中减去天文潮位得到。台风暴潮的形态依台风的结构和所在地理位置的不同而具有不同的特征。

当台风在大洋或深海上生成后，在台风中心的一个很小的区域——台风眼内，海面形态

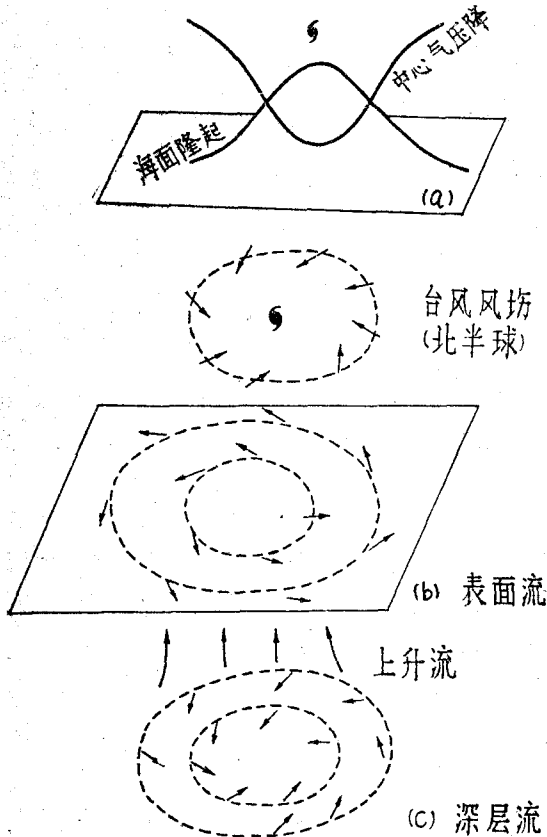


图1 大洋或深海台风暴潮形态

可以认为与静压效应没有多大的区别，也就是说，海面在台风中心附近隆起（图1a），高度视气压下降量而定，一般为几十厘米至一百厘米左右，形成大致对称的分布。在台风眼以外，还须考虑风的作用，气旋式的风驱动台风眼以外周围的表层海水。形成了逆时针的气旋式的海流，由于地转偏向力的作用，海水运动方向偏向右方，从而使得这种气旋型的流动向外辐散（在北半球）（图1b）；又由于海水是连续的，表层辐散的海水必然要由较深层的向内辐聚的气旋性流动加以补偿。如果将上述气压和风的作风叠加在一起，那末台风暴潮在大洋或深海中的形态，犹如原子弹爆炸后所形成的蘑菇云一样，它所涉及的范围可达几十至几百公里。

实际上，台风是不停地移动的，特别是台风临近或者登陆时，对于某一特定观测地点来说，一般可发现台风暴潮的水位变化过程具有如下三种不同形态。

### 1. 标准型的台风暴潮

这种台风暴潮的增水过程是一种单峰曲线（图2a）。初始阶段，当台风还在遥远的洋面或深海上时，水位开始缓慢上升，其值约为20—40厘米；当台风临近或将登陆时，海面急速上升，增水达到最大；台风登陆后，海面迅速回降。但是，由于海水的重力过程，海面将

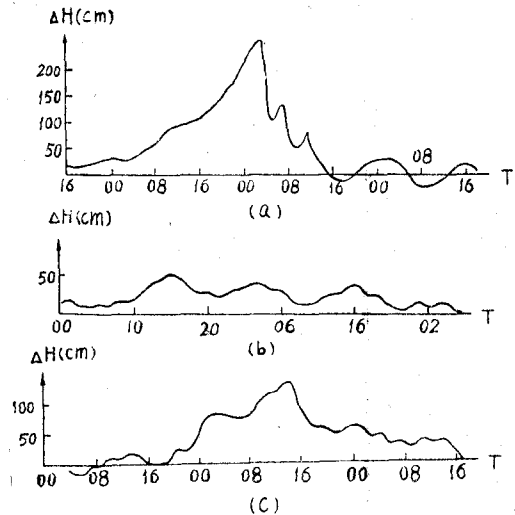


图2 岸边观测点台风暴潮形状

呈现阻尼性的余振。整个台风暴潮过程，约持续2—3天左右。

## 2. 波动型的台风暴潮

这种台风暴潮的增水过程曲线具有峰值的特点，而且呈某种周期振动的性质（图2b）。就我国大多数港口的情况来看，其周期多为12—13小时；少数港口也有4、6、16小时的周期。这种波动型的台风暴潮，大多数在台风平行于海岸移动的情况下出现。

