

# 黄渤海底层盐度预报方法的研究\*

王宗山 徐伯昌 孙卫阳 邹娥梅 李繁华

(国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266003)

**提要** 根据二维流体动力学方程和深度平均盐度扩散方程在河口径流量以及蒸发和降水之差为已知情况下构成的闭合方程组, 预报出深度平均盐度, 然后利用底层盐度与深度平均盐度、水深和时间(月)之间的经验关系, 给出底层盐度的二维预报。为了检验试报结果的可靠性, 文中将黄渤海底层盐度的试报结果(1979年7月11日, 时效为3d)与标准断面观测资料(7月4—14日观测, 124.5°E以西, 共104站)作一粗略比较。比较表明, 试报结果与实测值的相关系数为0.96, 均方误差为 $\sigma = 0.26$ , 绝对误差小于0.2和0.3的站数分别占总站数的63.5%和77.0%, 而总均绝差为0.19。由此可见, 试报的效果是令人满意的。

**关键词** 鱼情预报 深度平均盐度 试报 预报时效

关于盐度预报方法的研究, Malkki 等(1985)曾通过盐度垂直剖面的相似函数结合盐度扩散方程, 给出了在假定条件下盐度的剖面分布, 但其方法较繁。而我国的学者从实际应用出发, 对渔场区的底层盐度运用经验正交函数并结合与其影响因子的相关, 建立了底层盐度的经验预报方法, 对渔情预报增添了新的影响因子, 起到了指导海洋渔业捕捞活动的作用(王幼琴等, 1987; 邱道立等, 1984; 郑东等, 1981)。但是, 这一途径依赖于大量的历史观测资料, 对盐度分布的内在机制、外界影响因子作用的物理过程及其关系, 很难体现。孙卫阳等(1992)曾建立了考虑各种影响因子的黄渤海盐度准三维数值预报模式。然而, 由于模式的复杂性和需要较大容量的计算机方能运行, 故应用于渔业生产部门尚有一定困难。因此, 本研究拟从物理海洋研究及水产养殖和渔业等应用需要出发, 试图发展一种简便和易推广的底层盐度大面积预报方法。

## 1 物理模型

**1.1 流场** 通常, 在忽略天体引潮力和摩擦张量的垂直分量并引入流体静力学条件下, 则不可压缩粘性流体的运动方程和连续方程为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \mu \nabla^2 u + f v - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = \mu \nabla^2 v - f u - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \quad (2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} + \rho_w g = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \delta \quad (4)$$

\* 本研究系由山东省科学技术委员会资助, 谨志谢意。

收稿日期: 1992年7月15日, 接受日期: 1992年10月30日。

式中,  $\delta$  为河口处径流强度;  $P$  为压力;  $\tau_{xz}$ ,  $\tau_{zy}$  为应力张量的垂直分量。

在参考面取在未经扰动面的情况下, 引入下面的运动学边界条件:

$$\text{在海面 } (\zeta), \quad w(\zeta) = \left. \frac{\partial z}{\partial t} \right|_{z=\zeta} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u(\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v(\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y},$$

$$\text{在海底 } (-H), \quad w(-H) = \left. \frac{\partial z}{\partial t} \right|_{z=-H} = -u(-H) \frac{\partial H}{\partial x} - v(-H) \frac{\partial H}{\partial y},$$

则, 在不考虑海水密度变化、气压水平变化及流速在垂直方向上变化的情况下, 对方程(1)和(2)在  $\zeta \leq z \leq -H$  间积分, 得如下深度平均流场的控制方程:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \mu \nabla^2 U = \frac{1}{\rho_w} \cdot \frac{\tau_{ax} - \tau_{bx}}{H + \zeta} \quad (5)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \mu \nabla^2 V = \frac{1}{\rho_w} \cdot \frac{\tau_{ay} - \tau_{by}}{H + \zeta} \quad (6)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(H + \zeta)U] + \frac{\partial}{\partial y} [(H + \zeta)V] = \delta(H + \zeta) \quad (7)$$

