



船舶最佳航线服务讲座

第四讲 航线服务的基础—水文气象情报和预报(二)

韩 忠 南

(国家海洋局海洋环境预报中心)

海浪预报

船在水中所受阻力要比空气对它的阻力大得多,尤其在浪中航行,船速下降更显著。此外,海浪造成船的纵摇、横摇、垂荡、碎击等也是船体结构的大敌。所以,海浪预报是气象业务需要的核心预报产品。预报海浪的方法比较多,归纳起来可分三类:统计预报方法、能量平衡预报方法和波谱预报方法,后两类属于数值预报范畴。

统计预报是建立在海浪和风向、风速、风时和风区的相关性的基础之上的。当然,在浅海区还和水深有关。一般相关形式为:

$$h, \lambda = f(W, D, t, H)$$

式中 h 为浪高, λ 为波长, W 为风速, D 为风区, t 为风时, H 为水深。例如,苏联 А.П. Браславский 提出下列公式:

$$h = 0.45 W^{0.56} D^{0.64} \left(1 + e^{-0.35 \frac{D}{w}}\right)$$

$$\lambda = 0.31 W^{0.66} D^{0.64} \left(1 + e^{-0.35 \frac{D}{w}}\right)$$

能量平衡法是基于能量平衡方程式:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(VE) = M - E$$

式中, t 为时间, x 为波浪传播距离, E 为传到单位海面上的浪能, V 为沿 x 轴方向波能传输的速度, 等于浪的群速, M 为浪从风接受的能量, E_0 为能量逸散。苏联 В.В. шулейский 在解上述方程后得到一与无维浪高和无维时间相联的公式:

$$\frac{t}{T_{\infty}} = 4.10^{-3} \int \left(\frac{T}{T_{\infty}}\right) \left(\frac{\lambda}{h}\right)_{1-\eta} d\eta$$

式中, $\frac{t}{T_{\infty}}$ 是无维时间, t 为风作用时间, T_{∞} 为在一定风速下风浪充分成长的周期, λ 为波长, η 为无维浪高, 等于波高和充分成长的波高之比。З.К.Абузяров 在上述公式基础上推导出波浪成长阶段的计算公式:

$$h = 0.0205W^2 \left[1 - e^{-1.30 \left(\frac{t}{0.526W} \right)^{0.6}} \right].$$

而К.М.Сиромов又推导出波浪衰减阶段的公式:

$$h = 1.6h_0 e^{-ft}$$

$$\text{而 } f = \frac{1}{14.7 + 3.78 \frac{1}{\left| -\frac{\Delta w}{\Delta t} \right|}}$$

式中, h 为浪高, h_0 为衰减过程开始时的浪高, $\left| -\frac{\Delta w}{\Delta t} \right|$ 为风的负加速度的绝对值。

在上面这几个公式的计算浪高均是有效波高。该方法适合计算大洋中的波浪, 因为在这里曾假定, 浪的发展不受风区限制, 它可以忽略不计, 而只决定于风的作用时间。

波谱预报方法是建立在流体动力学基础上的海浪数值预报法, 能够比较客观地描述海面波动的情况。现在各主要海洋国家大多使用这类方法进行海浪预报, 它代表了海浪预报的最新方向。这类模式所描述的海浪生成、传播和消衰的能量平衡方程的基本形式为:

$$\frac{\partial}{\partial t} S(f, \theta, t, x) + C_g(t) \cdot \nabla s(f, \theta, t, x) = F(f, t, \theta, x)$$

式中, s 为二维能量谱, 它是频率 f 、传播方向 θ 、位置 x 和时间 t 的函数; C_g 为浪的群速; $F(f, t, \theta, x)$ 为源函数, 表示各种能量来源与消耗的过程, 通常包括风传给浪的能量, 各组成波间能量的传递以及波浪破碎时的能量消耗。由于目前对源函数的各组成项进行定量估计还有不少困难, 不同学者根据不同的物理解释和观测资料, 提出了 F 的不同的表示形式。比如, 日本气象厅海浪预报模式使用的数值方程表示如下,

$$\frac{\partial s}{\partial t} + C_g \nabla s = (A + B \cdot s) \left[1 - \left(\frac{s}{s_{\infty}} \right) \cdot q \right] \cos^2 \theta$$

