

黄海的风、潮混合特征及其对 冷水团边界的影响*

赵保仁 曹德明 潘海 涂登志

(中国科学院海洋研究所)

本文第一作者早在 1985 年就提出,潮混合效应控制着夏季黄海冷水团的边界及海面冷水分布(赵保仁, 1985)。1987 年又进一步通过水文调查资料和卫星图片给出了黄海周围的浅水陆架锋(或称潮汐锋)的分布及强锋区的跨锋断面中的温度、盐度和环流结构特征,并指出夏季的黄海沿岸流在性质上属沿锋面运动的强流(赵保仁, 1987a, b),而后又对黄海西部的陆架锋进行了一次专门调查(赵保仁等, 1991)。此外,他还指出黄海的强温跃层的形成和转移现象也与潮混合现象密切相关(赵保仁, 1989)。因此,研究潮混合现象对阐明发生在黄海的许多水文物理现象都是至关重要的。

为深入了解黄海的潮混合特征,作者把渤海、黄海和东海作为一个整体完成了一次精度较高的潮汐、潮流数值计算,在潮汐、潮流的分布方面,揭示了前人尚未阐明的一些特征。本文根据这些数值结果,计算了近最大潮流流速和层化参数,阐明了渤海、黄海和东海的潮混合特征及其对降温期黄海冷水团分布变化的影响。此外,还用 Simpson 等人(1981)的能量模式计算了南黄海西部的风、潮混合效率。

一、潮汐、潮流的数值结果

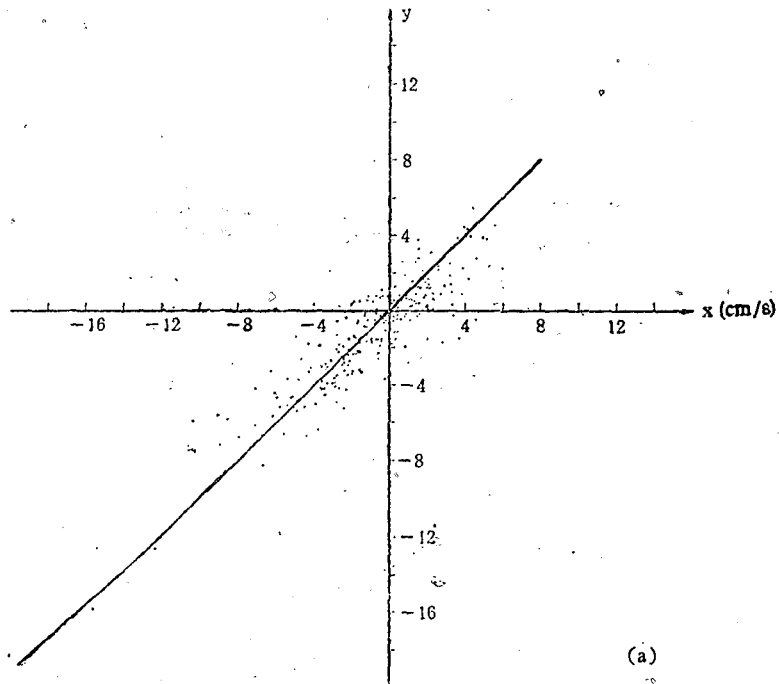
利用球坐标中的二维非线性潮波运动方程组,赵保仁等(1994)数值计算了渤海、黄海和东海全海区的全日和半日潮汐和潮流。求得各计算点的合成全日分潮 m_1 和半日分潮 M_2 的调和常数,再根据各海区的差比值得到 S_2 , O_1 , K_1 , M_4 , MS_4 等潮汐和潮流的调和常数。

计算与实测比较表明,对大体均匀分布在海区四周的 81 个潮位站来说,半日分潮 M_2 振幅差(绝对值)平均为 7.2cm,相角差(绝对值)平均为 6.4°;对全日分潮 m_1 $[(O_1 + K_1)/2]$ 的振幅差(绝对值)平均为 2.6cm,相角差(绝对值)为 7.4°。这一计算精度是令人满意的,达到了在较小海区中作数值计算时所达到的水平。