式中,  $U = U(x, y, t)$ ,  $V = V(x, y, t)$  分别为深度平均流速的东、北分量;  $\zeta = \zeta(x, y, t)$  为水位;  $g$  为重力加速度;  $\mu$  为水平涡动粘滞系数;  $f$  为科氏参数;  $\rho_w$  为海水密度(取为常量);  $H$  为从参考面起算的水深;  $\tau_{ax,y}$ ,  $\tau_{bx,y}$  分别为海面风应力和海底摩擦应力的水平分量;  $\nabla^2$  为拉氏算符。在方程(5)和(6)中保留水平涡动粘滞项的目的, 在于消除在迭代运算过程中可能产生的短波干扰。

**1.2 深度平均盐度扩散方程** 盐度的时空变化, 与盐平流、水平扩散效应、河口径流以及海面蒸发与降水之差有关。因此, 在忽略分子扩散效应的情况下, 采用下面形式的扩散方程:

$$\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} - K \nabla^2 s = - \frac{\partial (\overline{w's'})}{\partial z} + R_r \delta_r \quad (8)$$

式中,  $K$  为盐度水平扩散系数;  $\overline{w's'}$  为垂直平均涡动盐通量;  $R_r \delta_r$  为河口处因径流稀释作用所造成的盐度变化率 ( $\delta_r = \begin{cases} 1 & (\text{河口处}) \\ 0 & (\text{其他区域}) \end{cases}$ )。

考虑到垂直速度分量  $w$  对水柱内盐含量的变化无贡献, 类似于上节, 在海水盐度垂直层化的情况下, 对方程(8)引入下列形式的盐度垂直剖面:

$$s = \begin{cases} s_s, & 0 \leq z \leq h \\ s_s + \theta_s(s_H - s_s), & h < z \leq H \end{cases} \quad (9)$$

和

$$K_s = \int_0^1 \theta_s(\eta) d\eta, \quad (10)$$

式中,  $s_s$  为上均匀层盐度;  $h$  为上均匀层厚度;  $\eta = \frac{z-h}{H-h}$  为无维深度 ( $h < z \leq H$ );  $\theta_s = \frac{s_s - s_s}{s_H - s_s}$  为无维盐度;  $\theta_s(\eta)$  为  $\theta_s$  对于自变量  $\eta$  的经验关系 (王宗山等, 1992; Malkki et al., 1985; Калацкий, 1978)。然后从海面 ( $\zeta$ ) 到海底 ( $-H$ ) 求积分, 得:

$$\frac{\partial S_A}{\partial t} + U \frac{\partial S_A}{\partial x} + V \frac{\partial S_A}{\partial y} - K \nabla^2 S_A = \frac{R_s}{H + \zeta} + R_s \delta_r \quad (11)$$

式中,  $S_A$  为深度平均盐度;  $R_s = \overline{w's'}|_{z=0} = S_A(E - P_r)$ ;  $E$  为海面蒸发量;  $P_r$  为海面降水量。

**1.3 底层盐度与深度平均盐度的关系** 在对方程(10)求积分时, 由于引入了盐度垂直剖面的相似函数  $\theta_s(\eta)$ , 随即得出如下底层盐度 ( $S_H$ ) 与上均匀层盐度 ( $S_s$ ) 和深度平均盐度 ( $S_A$ ) 的关系式:

$$S_H = \left( \frac{C}{h} - \frac{C}{K_s \left(1 - \frac{h}{H}\right)} \right) S_s + \frac{1}{K_s \left(1 - \frac{h}{H}\right)} S_A, \quad (12)$$