(当 $s < s_{\infty}$, $\theta < 90^\circ$ 时)

$$\frac{\partial s}{\partial t} + C_g \nabla s = -D \cdot f^m \cdot S$$

(当 $s \geq s_{\infty}$, $\theta < 90^\circ$ 时)

$$\frac{\partial s}{\partial t} + C_g \nabla s = -[\beta \cdot \cos^2 \theta + D \cdot f^m] \cdot S$$

(当 $\theta > 90^\circ$ 时)

式中, S 为二维能量谱, f 为频率, θ 为波浪传播方向, t 为时间, C_g 为组成波群速, S_{∞} 为充分成长谱, q 、 D 和 m 均为经验系数或试验选定的常数。在给定的初始条件和边界条件下求解上述方程, 可以得出比较满意的结果。

海流预报

海流对船的航向和航速的影响也是不可忽视的，尤其在强流区更应注意它的存在。在航线优选模式中，海流是必须纳入的计算项目。海流按其成因来分，至少有风海流、密度流、坡度流、潮流几种。在大洋中主要是风海流和密度流，潮流的量值极小；但在近海除了非周期性的风海流和密度流外，周期性的潮流也不可忽视，尤其在海峡和海湾地区，有时潮流可能是主要的，而且量值还相当大。所以，在优化近海航线时，要更多地注意潮流的影响。

由于对海流机理研究得不够和缺乏应有的观测资料，至今还没有比较成熟的预报方法。现在多数国家只作表层流实况分析，仅有少数国家，如美国和苏联，采用经验统计法作短期表层流预报，对海流数值计算和预报也作了一些试验。在经验预报方面，有的根据天气型作定性预报，有的根据气压差、气旋中心位置、最大水位差建立预报方程，还有的利用随机函数外推法预报海流。在大西洋和西北太平洋的一些特定海区，采用经验正交函数分解法预报流向、流速也有较好的结果。至于海流理论计算和预报，目前也有下列研究方向：①推广厄克曼理论，计算漂流和梯度流；②根据实际风场和海洋边界条件，利用全流理论计算水体的水平环流；③根据斜压海流理论，求得在给定风场和密度场条件下的近似解，建立数值计算和预报模型。

在潮流预报方面则有许多成功的经验。最早也是用得最普遍的是英国海军部的方法，实际上是建立在调和分析的基础之上的。为了开展我国近海潮流预报，国内有关单位曾对近海潮流连续观测资料作了调和分析，用空间线性逼近的方法求得各预报点的潮流调和常数，在缺少观测资料的海区，则用流体力学方法求取调和常数。70年代初，我国又提出一个新的永久潮流预报方法，它利用一个海区内调和常数之间固有的差别关系，将一点的潮流表达为 T 和 D 两变量的函数。使用时，先查得预报时刻的 T 、 D 值，再从永久潮流表中查得与 T 对应的流向和流速，将流速乘以 D ，即得到潮流的预报值。近年来，我国海洋情报研究所还提出了一种旋转流极值预报方法，利用潮流的旋转特点，以插值多项式逼近潮流曲线，从而得到潮流在旋转一周中出现的两个最大值和最小值所对应的时刻。潮流数值计算和预报多采用流体动力学数值模式，它们都是在德国 *Walter Hansen* 教授提出的方法的基础上发展起来的。在我国近海利用潮流预报优化航线，是由上海交通大学率先作的尝试。

海温预报

海温预报除在某些特定环境和特殊要求下直接用于航线规划和服务外，一般只起辅助作用；但它仍是气象导航必要的中间产品之一。海温预报方法也有统计预报和数值预报两种。统计预报一般采用周期分析、平稳时间序列分析、回归分析等方法找出水温与影响因子之间的关系，并建立回归方程。近十几年来又广泛使用经验正交函数分解的方法，作出温度场的分析和预报。作为例子，我们扼要地介绍一下海洋预报中心现在所用的经验正交函数分析预报法中一种。该方法是将原始水温场资料矩阵用经验正交函数分解成空间和时间两个分量。利用其空间分量在短时间内几乎不变的特性，再通过各种单要素或多因子时间序列预报方法，对其时间分量进行外推，从而实现大面积水温场的预报。任一具有 N 个空间站点和 M 次时间观测的表层水温场的距平资料可用矩阵形式表示为 ${}_M W_N$ ，这一矩阵可分解为时间分量阵 ${}_M T_K$ (K 为所取主要成分的项数) 和空间分量阵 ${}_R X_N$ 的乘积，即：