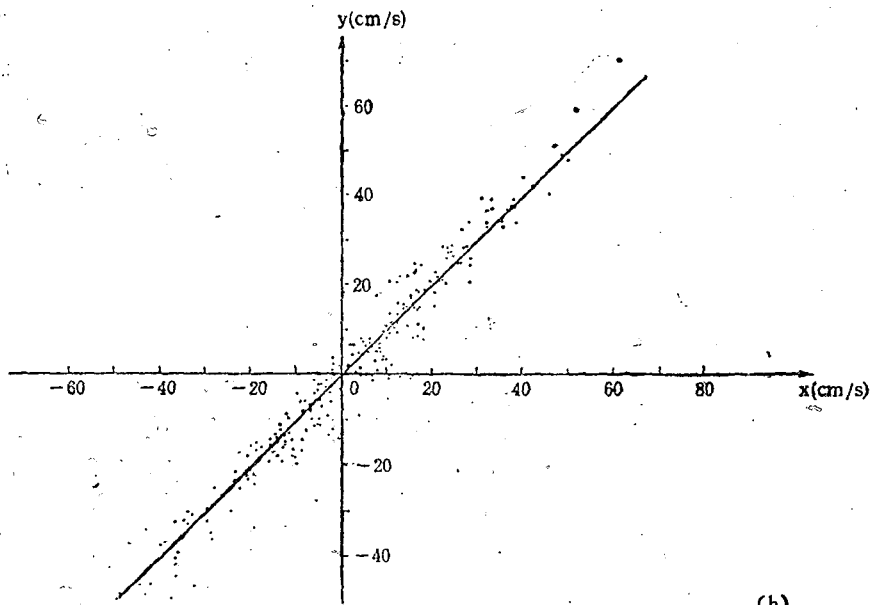
潮流的比较结果也表明,计算与实测符合良好。由图 1 可知,对比点均落在 45° 斜线附近。计算值与实测值偏差的统计分析表明,对 O_1 分潮流来说,偏差绝对值 $\leq 3.0\text{cm/s}$

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 2185 号。

收稿日期: 1993 年 1 月 6 日。



(a)



(b)

图1 计算所得 M_2 , O_1 分潮流调和常数分量 $U\cos\xi$, $U\sin\xi$, $V\cos\eta$, $V\sin\eta$ (y 轴) 与实测值 (x 轴) 之比较 (cm/s)
a. O_1 分潮流; b. M_2 分潮流

者占 95%，最大偏差为 4.5 cm/s；对 M_2 分潮来说，两者偏差绝对值 ≤ 10.0 cm/s 者占 89%， ≤ 5.0 cm/s 者占 70%，最大偏差为 21.9 cm/s。因偏差较大者均出现在近岸强潮流区，因此其相对误差仍然是不大的。尽管海流测量及调和分析均存在一定误差，然而