式中,  $C$  为常数。Malkki 等(1985)曾指出, 上均匀层盐度  $S_s$  与深度平均盐度  $S_A$  存在线性关系, 同时观测资料表明, 对于同一地点和同一月份上均匀层厚度  $h$  的年际变化是不大的。因此, 通过式(12)可以意识到  $S_H$  与  $S_A$  是有可能存在线性关系的。为了证实这一关系的存在, 利用黄渤海区(124.5°E以西)1959—1982年间海水盐度层化月份的资料, 绘制了  $S_H$  与  $S_A$  关系图(图1)。图1中  $N$  为参加统计的站数,  $R$  为相关系数。同时, 还发现它们的线性回归系数是水深  $H$  和时间(月份)的函数。于是, 对于不同月份和全研究海区得到如下通式:

$$S_H = f(S_A, H, t) \quad (13)$$

而对于下面将进行试报的7月份, 式(13)的具体形式为:

$$S_H = (a_1 + b_1 H + c_1 H^2) + (a_2 + b_2 H + c_2 H^2) S_A \quad (14)$$

式中,  $a_i, b_i, c_i$  ( $i = 1, 2$ ) 为经验系数(王宗山等, 1992)。

这样, 方程(5)—(7), (11), (13)(或(14))即构成本研究的物理模型。

**1.4 模式中的有关参量及边界和初始条件**

**1.4.1 海面风应力和海摩擦应力** 海面风应力和底摩擦应力分别取如下形式:

$$\tau_{ax,y} = \rho_a C_w |W_{10}| W_{10x,y} \quad (15)$$

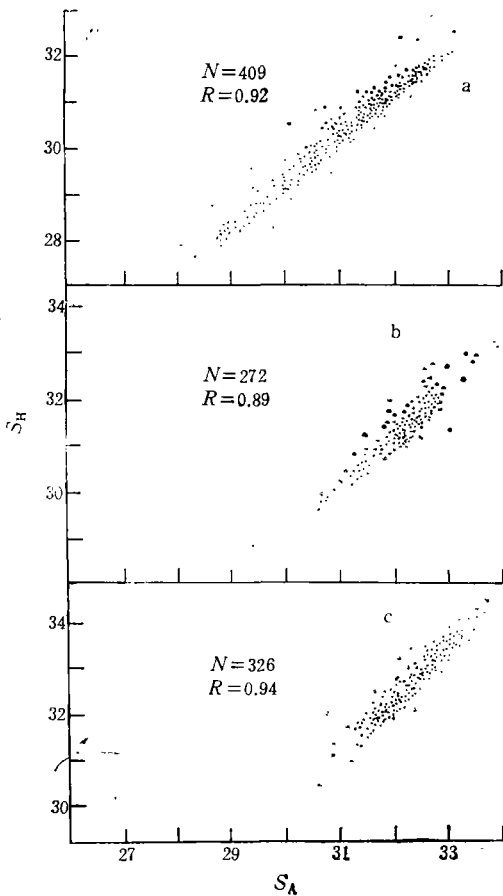


图1 黄渤海底层盐度  $s_H$  与深度平均盐度  $S_A$  的关系

Fig. 1 Relation between bottom salinity ( $s_H$ ) and depth-averaged salinity ( $S_A$ )

a.  $H \leq 30\text{m}$ ; b.  $30 < H \leq 50\text{m}$ ; c.  $H > 50\text{m}$ .

$$\tau_{bx,y} = \rho_w g C_b^{-2} |\mathbf{V}| U, V \quad (16)$$

式中,  $\rho_a$  为空气密度;  $C_w$  为曳力系数;  $\mathbf{W}_{10}$  为海面以上 10m 高处的风速;  $\mathbf{V}$  为深度平均流速;  $C_b = \frac{1}{M} (\overline{H + \zeta})^{1/6}$  为底摩擦系数;  $M$  为 Manning 系数。有关参数的值引列于表 1。

表 1 模式中的有关参数值 (cm.g.s)

Tab. 1 The relevant parameter values in the model (cm.g.s.)

$\rho_a$	$1.29 \times 10^{-3}$	$M$	0.015(渤海) 0.009(黄海)
$\rho_w$	1	$f$	$8.57 \times 10^{-3}$ (36°N)
$g$	980	$\mu$	$5 \times 10^6$
$C_w$	$(0.8719 + 0.000704  W_{10} ) \times 10^{-3}$	$K$	$5 \times 10^6$
		$\delta$	$148 \times 10^7$

**1.4.2 海面蒸发、降水及径流** 研究海区的适时蒸发量  $E$ , 是难以获得的资料。为了使模式能够运行, 暂利用多年平均的月潜热通量(杜碧兰等, 1964<sup>1)</sup>; 中国科学院海洋研究所气象组, 1977)进行换算, 求得多年平均的蒸发量年变曲线, 然后从曲线上内插出需要时刻的值。

关于降水量  $P_r$ , 也同样是难以获得的资料。因此, 暂取黄渤海区中国沿岸台站多年月平均降水量(国家海洋局海洋环境预报中心, 1978)年变曲线的内插值代之(见图 2)。

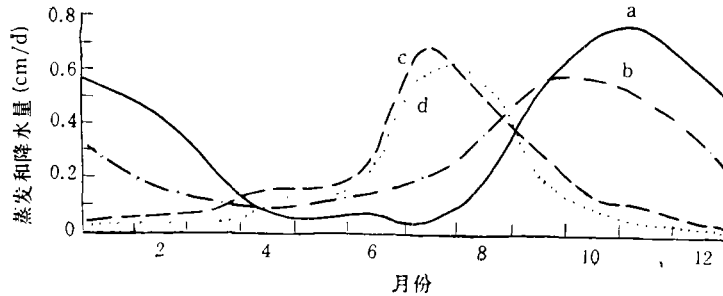


图 2 黄渤海蒸发和降水年变化曲线

Fig. 2 The annual evaporation and precipitation variations in the Bohai and Yellow Seas

a. 黄海蒸发量; b. 渤海蒸发量; c. 黄海降水量; d. 渤海降水量

流入黄渤海区的径流, 在不计朝鲜半岛径流的情况下, 黄河的径流量数倍于我国其余河流径流量之和。因此, 在研究中我们仅考虑黄河径流的影响。

**1.4.3 边界条件** 在闭边界上, 取水深不小于潮差, 以保证边界网格点固定不变, 同时在闭边界上的法向流速和法向盐通量均取为零(即  $\mathbf{V}_n = 0$ ,  $S_{A_n} = 0$ )。在河口处, 有径流量  $\delta$  注入( $\mathbf{V}_n \neq 0$ )。径流对盐度的稀释率  $R_r$ , 在将径流量、计算时间步长、计算网格内水体积代入具体数值后, 忽略小量, 则变为网格量:

1) 杜碧兰等, 1964, 渤海及北黄海西部海域海面热量平衡。

$$R_r = -\frac{\delta S_A}{V_g} \quad (17)$$

式中,  $V_g$  为计算网格内的水体积。

在开边界(长江口至济州岛)上,取  $\partial U/\partial x = 0$ ,  $\partial V/\partial y = 0$ , 且边界内、外两侧流速连续。同时,在开边界上输入强迫水位的已知时间函数:

$$\zeta_m = \sum_{i=1}^4 f_i H_{im} \cos[\sigma_i t + (V_{oi} + U_i) - g_{im}] \quad (18)$$

式中,  $i = 1, \dots, 4$  分别为  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $S_2$  和  $M_2$  分潮;  $m = 1, \dots, 24$  分别为开边界上的网格点号;  $H_{im}$ ,  $g_{im}$  为对应网格点上各分潮的调和常数;  $f_i, V_{oi}, U_i$  分别为各分潮的交点因子、交点订正角和天文初相角;  $\sigma_i$  为各分潮的角速度。

**1.4.4 初始条件** 在  $t = t_0$  时,  $\zeta = 0$ ,  $U = V = 0$ ,  $S_A = S_{A0}$ 。

在赋初值  $S_{A0}$  时,只需将研究海区前期深度平均盐度的极大值、次极大值和极小值赋于相应的网格点上即可。本文,为了试报 1979 年 7 月 11 日的黄渤海底层盐度场,初值是取自 1979 年 6 月初至 7 月 5 日的观测资料。

## 2 数值模型

**2.1 坐标** 在计算中,采用平面直角坐标系,并取  $36^\circ\text{N}$  为  $x$  轴(向东为正)、 $120^\circ\text{E}$  为  $y$  轴(向北为正)、 $z$  轴从平均海平面起算(向下为正)。计算网格的间距,取经、纬方向等距离,即  $\Delta x = \Delta y = 20\text{km}$ 。