## 3. 混合型的台风暴潮

这种台风暴潮的增水过程可以看作是介于上述标准型台风暴潮和波动型的台风暴潮之间的一种混合形态（图2c）。这种混合型台风暴潮的最大增水值，一般都比较小；若与天文潮组合产生的高水位，经常形成当地该年的水位极值。

但是，应该指出，如果在平直而且开阔的海岸线上进行观测，则可给出在台风登陆时整个岸线的台风暴潮的增水分布曲线，即所谓“增水瞬时剖面”（图3）。实际观测表明，在台风增水瞬时剖面图上，可以看出最大的增水位置并不在台风中心的登陆点，大多数情况下，都出现在登陆点的右侧（从海上，面对海岸观测），而且剖面峰值的右侧变化比较平缓，左侧比较陡峭，形成非对称的连续分布。这就是说，台风登陆点的右侧所产生的台风暴潮要比其左侧大，而且，影响的范围广。因此，需要加以重视。

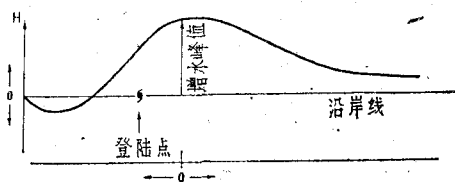


图3 台风暴潮剖面曲线

对海峡和港湾来说，其台风暴潮的剖面曲线，要比上述平直开阔海岸的情况复杂一些。例如，当台风穿过台湾海峡并在福建沿岸登陆时，通常出现双峰的增水剖面曲线，而台风经过大的港湾时，最大台风暴潮位置则往往出现在湾顶附近。

## 二、预报方法

为了预测台风暴潮，人们采用了多种途径，并提出了各种各样的预报方法，其中有的仍处于研究和试验阶段，现就目前常用的三种预报方法介绍如下：

### 1. 台风暴潮的极值预报

从台风暴潮的增水曲线可知，一般登陆型台风，其增水过程曲线呈一单峰值。当台风临近或者登陆时，水位急剧上升，达到最大值后，随即迅速回降；最高水位持续时间较短。如果我们能将最高台风暴潮的高度预报出来，就可以大体上掌握某一港口的增水问题。这种着眼于台风暴潮增水极值的预报方法较为简便，因此，得到广泛的应用，并积累了丰富的经验。在我国的东南沿海几乎所有的台站都开展了台风暴潮极值水位的预报服务，并根据各地具体的情况，建立了极值水位的经验预报公式。有关方面的一些主要成果，我们已经在《我国台风暴潮预报方法简介》一文（见海洋科学资料1975. 5.）中作了扼要的介绍。这里，我们将着重谈谈如何从已知的气象要素的预报值来预报台风暴潮的极值问题。

如上所述，产生台风暴潮的主要原因是近岸风场引起海水的堆积效应和气压下降引起海面上升的静压效应。因此，通常采用的经验关系，可取如下形式：

$$H_{\max} = a\Delta P + bV_{\max}^2 \cos\theta$$

式中  $H_{\max}$  表示台风在预报地点登陆或离预报地点最近时所引起的增水极值，即所谓台风暴潮的极值水位； $V_{\max}$  表示同一时刻的最大风速，而  $\theta$  则表示这一最大风速与岸线的法线方向或港湾主轴方向的夹角。因此， $V_{\max} \cos\theta$  也就是向岸风或者是对着港湾主风向的最大风速（米/秒）；而  $\Delta P$  则表示气压下降的最大值， $a$  和  $b$  为经验常数。