从图 1 中对比点落在 45° 斜线附近这一事实表明，数值结果的真误差可能要比统计给出的还要小。因此可以说，这里所使用的数值计算结果，其可靠性是比较高的。

二、近最大潮流流速及层化参量 K

根据数值计算所得调和常数，计算各网格点上的近最大潮流流速（出现率为 1.4%）

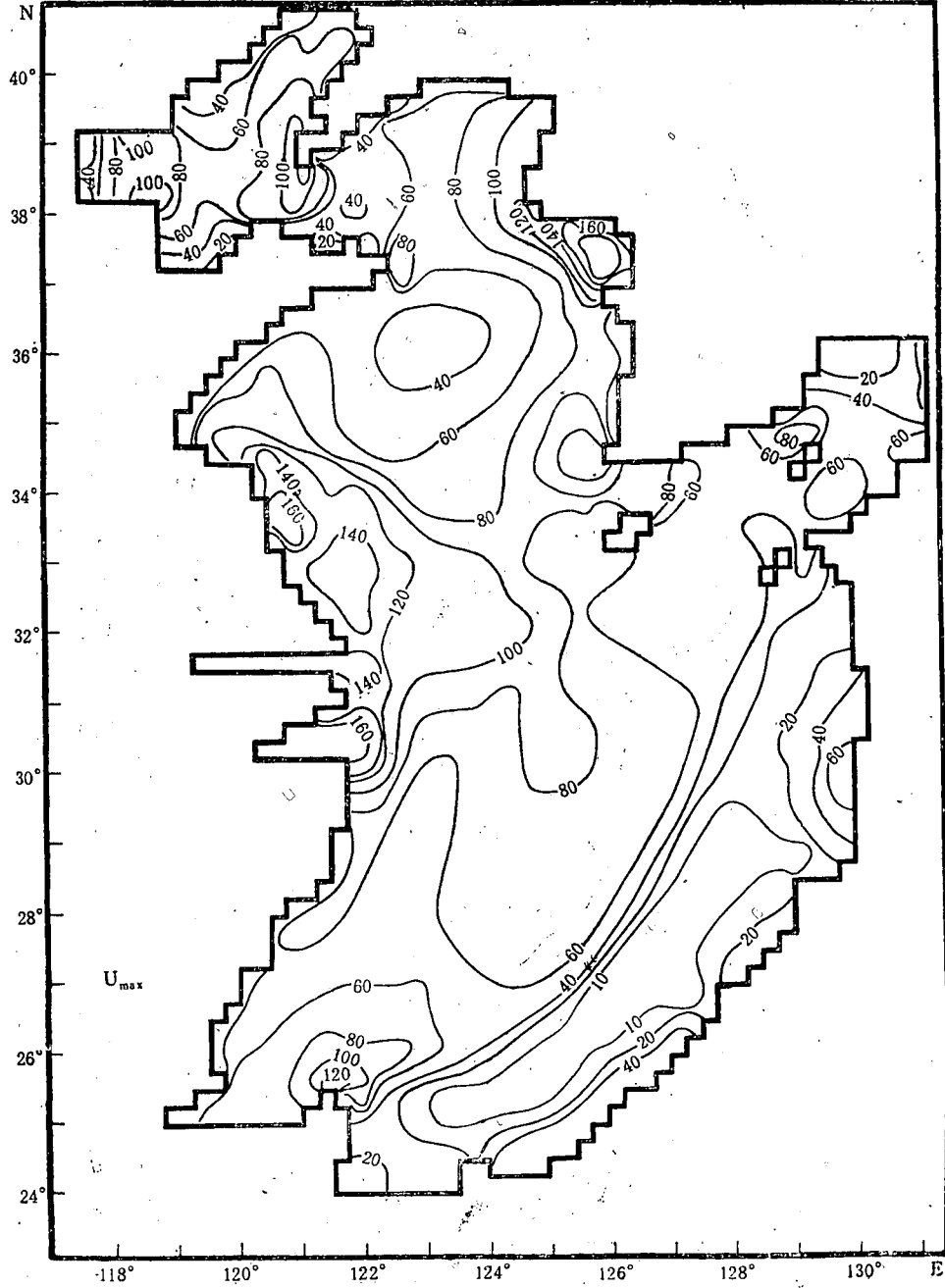


图 2 渤海、黄海、东海的近最大潮流流速分布 (cm/s)