$${}_M W_N = {}_M T_K X_N$$

其中 X 为正交矩阵，也称经验正交函数，它是通过表层水温场现有资料的协方差体 ${}_N R_N$ 求

$${}_M R_N = {}_M W' {}_M W_N$$

得的：

W' 为表层水温资料的转置矩阵。根据 $N R_N$ 为正定实对称矩阵的性质，通过线性变换后，可用 Jacob 方法求解出它的特征值 λ 和相应的特征向量 X 。当水温场的空间站点 N 很大，观测时间序列 M 较短时，计算协方差矩阵 $N R_N$ 的阶数很高，应进行时空转换。求出经验正交函数 X 后，再根据 X 的各特征向量之间相互正交的特性，导出求解时间权重系数的公式：

$${}_M T_K = {}_N W_N X_K$$

在分解过程中，一般取 K 为 5-7 项，即可达到预报要求。由于函数 X 在短时间内几乎不变，则可通过预报未来时刻的时间权重系数 ${}_{M+D} T_K$ (D 为预报系数)，再乘以经验正交函数，得出水温预报距平值。在预报实践中，首先从 T 序列分离出趋势项、长周期项、短周期项和平稳项四部分，并逐一进行外推预报。趋势项 ${}_{M+D} T_K^{(1)}$ 采用最小二乘法分离；长周期项 ${}_{M+D} T_K^{(2)}$ 采用周期图分析；短周期项 ${}_{M+D} T_K^{(3)}$ 采用方差分析；平稳项 ${}_{M+D} T_K^{(4)}$ 采用一维平稳预报法。将上述四项预报值和剩余序列的平均值不相加，便得到 T 序列的预报值，即：

$${}_{M+D} T_K = {}_{M+D} W_K^{(1)} + {}_{M+D} T_K^{(2)} + {}_{M+D} T_K^{(3)} + {}_{M+D} T_K^{(4)} + Z$$

再根据公式 ${}_{M+D} W_K = {}_{M+D} T_K X_N$ ，求得表层水温场各站点距平值的预报。

关于海温数值预报，可以认为，现在还处于试验阶段。这是建立在动力学和热力学基础之上的数学模式，在一定的初值和边值条件下，用有限差分或有限元法解方程。由于在确定涡动系数和海面边界条件方面有不少困难，海温数值预报研究进展较慢。六十年代中期，美国海洋大气局的阿德姆 (Adem) 提出了一个预报月平均海温的数值模式，以后又作了某些改进，形成一个基于热平衡方程的预报模式。在热平衡方程中主要考虑了由平均海流、湍流引起的热平流以及由辐射、蒸发和垂直涡动热交换引起的热量变化，可用下式表示：

$$\rho_s C_s \left[\frac{\partial \overline{T}_s^*}{\partial t} \nabla \cdot \overline{V}_{sT}^* \overline{T}_s^* + \frac{\partial}{\partial Z} (\overline{W T}_s^*) + \overline{\nabla \cdot V_{sT}^* T_s^*} + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{W' T_s^*}) \right] = \overline{E^*} - \overline{G_s^*} + \overline{R}$$

式中， ρ_s 为常量密度， C_s 为比热， T_s^* 为温度， V_{sT}^* 为海流水平速度矢量， ∇ 是二维水平梯度算符。 Z 为向下的垂直坐标， W 为海流垂直速度分量， E^* 为辐射加热引起的能量增加速率， G_s^* 为蒸发失热速率， R 为压缩及分子传导加热速率。在经过一系列简化后，得出可用于实际业务的海温数值预报公式。

海冰预报

海冰预报基本上用的是数理统计方法，数值预报方法尚处于研究和试验阶段。预报项目有初冰日预报、冰级预报、冰量预报、冰厚预报、冰融期预报和流冰预报等。海冰预报对高纬度洋区航行的船来说是至关重要的。在我国渤海和黄海北部，冬季冰情预报也是海运部门特别关注的项目。