从经验公式可知，台风暴潮的极值水位与台风最大风速以及气压下降的极值呈线性关系，即风速越大，气压下降越低，台风暴潮的

极值水位也就越高。因此,对于某一地点来说,如能根据实测资料建立上述经验关系,即可按照任一台风过程的当地风速和气压,估计出台风暴潮的极值水位。

对于台风暴潮预报来说,除了极值水位的预报外,关于这一极值水位持续时间的预报往往也有重要的实践意义。图4为6903号台风在汕

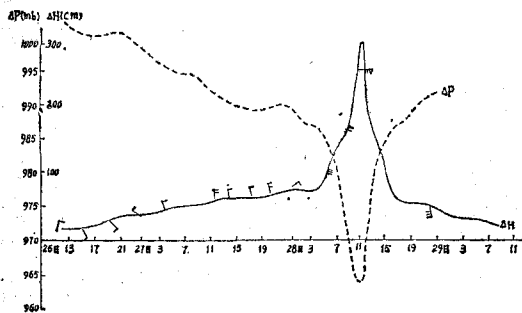


图4 6903号台风在汕头引起的增水过程、风速、风向及气压的变化过程曲线

头西侧惠来县登陆时,汕头港的增水过程和气压及风速风向的变化情况,图中的实线为增水曲线,即从实测潮位记录中减去天文潮位而得到的剩余水位曲线。由此可见,台风暴潮的最大增水持续时间大约为2个多小时,这段时间大体上与台风眼通过汕头港的时间相一致。关于台风眼的大小目前可以用飞机、雷达或气象卫星测定,从而,台风暴潮最大增水的出现时刻和持续时间也大致可以预报出来。可是,在大多数的地点,有关台风眼大小的这类观测资料往往不能及时得到。因此,我们在这里考虑采用下述简单的方法进行估计:即由台风中心气压差与最大风速半径的一般经验关系(详见预报方法3)来估计台风眼的半径。并且假定了最大风速半径与台风眼半径大致相等,结果算得6903号台风的台风眼半径约为31海里。由于这次台风中心登陆于汕头西侧,离汕头约20海里,整个台风眼经过汕头港的距离为30海里;此外,由天气图得知,这时台风的移动速度估计为12海里。故整个台风眼经过汕头港的时间约为2.5小时。

应该指出,有了台风暴潮的增水极值和极

值增水的持续时间的预报后,还必须加上当时天文潮位,从而作出实际水位的预报。

还应指出,以上经验关系式中的比例系数a、b是根据以往实测资料确定的,它们只是反映了当地的统计平均状态,况且台风暴潮的水位不仅与风速和气压场有关,同时也与台风移动速度等因素有关;特别是台风的移动速度接近湾内长波传播速度 $\sqrt{gh}$ 时( $g$ 为重力加速度, $h$ 为水深),将会产生共振现象。在这种情况下,台风暴潮将异常显著。因此,在预报实践中应对这种现象给予足够的重视。

## 2. 台风暴潮过程预报

极值预报只能预报台风过程的最大增水,在一定程度上可以满足一些实际需要。但是实际水位的变化是天文潮和台风暴潮两者叠加的结果。因此,如果大的台风暴潮出现在低潮时,对于天文潮潮差较大的港口来说,不会造成很大的影响。反之,在天文潮高潮时,即使叠加一个并非很大的台风暴潮,却可酿成灾害,为了切实做好防灾和抗灾工作,就必须对某一港口进行逐时或逐时段的台风暴潮过程预报。近年来,厦门大学海洋系和福建省水文总站的科技工作者合作,对台风暴潮过程预报进行了一些研究和试报,获得了很有意义的结果。现将其预报方法简单介绍如下:

这种方法的实质在于从流体的动力学方程出发,导出当台风到达海岸附近,由于台风风场及气压变化所引起台风暴潮在某一特定地区的表达式,从而建立起台风暴潮过程预报方程:

$$H = h_p + h_{Fr} + h_{F\theta} + h^*$$

式中 $H$ 为台风暴潮的高度;等号右方各项的具体表达式如下:

$$h_p = 2.1 \Delta P_0 (1 - e^{R/r})$$

它表示由于台风中心气压的变化引起海面的增水;其中, $\Delta P_0$ 为台风中心气压下降量(毫巴), $R$ 为最大风速半径(纬距), $r$ 为某一预报地点到台风中心的距离(纬距)

$$h_{Fr} = 0.04 V_{\max}^2 R \left[ 1 - \frac{1}{4} \left( \frac{r}{R} \right)^3 \right] \quad r \leq R$$

$$h_{Fr} = 0.04V_{\max}^2 R \left( \frac{3}{4} \frac{R}{r} \right) \quad r > R$$

这里,  $h_{Fr}$  表示风应力动径分量引起沿岸的增水;  $V_{\max}$  表示最大风速。

$$h_{F\theta} = \pm 0.03V_{\max}^2 R \left( \frac{8r^2}{R^3} \right) \quad r \leq 0.5R$$

$$h_{F\theta} = \pm 0.03V_{\max}^2 R \quad 0.5R \leq r \leq R$$

$$h_{F\theta} = \pm 0.03V_{\max}^2 \frac{R^2}{r} \quad r > R$$

这里,  $h_{F\theta}$  表示风应力切线分量引起的沿岸增水, (+) 用于台风中心登陆点的右岸 (从海上, 面向海岸观测), (-) 用于台风中心登陆点的左岸。

至于预报方程右端的最后一项  $h^*$ , 则表示海面除潮汐外的一种周期振动, 对我国大多数港口其周期为 12 小时, 一般可以从前期非天文潮的水位周期变化外推得出。

应用了上述过程预报方法, 对某港进行 28 次台风暴潮增水过程的试验预报。结果表明: 有 26 次符合程度是很好的, 只有两例由于观测资料的原因而致偏差较大。验证中, 对比了 253 个增水数据, 误差少于 30 厘米的占 94.5%; 误

差在 30—40 厘米之间占 3.2%; 误差大于 40 厘米以上仅占 2.3%。图 5、6 为两次台风暴潮实测曲线及过程预报曲线的比较, 由此可见, 两者是相当吻合的。

### 3. 台风暴潮剖面预报方法

由于台风影响范围大, 所引起的台风暴潮常常使某一段海岸同时增水。再从台风暴潮的剖面分布可知, 最大台风暴潮未必出现在有测站的港口, 而且由于我国验潮站分布较疏, 站与站的距离较大。因此, 从以上两种预报方法作出单站预报是不够的, 为了做好台风暴潮的防灾抗灾工作, 还必须对受台风影响的某一段海岸线进行“剖面预报”。为了解决这个问题, 美国学者杰莱尼斯安斯基 (Jelesnianski) 自六十年代以来, 就进行了很有意义的研究, 并提出一套可供实际应用的预报方法。目前, 这种预报方法, 已经成功地应用于美国东海岸及墨西哥湾的风暴潮预报, 并由美国国家天气服务局确定为风暴潮的业务预报的常规方法。近年来, 我们也曾采用这一方法进行一些试验预报。通过对我国沿岸 15 次登陆型的台风暴潮进行验证, 结果表明, 其预报精度是令人满意的。

杰莱尼斯安斯基的方法, 是依照流体动力方程, 采用数值方法先计算一个在“标准海域”中, 因“标准风暴”引起内边界的增水剖面; 然后, 通过实际风场和实际海域进行修正, 给出了一条沿海域内边界的风暴潮增水剖面图。这个标准海域的海岸线是一条直线 (内边界), 它沿着海岸方向的水深设有 15 英尺, 而海底则具有每海里 3 英尺的坡度向外海倾斜, 直至离岸为 60—70 海里的等深线 (称为标准海域的外边界) 为止, 在这里的海面可以认为只有静压的效应。标准风暴即是一个中心位于北纬  $30^\circ$ , 而且具有一个最大的风速为 87 节的台风或飓风风场, 在这标准风场中, 等压线呈圆形分布, 而风速则等于中心对称的风速分量与伴随台风移动的风速这两个分量的合成结果。

基于以上两个理想化的标准海域和标准

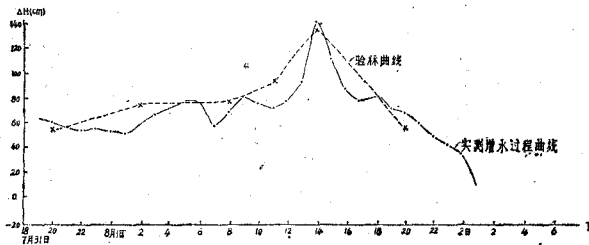


图 5 5612号台风在某港实测过程曲线及过程预报曲线比较图

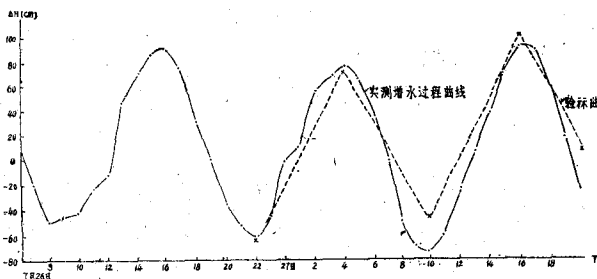


图 6 5611号台风在某港实测过程曲线及过程预报曲线比较图

风暴的模式，对描述风暴潮的流体动力方程组进行数值积分，即可得出在标准海域中由于标准风暴的作用引起的一个“标准台风潮剖面图”。计算结果表明，如果台风或飓风以每小时15海里（24公里）的速度，垂直于海岸线方向从外海向标准海域袭来时，发生台风潮最大增水的地点在登陆点的右侧（从海上，面对海岸观测），它离台风中心的距离大约为最大风速半径R的位置（北半球），台风潮的最大高度 $h_p$ 大致可以表示为：

$$h_p = 0.22 \Delta P (\text{英尺}) = 6.7 \text{ 厘米}$$

式中， $\Delta P$ 为台风中心的气压下降量。

严格说，由于台风最大风速半径R各不相同，所引起的台风潮最大高度亦随之而变化，其值可参照图7确定。从图中可以看出，当 $R=30$ 海里（55公里）时， $h_p$ 值达到最大；当R值比30海里大时， $h_p$ 值反而减少。利用图7还可以直接查算台风潮的最大高度值。