如图 2 所示。由图可知，超过两节的强潮流区有渤海海峡、江苏北部外海至杭州湾的广大海域、台湾岛北部近海、西朝鲜湾至江华湾一带以及朝鲜西南角的木铺外海。主要的

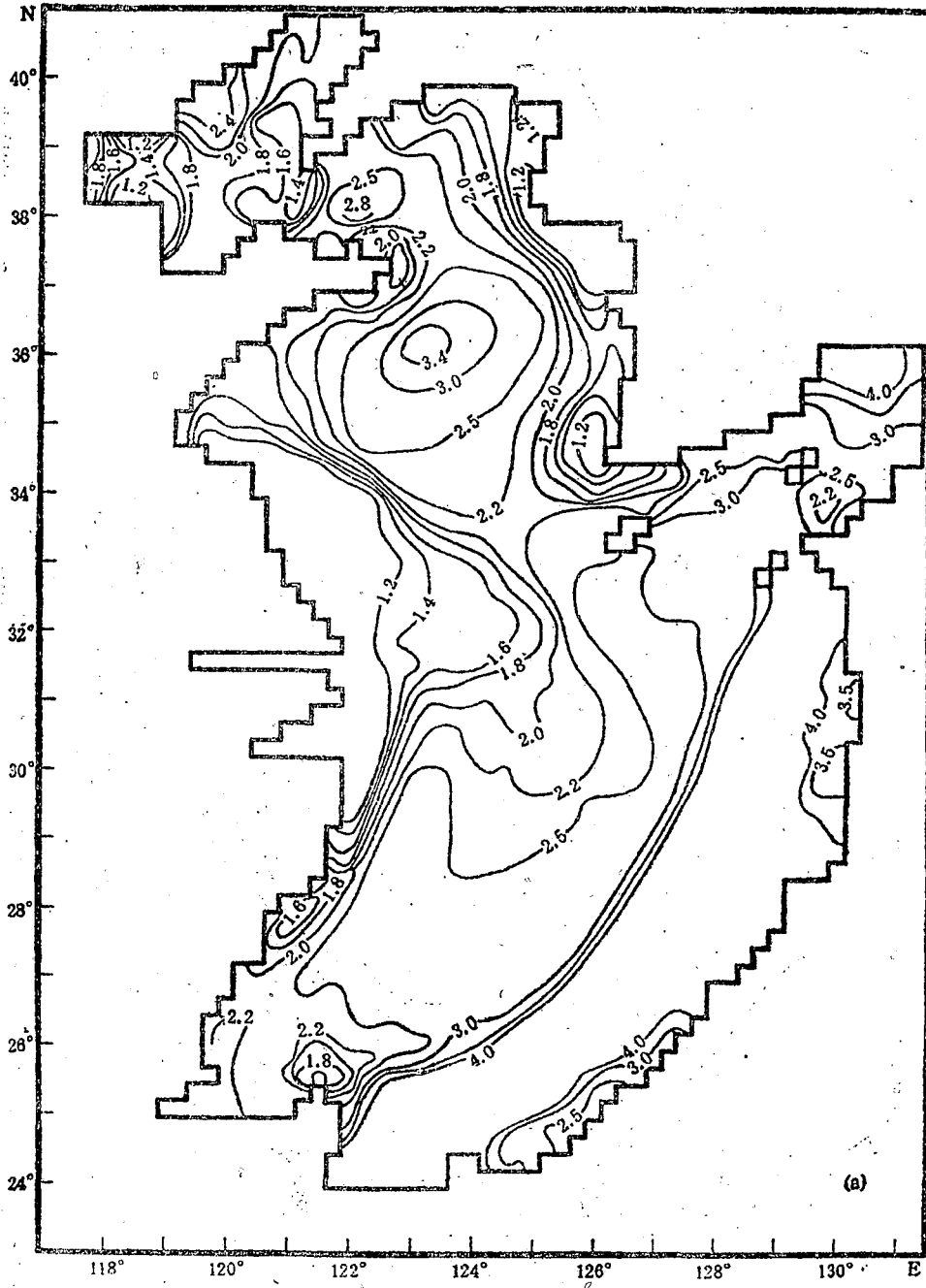


图 3 层化参数 $K = \lg(H/U^3)$ 的分布

a. $K = \lg(H/U_{\max}^3)$; b. $K_1 = \lg(H/U_{M_2}^3)$

(U_{\max} 和 U_{M_2} 分别是近最大潮流流速及 M_2 分潮流椭圆长半轴)

弱流海区有北黄海西南部（中心位置 $37^{\circ}45'N$, $122^{\circ}15'E$ ），南黄海北部中央区（中心位置为 $36^{\circ}N$, $123^{\circ}15'E$ ）以及冲绳海槽区域。

与丁文兰（1984, 1985）给出的近最大潮流流速相比，图 2 的分布有如下特征：(1)