在将预报模型变为差分形式时,采用 Platzman 的交错网格,并对描述流场的方程(5)–(7)采用目前广泛应用的交替方向隐式(ADI)法(金子安雄等,1975),而对于描述深度平均盐度的方程(11)则采用流体力学数值(HN)法进行离散。

## 3 试报

在试报中,由于方程(5)–(7)和(11)均为非线性方程,很难确定出在给定空间步长( $\Delta x = \Delta y = \Delta L = 20\text{km}$ )下既保证计算稳定又节省机时的  $\Delta t$ 。因此,我们采用了线性方程显式差分计算的稳定条件

$$\frac{\Delta t}{2} \leq \frac{\Delta L}{\sqrt{gH}} \quad (19)$$

来进行判断。当满足于条件(19)时,差分问题的解随着  $\Delta t \rightarrow 0$  收敛于方程的解。这样,根据研究海区的最大水深,确定  $\Delta t$  取 900s。

在试报深度平均盐度  $S_A$  时,取相继两个潮周期对应时刻盐度值之差小于 0.05 作为稳定标准。

试报时,是先根据风场报出流场,再由流场与盐度扩散方程(11)耦合算出深度平均盐度  $S_A$  场,最后由式(13)或(14)算出底层盐度  $S_H$  场。

## 4 结果与讨论

由于海上风场资料所限,仅利用 1979 年第一次全球大气试验期间 7 月 4–11 日的实测风场资料,结合同年 7 月份黄河的径流量,以及根据多年平均的 7 月 9–11 日海面蒸发量和降水量,进行了黄渤海底层盐度场的试报。试报的 7 月 11 日底层盐度分布,以及试报结果与实测(1979 年 7 月 4–14 日观测,  $124.5^\circ\text{E}$  以西海区共 104 站)的比较,分别引

绘于图 3 和 4。由图 3 可以看出, 底层盐度的总趋势是, 等盐线与岸线和等深线大致平行, 并在水深较大区存在一高盐水舌自济州岛西侧向西北和北方向伸展。它所占据的范围大致与南、北黄海冷水团的位置相对应。在近岸, 特别是莱州湾的黄河口区, 盐度的水平梯度较大。苏北浅滩区也出现盐度水平

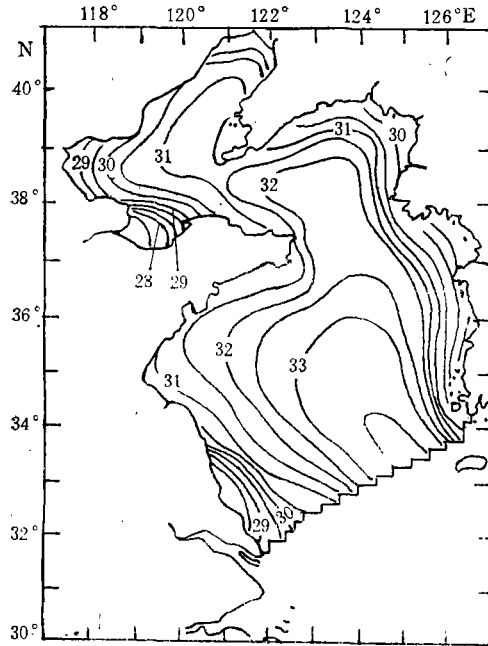


图 3 底层盐度分布的试报结果(1979.7.11)

Fig. 3 The apperimental prediction results for the bottom salinity distribution(on July 11,1979)

梯度较大的现象, 这可能与此处赋的初值  $S_{A0}$  过低有关。由图 4 可以看出, 试报结果与实测值的相关系数为 0.96, 均方误差  $\sigma = 0.26$ , 绝对误差小于 0.20 和 0.30 的站

