

秋末南黄海的透光度及其与环流的关系*

赵保仁 胡敦欣 熊庆成

(中国科学院海洋研究所)

随着现代光学仪器的发展,人们越来越多地利用海水的浊度、透光度或光束的吸收系数等在海洋中的分布来讨论海流、水团混合、海洋锋面等水文现象,以此作为温、盐等水文资料的重要补充。例如,Drake^[9]用表层海水的透光度揭示了 Santa Barbar 海峡中的环流状态。Matsuike 和 Morinaga^[10]曾用日本南岸黑潮区域中的光束吸收系数揭示了沿岸水进入黑潮主流的混合现象。Matsuike 等^[11]用光束吸收系数研究了长江冲淡水与外海高

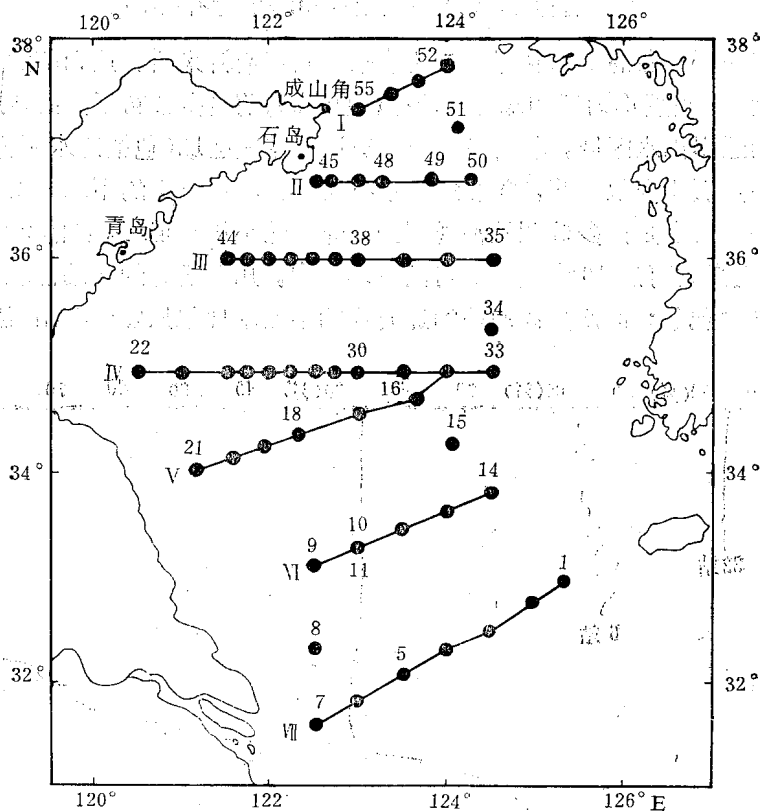


图 1 站位分布图

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1167 号。

本文根据中美南黄海环流和沉积动力学联合调查研究(1983 年 11 月)所得资料写成,参加这次调查工作的有中美双方的科学家,“科学 1”号、“金星 2”号的全体船员和我所一室技术组全体成员;文中插图由白少英同志清绘,在此一并致谢。

收稿日期: 1985 年 3 月 11 日。

盐水之间和黄海沿岸水与东海高盐水之间的锋面特征。上述研究都是卓有成效的。

然而,在我国还很少使用过类似的方法来研究有关的海洋水文现象。1983年11月在中美南黄海环流与沉积动力学联合调查研究的首航调查中,使用25cm光程的透光度计(Transmissometer)精确地测定了南黄海的透光度值。本文将以这些资料为基础,阐明南黄海透光度值的分布规律及其同南黄海的水团分布、环流状态、潮汐运动等水文现象之间的关系。

25cm光程透光度计用产生波长为660nm红光的发光二极管作光源,这种光源接近单色,在蒸馏水中经过25cm光程后,仪器测得的最大透光度值为90%。由于该仪器使用单色红光光源,海水中的腐植酸等黄色物质对它影响很小,因此测得的透光度值可较真实地反映海水中悬浮物含量的多少。调查中将透光度计的信号接入Mark-III型CTD的备用通道,因此它的取样速率同温、盐等要素一样。