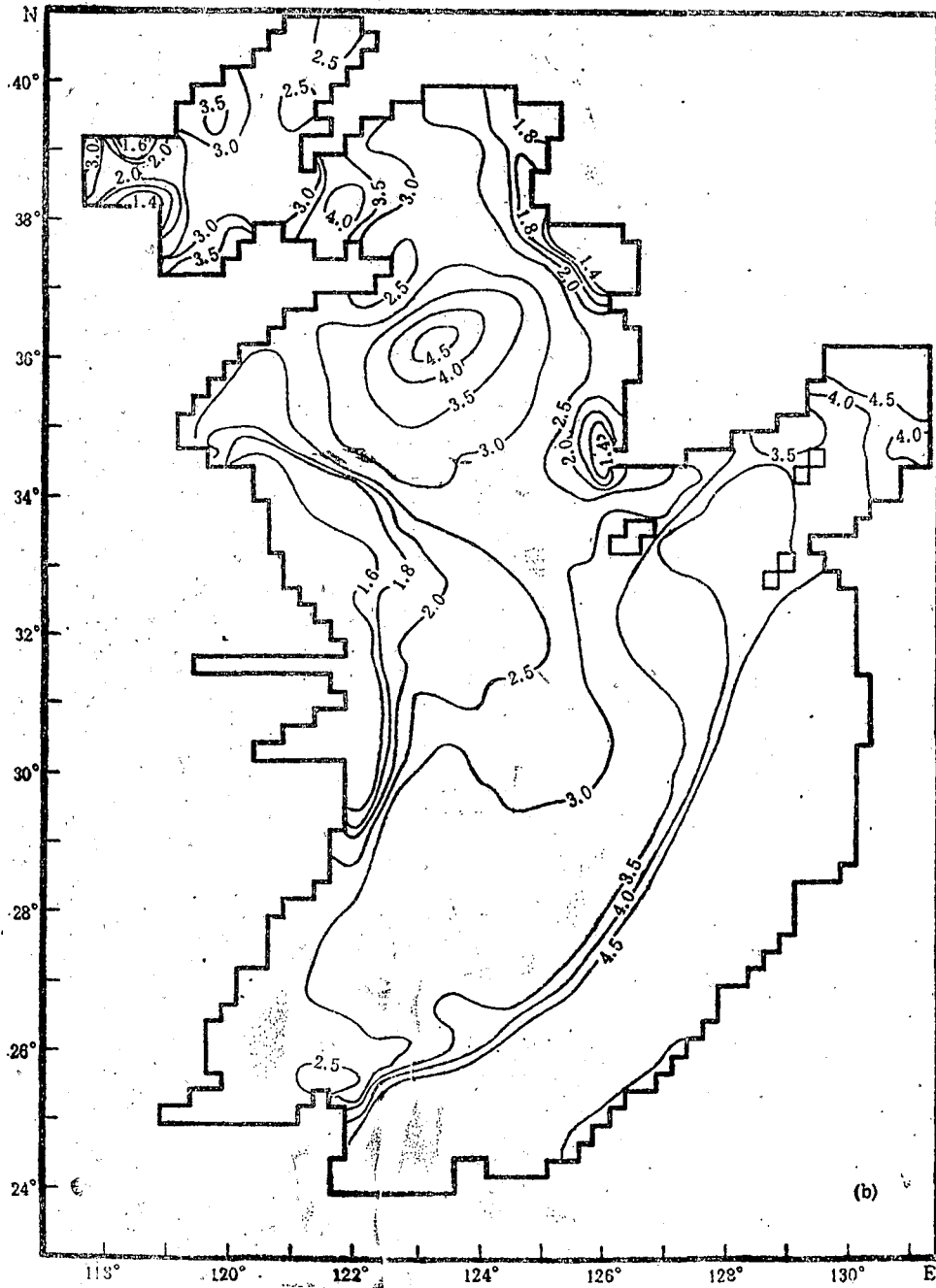


图3(续)

在近海高流速区,紧靠海岸区的流速值并不很大,显然这更符合海上的真实情况;(2)成山角外海高流速区的范围和量值均较前者的小一些;(3)由于计算范围扩大,本文在台湾北部近海给出一个高流速区,它的存在或许同那里经常出现的冷水有较密切的关系;(4)台湾至日本九州间各水道中的近最大潮流流速较大,可达 0.6m/s 以上,这在以前的研究中是未曾给出的。

由近最大潮流流速,我们可以计算 Simpson-Hunter 层化参量 $K = \lg(H/U_{\max}^3)$,其分布如图 3a 所示。作为对比,我们还根据数值计算所得 M_2 分潮流振幅计算了层化参量 $K_1 = \lg(H/U_{M_2}^3)$,如图 3b 所示。由图 3a 可知,这里给出的 K 值分布同赵保仁(1985)得到的结果是一致的,而图 2a 给出的范围比他的更大。由图 3a 可知,强潮混合区主要发生在苏北浅滩至杭州湾附近海区、渤海海峡,以及朝鲜半岛西部近海,如西朝鲜湾、江华湾及木浦外海。此外,台湾岛北端近海、山东成山角近海及渤海湾等地区也有较强的潮混合现象。

图 3b 的等值线分布趋势在大部分地区同图 3a 是一致的,但在全日潮流较强的渤海海峡两者等值线的分布差别较大,在图 3b 中基本看不出那里的强潮混合现象。由上可知,用近最大潮流流速来计算层化参量 K 比单纯用 M_2 分潮流振幅计算具有更大的优越性。当然对那些以半日潮流为主的海区,若用后者来表达 K ,仍然能较好地反映该海区的潮混合特征。

三、潮混合对黄海冷水团分布的影响

赵保仁(1985)曾经指出,夏季黄海冷水团区域的水温分布与潮混合的强弱有关,底层黄海冷水团的边界(即锋面)是由临界层化参量控制的。在这里我们进一步指出,降温期黄海冷水团的边界及其水温分布同样与潮混合现象密切相关,为此需要了解降温期黄海底层冷水的分布变化特征。

在有关黄海的水文调查资料中,布站密、调查范围广而又系统者当推 1958—1959 年间的全国海洋普查资料,图 4 是当时调查所得 10 月 11 月和 12 月黄海冷水团区的底层水温分布。

由图 4 可知,底层水温分布形势同图 3 所示的 K 等值线分布是一致的。黄海底层冷水明显地分裂为两个冷中心:一个位于北黄海西南部,另一个位于南黄海中部略偏北的海区。从黄海的等深线分布图(从略)可知,这两个冷水区并非按水深分布在南、北黄海的最深水域,而是同潮混合的强弱有关。人们常用 10°C 等温线包围的区域代表底层冷水的主体,这一区域恰巧同图 2 所示的黄海两个弱潮混合区相一致,其中尤以 10 月和 11 月最相适应。两者相比,其中心位置相差大约不超过 30km 。而南北两冷水主体相分离的部位(水温略高于核心区)恰巧同略强的潮混合区相一致。