决定初冰形成的主要因素是气温和结冰前期的水温。因此，初冰日的预报公式可简化为不同形式的气温与水温之差值来表示。例如：

$$D = f[(t_a - t_w)_{max} ; (t_a - t_w)_{-max}]$$

$$D = f\{\Sigma(t_a - t_w) ; \Sigma[-(t_a - t_w)]\}$$

式中， D 表示冰形成的日期； $(t_a - t_w)_{max}$ 为一年中气温 t_a 与水温 t_w 之差为正的极大值， $(t$

$-t_w)_{-max}$ 为水气温差为负的极大值； $\Sigma(t_a - t_w)$ 为一年中水气温差为正的各同温差之和， $\Sigma[-(t_a - t_w)]$ 为一年中水气温差为负的各月温差之和。上述这类公式只反映了区域性因素的影响，而事实上结冰现象往往和大范围气团的热力和动力状况有关，这样就促使人们考虑，引进反映大气环流状况的各种指数，例如：

$$D = f(\Sigma t_a, t_w, I)$$

式中 Σt_a 多取夏、秋季的月平均气温总和， t_w 取接近冰形成日期的月平均水温； I 为气压等级指标。我国秦皇岛初冰日预报的计算公式是

$$\Delta t_c = \frac{-4.71}{1 - \frac{6.25 + T_1}{1.60 + T_{w1}}}$$

式中， Δt_c 为10月1日到结冰第一天的时间间隔， T_1 为秋季降温开始，一旬后至9月底的平均气温， T_{w1} 为秋季水温开始下降一旬后至9月底的平均水温。

我国在冰级预报中，通过背景分析、经验外推、统计预报和环流分析，从而确定冷暖趋势及冰级范围是属于常年、偏重还是偏轻？根据预报等级的规定相应地推测出冰的最大范围和厚度。背景分析内容有：西北太平洋海温分析，北半球大气环流场分析，谐波叠加分析以及太阳黑子相对数分析等。利用冬季气温外推冰级时常用的方法有逐步筛选聚类分析法和逐步回归预报负积温法。在冰级统计预报中常选取前一年北太平洋水温及大气环流的相关区高度值为预报因子，与冰级统计作逐步回归。环流分析过程中主要着眼于500HPa月平均环流形势和关键区位势高度预报，从而预报出本地区的冷暖趋势。

冰量预报与冰盖的初始状况、春一夏期间冰的消融以及漂移有关，其预报方程的一般形式是：

$$L = f(A_p, t_a, t_w)$$

式中， A_p 为切贝舍夫多项式系数的代数和， t_a 和 t_w 分别为气温和水温。另外，也有以冰量大于 t 成的天数为预报对象，通过普查得到较好的预报因子，用逐步回归的方法得出不同的回归方程。

影响冰厚度的因素很多，除了气温外，还有冰上雪盖层的厚度和密度、冰下水体的温度和盐度、冰下海流的流速、风速、辐射、冰的物理性质及水深等。因此，冰厚度的预报相当复杂，常用的经验公式有：

$$h = h_0 \sqrt{1 + \frac{\Sigma(-t_a)}{\Sigma(-t_0)}}$$

式中 h_0 为编制预报之日的厚度， $\Sigma(-t_0)$ 为编制预报日前的逐日平均气温累积值， $\Sigma(-t_a)$ 为预报的负气温总值。如果考虑雪的密度及雪盖的厚度，则可采用下列形式：

$$h = a \left(1 + \frac{1}{h_c}\right) \sqrt{h_0^2 + b \Sigma(-t_a)}$$

式中， h_c 为雪盖的厚度， a 和 c 为经验系数。

决定冰融解过程的因素很多，动力学方面的因素有，海洋水位变动、海流、波浪和风的作用等；热力学方面的因素有，辐射平衡、来自大气的热量收入、来自水中的热量收入、热交换及降水等。融冰期预报又分开冻日期预报、浮冰消失日期预报以及最终融净日期预报等，比较简单的开冻日期预报公式为：

$$D_{\text{开}} = f[\Sigma(t_a), \Sigma(-t_a)]$$

某些公式还考虑大气环流的影响, 引进环流指数 ΣI 。至于浮冰消失日期和最后融净日期预报, 则在公式中加进开冻日之后的水文气象条件即可。

影响冰漂流的主要因素是风和海流。此外, 冰本身的特性、大气和海洋的热力状况、地形等对冰漂流也有影响。实践表明, 冰块基本上是沿等压线方向流动的, 在北半球, 高压中心总是在流线的右边。最简单的公式表示为:

$$V = X \cdot 10^3 \frac{\partial p}{\partial x}$$

式中, V 为冰的平均移速, $\frac{\partial p}{\partial x}$ 为气压梯度。冰的漂流方向取决于风速及冰厚: 风速越大, 偏角越小; 冰越厚, 偏角越大。对于深海, 在考虑柯氏力、气流和冰面之间以及冰和水之间的切向摩擦力所引起的漂流作用时, 漂流速度 V 漂流方向与风向之间的夹角 θ , 可用下式计算。

$$V = \frac{\sqrt{2} m \Omega \sin \varphi}{k \rho_w} \sqrt{\sqrt{1 + \left(\frac{W}{m \Omega \sin \varphi} \sqrt{\frac{\lambda k \rho_w \rho_a}{2}}\right)^4} - 1}$$

$$\sin \theta = \frac{1}{\sqrt{2} \lambda k \rho_w \rho_a} \left(\frac{2 m \Omega \sin \varphi}{\omega}\right)^2$$

$$\sqrt{\sqrt{1 + \left(\frac{W}{m \Omega \sin \varphi} \sqrt{\frac{\lambda k \rho_w \rho_a}{2}}\right)^4} - 1}$$

当风速很大时, 上式可简化为近似的线性关系式:

$$V = \sqrt{\frac{\lambda \rho_a}{k \rho_w}} \cdot W$$

$$\theta = \arcsin\left(\frac{2 m \Omega \sin \varphi}{W \sqrt{\lambda k \rho_w \rho_a}}\right)$$

式中, m 为单位面积的冰层质量; ρ_a 为空气密度, W 为风速, ρ_w 为水的密度, $2 \Omega \sin \varphi$ 为科氏参数, λ 和 k 分别表示空气和水对冰面摩擦系数。

潮汐预报

港口和航道上的潮汐现象对航行安全影响颇大, 有些港口, 如上海、秦皇岛, 万吨巨轮的进出在很大程度上受潮位的制约。正因为如此, 在选择最佳航期和预报到港日期时, 不得不参考当地的潮汐预报。

潮汐分析和预报的主要方法是调和法, 也就是根据较长时间的水位连续观测资料, 采用调和分析法求得调和常数, 并据以预报任何时刻的潮高。调和分析法的第一步是将引潮力作调和展开:

$$F = \sum_k C_k \cos(\sigma_k t + \theta_k)$$

式中, σ_k 是分潮的角速率, C_k 和 θ_k 对每个分潮来说是常数。若要分离所有的分潮, 则需具备 18 年以上的观测记录。在观测时段较短的情况下, 则要把一些角速率相差较小的分潮加以合并。为此, 可用下式推算潮高:

$$\zeta = \sum_k f_k H_k \cos(\sigma_k t + \theta_k + u_k - g_k)$$

式中 f 和 u 为分潮的交点因数和交点订正角, 它们主要与月球升交点的运动有关。

对非线性效应较强的港口, 特别是那些河口港, 调和分析法常常收效不大。过去常用杜德森的浅水调和校正方法推算这些港口的高、低潮时和潮高。1981年, 我国学者提出一个新的浅水准调和的分析方法。将长周期、全日和半日潮族组成6个准调和分量, 用它们表达频率高于每日两个周期的潮族。这样可以用为数不多的浅水调和分潮代替原先大量的浅水潮, 低频部分虽然仍用调和分潮计算, 但其中引入了天文潮、气象潮相互作用和非线性摩擦效应项, 该方法的预报效果比调和和分析有实质性的改进。

近二十几年来, 潮汐数值计算方法也发展起来了。美国舰队数值天气中心在德国 Walter Hansen 教授的研究基础上, 提出两个流体动力数值模式, 一个是单层模式, 另一个是多层模式。单层模式使用的流体动力学基本方程是:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - fu - v\nabla^2 u + \frac{Y}{H} u \sqrt{u^2 + v^2} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} &= Z + \frac{\tau(x)}{H} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu - v\nabla^2 v + \frac{Y}{H} v \sqrt{u^2 + v^2} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} &= Y + \frac{\tau(y)}{H} \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (Hu) + \frac{\partial}{\partial y} (Hv) &= 0 \end{aligned}$$

式中, x 和 y 为平面直角坐标; t 为时间, u 和 v 为速度分量, ζ 为潮位, H 为总深度, Z 和 Y 为外力分量, $\tau(x)$ 和 $\tau(y)$ 为风应力分量, g 为重力加速度, f 为科氏参数, ν 为水平涡动粘滞系数, ∇^2 为拉普拉斯算符。风应力常以下式表示:

$$\begin{aligned} \tau(x) &= \lambda W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \\ \tau(y) &= \lambda W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \end{aligned}$$

式中, λ 为摩擦系数, W_x W_y 为风速分量。

多层流体动力学模式是在单层模式的基础上发展起来的, 其逐层基本方程与单层模式类似; 但不同的是它把单层模式中的函数分为三个单独程序来实现, 从而显著提高了运算效率。