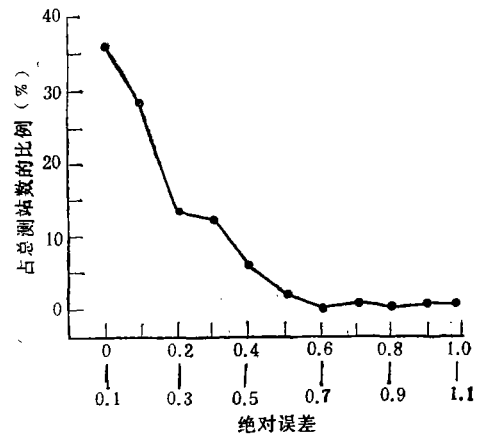


图 4 试报与实测底层盐度的比较

Fig. 4 Comparison between the trial predicted and measured bottom salinity

数分别占总测站数(104)的 63.5% 和 77.0%, 而总均绝差为 0.19。由此可见, 试报的效果是令人满意的。

此外, 由于本预报模式在建立的过程中, 考虑了盐平流, 水平扩散及径流等的影响, 同时避开了来自海面的质量通量在垂直水柱中再分配的复杂物理过程, 从而使模式简便和易推广。因此, 上述模式, 既在理论上具有合理性, 同时在应用上又具有实用性。

但是, 应指出, 由于径流量  $\delta$ , 蒸发量  $E$  及降水量  $P$ , 在试报中是采用了实测或多年平均值, 这对于常年来说是具有较好的适用性, 而对于干旱或多雨年(月)份, 预报误差将增大。因此, 对于这 3 个量的预报问题, 尚有待进一步研究, 以完善上述预报方法。

### 参 考 文 献

- 中国科学院海洋研究所气象组, 1977, 中国海海面热量平衡图, 科学出版社(北京), 9—10。  
 王宗山等, 1992, 黄渤海底层温、盐度与其垂向平均值的统计关系, 黄渤海海洋, 10: 1—7。  
 王幼琴等, 1987, 东海近岸海区盐度预报的分析, 海洋通报, 6: 18—24。  
 孙卫阳、王宗山, 1992, 黄渤海盐度准三维数值预报模式, 海洋学报, 14(4): 1—10。  
 邱道立等, 1984, 南黄海盐度预报和分析, 海洋学报, 6: 10—17。  
 郑东、张瑞安, 1981, 北黄海烟威渔场盐度分布的预报和分析, 海洋通报, 4: 13—20。  
 国家海洋局海洋环境预报中心, 1978, 中国沿岸气候资料(1949—1976), 海洋出版社(北京), 307—314。  
 金子安雄等, 1975, ADI 法たちる潮流よ汚染擴散の数値計算——大坂湾に適用しに場合について, 港湾技術研究

报告, 14(1): 3—61。

Malkki, P. and Tamsalu, R., 1985, Physical features of the Baltic Sea, *Finnish Mar. Res.*, 252:32—49.

Калацкий, В. И., 1978, Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана, ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ, Ленинград, 127—163.

## A STUDY ON THE PREDICTION METHOD OF THE BOTTOM SALINITY IN THE BOHAI AND YELLOW SEAS

Wang Zongshan, Xu Bochang, Sun Weiyang, Zou Emei, Li Fanhua

(First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266003)

### ABSTRACT

Under conditions of known estuarine runoff an difference between the precipitation and evaporation, the depth-averaged salinity distribution is obtained by solving the closed equation system consisting of two-dimensional hydrodynamic equations and a depth-averaged salinity diffusion equation. The two-dimensional forecast of the bottom salinity is then made by using the empirical relationships between the bottom salinity and depth-averaged salinity, water depth and time(month). In order to verify the reliability of the trial prediction, the calculated results of the bottom salinity in the Bohai and Yellow seas (July 11 of 1979. The period of validity was about 3 days) were compared with observed data (July 4—14 of 1979, at 104 stations west of 124.5° E) obtained from a simultaneous hydrographic survey. The comparison showed that the correlation coefficient ( $R$ ) between the trial prediction and observations was 0.96 and the root-meansquare error ( $\sigma$ ) was 0.26. The stations where the absolute errors were less than 0.2 and 0.3 accounted for 63.5% and 77.0%, respectively, and total mean absolute error was 0.19. Therefore, the results of the trial prediction are satisfactory.

**Key words** Fishery prediction Depth-averaged salinity Trial prediction Period of validity