南黄海的冷水可保留到 12 月份,北黄海的只到 11 月份。由气象因素造成的地区差异相对于潮流分布而言要小得多,因而在降温期,各地因风的搅拌及降温和蒸发形成的垂直对流大体达到相同的深度,但地区之间潮流对温跃层底部的卷挟影响差异很大。在弱潮海区,潮流对温跃层底界的卷挟作用极为微弱,从而在同等气象条件下,弱潮混合区

的底层水温可以长期保持少变，这就是南北黄海底层冷水可长期保持的原因。从图 2 还可以看到，北黄海弱潮区的潮混合强度较南黄海大，因而，北黄海底层冷水理应较南海提前消逝。诚然，降温期黄海底层冷水分布变化并非只取决于当地的潮混合强度。就气候变化来说，黄海北部较南部提前降温，这也是北黄海底层冷水提前消失的原因之一，但不会提前一个月以上。另外，当平流效应起主导作用时，上述底层水温分布格局就会遭到破坏。如秋末，当黄海暖流入侵冷水区时，南海底层水温分布将发生显著变异。

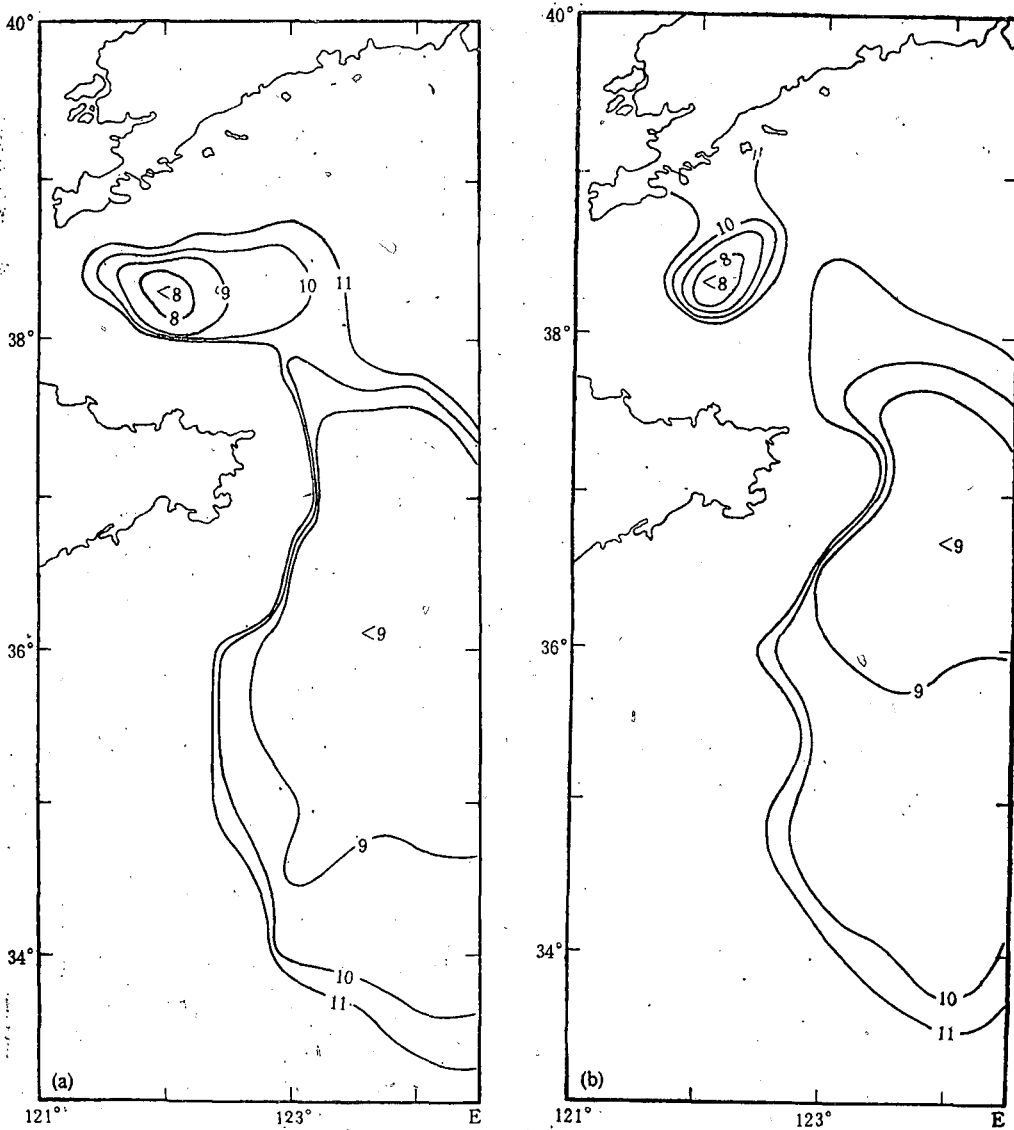


图 4 降温期黄海底层冷水分布 (°C)