本次调查共设7个断面,54个CTD观测站,测站和断面分布如图1所示。

一、南黄海透光度分布的基本特征

1. 透光度垂直分布的基本类型 从单站透光度资料来看,透光度的垂直分布基本上可以分两大类:垂直均匀型和底层浑浊型(见图2),前者多分布于潮混合剧烈或垂直对流直达海底的近岸浅水区域,后者多分布于黄海冷水团区域(包括冷水团锋面区域)。这里冷水团界面处层化现象显著,浑浊的海水被禁锢在跃层以下的下均匀层里。单站透光度资料的另一个特点是:多数测站都观测到透光度的小波动现象,如图2中的6站和14站,波动的幅度最大可达10%左右。对垂直均匀型,几乎所有的测站都观测到程度不等的透光度的波动现象;而底层浑浊型的透光度的小波动现象只发生在温、盐、密要素的下

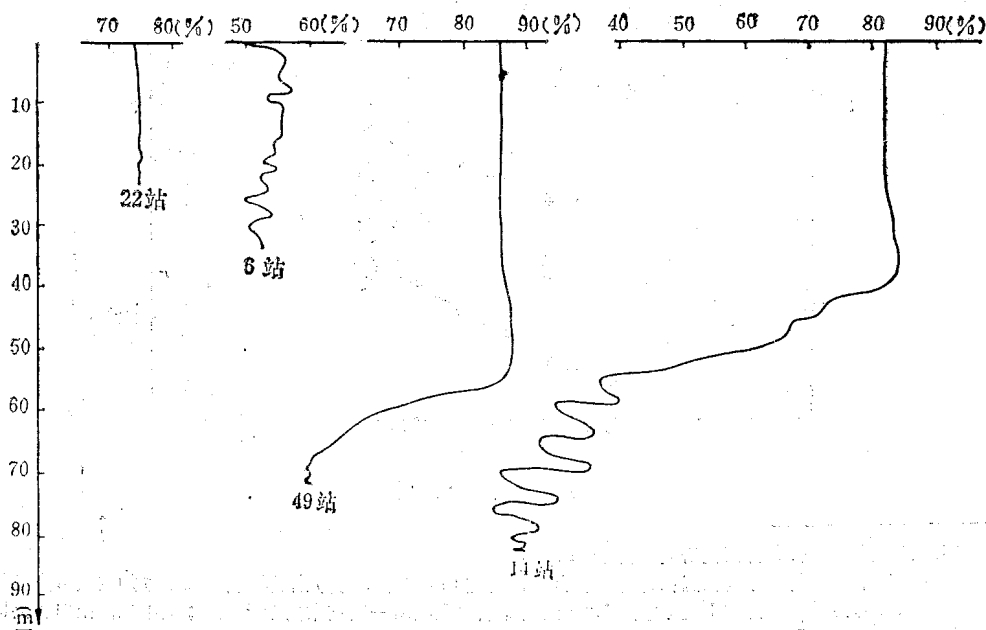


图2 透光度的垂直分布类型

均匀层里。上述透光度值的波动现象可能同潮流的湍流状态有关,由于潮流振动的时间尺度较短,在这样短的时间尺度内,来自海底的悬浮体达不到充分混合,从而造成了海水透光度值的波动现象。

2. 透光度的断面分布 图3给出II, VI, V三个断面的透光度分布。由图可以看出,透光度的断面分布特点是:在西部水深较浅的近岸区域,透光度大体呈垂直均匀状态,透光度值较小(即浊度较大),有的测站甚至为零;在东部黄海冷水团盘踞的区域,透光度等值线呈水平走向,上层海水透光性能很好,0m到45m层透光度几无变化,其量值都在80%以上。在跃层(图中影线所示)以下5—10m处,透光度值开始逐渐降低,底层透

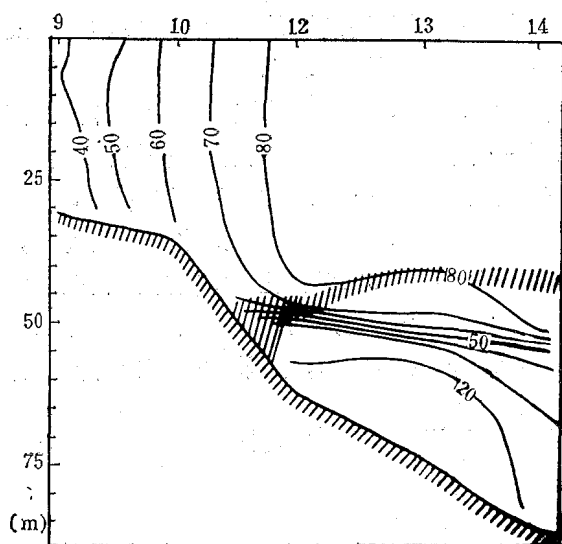


图3b 透光度的断面分布(断面VI)

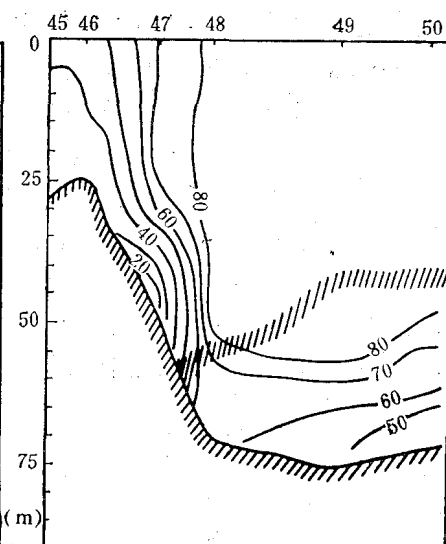


图3a 透光度的断面分布(断面II)

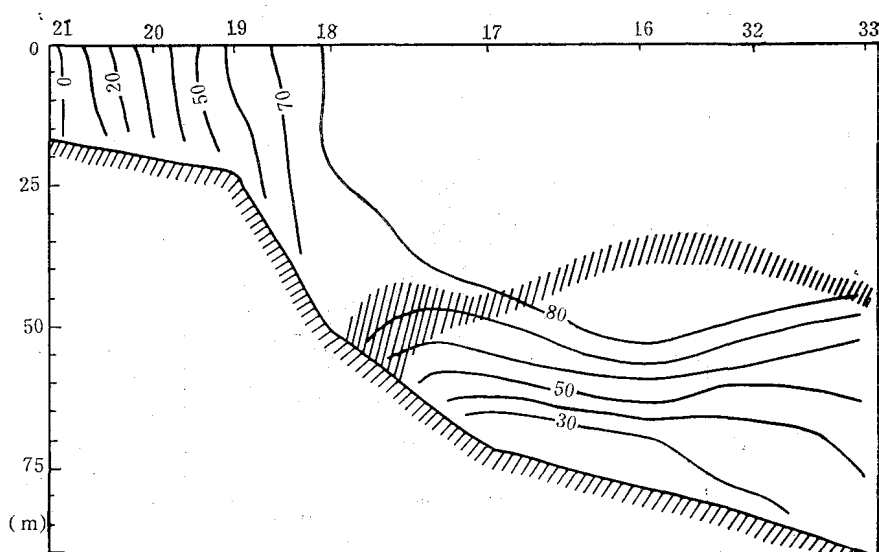


图3c 透光度的断面分布(断面V)

光度一般可降至 30% 以下。在深底层冷水较厚的区域,断面图上还可显示出透光度值相对均匀的下均匀层。于是,在透光度的上均匀层和下均匀层之间,出现透光度等值线较密集的跃变区。总之,从断面图看,底层冷水团锋面区两侧的透光度分布趋势是迥然不同的。须要指出,上述透光度的断面分布特征同 Matsuike 等人^[10]在长江口外所观测到的吸收系数的断面分布极为相似。

3. 透光度的平面分布 图 4 给出透光度在 2m(4a), 20m(4b) 和底层(4c)的平面分布。由图 4a 可见,调查海区 2m 层有两个浑水区,一个在山东半岛的成山角至石岛的沿岸海区,透光度的最小值低于 50%;另一个在苏北沿岸海区,最小的透光度值为零。海州湾及山东半岛南岸的广阔海区水比较清,透光度在 70% 以上。调查海区的东侧水很清,透光度在 80% 以上。80% 等值线大体同底层黄海冷水团的锋面(图 4 中用影线表示)走向一致。此外,在长江口外,存在着一个向北伸展的清水舌。

20m 层(图 4b)的透光度分布同 2m 层的极为相似,所不同的仅在成山角外海的浑水区,在冷水团锋面的近岸一侧,清楚地显示出一个向南扩展并逐渐转向西南的浑水舌。

底层的透光度值普遍降低,分布趋势也较上层复杂一些。由图 4c 可以看出,成山角外海的浑水分离成两个浑水舌南下,近岸一侧的较强,大体沿底层冷水团锋面前进,与 20m 层相比,它更接近于冷水团锋面;该浑水舌扩展到 $36^{\circ}30'$ 附近时,有逐渐转向西南的趋势。离岸较远一些的浑水舌指向东南偏南方向,势力较弱,图中可见它只扩展到 $37^{\circ}N$ 一线。苏北沿岸的浑水区依然十分明显。在调查海区的南部,除前述长江口外向北伸展

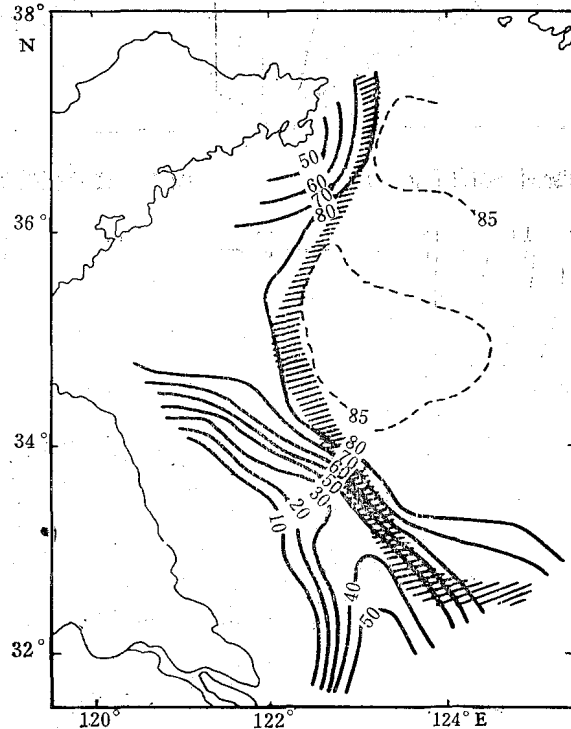


图 4a 透光度的平面分布(2m 层)

影线表示由底层的温度分布画出的冷水团锋面位置,图 4b, 4c 同

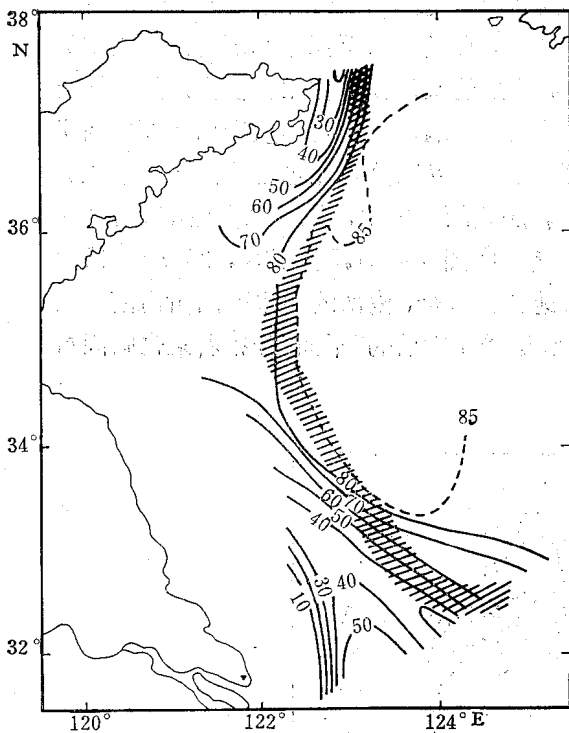


图 4b 透光度的平面分布(20m 层)

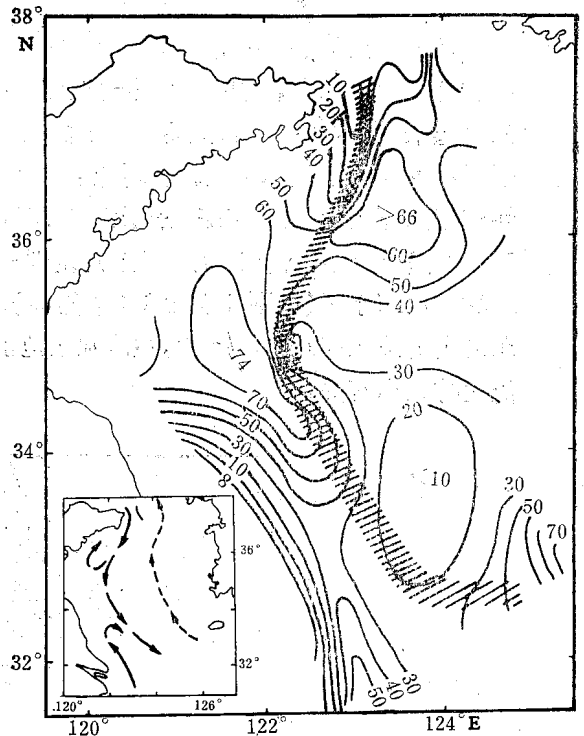


图 4c 透光度的平面分布(底层)

的清水舌外,在东南角,还有一股清水舌自底层向北扩展。海州湾及山东半岛南部海区仍为范围广阔的清水区,中心区透光度在 70% 以上。由图 4c 可以看出,以 35°N , $121^{\circ}45'\text{E}$ 为中心的清水源伸出两股清水舌向外扩张: 一股沿冷水团边界向东南方向扩张, 另一股向山东半岛方向扩张。在底层冷水占据的范围内, $35^{\circ}30'\text{N}$ 以北水比较清, 透光度可达 60% 以上; 在 $35^{\circ}30'\text{N}$ 以南, 水较浑, 透光度值显著降低, 有的测站甚至降到 20% 以下。

二、讨 论

上节所描述的透光度的垂直和水平分布特征与调查海区的水文物理现象和海底地质条件密切相关。现分述如下:

1. 密度层化对悬浮物扩散的抑制作用 从图 3 可知,除冷水团边缘区域外,密跃层以下 5—10m 左右的地方透光度值才开始明显下降。这似乎表明密跃层附近的水体稳定而保守,致使来自海底的悬浮体很难接近和穿越跃层。从这一现象可进一步推测: (1) 黄海冷水团密跃层犹如一块平板,它限制了潮流或海流的湍流扩散过程,从而使来自海底的物质很难通过湍流混合而到达密跃层附近的水域; (2) 在冷水团中心区,密跃层附近的水质点相对于密跃层的上升运动可能比较微弱,否则来自海底的悬浮体仍然可以通过上升流到达密跃层附近的水体。黄海冷水团密跃层处,从春末开始直至 11 月份还保留着溶解氧的极大值和过饱和现象^[5,7],这一事实似乎从另一个角度支持了黄海冷水团跃层附近的水体是稳定而保守的观点。

2. 潮混合对透光度值的影响 为了说明潮流分布对透光度的影响,图 5 给出黄海、东海近最大潮流流速分布^[1,2]。如图 5 所示,调查海区在长江口至江苏北部外海及山东成山角外海潮流较大,这里是发达的潮混合区^[4,8]。剧烈的潮流搅拌作用,使海底的泥沙再悬浮起来。由图 4 可知,上述两区域的海水最浑浊。相反,海州湾及山东半岛南部的清水区同图 5 中的潮流小流速区相对应。此外,海州湾底质为砂,这可能也是该海区海水透光性较好的原因之一。在底层冷水团盘踞的区域,底质同为软泥,但透光度值南部小(在 10% 以下),北部大(在 60% 以上),差别相当显著。由图 5 可知,以 $36^{\circ}\text{N}, 123^{\circ}30'\text{E}$ 为中心的底层清水区(见图 4c)同图 5 中的潮流小流速区相符合,南部的混水区同黄海南部的潮流大流速区相对应。因此,在冷水团范围内,底层透光度值的“平面”分布看来也同潮流流速的大小有关。

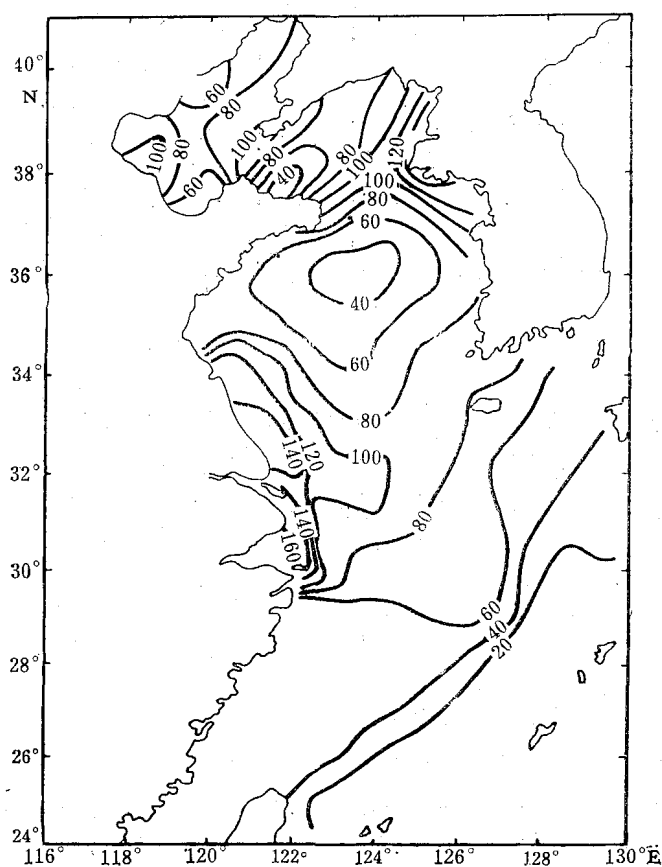


图 5 平均近最大潮流流速分布^[1,2]
(单位: cm/s)

为了进一步说明冷水团区潮流流速大小对透光度分布的影响,我们取跃层以下各测站透光度等值线离底高度为纵坐标,以近最大潮流流速为横坐标绘成图 6。所以取跃层以下的透光度资料,主要是为了排除风成混合和对流混合对透光度的影响。由图 6 可见,透光度等值线的离底距离,同潮流流速有明显的正比关系。这说明观测海区悬浮物质的分

布确实很大程度上受潮流流速分布的影响。图 6 中有些点子比较分散,其原因可能是:(1) 这里使用的是近最大流速,它大体代表出现率为 1.4‰ 的流速值,这样的流速值大约每月可以出现一次;由于潮流的日不等和半月不等现象,各站观测期间的实时流速与近最大潮流流速跟透光度的关系不尽相同;(2) 流系对透光度的分布有一定影响,有些明显分散的点子是流系的平流作用造成的;(3) 如前所述,跃层对悬浮体的扩散有一定的抑制作用,因此跃层离底高度的大小,在某些区域将明显影响透光度等值线的高度值。

观测期间正值深秋,海面降温造成的对流混合在浅水区可直达海底。因此调查海区可以 40m 等深线为界,将透光度的垂直分布分为两类,40m 等深线以西为垂直均匀型,以东为底层浑浊型。

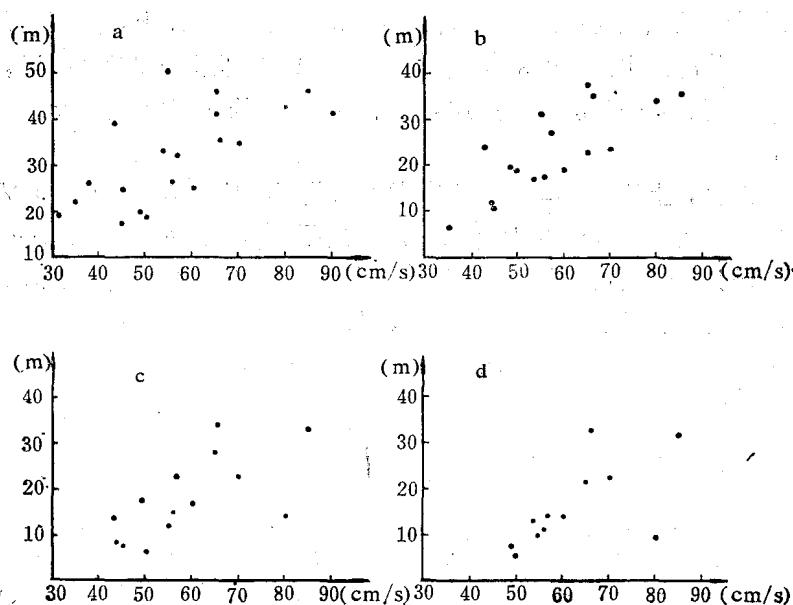


图 6 海水透光度与近最大潮流流速之关系

纵轴: 流速 (cm/s); 横轴: 透光度等值线的离底高度 (m); 各图的透光度值分别是:
a. 80%; b. 60%; c. 50%; d. 40%

如前所述,由于密度层化对来自海底的悬浮体的扩散有明显的抑制作用,因此从海面看,黄海冷水团之上的海水清澈,透光性非常好,而在冷水团锋面之外海区,海水透光性显著降低。从图 4a, b 可见,在底层冷水团边界的两侧,2m 层和 20m 层的透光度值显著不同。因此就有一种可能性: 根据卫星图片,找出清水区和浑水区的分界线,从而确定出底层黄海冷水团的边界位置。

3. 浑水舌和清水舌与南黄海流系的关系 如前节所述,在透光度的平面分布图中存在着若干清水舌和浑水舌。由于潮汐运动的周期性,潮流的搅拌作用只能把海底的泥沙掀起,而把泥沙从一个地方搬到另一个地方则是海流的作用。因此平面图中显示出来的清水舌和浑水舌,当是南黄海流系的反映。从温、盐的平面分布^[3]可知(图略),南部的两个清水舌同本次调查所得的高温高盐水舌相一致,并同已知的台湾暖流和黄海暖流进

入该海区的方向和位置一致,因此它们当是台湾暖流和黄海暖流的体现。

成山角—石岛外海的浑水舌,同本次调查所得之低温水舌一致,它是绕过成山角的黄海沿岸流南下的反映。由图4可知,此沿岸流是沿冷水团锋面南下的。以 35°N , $123^{\circ}30'\text{E}$ 为中心,向南扩张的清水舌可能同黄海冷水团边界附近的密度流有关。我们推测,这一清水舌是黄海沿岸流沿冷水团边界继续南下的显示。自该中心向北伸展的清水舌同成山角—石岛外海的浑水舌构成一个反气旋式的涡流,这一涡流的位置和大小同用漂流卡得出的春季环流模式一致^[6]。

根据上述对南黄海透光度资料的分析和文献[3]对调查期间黄海暖流去向问题的分析,不难获得关于南黄海环流的基本概念。即调查期间自成山角南下的黄海沿岸流是沿黄海冷水团锋面南下的,此沿岸流在绕过山东半岛后,在山东半岛南部、青岛以东海区还形成一个顺时针的反气旋涡流。在调查海区南部有两股暖流北上,东部的黄海暖流在调查期间已经流入黄海冷水团内部。西部的台湾暖流可以北上到 33°N 附近,然后汇合于黄海沿岸流又重新折向东南。综上所述,可将调查海区的环流模式绘成图4c左下角小图所示的形式。

最后必须指出,上述由透光度反映出来的南黄海深秋季节的环流系统同历史同期(9—12月)的底层实测流速以及10m层至底层的平均流速分布趋势相当一致。

由上述可知,透光度资料对揭示南黄海的水文现象起着重要的佐证作用,有时甚至可以揭示用温、盐度资料难以揭示的海洋现象,例如本文所揭示的沿黄海冷水团锋面的流动和山东半岛南部海区的顺时针小环流等。因此,进一步积累这方面的资料,对揭示有关水团混合、锋面运动和环流结构等重大海洋现象是很有价值的。

参 考 文 献

- [1] 丁文兰,1984.东海潮汐和潮流特征的研究.海洋科学集刊 21:135—148.
- [2] 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.
- [3] 丁宗信、胡敦欣、熊庆成,1986.南黄海秋末温盐度垂直结构及其与流系关系的分析.海洋科学集刊 27:87—95.
- [4] 赵保仁,1986.黄海冷水团锋面与潮混合.海洋与湖沼 17(1):451—459.
- [5] 顾宏堪,1980.黄海溶解氧垂直分布的最大值.海洋学报 2(2):70—80.
- [6] 南黄海北部海域石油污染联合调查组,1977.关于南黄海北部及山东半岛沿岸海域浮油来源的初步分析.南黄海北部石油污染调查报告.中国科学院海洋研究所.7—29页.
- [7] 熊庆成、丁宗信、赵保仁,1986.秋末南黄海冷水区溶解氧垂直结构及其最大值的分析研究.海洋科学集刊 27:107—114.
- [8] Beardsley, R. C., R. Limeburner, Le Kentang, Hu Dunxin, G. A. Cannon and D. J. Pashinski, 1984. Structure of the Changjiang River plume in the East China Sea during June 1980. Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea. China Ocean Press, pp. 265—284.
- [9] Drake D. E., 1971. Suspended sediment and thermal stratification in Santa Barbara Channel. California. Deep Sea Research. 18(7): 763—769.
- [10] Kanau Matsuike and Tsutamu Morinaga, 1977. Beam attenuation and particle size distribution in the Kuroshio area. La mer 15(2): 92—93.
- [11] Kanau Matsuike, Kuniaki Okuda and Kengo Uehara, 1983. Turbidity distributions near oceanic fronts in the coastal region of the East China Sea. La mer 21(3): 133—144.
- [12] Oscar K. Huh, 1982. Satellite observation and the annual cycle of surface circulation. La mer 20(4): 210—222.

DISTRIBUTION OF TRANSMISSION AND ITS RELATION TO CIRCULATION IN THE SOUTHERN YELLOW SEA IN LATE AUTUMN*

Zhao Baoren, Hu Dunxin and Xong Qingcheng

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

Abstract

Features of distribution of transmission and their relation to front, tidal current and circulation in the Southern Yellow Sea in late autumn, 1983 are described. It has been found from observations that the distribution of transmission is very different on the two sides of the front of the Cold Water Mass of Yellow Sea, and that the transmission is higher in the upper layer in the Cold Water Mass area and lower in the bottom layer where isoplethes appear to be horizontal and related to quasimaximum tidal current. In contrast, transmission outside the front of Cold Water Mass is also lower and homogeneous vertically. The water in the area where tidal mixing is strong is more turbid. It seems that diffusion of suspended matter is restrained by thermocline. Main currents such as the Warm Current and Coastal Current of Yellow Sea, and northward residual of the Taiwan Warm Current etc. can be easily identified from transmission distribution.

* Contribution No. 1167 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.