在预报中，最大风速半径R最好用实测资料，但由于目前我国往往不易得到。因此，我们曾在旋衡风（气压为圆形分布，风以中心对称，且沿等压线吹送）的假定下，导出最大风速半径与台风中心的气压下降量的一个经验关系式：

$$R = 3.37 (P_\infty - P_0)^{\frac{1}{2}} (\text{海里})$$

式中， $P_\infty$ 表示台风季节的平均气压（1,008毫巴）， $P_0$ 表示台风到达内边界的气压值。

通过上述各项计算，我们即可绘出一个标准风暴在标准海域所引起的“标准剖面增水曲线图”。由此可见：从台风潮剖面最大高度一半处的位置，它们与最大增水曲线峰值 $h_p$ 所在地点到其左右两侧取值为 $\frac{1}{2}h_p$ 处的距离是不相等的，其左侧距离大致为 $1.7R$ 。对于移动速度非常缓慢的台风，情况稍有不同。

应该指出，上述只是对标准海域进行预报，实际海域还必须根据海底地形进行订正。杰莱尼斯安斯基用数值计算的方法得到美国东海岸及墨西哥湾某些港口的订正值（称为深度订正因子，记为 $F_D$ ），在我国东南沿海，

我们会通过相似比较的方法得出了部份港口的 $F_D$ 值。

此外，在预报实践中，还必须考虑台风移动的具体特点。这个问题，可通过事先由数值计算得到的图表来解决，如图8所示。由此即可根据实际台风移动速度和移动方向确定相应的订正因子 $F_M$ ，图中的曲线表示不同的台风移动速度。

最后，在已知深度订正因子 $F_D$ 和台风移行订正因子 $F_M$ 的情况下，即可由下式算出实际海域在实际风暴作用下的台风潮高度的最大增水：

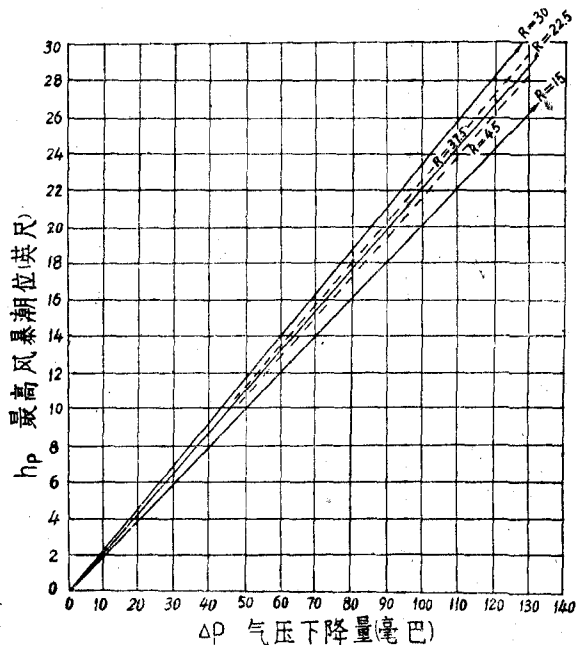


图7 对应于不同R的 $h_p-\Delta P$ 关系图

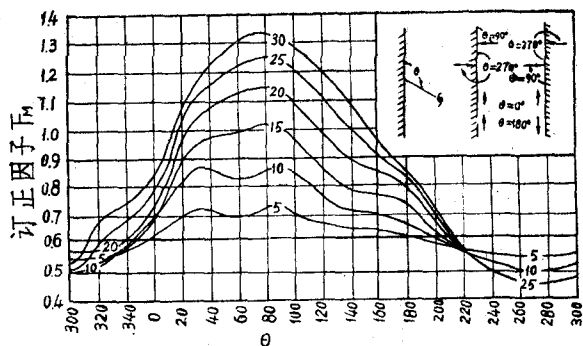


图8 由实际台风的移动速度和移动方向确定相应订正因子 $F_M$

$$H = h_p \times F_D \times F_M$$

现在以7209号台风为例：1972年8月17日16时，台风中心在鳌江口以西15海里的沿岸上，中心气压为950毫米，移动方向为100°，移动速度为8.5节。根据这些要素，则可制作最大增水瞬时剖面图（图9）。从图中可以看出除坎门（岛屿）偏差较大外，其它各站增水数值与剖面曲线的趋势相当一致。

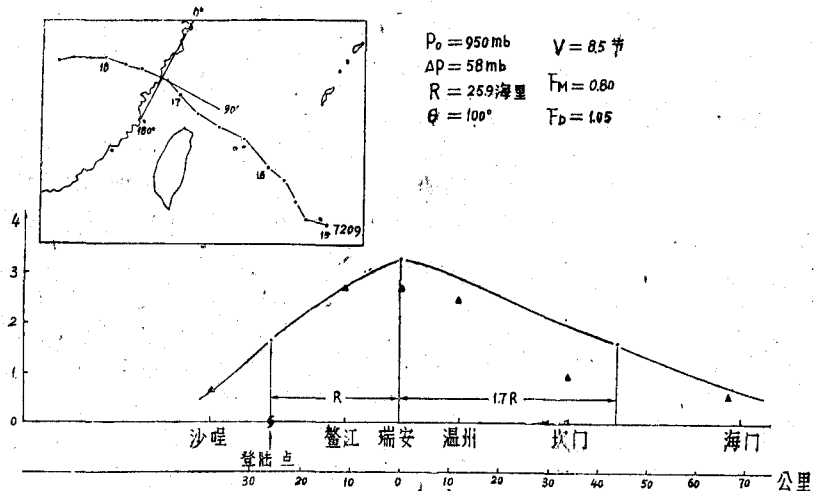


图9 7209号台风8月17日16时台风暴潮瞬时剖面图

### 简讯

## 苦卤提钾试验简报

海洋中蕴藏着无穷无尽的化学资源。作为常量元素的钾，在海水中含量为380毫克/升，据推算，海水中钾的总量为620兆吨。为了利用海水中这巨大的资源，一些沿海国家早在二十世纪三十年代就进行了研究，但并未取得重大成果。我国一些沿海单位也在七十年代进行了这方面的研究。

中国科学院地质研究所和天津制盐工业研究所于1974年在海水提钾研究方面取得了重大突破。此后在1978年建成了海水提钾联产再制盐的中试装置，为开辟钾盐资源开辟了一条新路。此后，为了不断降低燃料和消耗，沿海很多地方又开展了进一步的试验研究。

我国有很多海盐场，海水晒盐后排出不少苦卤，其含钾量比海水高几十倍，是钾的好原料，能充分利用。各盐场多年来沿用蒸发法提钾，这种方法已有六十多年的历史，但生产工序多、煤耗高，还有待改进。为此，我所学习各单位的

经验，采用国产天然阳离子交换剂，进行了以苦卤中直接提取钾盐的小型试验。

我所的试验采用复晒后的苦卤，经天然的阳离子交换剂吸附、

洗脱，日晒提浓，然后高温浓缩析盐、冷却分离制取氯化钾。本试验着重探索苦卤吸附、洗脱、日晒提浓的规律，在日晒结束时，不象通常日晒制光卤石工艺那样大量析出复盐，而且浓缩液中钾离子浓度提高速度很快，日晒五天后钾离子达44.82克/升，这相当于海水自然含量的近200倍，相当苦卤含钾量的四倍多，数据见下表。

苦卤提钾提浓结果表

序号	提浓步骤	提浓后浓度	
		钾离子	氯化钾
1	(原料苦卤)	11.02	21.01
2	苦卤在蒸发池中复晒为浓苦卤	15.51—19.00	29.58—36.23
3	浓苦卤通过交换剂吸附、洗脱用钾离子为22.29克/升的洗脱液日晒提浓五天。	44.82	85.47

这条工艺路线，在日晒浓缩阶段析出了近半的盐份，蒸发了近半的水份，对比通常的海水提钾工艺，足以使最后加热析出钾盐阶段的煤耗减少近半，但它需用足够的蒸发池面积，要搞好池底防渗和辅以塑料薄膜防雨苫盖。关于池底防渗，我所曾作过八百多平方米薄膜

垫底防渗试验，结果可作到基本不渗漏。

上述试验为我国沿海各盐场从苦卤中提取钾提供了一个简便的方法，特别是在降低煤耗这一点上是可取的。

(广东省制盐工业研究所)