a. 1958 年 10 月; b. 1958 年 11 月; c. 1959 年 12 月

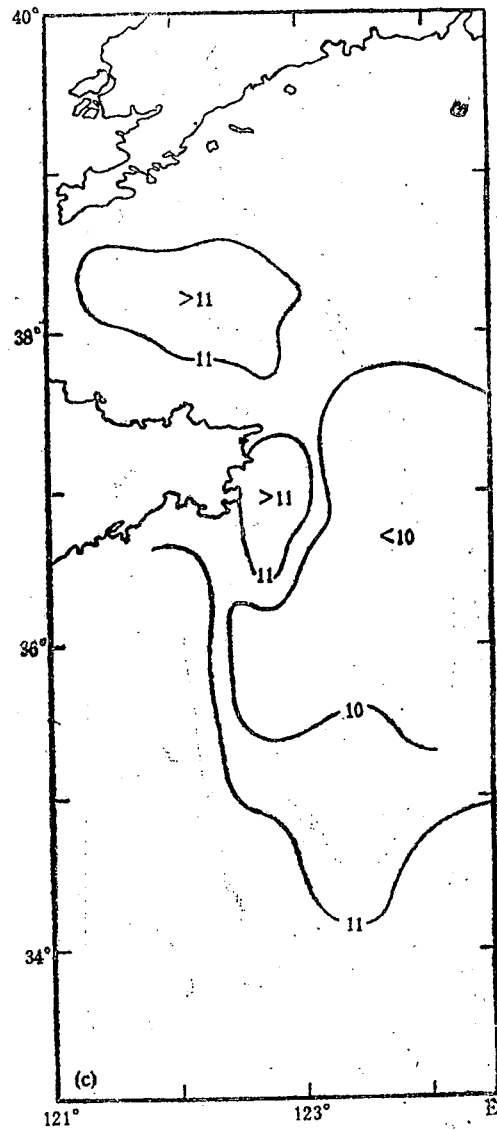


图4(续)

四、风、潮混合效率

Simpson et al (1978, 1981) 提出, 与风、潮混合现象有关的单位水柱的势能变化可用下式表示:

$$V = V_h = \int_h^0 (\rho - \bar{\rho}) g Z dz \quad \bar{\rho} = \int_h^0 \rho dz \quad (1)$$

其中 ρ 、 $\bar{\rho}$ 分别为海水密度和平均密度, h 为水深。(1) 式表明风、潮的混合效应将使水柱增加势能, 而当海面受热使水柱层化时将产生负的势能输入。

如忽略平流影响, 只考虑局部过程, 那么, 在半日潮情况下, 由海面加热及风、潮

混合作用下所产生的单位水柱内的势能变化可以写成：

$$h \frac{dV}{dt} = -\frac{\alpha g Q h}{2c} + \frac{4\epsilon K_b \rho U_b^3}{3\pi} + \delta K_s \rho_s \bar{W}^3 \quad (2)$$

式中 α 为体胀系数， Q 表示海面加热率， c 为比热， U_b 为海底拖拽系数， K_s 为海面阻力系数 $\times \gamma$ ， γ 为风因子。 δ 和 ϵ 分别为风、潮混合效率系数。(2) 式对时间积分，则可得从 t_0 到 t 时刻的势能变化为：

$$V_t - V_{t_0} = -\frac{\alpha g}{2c} \int_{t_0}^t Q dt + \frac{4\epsilon K_b \rho}{3\pi h} \int_{t_0}^t U_b^3 dt + \frac{\delta K_s \rho_s}{h} \int_{t_0}^t \bar{W}^3 dt \quad (3)$$

(3) 式表明，如用实测密度资料计算 V ，在已知潮流振幅 (U_b)、水深 (h) 及风速 W 的情况下，可以通过如下的回归方程：

$$V_t = C_0 + C_1 \left(\frac{U_b^3}{h} \right) + C_2 \left(\frac{1}{h} \right) \quad (4)$$

求得风、潮混合效率系数 δ 和 ϵ 。式中

$$C_1 = \frac{4\epsilon K_b \rho}{3\pi} (t_1 - t_0), \quad C_2 = \delta K_s \rho_s \int_{t_0}^t \bar{W}^3 dt$$

我们利用苏北浅滩外侧强陆架锋区 3 个断面 ($35^\circ, 34^\circ, 33^\circ\text{N}$) 的温、盐资料，求得各站海水密度的多年 (1975—1984) 月平均值，然后计算每一测站各月的 V 值。该地区海水在四月份通常呈垂直均匀状态，五月才开始层化，并形成陆架锋，六月层化进入强盛期。回归分析时我们把六月份各站的 V 值作为依变量。由于该地区的潮流属正规半日潮，为简单起见，我们用数值计算所得的 M_2 分潮振幅 U_{M_2} 及地点水深 h 来计算方程

(4) 右端的自变量 U_b^3/h 和 $1/h$ 。如此将层化区 20 个站的数据作相关分析，得如下的回归方程：

$$y = 261.8 (Jm^{-3}) - 2693.7 (JS^3 m^{-5}) \frac{U^3}{h} - 5855.7 (Jm^{-2}) / h \quad (5)$$

相应的复相关系数为 0.97，显著性水平远远高于 0.01。

方程 (5) 右端第一项的数值为不存在风、潮混合时，海水所具有的有效势能。如取 $\alpha = 2.5 \times 10^{-4}$ ， $g = 9.8 \text{ m/s}$ ， $c = 3927.2 \text{ J}[KG]^{-1}[C]^{-1}$ ，积分时间为 60d，则可算得四月中旬到六月中旬平均的海面热输入量 $Q = 161.9 \text{ J}[M]^{-1}[S]^{-1}$ 。这一数值与该区域同期海面的实际热平衡值十分接近。由此可知，无论从相关系数来判断，还是从海面输入热量来看，(5) 式给出的相关关系都是令人满意的。

如再取 $K_b = 0.001$ (潮汐数值计算所使用的数值)， $C_D = 1.5 \times 10$ ， $\gamma = 2.5 \times 10^{-2}$ ， $\rho_s = 1.25 \text{ kgm}^{-3}$ ， $\rho = 1022 \text{ kgm}^{-3}$ ，平均风速为 6.1 m/s ，则可得 $\epsilon = 0.002$ ， $\delta = 0.109$ 。前者与 Simpson (1981) 等在英国陆架海区所得之值接近，而后者显著偏高。

参 考 文 献

- 丁文兰，1984，东海潮汐和潮流特征研究，海洋科学集刊，21：135—148。
丁文兰，1985，渤海和黄海潮汐潮流分布的基本特征，海洋科学集刊，25：27—40。
赵保仁，1985，黄海冷水团锋面与潮混合，海洋与湖沼，16(6)：451—460。

- 赵保仁, 1987a, 南黄海西部的陆架锋及冷水团锋区环流结构的初步研究, 海洋与湖沼, 18(3): 217—226。
- 赵保仁, 1987b, 黄海潮生陆架锋的分布, 黄渤海海洋, 5(2): 16—23。
- 赵保仁, 1989, 渤、黄海及东海北部强温跃层的基本特征及形成机制的研究, 海洋学报, 11(4): 401—410。
- 赵保仁、胡敦欣、熊庆成, 1986, 秋末南黄海透光度与环流的关系, 海洋科学集刊, 27: 97—105。
- 赵保仁、涂登志、毕亚文, 1991, 苏北浅滩外侧浅水锋的观测与研究, 海洋科学集刊, 34: 。
- 赵保仁、方国洪、曹德明, 1994, 渤、黄、东海潮汐潮流的数值计算, 海洋学报, 16(6): 。
- Simpson, J. H., C. M. Allen and C. G. Morris, 1978, Fronts on the continental Shelf, *J. Geophys. Res.*, 83 (c9): 4607—4614.
- Simpson, J. H. and D. Bowers, 1981, Models of stratification and frontal movement in shelf seas, *Deep Sea Res.*, 28A (7): 727—738.

CHARACTERISTICS OF TIDAL MIXING IN THE YELLOW SEA AND ITS EFFECTS ON THE BOUNDARY OF THE YELLOW SEA COLD WATER MASS*

Zhao Baoren, Cao Deming, Pan Hai and Tu Dengzhi

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

Abstract

With the results of numerical modelling of the tide and tidal current this paper discusses the characteristics of tidal mixing in the Bohai Sea, the Yellow Sea and the East China Sea which shows that in the area with significant diurnal tidal current the Simpson-Hunter stratification parameter K , calculated by using quasi-maximum current speed rather than amplitude of M_2 constituent tidal current can represent better the characteristics of tidal mixing. Analysis of the relation of the distributions of the bottom cold water (Yellow Sea Cold Water Mass) in the cooling season with tidal mixing showed that the bottom cold water can exist longer in the northern and southern weak tidal mixing areas of the Yellow Sea than other areas because of minimum tidal stirring there. The efficiency of wind and tidal mixing in the western part of southern Yellow Sea are also discussed.

* Contribution No. 2185 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica,