管秉贤论著

汇集

Ⅰ.关于黄东海环流研究及南海暖流的发现

中国科学院海洋研究所
1986

目　录

1．南海暖流—广东外海一支冬季逆风流动的海流

2．南海暖流的新证据

3．东、南海中国近海冬季一支逆风北上海流的证据

4．闽南----台湾浅滩渔场鱼类资源《调查报告》

第七章 渔场海洋水文----海流（余流）

5．南海北部冬季水温垂直结构的重要特征

6．南海北部冬季逆风海流的一些时空分布特征

7．建国以来我国海洋水文学的调查研究

8．东海海流结构及涡旋特征概述

9．黄、东海浅海水文学的主要特征

10．台湾海峡表层月平均流速与两岸月平均水位差的关系

11．有关我国近海海流研究的若干问题

12．黄海冷水团的水温变化以及环流特征的初步分析

13．中国沿岸的表面海流与风的关系的初步研究

第9卷 第2期 海 洋 与 湖 沼 Vol. 9, No. 2
1978 年 7 月 OCEANOLOGIA ET LIMNOLOGIA SINICA July, 1978

南 海 暖 流

——广东外海一支冬季逆风流动的海流*

管秉贤
(中国科学院海洋研究所)

关于南海(包括18°N以北的南海北部)表面流及环流系统,国内外已有许多研究。例如,自五十年代以来,Dale (1956) 曾对南海的漂流进行了广泛的研究,并提出了逐月表面海流图[2]。Wyrtki (1957) 也对东南亚海域的表面环流作过全面的分析,还绘出了隔月的表面海流图[18]。其后,Wyrtki (1961) 又在他著称的 Naga 报告中,进一步对这一海域的表面环流和环流的动力学作了比较深入的研究[19]。近年来,Kwan Ming Chan (1970)[7], Williamson (1970)[17], Watts (1971a, 1971b, 1973)[14-16]等引用六十年代及七十年代初期的调查资料,Uda 和 Nakao (1974) 还引用了四十年代初期的历史资料[13],分别对南海北部以及整个南海的水文特征和海流结构,及其季节变化进行了分析研究。国内有关单位也在这方面做了一些工作。

他们大都以船舶定位资料和漂流瓶资料为依据,主要从盛行季风对这一海区的直接吹刮作用来研究海流的分布和变化,也就是说,只着重考虑了 Ekman 漂流。当然,Wyrtki (1961) 也曾根据假设的海面风应力分布,探讨了整个南海区域由此所引起的斜压性水平环流[19]。但是,上述工作所得出的结论,都缺少海流(特别是表层以下的深层流)、海水质量分布和风场等实测资料来加以验证。

从现有的文献来看,以往的研究结果都认为,就南海北部而论,无论是表层流或环流,其流向都与盛行季风的方向趋于一致:即在东北季风盛行期,南海北部的海水自东北流向西南;而在西南季风盛行期,则自西南流向东北。除局部小区域的沿岸逆流外,并无逆风流动的流系出现。

本文引用黑潮合作调查 (CSK) 中,香港渔业研究站"Cape St. Mary"号从1966年开始在18°N以北海区四个断面(汕头、香港、川岛及七洲列岛外东南向)上所得的温、盐度和动力高度资料(见 CSK 资料报告,Nos. 80, 92, 138, 165, 203 及 205 等),通过温度分布结构的分析和动力计算,却得出了与上述不同的结论。作者认为,在东北季风盛行期,南海北部的海水并不是全自东北流向西南,而是:在这些断面上,特别是在其南半部的较深海域上,冬季存在着一支狭窄而呈带状的、流速相当强的逆风流动的东北向流。

上述 CSK 资料的特点是,断面布站甚密,两站相距最短的仅7海里,最长的亦仅18海里,一般为10海里左右。两站观测时间大都只相隔2小时左右。所以,通过这些资料的

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第421号;本文承曾呈奎教授热情鼓励与支持,毛汉礼教授殷切指导,赫崇本教授审阅全文并提出宝贵意见,方国洪同志帮助提供有关资料,刘秉玉、范继铨同志绘图,谨此致谢。

分析，有可能看出海水质量场以及海流动力结构较为细致和近乎同步的面貌。

这支海流以终年自西南流向东北为其特征，而在西南风盛行季节，这是众所公认的事实，无甚争议，因此本文将着重阐述冬季东北风盛行期（11—12，1—2 月）的情况。

南海北部的盐度，除河口附近区域外，分布较为均匀，故密度（σ_t）与温度分布趋于一致（比较图 1 中的 a 与 c）。因而，可以根据 Fuglister（1954）所阐明的关于“主要海流的位置与 200 米层（或其它邻近层次）上显著的温度水平梯度的位置相一致”的原理，来确定海流的途径并判明其流向[3]。这一原理已得到了广泛的应用和进一步的证实（例如，见

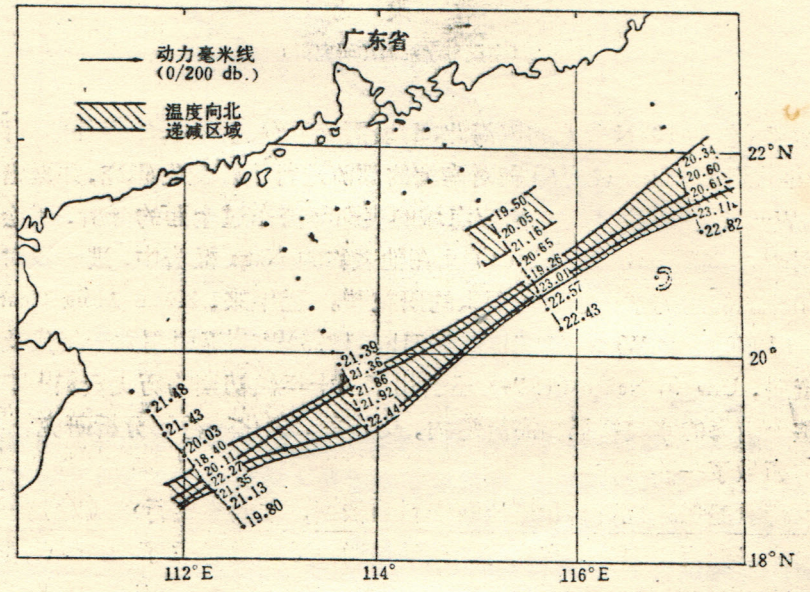


图 1a 南海北部 100 米层温度（℃）分布，1968 年 1 月 6—14 日。

附注：图 1a 左下格四条动力毫米线与温度递减区域相交处，漏排“760”和“780”两行数字。

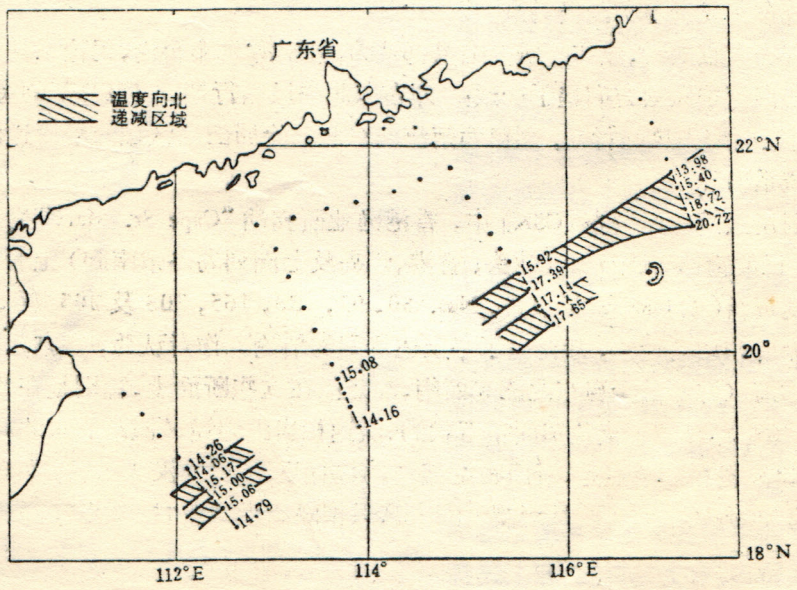


图 1b 南海北部 200 米层温度（℃）分布，1968 年 1 月 6—14 日。

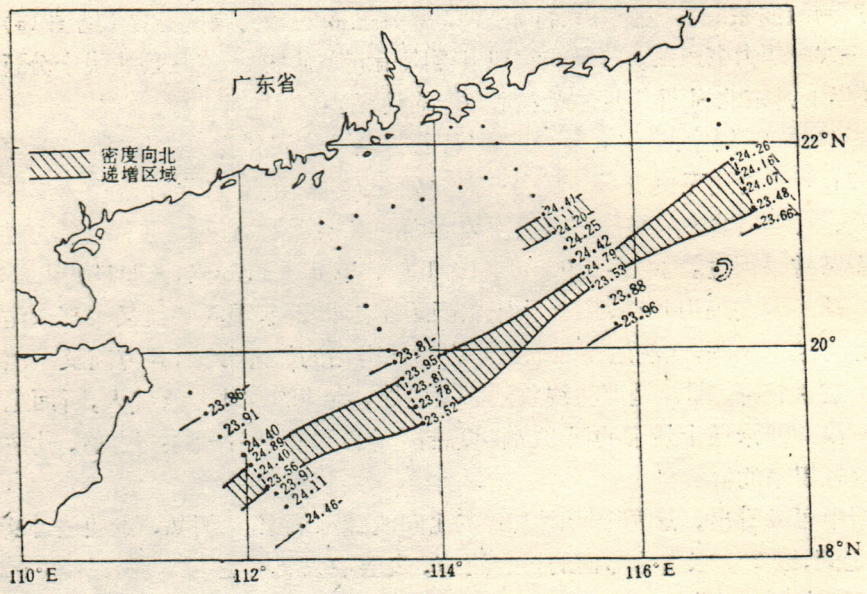


图 1c　南海北部 100 米层密度 (σt) 分布，1968 年 1 月 6—14 日

Schroeder, 1965; 管秉贤, 1964)[11, 1]。

图 1a 为 1968 年 1 月 6—14 日 100 米层的温度分布，阴影区域表示水温向北递减，即负梯度带。图上有一个显著的特点，即温度负梯度带大致沿着 200、300 米等深线的走向，自西南向东北延伸。除川岛断面外，梯度都很强，有的在相隔仅 7—8 海里的两站间，温度向北剧减竟达 2—3℃ 或以上。而在负梯度带的两侧，则为水温向北递增的区域。200 米层的水温分布也显示了类似的特点（图 1b）。

在相应的温度断面图上，上述负梯度带内的等温线，自东南向西北上倾，坡度较陡。这在汕头外断面上显得更为突出（见图 2）。

南海北部冬季在 100—200 米层上所显示出来的这一温度负梯度带，它与北太平洋西部北回归线附近相同层次上所出现的次表层热锋，即所谓的“付热带辐聚”(Uda 和 Hasunuma, 1969)[12]，具有同样的热结构。

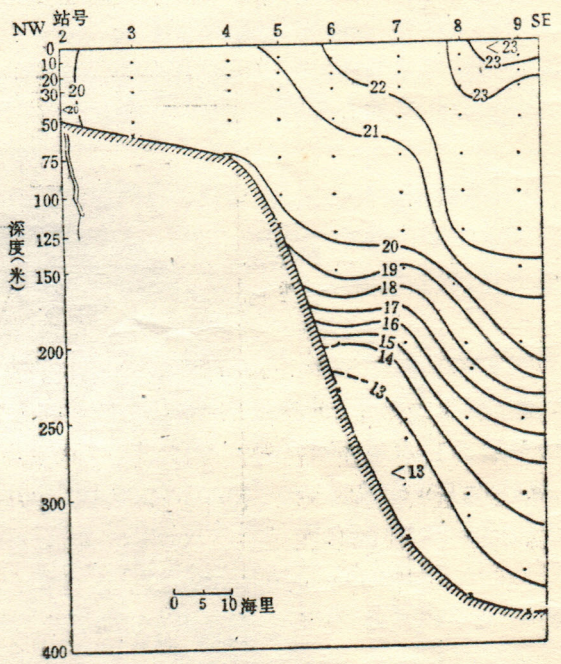


图 2　汕头外断面的温度（℃）分布，1968 年 1 月 7 日

从温度的平面及断面分布图上显示出来的这些特点，有力地表明，在上述温度负梯度带内，水层西北侧是冷水，东南侧是暖水，所以这里的海面自西北向东南上倾，海

水应自西南流向东北。这与海面相对于200分巴面的动力高度分布(见图1a)也是一致的,760—780动力毫米线,即是连续地自西南指向东北的。这几条曲线十分近似地绘出了1968年1月东北风鼎盛期这支东北向流的途径。

根据这次观测中汕头和七洲列岛外断面的温、盐度资料算得的地转流速(厘米/秒)分布见图3a, b。流速正值表示与断面正交的分量自西南流向东北。这里的流速值系相邻两站之间,以两站共有的最深观测层次为零面的各层平均流速。这种计算方法,近年来不少学者都曾采用过。例如: Jeffrey (1971)[6], Reid 和 Nowlin (1971)[10] 以及 Gorden (1975)[4]等。本文采用此法,是由于上述断面的地形较陡,观测资料又大都未能达到海底之故。计算结果表明,此法还是可取的。因由此得出的流速分量,其方向及量值都与前述定性分析结果相符,即凡是等温线急剧下倾之处,流速的东北分量就大,断面上流速最大处与100或200米层上最强的温度负梯度带两者的位置亦相一致。当然,此法得出的流速值是比较粗略的。

从图中可以看出,这两个断面上的东北向流速都很强。例如,在汕头外断面上,第7—8站之间,以250米层为零面的各层流速,表层最大的可达123厘米/秒(~2.4节)左右。在七洲列岛外断面上,第24—25站之间,以250米层为零面的各层流速,表层最大的可达95厘米/秒(~1.8节)左右。同时,随着深度的增加,流速递减,但很缓慢,这表明整个水层的流速分布是比较均匀的。

香港和川岛外断面东北风盛行期的东北向流速也很强。例如,根据1966年11月24日—12月7日的观测资料得出的计算结果表明,这时这两个断面上最大的东北向流速,比前述几个断面(1968年1月观测)上的还要强。

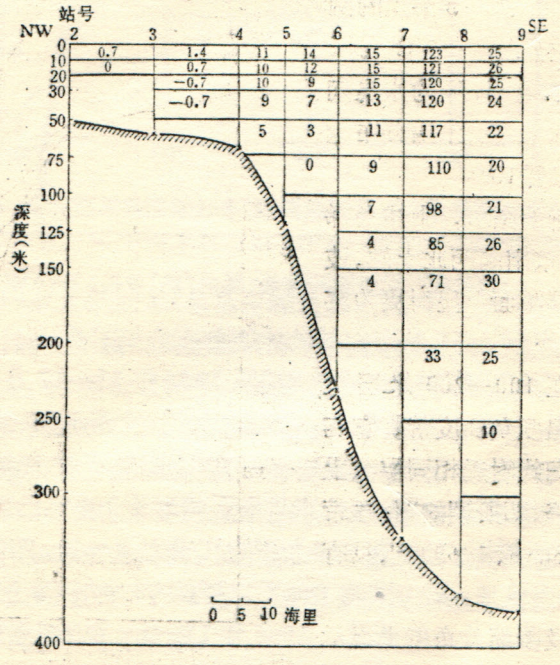


图3a 汕头外断面地转流速(厘米/秒)分布,1968年1月7日
(流速正值表示自SW流向NE,粗线为流速计算零面)

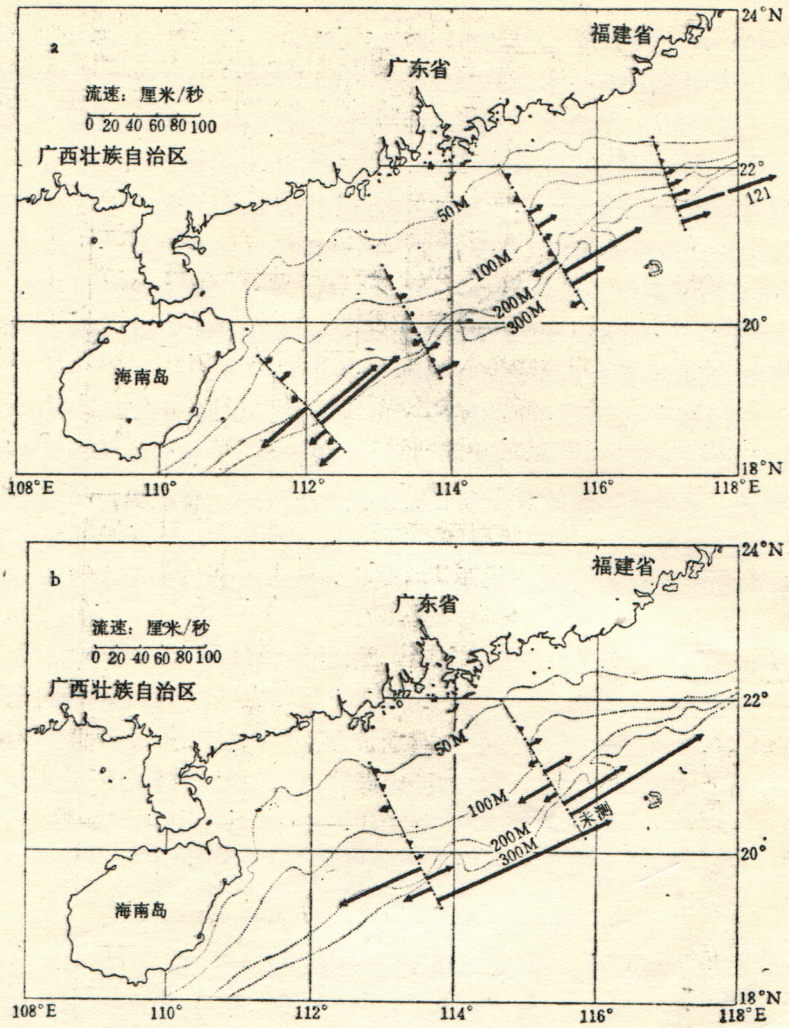


图 4 南海北部 10 米层地转流速分布(以两站间共有的最深观测层次为零面)

a. 1968 年 1 月 6—14 日； b. 1966 年 11 月 24—25 日—12 月 5—6 日(其他两个断面未测)

首次发现的。本文将这一东北向流系(包括主轴及其侧翼)称之为"南海暖流"。

从图中还可以看出,这支东北向流呈带状分布,在它中间介以西南向流,东北向流的带状区域比西南向流的大,流速也强得多。前后各断面的带状区域以近乎连贯的势态自西南向东北分布着。例如,就 116°E 以西海区而言,除了西南向的沿岸流以外,东北向流(南海暖流的侧翼)—西南向流—东北向流(南海暖流的主轴)依次沿着等深线相间地分布的趋势,相当明显。至于 116° E以东海区,这里的东北向流更为稳定而强大,其南界到达 21°N 附近。因而粤东沿岸的东北向流,是南海北部整个东北向流系的一个重要组成部分,而不是局部性涡旋形成的逆流。作者还认为,粤东近海的东北向流对冬季台湾海峡的流况也有较大的影响,对此,将另文报道。

所以,南海北部冬季的海流分布是比较复杂的,远远不象常见海流分布图上所表示的那样简单,为一派西南向流 [参见: Dale (1956)[2], Wyrtki (1957, 1961)[18,19], LaFond

(1966)[8], Williamson (1970)[17], Министерство Оборны СССР, Военно-Морской Флот (1974)[23]等等], 其间存在着狭窄而较强的东北向流。当然，由于受强劲的东北风所引起的漂流的影响，在近表层，这种东北向流也可能暂时被掩盖，但在表层以下，它仍是很明显的。不仅如此，在东北风减弱的间隙期间，它还将显现在表层。

上述诸断面的温、盐度资料，由于布站很密，可以认为，初步揭示了这支东北向流的比较细致的动力结构。但断面较短（最长的仅 120 余海里），尚难窥见这支海流的全貌。为此，本文又引用日本气象厅凌风丸 "Ryofu Maru" 1967 年 2 月观测的断面资料（见 CSK 资料报告 No.82）进行分析比较。这断面位于汕尾碣石湾外 ESE 方向，在 120°E 以西部分共长 280 余海里，其西半部介于前述香港和汕头外断面之间。

图 5a，b 分别为这一断面的温度和地转流速分布。在 400 米层以上，以 22—12℃ 等温线为标志的强陡温跃层，自东南向西北上倾，在近表层，上倾的等温线甚至可延伸到海岸附近。相应地，这里将出现较强的东北向流。相距为 40 余海里的两站间的平均流速（以 800 米层为零面）可达 30 余厘米/秒左右。所以，在 1967 年东北风劲吹的冬季，115°E 以东海区也确实存在着东北向流。当然，这里的海流也深受从巴士海峡进入南海的黑潮

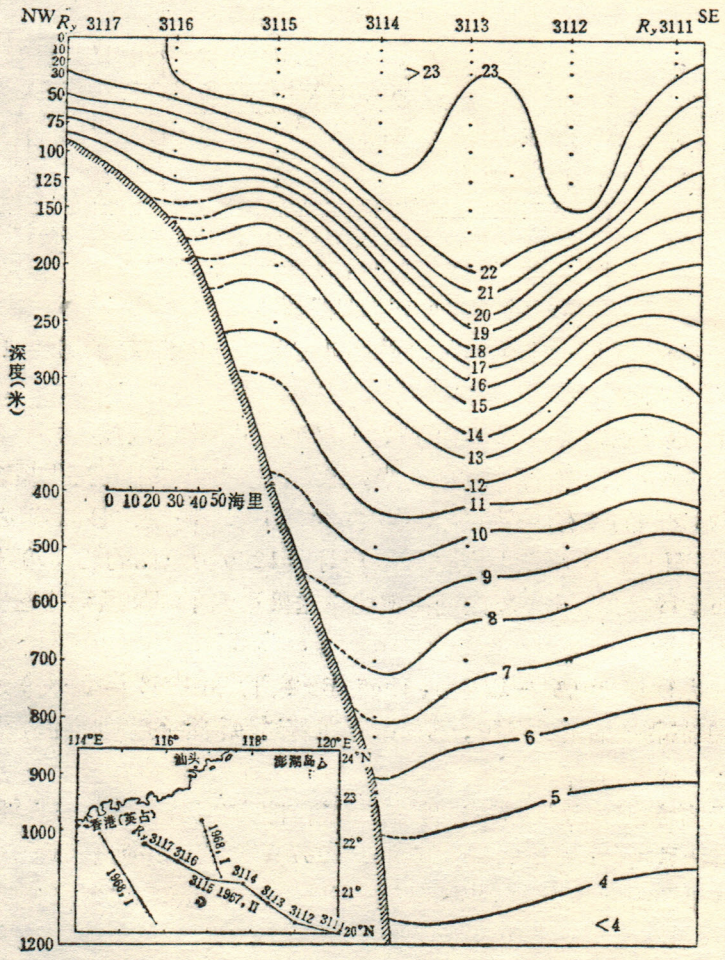


图 5a　汕尾碣石湾外断面的温度（℃）分布，1967 年 2 月 23—24 日

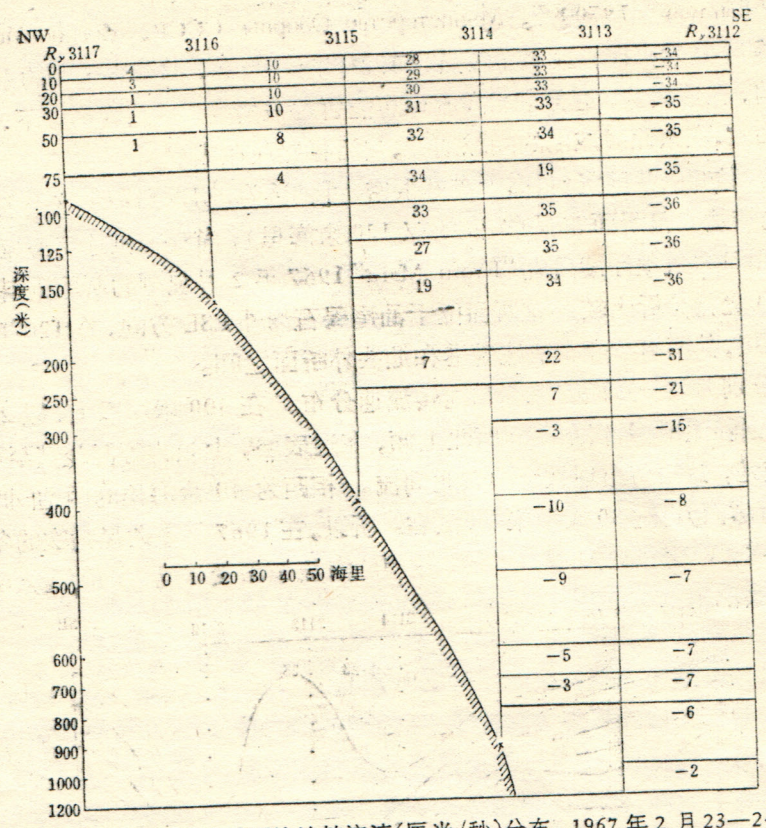


图 5b 汕尾碣石湾外断面的地转流速(厘米/秒)分布，1967 年 2 月 23—24 日
(流速正值表示自 SW 流向 NE，粗线为流速计算零面)。
附注：表中第 4 行，第 6 格中的“19”，应改为 34 (抄误)。

的影响。但联系前述四个断面上所存在的东北向流来看，这断面西半部的东北流，显然是南海北部本身海水的流动。

从上图来看，这支东北向流的宽度约 120—150 海里，流速较强(大于 30 厘米/秒)的轴心部分，约宽 80—85 海里，厚度约 300 米，流速在垂直方向上的变化颇缓。东北向输送量 (相对于两站之间的共有的最深观测层次) 约为 10×10^6 米^3/秒。“凌风丸”同期在台湾以东 23°N 断面上的观测结果指出，黑潮相对于 1200 分巴面的北向输送量约为 29×10^6 米^3/秒 (Nitani, 1972)[9]。所以，这支海流的输送量达到了同期黑潮输送量的三分之一或以上。

综上所述，从 1966 年 (11—12 月)、1967 年 (2 月) 和 1968 年 (1 月) 这三年的资料来看，南海北部在东北风鼎盛的冬季，不仅都存在着逆风流动的东北向流，而且它的流速和输送量还是相当强大的。

南海暖流，无论就其地理位置、水文特征、流速结构和显著出现的季节等方面而言，都与日本学者吉田和城所(Yoshida and Kidokoro, 1967)[20]，宇田和莲沼(Uda and Hasunuma, 1969)[12]约在 10 年前所发现的北太平洋付热带逆流有着很相似之处。这一东向的付热带逆流，主要出现在 20—25°N 范围内，它向西一直可追溯到 122°E 附近。付热带逆流和南海暖流这两者，除了均位于北回归线附近和以冬、春季为最显著外，其他的相似性还表现

在以下几方面：

（1）付热带逆流与该海区的次表层热锋相关联。这一热锋位于20—22°N附近，那里，主跃层自南向北上倾，即为东向流的标志，其两侧伴以西向流（Uda and Hasunuma, 1969）[12]。

冬季，南海暖流与该海区内较强陡的温跃层相关联。这一跃层以19—22°N附近为最显著。那里，跃层自东南向西北上倾，亦为东北向流的标志。两侧亦伴以西南向流。所不同的，只是南海北部地形较浅，这一温跃层（从而这支海流）的走向，沿着等深线自西南偏向东北而已。

（2）付热带逆流的途径与100米层上的21—24℃等温线相一致。通过这一热锋时，水温向北递减很快（Uda and Hasunuma, 1969）[12]。

冬季，南海暖流的途径，也与100米层上的19—23℃等温线相一致。通过这一区域时，水温向北递减，而且锐减更速。

（3）付热带逆流的宽度、厚度分别约为100海里和300米，流速约0.2—1.3节，平均为0.5节（Uda and Hasunuma, 1969）[12]。

冬季，南海暖流流速较强部分的宽度、厚度也分别为80—85海里和300米左右，其流速和输送量比付热带逆流为强大。例如，付热带逆流的输送量仅为黑潮的十分之一或二，而南海暖流的输送量竟可达到黑潮的三分之一左右。

吉田认为，与反气旋式风应力涡度子午向分布中的"槽"相应的付热带东向逆流可能不是一种局部和孤立的现象，而是一种全球性的气候式现象。他还认为，从理论上讲，付热带逆流可能穿过整个大洋，这不仅是在北太平洋，南太平洋，大西洋和印度洋也一样。他更期待能发现某些过去未曾知道的海流（Yoshida and Kidokoro, 1967; Yoshida, 1970）[20,21]。随着最近十年来海洋调查研究的广泛开展，他的这种预见，逐渐得到了证实。付热带逆流可能是大洋环流所具有的最基本的特征中的一种表现（Yoshida, 1977）[22]。因此，联系南海暖流和付热带逆流所共同具有的上述特点来看，南海暖流可以定性地认为是"南海中的付热带逆流"。

莲沼和吉田还于1974年2—3月在西北太平洋进行了付热带逆流的现场实验，证实了在下述两处存在着十分明确的东向流，其一在我国台湾省以东的22—23°N处，另一在菲律宾以东的17—18°N处（见 Yoshida, 1977）[22]。两者都是出现在黑潮以东区域的东向流。有特殊意义的是，本文所发现的冬季逆风流动的南海暖流，却位于黑潮以西的18—22°N附近海区。付热带逆流的发现改变了人们过去对北太平洋付热带大环流结构的认识。而黑潮东西两侧存在着付热带东向逆流的事实，又使黑潮源地区域的流速分布结构显得更为复杂。这种付热带逆流与黑潮起源部分两者之间的关系如何，实是大洋环流理论研究中急待阐明的一个相当重要的课题。

还有，正如吉田和城所所指出的，由于付热带"槽"的稳定性较差，付热带逆流也可能是稳定性、持久性、连续性更差或竟是半永久性的一种流动[20]。从而，具有付热带逆流特性的南海暖流，也将赋有类似的性质。亦即，南海暖流各年冬、春季的流况，可能不尽相同，而有显著的季节和年际变异。本文建议，今后除了在南海北部较低纬度处（18—22°N）继续开展海流观测，以取得新的更多的实测流速资料外，还应在相应海区进行系统性的水文

观测，积累较长期的资料，并结合北太平洋上的海面风应力资料[5]，以便对这支海流的动力结构、生成机制及其变异等问题，开展进一步的研究。

参 考 文 献

[1] 管秉贤，1964。黑潮流速流量的分布、变化及其与地形关系的初步分析。海洋与湖沼 **6** (3): 229—251。

[2] Dale, W. L., 1956. Wind and drift currents in the South China Sea. *The Malayan Journal of Tropical Geography*, 8: 1—31.

[3] Fuglister, F. C., 1954. Average temperature and salinity at a depth of 200 meters in the North Atlantic. *Tellus* **6**(1): 46—58.

[4] Gordon, A. E., 1975. Antartic oceanographic section along 170° E. *Deep-Sea Res.* **22**(6): 357—377.

[5] Hidaka, K., 1958. Computation of the wind-stresses over the oceans. *Rec. Oceanogr. Wks. Japan* **4**(2): 77—123.

[6] Jeffrey, E. C., 1971. Velocity structure and flux of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia. *Jour. Geophys. Res.* **76**(24): 5859—5864.

[7] Kwan Ming Chan, 1970. The seasonal variation of hydrographical properties in the northern South China Sea. In "The Kuroshio——A symposium on the Japan Current" pp. 143—162.

[8] LaFond, E. C., 1966. South China Sea. Encyclopedia of Oceanography. Reinhold Pub. Corp. pp. 829—836.

[9] Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. In "Kuroshio——its physical aspects" pp. 129—163.

[10] Reid, J. L. and Jr. W. D. Nowlin, 1971. Transport of water through the Drake Passage. *Deep-Sea Res.* **18**(1): 51—64.

[11] Schroeder, E. H., 1965. Average monthly temperatures in the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.* **12**(3): 323—343.

[12] Uda, M., and K. Hasunuma, 1969. The eastward Subtropical Countercurrent in the western North Pacific Ocean. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan* **25**(4): 201—210.

[13] Uda, M., and T. Nakao, 1974. Water masses and currents in the South China Sea and their seasonal changes. In "The Kuroshio III", Proc. IIIrd CSK Symp., Bangkon, Thailand, 1972. pp. 161—188.

[14] Watts, J. C. D., 1971a, A general review of the oceanography of the norther sector of the South China Sea. *Hong Kong Fisheries Bulletin* **2**: 41—50.

[15] Watts, J. C. D., 1971b. The hydrology of the continental shelf area south of Hong Kong. I. Oceanographic observations. for the year 1969. *Hong Kong Fisheries Bulletin* **2**: 51—57.

[16] Watts, J. C. D., 1973. Hydrography of the continental shelf area off Hong Kong. II. Observations for the year 1970. *Hong Kong Fisheries Bulletin* **3**: 37—46.

[17] Williamson, G. R., 1970. Hydrography and weather of the Hong Kong fishing ground. *Hong Kong Fisheries Bulletin* **1**: 43—49.

[18] Wyrtki, K., 1957. Die Zirkulation an der Oberfläche der Südostasiatischen Gewässer. *Deut. Hydrogr. Zeitschrift* **10**(1): 1—31.

[19] Wyrtki, K., 1961. Scientific results of marine investigation of the South China Sea and the Gulf of Thailand, 1959—1961. Naga Report, **2**: 195.

[20] Yoshida, K. and T. Kidokoro, 1967. A Subtropical Countercurrent (II) A prediction of eastward flows at lower subtropical latitudes. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan* **23**(5): 231—246.

[21] Yoshida, K., 1970. Subtropical Countercurrents: Band Structures revealed from C S K Data, In "The Kuroshio——A symposium on the Japan Current", pp. 197—204.

[22] Yoshida, K., 1977. Physical Oceanography in Japan——Some topics on the activities during the last ten to twenty years——Science Council of Japan, Recent Progress of National Sciences in Japan. **2**: 73—82.

[23] Министерство Обороны СССР, Военно-Морской Флот, 1974. Атлас Океанов, Тихий океан. Фиг. 205.

THE WARM CURRENT IN THE SOUTH CHINA SEA—— A CURRENT FLOWING AGAINST THE WIND IN WINTER IN THE OPEN SEA OFF GUANGDONG PROVINCE*

Kwan Ping-hsien

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

All the literatures up to date dealing with the surface current system and circulation in the northern sector of the South China Sea indicated without exception that the directions of the currents or the flow patterns in winter followed those of the prevailing NE monsoon.

Through an analytical study of the CSK data obtained by R/V "Cape St. Mary" of the Fisheries Research Station, Hong Kong and "Ryofu Maru" of the Meteorological Agency, Japan during the winter periods for the years 1966—1968, a narrow, strong and band-like northeastward current was discovered on the geostrophic-curreut field to the south of the Tropic of the Cancer, ca. 19—22°N. It is known as the Warm Current in the South China Sea, or briefly the Nan Hai Warm Current.

It was associated with a strong thermal front, characterized by 19—23°C isotherms at 100—200 m, and extending approximately along the 200—300 m. isobaths. Across this front, the temperature decresed northward rapidly, so that a northeastward current, flanked by southwestward currents on either sides, is expected to exist along this front.

Through the comparisons of the geographic locations, hydrographic characteristics and current structures between the Nan Hai Warm Current occurred to the west of the Kuroshio and the Subtropical Countercurrent occurred to the east of the Kuroshio, a close similarity between them is evidently displayed, and the Nan Hai Warm Current may be considered qualitatively as "the Subtropical Countercurrent in the South China Sea".

* Contribution No. 421 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

南海暖流的新证据

管秉贤

（中国科学院海洋研究所）

关于南海的表层流系及环流系统，已有不少中外学者进行过研究。他们大都根据船舶定位和海流瓶漂移资料，从盛行季风对这海区的直接作用来研究海流，缺乏海流实测和海水质量分布资料来作印证。因而，就南海北部而论，以往得出的结果，无论是表层流或环流，其流向都与盛行季风的方向趋于一致，除局部的沿岸逆流外，并无逆风流动的流系出现。

在1959—1960年全国海洋综合调查期间，我国的海洋科学工作者，通过定点昼夜连续观测站上各层海流的测量和海水质量分布的分析，得出了与上述颇为不同的结果。我们发现，南海北部，在东北风盛行的冬季，除表层受风影响外，在顺风流动的沿岸流外面，大致沿着100米等深线的走向，存在着一支迄今尚未公开报道过的逆风流动的海流。当年称这支终年流向东北的海流为“南海暖流”*。

国家海洋局南海分局1971—1973年间，在南海近海东北季风期内所进行的海流连续观测，又得到了类似的结果**，从而为南海暖流的存在，提供了进一步的证据。10米层实测余流矢量见图1。

但是，以往的观测海区颇为狭窄，连续测流站的分布也不均匀，因而还未能窥见这支海流

---

* 见国家科委海洋组办公室编，1964，全国海洋综合调查报告（1958.9—1960.6），第五册，第六章：“中国近海的海流系统”。

** 见国家海洋局情报所编，“海洋调查资料”，第六册。

本文刊于：《海洋科学（增刊），1978

的全貌。

最近，我们引用黑潮合作调查(CSK)中，香港渔业研究站«Cape St. Mary»号在18°N以北海区四个断面（汕头、香港、川岛、七洲列岛外东南向）上的冬季（11、12及1—3月）水文观测资料，通过温度结构的分析及动力计算，为南海暖流冬季亦流向东北提供了下列各项新的证据：

1．以1966年11—12月，1968年1月两次观测结果为例，可以看出，在上述诸断面的南部，在东北风鼎盛时期，大致沿着200、300、400米等深线，存在着一支窄而强的东北向流。根据动力计算（以相邻两站共有的最深观测层次为流速零面），个别断面最大流速可达2—3节以上，流速随深度作缓慢减少。（见图2—4，1966年11—12月图从略）冬季，这里存在着这样强大的逆风流动的东北向流，是从CSK资料中首次发现的，因为这里已越出了我国以往的观测海区。断面北部，也出现东北向流，但流速微弱。断面其他部分，则间以较弱的西南向流。又从汕头外断面1966—1968年间不同季节的五次观测结果来看，东北向流一直存在。

所以，当年发现的南海暖流，仅系整个东北向流的北翼，其主流当位于断面南部。

2．结合海流实测资料和动力计算结果来看，南海北部包括沿岸流在内的冬季海流，系以西南向流—东北向流—西南向流—东北向流相间，沿着等深线的走向而呈明显的带状结构，而不是现有海流图上所表示的为一派的西南向流。特别是在116°E以东，北回归线附近的海区，东北向流，更占优势。我们认为，这与台湾海峡中冬季也可能存在着逆风流动的东北向流，有着密切的关系。

3．南海暖流主轴的途径与100米层上19°—23°C等温线的分布颇为一致，通过这一区域时，水温向北锐减（见图5）。流速结构又与20°—22°N附近出现的较强陡的温跃层相联系。这里，跃层自南向北急剧上倾，即为东向流的标志。

4．又从1967年2月日本气象厅调查船«Ryofu Maru»号在汕尾碣石湾外东南向断面上所得到的观测结果来看，这支东北向流的宽度约为120—150海里，流轴部分约宽80—85海里，厚度约300米。东北向输送量约10×10^6米^3/秒，达到同期黑潮在台湾以东断面上输送量的$\frac{1}{3}$左右。

从这支海流的地理位置，水文特征，流速结构等方面而论，它与日本学者吉田和城所(1967)，宇田和莲沼(1969)所发现的北太平洋副热带逆流，有着很相似之处。这点，对研究这支海流的成因以及整个南海环流的动力学，是有意义的。

南海北部冬季存在着逆风流动的海流，这在实践上，尤其是对船艇的水面、水下航行，具有现实意义，特别是对于位居太平洋与印度洋之间，扼两洋海运要冲的南海而言，意义更显得突出。

目前，我们对这支海流的认识，还是不够的。今后，应在南海北部较低纬度处继续开展海流观测，以取得更新更多的证据；同时，还应在相应海区系统地积累水文气象（特别是风的）资料，借以探索这支海流的季节和年际变化。

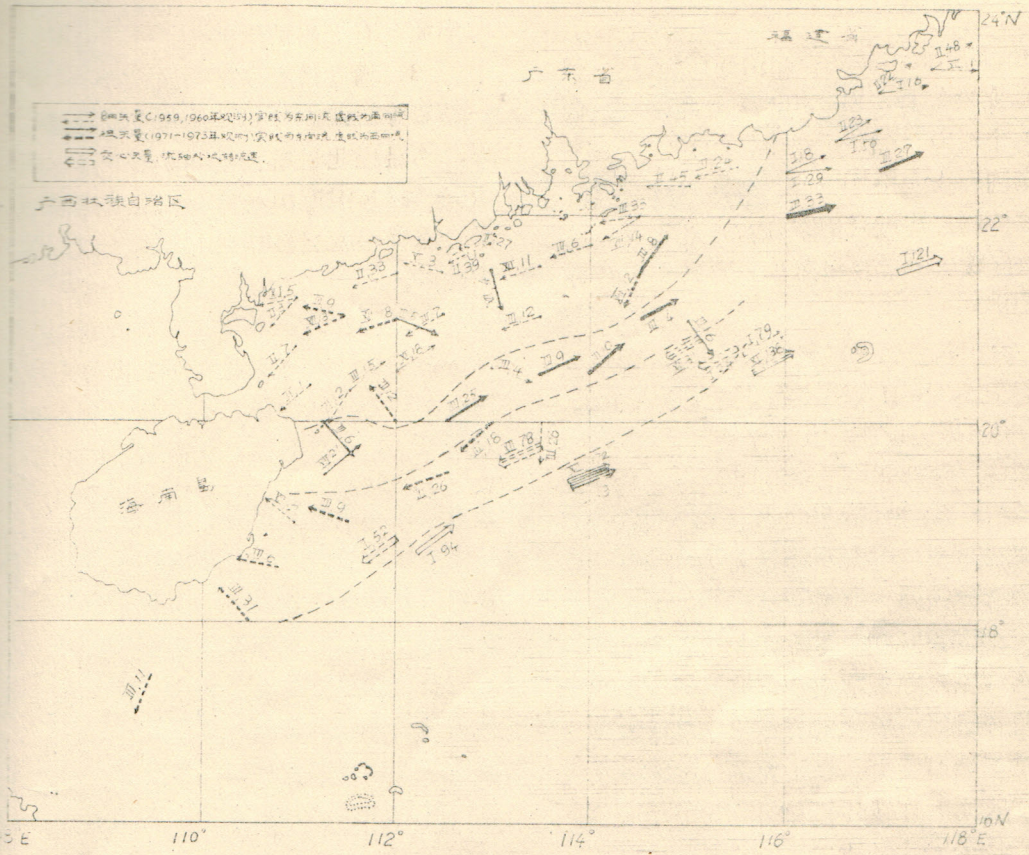


图1　1959，1960，1971—1973年间，11、12、1—3月10米层实测余流矢量
（矢量旁罗马数字为观测月份，阿拉伯数字为流速：厘米/秒）

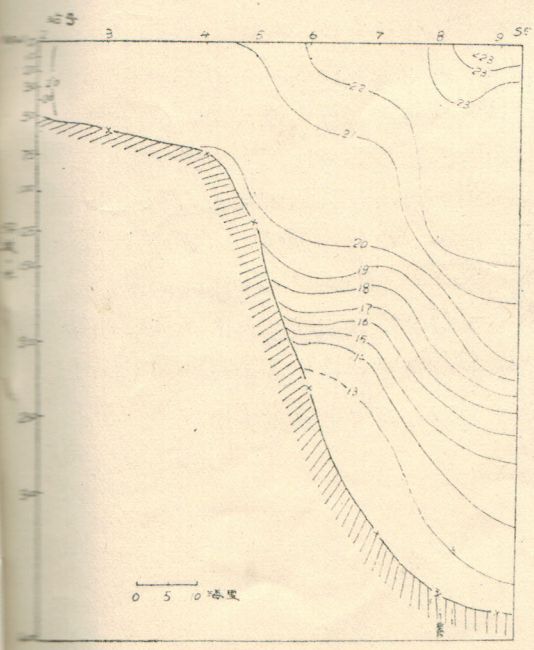


图2　汕头外断面的温度(℃)分布，1968年1月7日

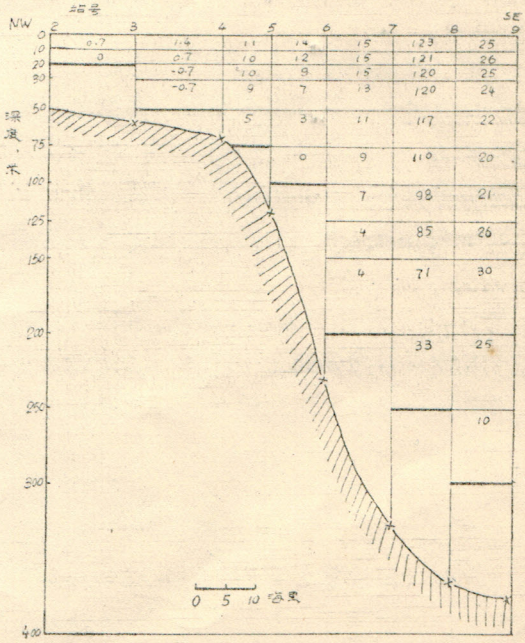


图3　汕头外断面的地转流速(厘米/秒)，1968年1月7日
（图中数字系流速，正值表示自 SW 流向 NE，粗线为流速计算零面）


广东省
广西壮族自治区
10 30 50
0 20 40
22°
20°
I 10-11
I 12-13
I 14-15
I 16-17
I 18-19
I 20-21
I 22-23
I 24-25
I 26-27
I 28-29
I 30-31
I 32-33
I 34-35
I 36-37
I 38-39
I 40-41
I 42-43
I 44-45
I 46-47
I 48-49
I

3

东、南海中国近海冬季一支逆风北上海流的证据

管秉贤
（中国科学院海洋研究所）

摘　要

关于东、南海我国近海冬季的沿岸流系，传统的认识是，处于强劲的东北风作用下，这里的海流都是一派地顺风自东北流向西南。本文在作者过去有关东、南海海流研究结果的基础上，对将近二十年来所搜集到的流速资料（其中包括1910—1921年所得出的舰船定位资料和1959—1973年得出的海流计连续观测资料）和海水质量分布资料作了综合的分析，论证了冬季沿着海南岛以东和广州外海、粤东沿岸、台湾海峡，以及浙东近海确有一支逆风从西南流向东北的海流存在。本文建议：在实测资料缺少的海区，再在冬季进行补测，以便对这支海流的存在进一步予以确证。与此同时，还要开展理论研究，以探索这支海流逆风流动的机制。

一、前　言

直到五十年代末以前，关于南海北部、台湾海峡西部及闽浙近海冬季的海流，中外学者都一致认为：处在强劲的东北风作用下，这里的海流，无论是表层流以及深底层流都是顺风流动，即自东北流向西南。不仅如此，这一流动的北部还可溯源到东、黄海我国沿岸，南部可延伸到中南半岛沿岸，构成了一支自北而南，再自东北向西南的中国沿岸“寒流”。据作者所知，没有人报道过这一海区中除了顺风的流动以外，还存在着逆风流动的海流。

在二十年余前开展的全国海洋综合调查（1958—1960，通称全国海洋普查）中，在我国近海广泛地应用海流计对各层海流进行了昼夜连续观测，取得了大量质量较好的实测资料。观测实践所揭示的一些新异现象使我们对上述传统认识开始发生了动摇。这些现象主要是：

---

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第1059号
本文曾在中国海洋湖沼学会学术讨论会（1978年11月，青岛）上宣读过，出版前略有增补。本文承范继铨、杜澜山同志清绘插图，特此致谢。

本文刊于：渤黄东海海洋调查研究报告，1984.

第一，在浙东近海，除了紧邻海岸处海流顺风流动外，在离岸稍远处（约一个经度），自5米层起即存在着逆风流动的东北或东北东向海流。这一流动当年称之为“台湾暖流”〔2〕。

第二，在汕头近海（116°E以东海区），也存在着逆风流动的东北向流，而且流速颇强，以致潮流反居于次要成分〔2〕。

第三，在海南岛东北沿海，也观测到逆风流动的海流。当年把汕头近海和海南岛东北海域所观测到的东北向流联系起来，称为“南海暖流〔2〕。

全国海洋普查结束之后，有关单位的海流观测，特别是七十年代初期国家海洋局南海分局在南海北部的海流观测，进一步为南海暖流的存在提供了证据〔5〕。我们还引用香港渔业研究站Cape St.Mary号的水文观测资料（1966—1968），发现冬季在广东省外海大致沿着300—400米等深线在地转流场上存在着一支狭窄而流速颇强的逆风流动的海流。并认为这里的海流是南海暖流的主流。而普查时所发现的，相比之下，乃是南海暖流的流速较弱的左翼部分。〔4，5〕

在六十年代初期，作者根据台湾暖流和南海暖流这两支海流的初步观测结果，曾经考虑过这样一些问题：如“冬季我国近海顺风流动的沿岸流，它的‘末梢’何在？”“台湾海峡中的深底层流的流向与表层流的是否一致？”等等。作者当年曾设想，在台湾海峡西部的深底层也可能存在着逆风流动的东北向流。并认为这一设想将来如能得到观测证实的话，则在东、南海我国近海，冬季在大部分海水自东北流向西南的同时，其间还将存在着一支逆风北上的暖流，它南起海南岛东方，沿着粤东近海，通过台湾海峡西部直上闽浙近海。亦即冬季逆风流动的南海暖流，至少有一部分可能是通过台湾海峡与浙东近海的东北向流相联的〔3〕。

现在，作者对当年的看法，仍充满了信心。特别是在最近看到了陈季良有关台湾海峡西部冬季海流情况的报道〔1〕，更受到鼓舞。

本文在作者过去有关东、南海中国近海海流研究所得结果的基础上，对将近二十年来所搜集到的实测流速和海水质量分布资料作一综合分析，提出东、南海我国近海冬季可能存在着一支逆风流动的海流的一些证据（其中有些证据，在过去几篇文章中已提出过，这里将再作综合的分析），借以初步证实十余年前的设想。

二、实测流速资料中的证据

这方面有全国海洋普查以来有关单位所得的海流计实测资料，也有本世纪初日本国舰船根据定位记录所得的海流资料。

1.图1列举了广东近海、台湾海峡西岸、浙东近海冬季（11、12、1—3月）10米层的余流矢量。其中，广东近海的余流系1959—1960年（海洋普查）和1971—1973年（海洋局南海分局）观测（管秉贤，1978b，图1）〔5〕。台湾海峡西岸三个站的余流系1961—1964年观测（资料转抄自海洋局情报研究所）。浙东近海的余流，28°N以南的5个站系1965年观测（资料转抄自海洋局情报研究所），28°N线上的4个站系全

国海洋普查时观测。图上流向偏北或东的余流用粗矢表之，细矢则表示其余流向的余流。

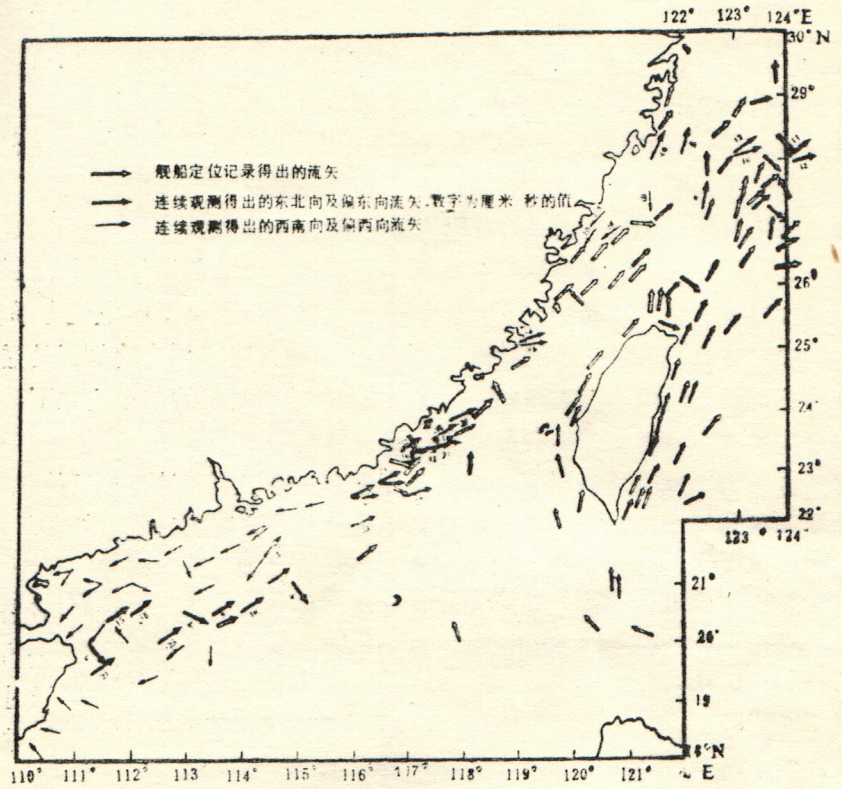


图 1　东南海我国近海NE风季节海流观测结果

2.关于台湾海峡西岸冬季的流况，陈季良根据海流观测结果指出：“福建中段沿岸海区秋冬季出现的一支S—SW向流仅限于25米以浅、10米以上水层的贴岸区，流速最大时一般不超过30厘米/秒，仅在冬季东北风最强的月份才达到泉州湾口一带，并达到10米以下水层（厦门以南的东山海区几乎见不到它的踪迹，而仍和春季一样为NE向流）。25米等深线附近的10米以下水层和远于25米等深线的海区秋冬季的流向和春夏季一样，仍为NE—N”。〔1〕

3.图 2 a—b根据“日本近海的气象海流图”（日本水路部，1925）中的第20及23图（以下简称日本海流图）复制而得〔6〕。该图海流部分系根据日本帝国舰船在本世纪初十二年间（1910—1921）的观测报告编绘而成。海流部分共图 4 幅，分别绘出了冬（2月）、春（5月）、夏（8月）及秋（11月）四季的表面海流。图上每个矢量表示一次观测，流速强弱分五个等级表之。所以，该图可说是资料性质的海流图，它保持了当时每一次观测到的海流的实况。这是该图的一个重要优点。而许多现在流行的其他海流图，舰船定位资料得出的流矢大都已按经纬度方格区域予以合成或平均，因而为数较少的非盛行海流的矢量，便被为数较多的盛行海流的矢量所掩盖，以致前者在结果中显现

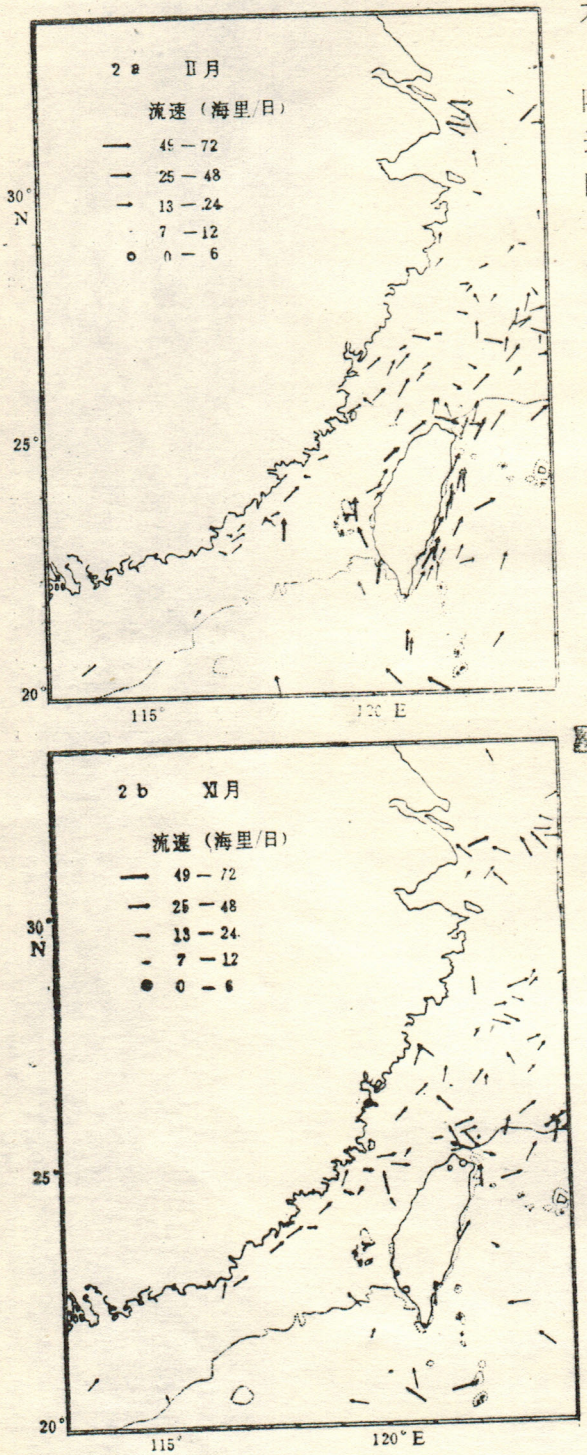


图 2 a—b 舰船定位记录得出的流矢
（根据日本水路部，1925）

不出来。

为了着重分析冬季粤、闽、浙沿岸除了顺风流动的S—SW向流以外，是否还存在着逆风流动的海流这个问题，在图 2 a—b中我们只复制了上述两幅图〔分别代表冬（2月）、秋（11月）季〕中沿着粤、闽、浙、台海岸北上及向东的矢量，没有复制沿岸南下及向西的矢量。

从上述各图中可以明显地看出，就冬季粤、闽、浙沿岸和近海的情况而论，这两份相隔达半个世纪或以上的资料所提供的海流情况是相当一致的：根据舰船定位资料（1910—1921年观测）所得出的海流矢量和用海流计昼夜连续观测（1959—1973年）所得出的海流矢量都表明，沿着海南岛以东和广州外海、粤东沿岸、台湾海峡西岸及浙东近海，确有一支逆风从西南流向东北的海流存在。这和认为这里的海流一派地自东北流向西南的传统认识形成了明显的差异。

从矢量分布的疏密程度来看，这两份资料又互相补充。例如，广州外海舰船定位资料中的NE向流矢量甚少，但海流计实测资料较多；厦门—温州之间的沿岸区域，海流计实测资料颇少，但舰船定位资料中的NE向流矢量较多；而在粤东和闽南沿岸区域，两种资料都比较多。由于日本海流图上的舰船定位资料只限于20°N以北的海域，所以海南岛以东海区的流况只能以海流计实测流速资料为依据。为了弥补这一不足之处，下面将再辅以从海水质量分布得出的地转流资料来加以分析。

陈季良所指出的关于闽中沿岸海区秋冬季的流况，也与从舰船定位资料中得出的相一致。

所以，最近十余年来我们所观测到的这些逆风北上的流动不是这一时期的偶然现象，在大约半个世纪以前也曾经同样观测到。不过，它们被大量的南向盛行漂流的观测结果所掩盖，而未为人们所注意而已。

为了获得一个更为醒目而比较连续的印象，又将图2a（代表冬季）上由舰船定位资料得出的流矢叠绘在图1上。在这图上，11—3月间由连续观测得到的NE向流矢达30个，2月间由舰船定位得到的NE向流矢有31个，总共61次均出现NE向流。这样，这支自海南岛以东海域逆风流向东北的海流，其趋势可以看得更为清楚了。同时，还可看出，冬季自巴士海峡进入南海的黑潮分支，它主要是沿着台湾西岸北上的，和本文中所提出的沿着粤、闽、浙海岸北上的海流，可说是“并肩前进”的。

从图1上的海流实测资料来看，这支海流的流速以粤东沿岸为最强，在10米层上的最大流速可达50厘米/秒（～1节）；海南岛东北方次之，可达25厘米/秒（～0.5节）；浙东近海最弱，仅达15厘米/秒（～0.3节）。从舰船定位资料所推得的流速值，其质量虽较实测结果为差，但从图2中仍可看到，粤东和闽南近海的北向流速还是相当强的。

作者猜测，在粤东外海，南海暖流的主流与其左翼部分可能在这里会合起来，从而使得粤东沿海的东北向流速加强，并有一部分通过台湾海峡西岸，可能再延伸为浙东近海的东北向流。顺便指出，本文并不排斥冬季在浙东外海也可能存在着从黑潮在钓鱼岛附近分离出来的分支，但近海区域的东北向流当系来自海峡西部为主。

图3指出了这支海流所流经的若干测站上流速的垂直结构。测站A、B、C及D分别

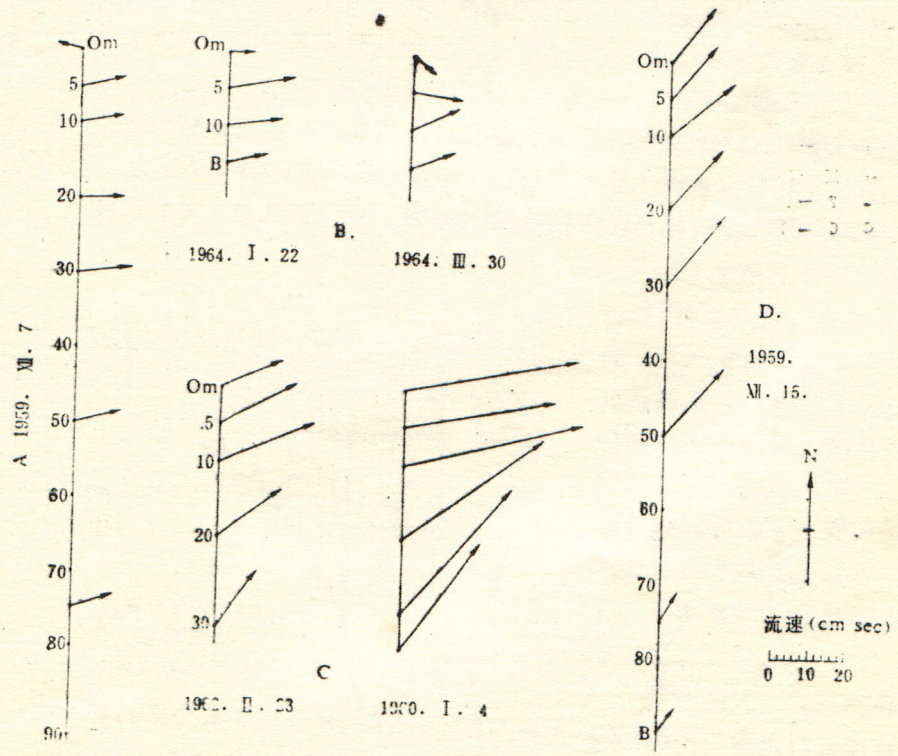


图3　浙、闽、粤近海几个测站上余流矢量的垂直分布

位于浙东、泉州、汕头及海南岛以东的近海区域。

从图上各层流矢的垂直结构可以看出下列几点特征：

1.除个别测站的表层以外，上下各层的流向基本上相同，流速变化亦不大。这表明除表层外，这支海流在垂直方向上是相当均匀的，或者说，正压性是比较明显的。

2.流速最大值，在水深比较小的泉州、汕头近海，出现在5—30米层处；在水深比较大的浙东及海南岛以东近海，出现在30—50米层处。

3.近底层的流速都比较小，愈接近底层，流向愈趋向NNE或NE。

4.有些测站的表层流向与其以下各层的不同，流速亦较下层的为小，这是这支海流逆风流动的结果。所以，当东北风转强时，这支海流在表层很可能为漂流所压抑而显现不出来，但风力的影响深度不大。

从上述特点来看，图1中10米层余流的分布具有较好的代表性。

三、海水质量分布资料中的证据

为了弥补海南岛以东外海缺乏船舰定位资料且实测流速资料亦不多这一不足之处，现列举海南岛外西北—东南向两个断面上的质量分布亦即地转流资料，来论述这里几乎终年存在着东北向流这一现象。

海洋局南海分局在1975—1976年期间在海南岛和西沙、中沙群岛之间的相互平行的两个断面上进行了系统的水文观测，获得了时间序列长达20个月的资料（见海洋局情报所编，海洋调查资料第2、3册）。这两个断面1975年4月到1976年12月期间表层最大NE向流速的逐月变化如图4所示。这种流速值是用断面上相邻两站的动力高度差值（ΔD，0/500db）的最大值来代表的，单位为动力米，计算零面为500分巴，差值按顺流方向右侧测站的Dr减去左侧测站的De计算。所以正值表示东北向流。

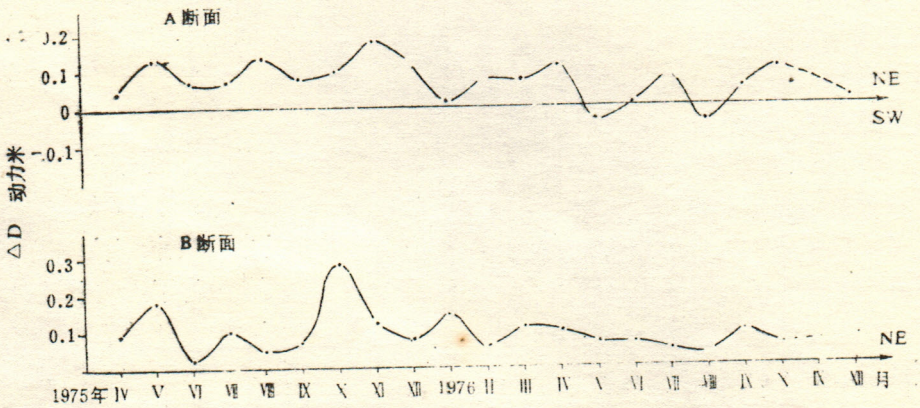


图4　海南岛以东两个NW—SE向断面上地转流速的最大值
〔以两站间动力高度D（0/500db）之差表示〕

从图上可以明显地看出，除了1976年5及8月份在其中一个断面上没有出现东北向流以外，在这两个断面上终年出现东北向流。同时，冬半年（10—3月）的流速一般要比夏半年（4—9月）的大。例如，最大NE向流速的最大值，在两个断面上分别出现在1975年10及11月，相距为42海里的两站间的ΔD值分别达到0.28、0.18动力米，在15°—18°N附近，这分别与84、55厘米/秒的流速相当。所以，逆风流动的东北向流是相当强的；最大流速的位置亦较稳定，大都出现在断面中部附近。

因而，在海南岛和西沙、中沙群岛之间的海域中，冬半年在地转流场上存在着逆风流动的东北向流是没有疑义的。当然，在这东北向流的两侧也存在着顺风的西南向流。

香港渔业研究站Cape St.Mary号1966年1月9—10日在台湾海峡南部所得的水文资料（见“黑潮及其邻近海域合作调查”（CSK）资料报告，NO.72）也为台湾海峡南部西侧存在着北向流提供了证据（见图5）。从密度（σt）和地转流速的分布中可以看到，断面左侧的北向流与汕头以南外海所测得的东北向流相当，而断面右侧的北向流可能系黑潮进入南海的分支，它沿台湾西岸北上。图5中的地转流速值系按两相邻站共同的最深观测层为零面计算而得。

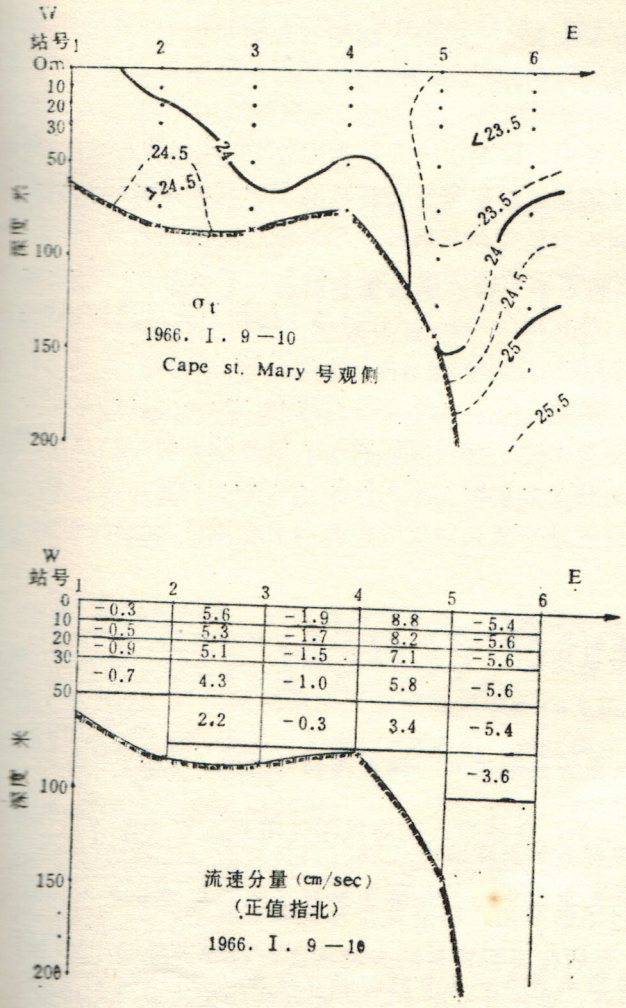


图5　香港—恒春断面的σt及流速分布

最后，简略地讨论这样两个问题即：为什么这支东北向流过去长期以来未为人们所注意，以及由舰船定位记录得出的海流资料的质量问题。

1.本文所讨论的海区，特别是近表层，冬季顺风流动的SW向流是盛行海流。而逆风流动的NE向流，虽在一些局部地区流速较强，但正如作者在南海暖流的研究中所指出，它的流幅很狭窄，并且是夹在SW向流动中。〔4，5〕在强劲的东北风作用下，表面漂流很可能压抑了这支逆风流动的海流，使其暂时不能显露在近表层。

迄今为止，人民对海流系统的认识，极大部分来自舰船定位和海流瓶资料。关于舰

船定位资料，由于经过了按方格区域合成和取平均的处理，因此突出了盛行海流，而掩盖了非盛行海流。这情况已如前述。至于海流瓶漂移资料，它主要反映表层的盛行漂流，而很难反映出流幅狭窄的有时还可能被掩盖的逆风流动。此外，海流瓶漂移途径，还不可避免地多少受到风力的影响。因而，在这两种资料中，这支逆风流动的海流长期以来就被掩盖。其实，在表有等级和稳定度（几何合成流速/算术合成流速）或者玫瑰图的海流图上，这支逆风流动的非盛行海流的迹象还是可以看出来的。例如，在荷兰皇家气象研究所出版的海流图（1935，No.115）上，冬季时期上述海区各经纬度方格区域内的合成流速，其稳定度是比较小的，同时在流玫瑰图上也存在着北或东北向流的成分。〔7〕。

2.和海流计观测资料相比，由舰船定位记录得出的海流资料，其质量比较差，这是事实。因而，人们可能怀疑图2a－b上所表出的一批NE向流矢，或许是随机现象，而并非真实情况。为此，作者对日本海流图中秋、冬季的海流资料作了一些粗略的统计和比较分析。在116°E以西的广东沿岸区域，根据全国海洋普查以及近年来的调查结果，除了离岸较远处存在着逆风流动的南海暖流的左翼以外，几乎全是顺风流动的SW向流。在日本海流图上，116°E以西的相应区域内，由舰船定位资料得出的流矢也是这样的：2月及11月分别在40个左右的流矢中，除有1—2个指向NE外，其余几乎全是顺风的SE向流〔6〕。其次，在台湾东西两侧，舰船定位资料所表示的几乎全是强劲的黑潮沿岸北上的情况。所以，在这个区域内舰船定位资料所表明的流况是与实况相符的。再来看116°E以东，北上到粤、闽、浙沿岸区域的情况。在2月及11月期内，分别在90个左右由舰船定位记录得出的流矢中，约有30个左右（约占1/3）的流矢系逆风流动的NE向流，其余为顺风流动的SW向流。同时，从图2a－b中可以看到，这种逆风流动的流矢，在地理分布上也显示了一定的连续性，而不是孤立地出现的。所以，按照116°E以西及台湾两侧海域的情况来看，尽管舰船定位资料质量较差，但这些（出现在116°E以东，直上粤、闽、浙沿岸区域为数达30个左右的）流矢所显示的海流特征（逆风流向东北），其真实性也是无庸置疑的，何况这些流矢所反映的流况又和附近海区海流计的实测结果相一致。

又从图3中有关测站的流速垂直结构来看，在东北风强烈时，表层流将顺风流向SW方，但在5米层及以下，流向依然偏NE。东北风不很强时，这支逆风流动的NE向流也呈现在表层。所以，我们推测图2a－b中舰船定位记录所提供的NE向流矢，很可能大部分是在东北风风力较小情况下得到的。这些NE向流矢为五十余年以后论述这支海流的存在问题提供了宝贵的资料。

结合上述各项资料来看，我们认为，冬季东、南海我国近海存在着一支逆风北上的海流，这是可以肯定的（当然，当东北风很强时，它在表层很可能为SW向漂流所掩盖）*。但是，本文所搜集的资料还不够全面，特别是在有些局部海区，就海流计实测资料来说还留有空白。我们建议：今后在实测资料缺少的海区，再在冬季进行补测，以便对这支海流的存在进一步予以确证。并在此基础上，开展流速场和质量场的同步观测，以确定这支海流的性质、途径和“来龙去脉”，它的强度、变异及其与附近区域其

他海流（如南下的沿岸流，北上的黑潮分支等）的相互关系。另一方面，要开展理论研究，探索这支海流逆风流动的机制。我们认为，这支海流的发现和确认，将在较大的程度上改变人们对我国近海流系、特别是沿岸流流系及其结构的传统看法。同时，围绕着这支海流的成因开展理论研究，对提高我国浅海海洋学的研究水平来说，也是一个合适的课题。

参 考 文 献

〔1〕陈季良，1978。对于海水温盐度观测方法和观测精度的一些看法。海洋仪器（1）：59—61页。

〔2〕国家科委海洋组办公室编，1964。全国海洋综合调查报告（1958.8—1960.6）第五册，第六章：中国近海的海流系统62—85页（题目负责人：管秉贤、陈上及）。

〔3〕管秉贤、丁文兰、毛汉礼，1964。南黄海及东海北部冬季的表层流系以及若干问题的初步探讨（未刊稿）。

〔4〕管秉贤，1978a。南海暖流—广东外海冬季一支逆风流动的海流。海洋与湖沼9（2）：117—127。

〔5〕——，1978b。南海暖流的新证据。海洋科学（增刊）100—103页。

〔6〕日本水路部，1925。日本近海的气象海流图（海军海图第6042号）。第20—23图。

〔7〕Royal Netherlands Meteorological Institute, 1935. Oceanographic and Meteorological Observations in the China Seas and in the Western Part of the North Pacific Ocean (No. 115). Charts 1 - 36. Government Printing Office, The Hague.

---

* 最近，闽南渔场资源调查和中国科学院南海海洋研究所的海流观测结果，为证实本文所述海流的存在提供了进一步的佐证。

详情请参见：

1）管秉贤，1980。闽南渔场—台湾海峡大浅滩的海流系统。闽南渔场调查报告，第七章第六节，118—121页。

2）郭忠信，黄羽庭，1982。东北季风对南海暖流区温盐度分布的效应——南海暖流动力学实验结果的初步分析（摘要）。中国水文气象学会第三届学术年会论文汇编（1982年6月，昆明）。

还有，我所物理室水文组1984年2—6月在台湾海峡中、北部投放了海底漂浮器（亦称“人工水母”）。根据最近所回收的数十张卡片记录来看，那里的底层流向也几乎全是偏北的（与王从敏个人交流）——作者补记。

闽南——台湾浅滩渔场鱼类资源《调查报告》

4

第七章　渔场海洋水文

第六节　海流（余流）*

第五节对本渔场两个测站（3031、3321站）春、夏、秋、冬四次合成海流的观测资料进行了综合分析，阐述了合成海流的基本结构。本节将进一步对合成海流两个分量之一的海流（即余流或常流）部分进行分析研究，阐述本海区海流的基本规律性。首先是应用电子计算机将合成海流的两个分量，即海流和潮流进行分离。然后就海流部分进行分析研究，並联系台湾海峡西南部以前海流观测资料和研究成果，对本海区海流结构的主要特征及海流系统的概况，作扼要的分析研究。

一、两测站海流结构的主要特征

表7.6—1列出两测站分季节、层次观测的海流流速流向量值。从表可以明显地看到，无论是位置偏北的3031站，或是位置偏南的3321站，除秋季（11月）因东北风较强，且持续时间较长**，表层流向偏南外，10米、20米及底层的海流流向全是偏东，而且绝大部分流向东北偏东（仅3321站8月的流向偏向东南），这一特点对冬季观测值表现更为突出。

**本调查报告表6.3—2指出，1977年11月东山风情全月吹东北风，其中风速≥10米／秒者（约6级）共23天。

表7.6—1　海流流速（厘米/秒）、流向（°）观测值

站号		3031（23°30′N，118°00′E）							
观测层次		0米		10米		20米		底层*	
流向(θ)，流速(w)		θ	w	θ	w	θ	w	θ	w
观测日期	1977.11.21—22	156	19.1	118	21.3	62	16.2	47	7.1
	1978.2.27—28	69	22.7	81	27.1	71	29.1	64	25.7
	1978.5.29—30	93	28.9	87	24.2	79	18.2	88	11.2
	1978.8.17—18	62	32.3	73	32.4	79	28.4	92	19.5
站号		3321（22°30′N，117°30′E）							
观测日期	1971.11.25—26	253	10.2	16	4.3	6	5.9	83	1.9
	1978.3.3—4	35	8.5	64	17.2	63	16.0	57	13.6
	1978.6.3—4	21	6.1	30	11.8	13	7.7	51	6.4
	1978.8.21—22	348	9.8	91	6.7	119	5.5	143	5.8

*两站底层深度分别为40米（3031站），31米（3321站）

*本文执笔：管秉贤（中国科学院海洋研究所）

本文刊于：闽南—台湾浅滩渔场鱼类资源《调查报告》（上册），1980；P. 118-122

比较两站的流速、流向，不论那一季观测的，3031站的流速都较3321站强。例如，3031站的最大流速达32.4厘米／秒，平均流速达22.7厘米/秒；而3321站的相应量值仅17.2厘米/秒及8.6厘米／秒。同时，3031站各季的流向都较3321站的流向稳定。

图7.6—1是两站冬（2—3月）、夏（8月）季海流矢量的垂直分布。可以看到，表层以下，10米、20米及底层的流速流向均相当一致。底层流速虽较弱，但减弱趋势甚缓。这种情况说明，这里的海流可能具有较大的正压成分。至于流速的季节变化，因资料太少，无法作具有代表意义的结论。就图7.6—1的情况看，3031站冬、夏两季的流速趋于相同，而3321站冬季流速较夏季为强。

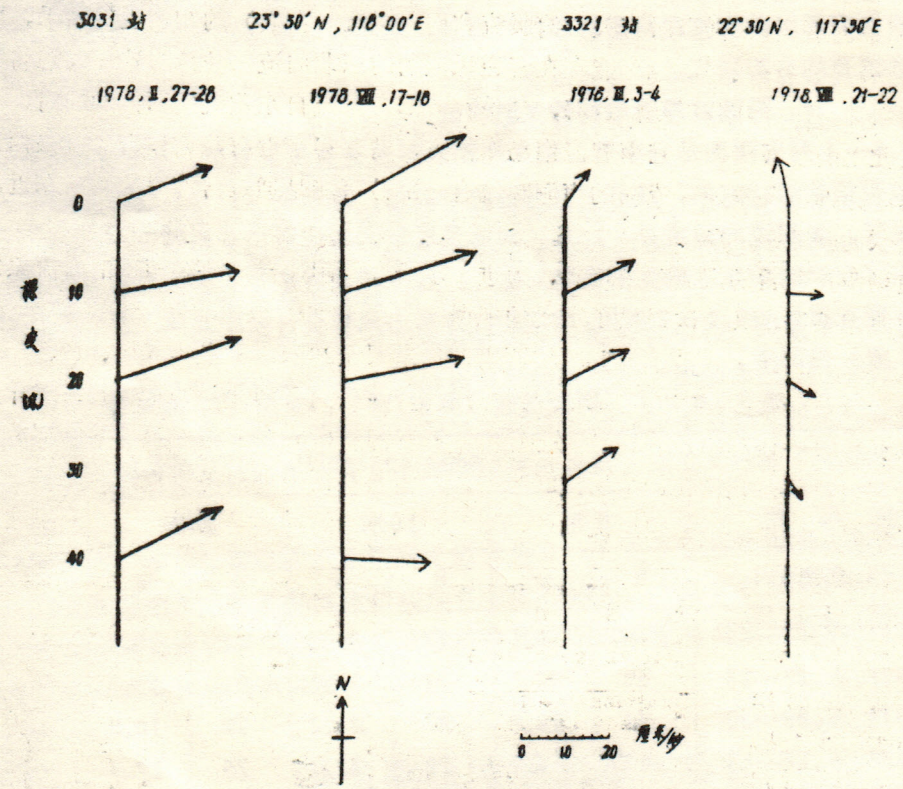


图7.6—1． 冬（Ⅱ，Ⅲ月）、夏（Ⅷ月）季余流垂直分布

上述海流结构的一些特征，与附近海区以往多次观测资料（如五十年代末全国海洋普查的观测和七十年代初海洋局南海分局的观测等）的结论趋于一致，因此这两站的观测结果具有较好的代表性。

二、台湾海峡西南部的海流系统

在全国海洋普查以前，由于台湾海峡及其附近海区缺少海流计实测资料（特别冬季更为缺少），多凭舰船定位资料，认为台湾海峡的海流比较简单：冬季顺东北风流向西南，夏季顺西南风流向东北。但自从五十年代末应用海流计进行分层海流连续观测以来，实践使传统概念发生了动摇。以往与本海区有关的海流观测结果主要有下列几项；

（1）1958—1960年间，在闽浙近海和粤东汕头近海分别发现冬季存在逆风流动的海流，当时分别称为“台湾暖流”和“南海暖流”〔1〕；

（2）六十年代初期，观测到台湾海峡南部两岸秋冬季偏南向沿岸流只局限于福建中段贴岸海区的浅层，而在较深及较远处仍为逆风的偏北向流；〔2〕

（3）七十年代初期，在粤东近海观测到与全国海洋普查时期相同的逆风流动；〔3〕

（4）七十年后期，从地转流场上进一步发现南海北部较深海域冬季存在着一支逆风流动的东北向流，即南海暖流，并认为全国海洋普查时发现的南海暖流，仅系整个东北向流的“左翼”部份。〔4〕〔5〕

六十年代初期，曾根据当时有关台湾暖流和南海暖流（左翼）的初步观测结果，设想冬季在台湾海峡西部的深底层，也可能存在着逆风流动的东北向流。並认为这一设想将来如能得到观测资料证实，则在我国东南近海，冬季在大部分海流自东北流向西南的同时，其间尚存在着一支北上的“暖流”，它南起海南岛东南方，沿着粤东近海，通过台湾海峡西部，直上闽浙近海。亦即，冬季逆风流动的南海暖流有一部分可能是通过台湾海峡与浙东近海的东北向暖流相联的。〔6〕

这次渔场调查所得的海流观测资料，为进一步研究和阐述台湾海峡西部的海流系统，特别是冬季的海流系统，又一次提供了宝贵的证据。

图7.6—2、图7.6—3系台湾海峡西南部10米层及20米层冬半年（11、12、1—3月）的海流矢分量分布图。它们包括了全国海洋普查的观测（1959—1960年），海洋局南海分局的观测（1971—1973年），以及这次渔场调查的观测（1977—1978年），共三部分资料。从图可以清楚地看到，无论在10米层或20米层，台湾海峡西南部在冬半年，东北季风盛行时期，闽、粤近海的海流都不是顺风流动的，而是逆风流动的，而且越近海岸，沿岸北上的趋势越明显，流速也相当强劲，20米层最大流速达0.9—1.0节（45—48厘米/秒）左右。离岸较远处（3031、3321站）情况也类似，但流速稍弱一些。20米层以深的近底层，海流分布也相类似。值得指出的是，在这一海域冬半年8个测站的14次观测中，除表层外，竟没有观测到一次海流流向是偏向西南的。



图 7.6-2. 台湾海峡西南部冬半年(11,12,1-3月)10米层海流分布

图7.6—2。

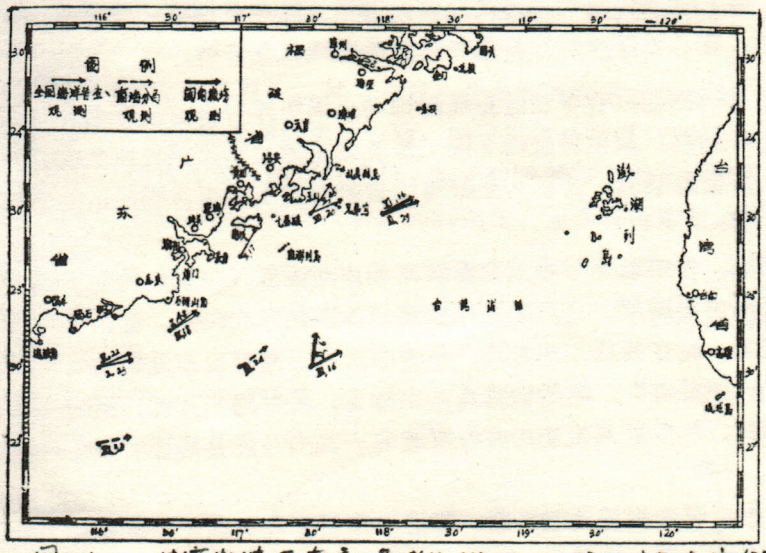


图7.6—3

因此，台湾海峡西南部冬半年的海流系统，除表层受东北季风影响，顺风的漂流可能较明显外，表层以下(至少是10米层)存在着逆风流动的东北向流，这现象现在已显得更明显了。

关于夏半年的海流系统，无论是全国海洋普查，以及尔后六十年代、七十年代和这次渔场调查的多次观测，表层以下的流向均偏向东北*；这点更无疑问。最近尚参阅到日本水产试验场Soyo丸1939年6月在台湾海峡的海流观测资料，其中C_7站正位于海峡西南部（站位22°00′N，116°00′E，水深89米，1939年6月28—29日观测）。该站10米、25米及75米层的流速流向分别为65厘米／秒，77°；70厘米／秒，57°；26厘米／秒，49°（见：中尾彻，1977年）。这一资料为阐述台湾海峡西南部的海流系统，又提供了历史证据。

综上所述指出，在台湾海峡西南部存在着一支流向终年偏东北（或偏东）的海流，这次渔场调查得到了进一步的证实。但是，这支海流在冬半年的“来龙去脉”，以及它逆风流动的机制，目前尚未得知。因此建议，今后应进一步在台湾海峡较宽广的海域继续开展海流连续观测，获得更多的观测资料，以探索这支海流的途径和变异情况。同时，尚要开展海流理论研究，探索其逆风流动的机制，使我国东南近海沿岸海流系统的研究提高一步。

1.日本气象厅凌风丸（Ryofu Maru）1967 年 2 月 23—24 日在汕尾碣石湾外 SE 向断面上所得的资料[1)]，为分析上述分布特征提供了明显的例证。从图 1（引自[1]图 5a）中可以看到，在位于 115°—120°E 之间的这一断面上存在三层水体。近表层为 23℃ 左右的暖水，水层自两侧向断面中心（Ry 3113 站）加深，最厚处可达 200 米左右。次表层是以 22°—12℃ 等温线为界的颇为强陡的温跃层（本文称为“上温跃层”），自断面中心向两侧上倾，均可达到海面附近（30—50 米）。这个水层的厚度约为 200 余米，下界最深位置可达 400 米左右。深层（400—1200 米）为 11°—4℃ 的较冷水体，等温线自 SE 向 WN 缓慢下倾。这里大部分为主温跃层所在处，虽其强度较上温跃层为弱，但伸展颇深邃。这部分温跃层本文称为“下温跃层”。这三个水层中等温线的走向，在大部分区域是一致的，但在断面左侧，特别是在 3114—3113 站之间，次表层的与深层的截然不同：大约以 400 米层为分界，其上的等温线（≥12℃）自 SE 向 NW 上倾，其下的则沿着原来的走向，仍自 SE 向

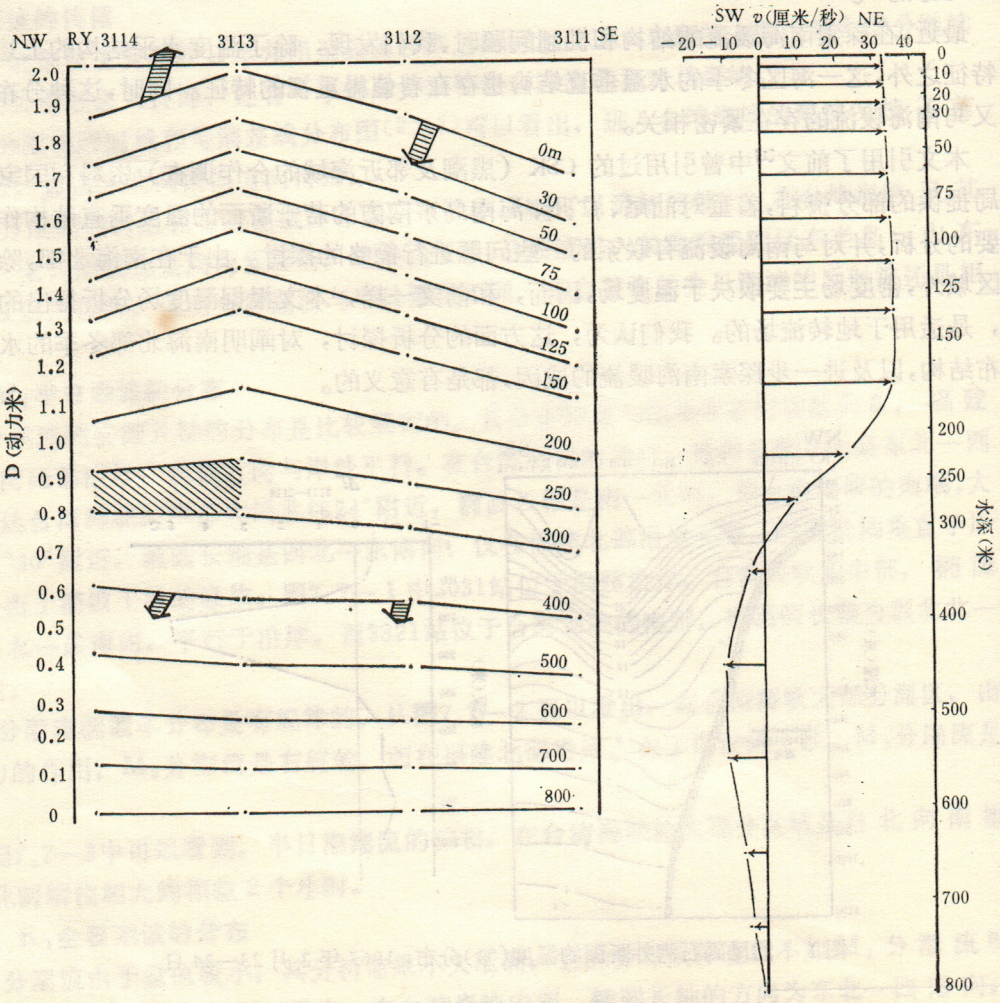


图 2 汕尾碣石湾外断面各层在 800 米层上的高度（动力米），1967 年 2 月 23—24 日

1) 见 C S K 资料报告 No. 82。

NW 下倾。从而，在这里等温线的坡度有零值处，且自此向上下层发散。也就是说，断面上存在着一段区域，那里上温跃层的走向与下温跃层的走向相反。如把上、下温跃层看成是一个整体，则这种现象即是温跃层的分叉（bifurcation）。

这一断面（3114—3111 站之间）以 800 米层为零面的各标准层次的高度（动力米）如图 2 所示。从地转流场上可以明显地看出，在 400—800 米层之间，存在着自NE向 SW 的海流，流速较弱，这是与下温跃层相关联的主要环流。在 400 米层以上，断面右侧也是 NE—SW 向流，流速较强；断面左侧存在着自 SW 流向 NE 的海流，这就是前文中所提出的"南海暖流"的一部分，流速亦强。这种上下层流向相反的海流是与整个水层的质量分布相关联的。但由于深层等温线的梯度和坡度均较近表层、次表层的要小得多，所以 400 米层以上的海流主要与次表层的上温跃层（还有近表层的暖水）相关联。因此，在广东外海的东部海域，此时在地转流场上，上下层的流向并非到处都相一致，而存在着上下层流向相反的一些区域（参见图 2 右侧 Ry 3113—3114 两站间的流速垂直分布）。这里，在上、

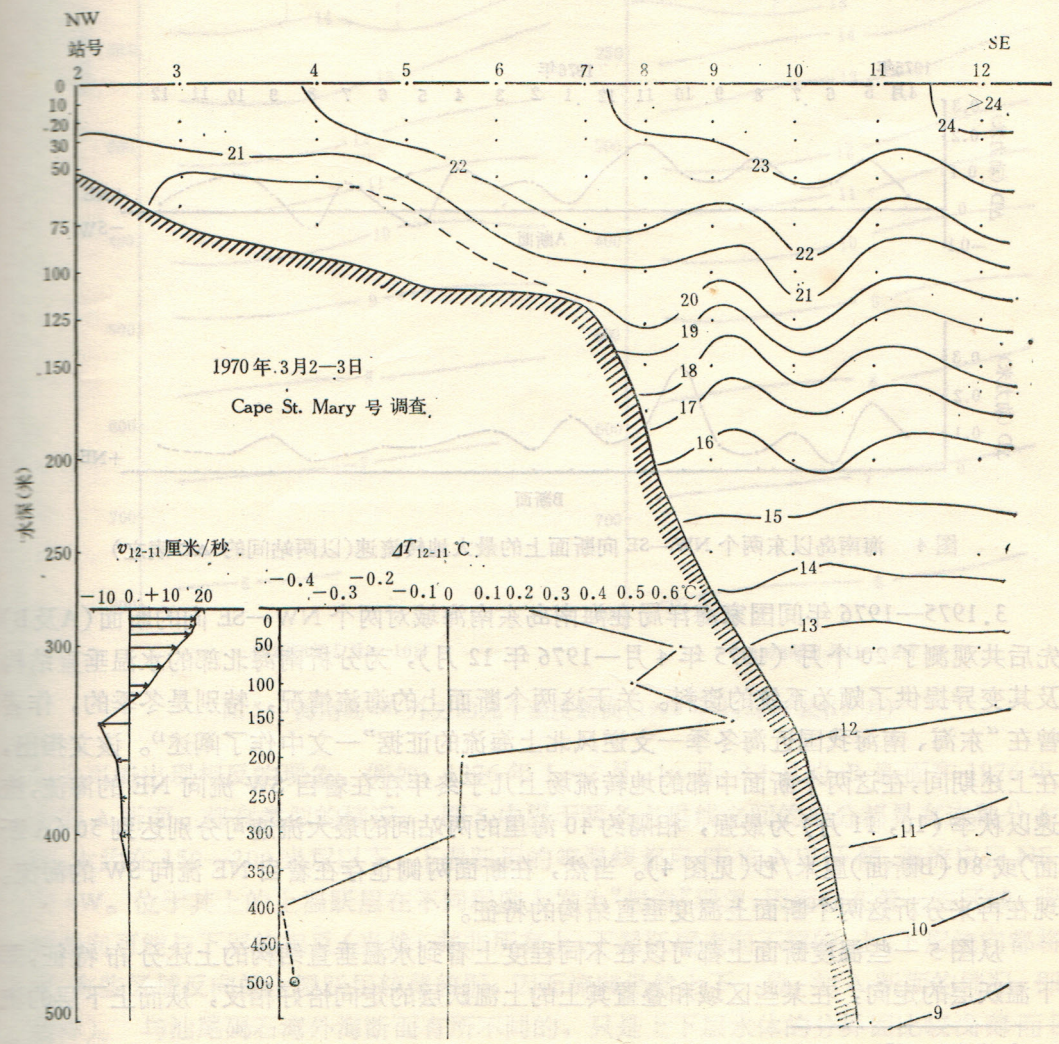


图 3　广州外海断面的温度分布和第 11—12 站间各层的水平温度差值和地转流速

下温跃层的分界面上，相对于计算零面的流速趋向于零(参见[1] 图 5b)。

这一断面上温度垂直结构的上述分布特征不是孤立和偶然的，在南海北部的其他断面上也是屡见不鲜的，甚至在北太平洋西部的相同纬度处还可以看到类似的、可能更为显著的现象。

2.图 3 系广州外海 NW—SE 向的一个水温断面，这是香港渔业研究所“Cape St. Mary”号调查船在 1970 年 3 月 2—3 日观测所得的(见 CSK 资料报告 No.275)。虽然，这个断面所含的深水部分很狭窄，但是仍然可以看到，在断面南端，大约在 250—400 米层以下的水体，等温线自 SE 向 NW 下倾，这里的海流应自 NE 指向 SW。而在其上的水体，上温跃层的等温线成波状，有两个显著的“温脊”(thermal ridge 或 thermal dome)。上温跃层有一部分的走向与下温跃层的走向正好相反，从而上下层的流向也可能相反，并在中间出现流速(相对于计算零面)为零的分界面。第 11—12 两站间各层的水平温度差值 ΔT 和以 400 米层为零面的地转流速如图 3 左下方所示。

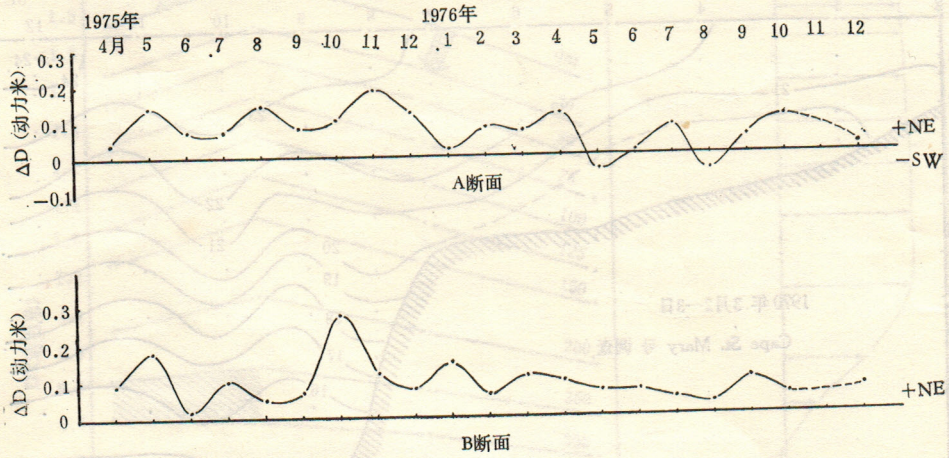


图 4 海南岛以东两个 NW—SE 向断面上的最大地转流速(以两站间的 ΔD 表之)

3.1975—1976 年间国家海洋局在海南岛东南海域对两个 NW—SE 向的断面(A及B)先后共观测了 20 个月 (1975 年 4 月—1976 年 12 月)，为分析南海北部的水温垂直结构及其变异提供了颇为系统的资料。关于这两个断面上的海流情况，特别是冬季的，作者曾在“东海、南海我国近海冬季一支逆风北上海流的证据”一文中作了阐述[1)]。该文指出，在上述期间，在这两个断面中部的地转流场上几乎终年存在着自 SW 流向 NE 的海流，流速以秋季 (10，11 月) 为最强，相隔约 40 海里的两站间的最大流速可分别达到 50 (A 断面)或 80 (B断面)厘米/秒(见图 4)。当然，在断面两侧也存在着自 NE 流向 SW 的海流。现在再来分析这两个断面上温度垂直结构的特征。

从图 5 一些温度断面上都可以在不同程度上看到水温垂直结构的上述分布特征，即下温跃层的走向，在某些区域和叠置其上的上温跃层的走向恰好相反，从而上下层的流

1) 管秉贤，1978。东海南海我国近海冬季一支逆风北上海流的证据。本文曾于 1978 年 10 月青岛召开的全国海洋湖沼学会学术会议上宣读过。

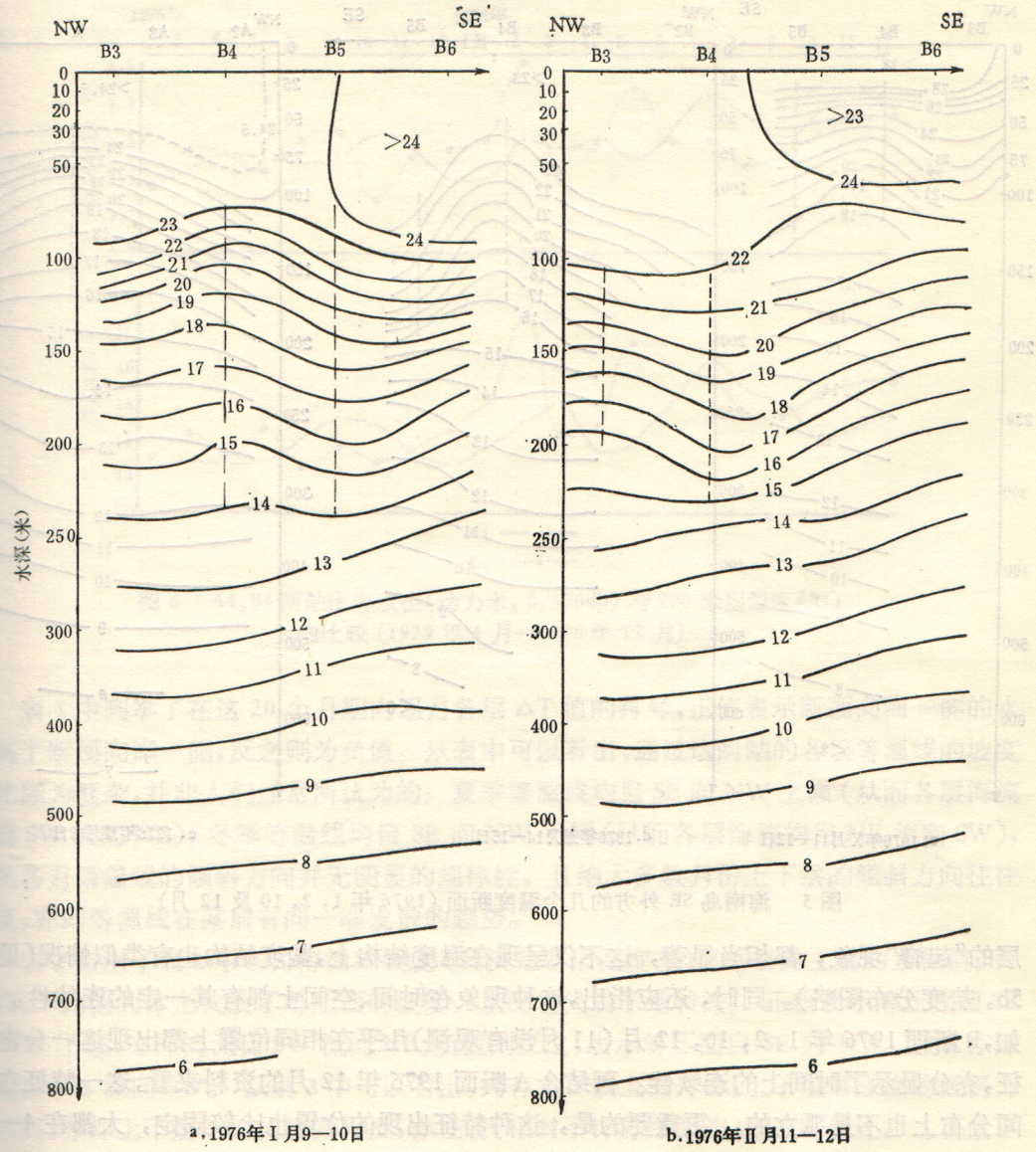


图 5　海南岛 SE 外方的几个温度断面(1976 年 1,2,10 及 12 月)

向也可能出现相反的现象。例如，1976 年 1—2 月，10 月，12 月的 B 断面和 1976 年 12 月的 A 断面，都有类似的情况。 图 5 中界于两条点垂线之间的部分都具有这种分布特征。大约在 150—200 米层以下，下温跃层的等温线都自 SE 向 NW 下倾，海流应自 NE 流向 SW。位于其上的上温跃层在不同程度上发生"起脊"现象，因而存在着一些区域，那里的流向可能与下层的相反(当然，并非所有上、下温跃层走向不同的，上、下层流向都将相反，有些区域反向的上温跃层较薄较弱，因而流向仍然上下一致，如 A 断面的情况，即是这样)。 与汕尾碣石湾外海断面有所不同的，只是上下层水体的分界面比较浅薄而已。1976 年 12 月 14—15 日的观测结果表明，在 B 断面上，无论是下温跃层的倾斜和上温跃

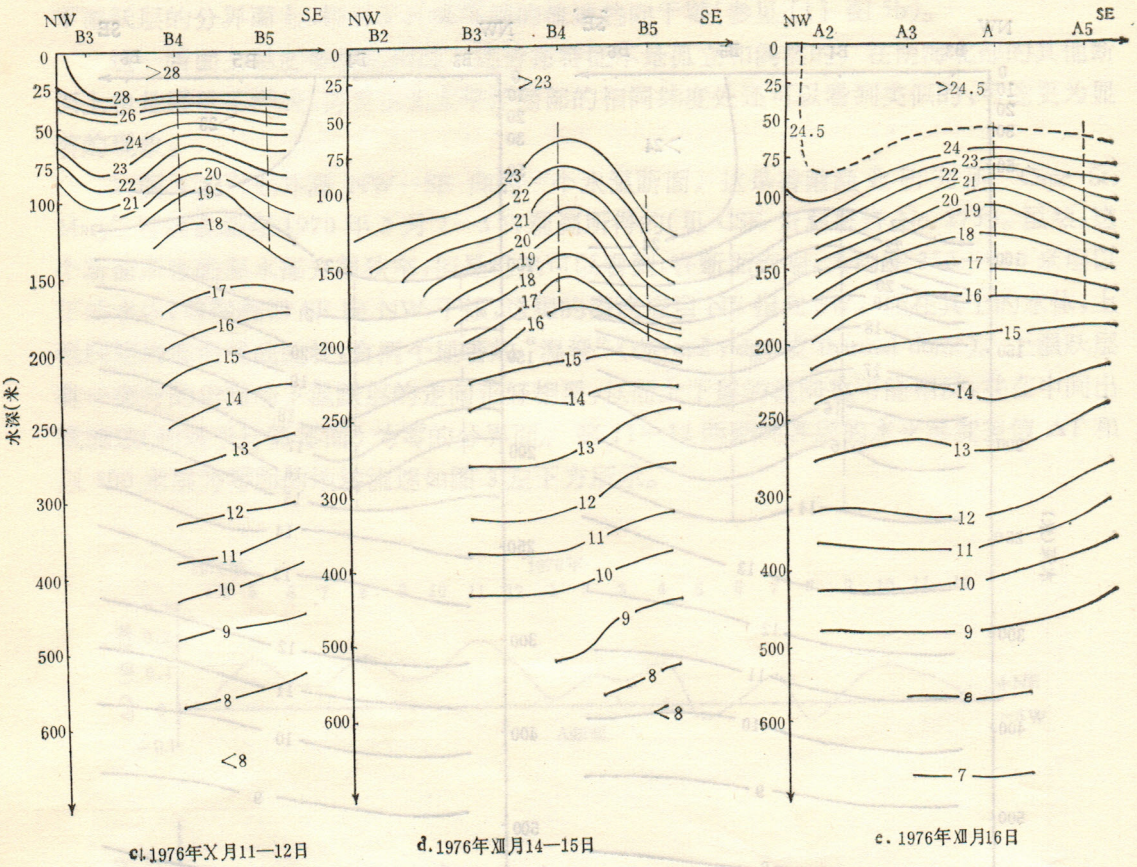


图 5 海南岛 SE 外方的几个温度断面 (1976 年 1, 2, 10 及 12 月)

层的"起脊"现象，都相当显著，这不仅呈现在温度结构上，盐度结构也有类似情况(见图 5b，盐度分布图略)。同时，还应指出，这种现象在时间、空间上都有其一定的连续性。例如，B 断面 1976 年 1，2，10，12 月 (11 月没有观测)几乎在相同位置上都出现这一分布特征，充分显示了时间上的连续性。再结合 A 断面 1976 年 12 月的资料来看，这一特征在空间分布上也不是孤立的。更重要的是，这种特征出现的位置也比较固定，大都在 4—5，3—4 两组站之间。我们认为，这里就是冬季南海暖流常常出现的位置。同时，更往东一些，例如广州和汕尾外的断面等处，这种特征也大都出现在断面南端水深较大的区域。

图 6 中的两组曲线分别指出了这两个断面上 A4 及 B4 两站的海面比容水位 (0/500db) 和 200 米层温度 (℃) 在这 20 个月内的变化。十分明显，比容水位的变化主要取决于温度的变化，也就是说，等温线的坡度也大致代表了等压面的坡度(当然，等压面的坡度是与自下而上的等温线坡度的累积效应相当)，只是两者的倾斜方向恰巧相反而已：即当等温线自 SE 向 NW 下(上)倾时，相应的等压面则自 SE 向 NW 上(下)倾。

下面以 B 断面中心处两站 (B4—B5) 之间的各层等温线坡度的变化 (由于站距是固定的，两站之间各层温度差 ΔT 的变化也代表了这一坡度的变化)为例，来讨论温度垂直结构，亦即海流垂直结构的特征。

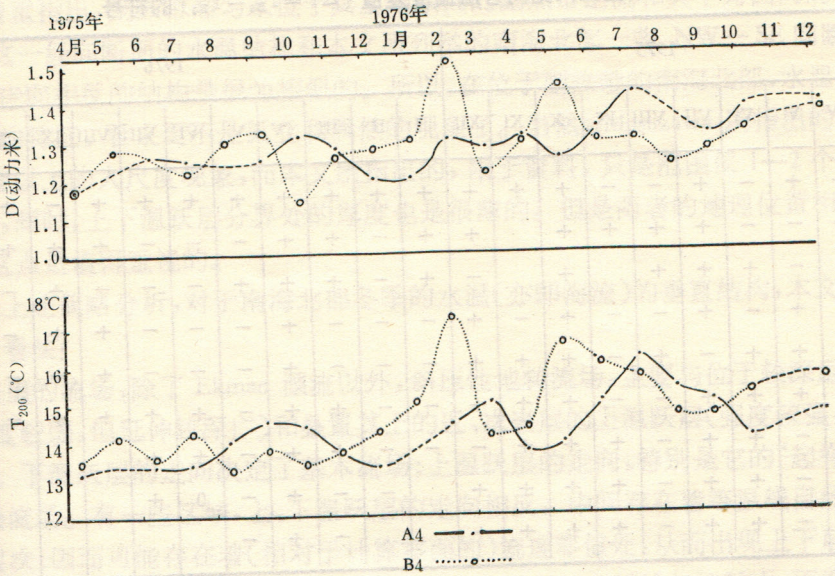


图 6　A4，B4 两站比容水位(动力米，0/500db) 与 200 米层温度(℃)的比较(1975 年 4 月—1976 年 12 月)

表 1 中列举了在这 20 个月期内逐月各层 ΔT 值的符号，正值表示断面向海一侧的水温高于断面向岸一侧，反之则为负值。从表中可以看出，通过这两站的各层等温线的坡度变化颇为复杂，并非人们通常所认为的：夏季等温线均自 SE 向 NW 上倾(从而各层海流均自 SW 流向 NE)，冬季等温线均自 SE 向 NW 下倾(从而各层海流均自 NE 流向 SW)，而是各月等温线的倾斜方向并无明显的规律性，且绝大多数月份上下层的倾斜方向往往相反，亦即等温线在某层有向一端发散的趋势。

表 2 指出了表 1 中各月等温线坡度(其实是各层温度差)自下层向上层的累积值，即 $\Sigma\Delta T$。此值大体上代表了等压面的坡度，从而也代表了地转流。正值表示等压面自 SE 向 NW 下倾，亦即海流自 SW 流向 NE；负值则反之，表示等压面自 SE 向 NW 上倾，亦即海流自 NE 流向 SW。从表 2 中可以看出，约有 1/3 以上的月份，上下层等压面的倾斜方向不同，亦即上下层的地转流向相反，存在着(相对于计算零面的)流速零值处。这现象不仅冬季月份有，夏季月份亦有(大多数情况是：深层是顺风流动，而上层却是逆风流动)，所以上下层流向相反，也并非冬季独有的现象。并从表 1 中可以看到，等温线向某一方倾斜大多数具有2—3个月的持续时间。

所以，水温垂直结构出现上述这样上下层等温线走向相反的分布特征，在海南岛以东海域，是相当普遍的。

4. J. Masuzawa (1969) 曾根据 1958 年 7—9 月 Takuyo 和 Ryofu Maru 的调查资料绘制了沿 155°E 的水温经向断面图(见[2]，图 1)。他指出，在北太平洋西部内区的副热带区域，几乎均匀的副热带水 (Subtropical Mode Water) 位于上温跃层(0—200 米)与主温跃层(200—700 米)之间。这两种主、上温跃层分别与基本环流和次级环流相关联。重要的是，这两种温跃层的走向也是相反的，主温跃层自南向北下倾，而上温跃层则自南向北上倾。

表 1 B 断面上两站间各层温度差值（$\triangle T = T_{B5} - T_{B4}$）的符号

层（米）＼年月	1975									1976											
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	+	+	−	+	−	−	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	−	+		−
100	+	−	−	+	+	+	+		+	+	−	+	+	−	−	−	+	+	+		+
200	−	−	+	+	+		+		−	+	−	+	+	+	−	−	−	+	−		−
300	−	+	−	+	−	−	+	−	+	−	−	−	+	−	−	−	+	+	−		−
400	−	+	+	−	+	−	+	+	+	−	−	−	+	−	−	−	+	+	−		−
500	+	+	+	+	−	−	+	+	+	−	−	+	+	−	+	+	+	+	−		−
600	+	−	+	+	−	+	+	+	−	−	−	+	+	−	+	+					
700	+	−	+	+	−	+	+	+	+		−	−	+	−	0	+					
800	+	−	+	+	−	+	+	+	+			−	+	−							

表 2 B 断面上两站间各层温度差的累积值［$\Sigma\triangle T = \Sigma(T_{B5} - T_{B4})$，℃］

层（米）＼年月	1975									
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I
0—800	4.66	−0.49	0.16	2.57	1.50		10.11		2.15	1.74
100—800	4.39	−0.96	0.49	2.34	1.94		9.26		1.58	1.53
200—800	0.91	−0.81	0.96	1.61	0.62		5.69		1.47	−0.82
300—800	0.99	−0.15	0.36	1.35	−0.35	−0.12	3.91	1.53	1.49	−1.92
400—800	1.35	−0.34	0.61	1.05	−0.29	0.41	3.71	1.81	1.34	−1.12
500—800	1.46	−0.69	0.59	1.14	−0.31	0.44	2.59	1.09	0.83	−0.62
600—800	0.94	−0.98	0.40	0.82	−0.27	0.50	1.71	0.62	0.67	*
700—800	0.72	−0.56	0.32	0.44	−0.15	0.21	1.03	0.29	0.80	

层（米）＼年月	1976									
	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XII
0—800	−3.47	3.27	4.89	−2.93	−2.33	−1.01	1.78	1.86	2.77	0.04
100—800	−4.18	2.38	4.44	−3.52	−2.54	−1.42	1.50	1.88	2.69	0.13
200—800	−3.47	0.11	3.10	−2.69	−1.68	−0.85	0.96	1.72	−1.48	−3.07
300—800	−1.85	−0.74	2.48	−3.37	−1.03	0.55	1.18	1.64	−1.10	−2.86
400—800	−1.19	−0.36	2.02	−2.79	−0.54	1.13	0.75	1.12	−1.03	−1.69
500—800	−0.50	−0.33	1.32	−2.67	0.06	1.15	*	*	*	*
600—800	−0.32	−0.76	1.05	−2.04	0.05	0.70				
700—800	*	−1.25	0.69	−1.24	*	*				

* 凡深层无数值者，表示该月观测未及 800 米层。

所以，他又着重指出，副热带准匀水位于其上为东向的副热带逆流和其下为西向的潜流两者之间[2]。这一经向断面的水温结构和本文所列举的南海北部一些 NW—SE 向断面上、下层温跃层走向相反的结构是很为相似的。所以，在位于副热带的南海北部，水温垂直结构出现这样的特征，看来更不是孤立和偶然的现象了。当然，Masuzawa 所指出的是范围达 10 个纬度以上的大尺度现象，而本文所指出的，限于资料，只是范围仅 1—2 个纬度的中尺度现象，同时，上下温跃层分界处的厚度也是很薄的。但是两者的地理位置相近，结构又相似，这点是值得重视的。

5.通过上述简略分析，对于南海北部冬季的水温(亦即海流)的垂直结构，本文提出下列几点初步看法：

(1) 这里的流场，除了 Ekman 漂流以外，斜压性地转流场，主要与位于较深层次的下温跃层(强度较弱，但延伸较深广)和叠置其上的近、次表层的上温跃层(强度较强，但较浅薄)相关联。下温跃层的走向决定了基本流场；上温跃层的走向，特别是它的"起脊"现象，决定了次级流场。有一些区域，上、下温跃层的走向相反，中间存在着等温线自此向上下层发散的层次；因而可能存在着(相对于计算零面的)流速零值处，从而出现上下层流向相反的现象。冬季出现的逆风流动的南海暖流，它的流动在不少区域与这种上、下温跃层的走向相反相关联。亦即冬季的南海暖流是一种较浅薄的(约在 300—400 米层以上) 上层流，其下为流向可能相反的基本流场。

(2) 下温跃层的走向，可能与整个南海环流，从而与其上的整个风系有联系。上温跃层的起脊现象，在南海范围内，或许是其北部(北回归线附近区域)所特有的。这两者的相互叠置与变化决定了南海北部流场的分布和变化。这里，上温跃层的起脊现象，似乎是终年存在的。从本文所分析的区域来看，温脊不止一个，可能有 2—3 个，其位置亦较固定。

(3) 从现有资料来看，在南海北部与基本流场相关联的下温跃层的走向，它与季风的关系有时较明显，有时则否。所以这里地转流场随季风转变的反应，估计不会象印度洋那样明显。为了阐明这一关系，长时间序列的断面观测(包括水文、海流实测) 资料，是很必要的。同时，这对研究南海暖流的季节和年际变化也是有用的。

参　考　文　献

[1] 管秉贤，1978。南海暖流—广东外海一支冬季逆风流动的海流。海洋与湖沼 9(2)：117—127。
[2] Masuzawa J., 1969. Subtropical Mode Water. *Deep-Sea Research* 16: 463—472.

AN IMPORTANT FEATURE OF THE WINTER VERTICAL THERMAL STRUCTURE IN THE NORTHERN SOUTH CHINA SEA*

Guan Bingxian

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

In this paper, based on the temperature sectional data obtained during the winters of the 1960's and 1970's in the northern South China Sea, an important feature of the vertical thermal structure, bearing a close connection with the existance of the South China Sea Warm Current, is described and the correlative current vertical structure is discussed as well.

Some preliminary views concerning the thermal and current structures in this region are suggested as follows:

1. Besides the Ekman drift current, there is the field of the baroclinic geostrophic current which is essentially correlated to the lower thermocline and the superposed upper thermocline. The direction of the inclination of the lower thermocline determines that of the basic current field which is correlated to the wind system over the whole South China Sea. The direction of the inclination of the upper thermocline, especially its ridged phenomenon, determines that of the secondary current field.

2. In some localities, the inclinations of the upper and lower thermoclines are in opposite directions, there exist layers from which the isotherms diverge, therefore possibly exists a zero-velocity (referred to the zero-surface of calculation) layer. The South China Sea Warm Current, flowing against the wind in winter, is closely related to the phenomenon of opposite inclinations of the lower and upper thermoclines.

3. The ridged phenomenon of the upper thermocline is perhaps peculiar to the northern part so far as the South China Sea is considered. It seems that thermal ridges appear throughout the year. In the region studied, there are about 2—3 thermal ridges, positions of which seem to be nearly invariable, as shown from the data available.

It is considered that the study of such a feature is helpful to the investigation of the mechanism of the South China Sea Warm Current.

* Contribution No. 626 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

第16卷 第6期 海 洋 与 湖 沼 Vol. 16, No. 6
1985 年 11 月 OCEANOLOGIA ET LIMNOLOGIA SINICA Nov., 1985

南海北部冬季逆风海流的一些时空分布特征*

管秉贤
(中国科学院海洋研究所，青岛)

提要 1982 年 2—3 月"南海暖流动力学实验"结果表明：南海东北部深水区域冬季流场以斜压性流为主要分量。据此，本文重新分析了 1966—1968 及 1975 年冬季在南海北部观测所得的温度断面资料以探索这支逆风海流的分布变化特征。分析表明，东北向逆风海流以汕头外海为最稳定和强大，海南岛东南方的也相当稳定。在这两断面上，东北向流的存在时间尺度可达 4—6 个月以上。冬季东-西向的空间尺度有时可达 6 个经度。但这些断面上的热结构与相应的海流结构在水平及垂直方向上都很复杂。除南海东北部外，逆风海流很不稳定。这支海流与副热带逆流颇为类似。

关于南海北部的环流系统，我们曾指出，在近海区域，特别是粤东沿岸，冬季存在着逆风流向东北的海流，称为"南海暖流"[1]。前几年，作者又根据"黑潮联合调查"(CSK) 期间"Cape St. Mary"号调查船的观测资料指出，"在东北季风盛行期，南海北部的海水并非全自东北流向西南，而是在这些(例如，汕头、香港、上下川岛及七洲列岛外东南方)断面上，特别是在其南半部的较深海域，冬季存在着一支狭窄而呈带状的、流速相当强的逆风流动的东北向流"。"至于 116°E 以东海区，这里的东北向流更为稳定而强大，其南界到达 21°N 附近。因而粤东沿岸的东北向流，是南海北部整个东北向流的一个重要组成部分，而不是局部性涡旋形成的逆流"[1]。同时，还指出了这一海域中与南海暖流相对应的水温分布的水平和垂直结构的一些重要特征[1,2]。

1982 年 2 月 18 日—3 月 7 日，中国科学院南海海洋研究所在南海东北海域强劲东北风下所进行的"南海暖流动力学实验"取得了成功。在汕头外 SE 向断面水深 1000 m 处的海流计浮标站，获得了在东北风 7—8 级、阵风 9 级情况下连续 7 天多的实测记录，7 层(10，50，100，200，300，500，800m) 海流的余流均指向东北或西北。汕头近海一昼夜连续测流站所得余流，除 10m 层是东南偏东向外，10m 层以深均是东北向流。从而确证了从地转流场上首先发现的"南海暖流"的存在，并进一步证实了作者过去所提出的有关这一逆风海流的一些结论[2]。

最近，苏联海洋学者 Бреховских 等[4]有关"世界大洋冬夏季水位及表层梯度流的气

---

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1242 号。
收稿日期：1983 年 12 月 2 日。

1) 管秉贤、陈上及，1964。中国近海的海流系统。全国海洋综合调查报告，第五册，1—85。

2) 郭忠信、黄羽庭，1982。东北季风对南海暖流区温、盐度分布的效应——南海暖流动力学实验结果的初步分析。第三届全国水文气象学术讨论会论文摘要汇编，2-35—36。

候式结构”的研究结果，也为论证南海北部冬季存在着逆风海流提供了有力的证据。该文图 1（见本文图 1）清楚地表明，冬季南海北部的水位自南向北降低，南部约 100cm，北部为 20cm，坡度甚大；其等值线西起海南岛东到台湾均为 SW-NE 向的平行分布。这一趋势与东海东南部一台湾以东海域的完全相似，几乎为同一分布。该文图 3 指出了世界大洋冬季的表层梯度流分布，其中南海北部几乎都是东北向流，流速相当强，甚至比东海南部和台湾以东的还要强些（图略）[4]。

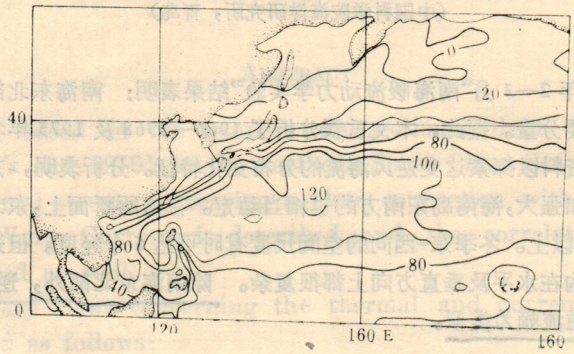


图 1 南海北部冬季的水位分布
（根据 Бреховских 等，1983）

表 1

断面位置	观测日期	观测单位	资料编号
1. 汕头外 SE 向	1966 年 9 月 1—2 日 1967 年 3 月 14—15 日 1967 年 10 月 10 日 1968 年 1 月 7 日 1968 年 5 月 21—22 日 1968 年 9 月 19—20 日	香港渔业研究站 “Cape St. Mary” 号	CSK 资料报告： Nos. 78, 92, 138, 165, 203, 205
2. 汕尾碣石湾外 ESE 向	1967 年 2 月 23—24 日	日本气象厅 “Ryofu Maru” 号	CSK 资料报告：No. 82
3. 香港外 SE 向	1968 年 1 月 10—11 日 1966 年 11 月 24—25 日	香港渔业研究站 “Cape St. Mary” 号	CSK 资料报告： Nos. 80, 165
4. 川岛外 SE 向	1966 年 11 月 29 日—12 月 6 日	香港渔业研究站 “Cape St. Mary” 号	CSK 资料报告： No. 80
5. 海南岛外 SE 向	1975 年 7 月 21—22 日 1975 年 11 月 14—15 日 1975 年 12 月 1—3 日	国家海洋局	

“南海暖流动力学实验”的主要贡献之一是用海流实测结果证明了南海东北部较深海域冬季的流场是以斜压性流为主，亦即地转流具有较好的代表性。本文将根据这一结果再次引用作者在前两文中所引用过的温度资料来分析讨论与这些温度场有关的冬季逆风

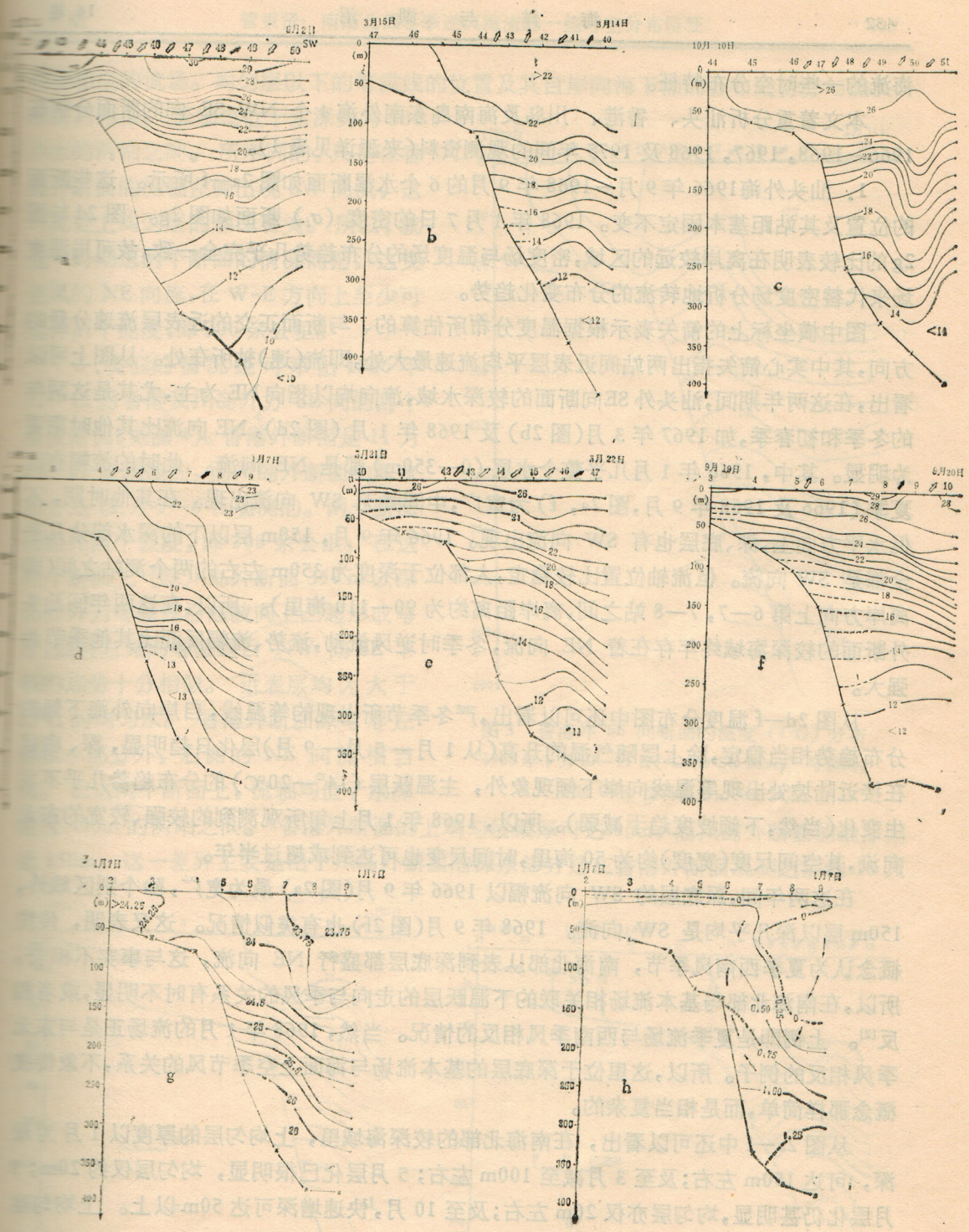


图 2　汕头外 SE 向断面的温度 T(℃)、密度 (σ_t) 及磷酸盐 (PO_4-P, μg-at/l) 分布
a. T(℃), 1966 年 9 月 1—2 日 "Cape St. Mary" 号观测,根据 CSK 资料报告 No. 78; b. T(℃), 1967 年 3 月 14—15 日, No. 92; c. T(℃), 1967 年 10 月 10 日, No. 138; d. T(℃), 1968 年 1 月 7 日, No. 165; e. T(℃), 1968 年 5 月 21—22 日, No.203; f. T(℃), 1968 年 9 月 19—20 日, No. 205; g. σ_t, 1968 年 1 月 7 日, No. 165; h. PO_4-P(μg-at/l), 1968 年 1 月 7 日, No. 165

海流的一些时空分布特征。

本文着重分析汕头、香港、川岛及海南岛东南外海4个 NW-SE 向的断面分别在1966—1968，1967，1968及1975年间的观测资料(来源详见表1)。

1．汕头外海1966年9月—1968年9月的6个水温断面如图2a—f所示。这些断面的位置及其站距基本固定不变。1968年1月7日的密度(σ_t)断面如图2g。图2d与图2g的比较表明在离岸较远的区域，密度场与温度场的分布趋势几乎完全一致，故可用温度场来代替密度场分析地转流的分布变化趋势。

图中横坐标上的箭矢表示根据温度分布所估算的、与断面正交的近表层流速分量的方向，其中实心箭矢指出两站间近表层平均流速最大处，即流(速)轴所在处。从图上可以看出，在这两年期间，汕头外SE向断面的较深水域，流向均以指向NE为主，尤其是这两年的冬季和初春季，如1967年3月(图2b)及1968年1月(图2d)，NE向流比其他时期更为明显。其中，1968年1月几乎整个水层(0—350m)都是 NE 向流。此时的流幅亦比夏季(1966及1968年9月，图2a，f)为宽广，中间并无 SW 向流出现。在其他时期，不但水平方向上，深、底层也有 SW 向流出现。1966年9月，150m层以下的深水部分几乎全都是 SW 向流。但流轴位置比较稳定，大都位于深度为350m左右的两个测站之间(即离岸方向上第6—7，7—8站之间，离岸距离约为90—110海里)。所以，在这两年间汕头外断面的较深海域终年存在着 NE 向流，冬季时逆风流动，流势、流幅反而比其他季节为强大。

从图2d—f温度分布图中还可以看出，严冬季节所出现的等温线，自岸向外海下倾的分布趋势相当稳定，除上层随气温的升高(从1月—5月—9月)层化日趋明显，深、底层在接近陆坡处出现等温线向岸下倾现象外，主温跃层(14°—20℃)的分布趋势几乎不发生变化(当然，下倾坡度趋于减弱)。所以，1968年1月上旬所观测到的较强、较宽的东北向流，其空间尺度(宽度)约为50海里，时间尺变也可达到或超过半年。

在这两年间，深底层的 SW 向流幅以1966年9月(图2a)最为宽广，除个别区域外，150m层以深几乎均是 SW 向流。1968年9月(图2f)也有类似情况。这又表明，传统概念认为夏季西南风季节，南海北部从表到深底层都盛行 NE 向流，这与事实不相符。所以，在南海北部与基本流场相关联的下温跃层的走向与季风的关系有时不明显，或者相反[2]。上例即是夏季流场与西南季风相反的情况。当然，1968年1月的流场正是与东北季风相反的例子。所以，这里位于深底层的基本流场与海面上空季节风的关系，不象传统概念那样简单，而是相当复杂的。

从图2a—f中还可以看出，在南海北部的较深海域里，上均匀层的厚度以1月为最深，可达150m左右；及至3月减至100m左右；5月层化已很明显，均匀层仅约20m；9月层化仍甚明显，均匀层亦仅20m左右；及至10月，快速增深可达50m以上。上均匀层厚度的变化与季风强度密切相关，同时也受到气温变化的一些影响。

2．如将香港外 SE 向断面1968年1月10—11日的调查结果(见图3)与汕头外SE向断面1968年1月7日的调查结果(见图2d)作一比较，可以看出，两个断面的水温结构很相似。在香港外断面上，大于22℃的上均匀层范围更为宽广(由30海里扩充到50海里)，深度亦可达150m左右。这个宽广深厚的均匀层，即是副热带辐聚区，东北向流即是

与此相应的流场。均匀层以下的等温线的位置及其自岸向海下倾的分布趋势亦与汕头外断面的相似。流轴也位于水深约为 300 余米的两站之间。所不同的，只是在香港外断面的流轴左侧出现 SW 向流，这与此处上均匀层的加深有关。所以，就这一时期这两个断面的情况而论，这支逆风的 NE 向流，在 W-E 方向上至少可延伸两个经度，即 200 余公里。

3．类似的情况还可举出 1966 年 11—12 月香港及川岛外方 SE 向的两个温度断面(见图 4)。香港外断面是 11 月 24—25 日观测的，而川岛外断面的深水部分是 12 月 5—6 日观测的。两个断面相距约两个经度，即 200 余公里。在这两个断面上（除川岛外断面 350 m 以深部分外），等温线沿陆坡向上凸起形成穹形，而其右侧的等温线自 NW 向 SE 下倾的趋势十分相似。近表层均为大于 25℃ 的均匀水。香港外断面除穹形左侧较小部分外，右侧的 NE 向流相当强。在这两个断面上，流轴均位于水深超过 450m 的两站之间。香港外断面的上均匀层最厚可达 80m；而川岛外断面的最厚则达 150m。这一差异主要是由于川岛外断面的深水部分是在香港外断面观测之后约 10 天

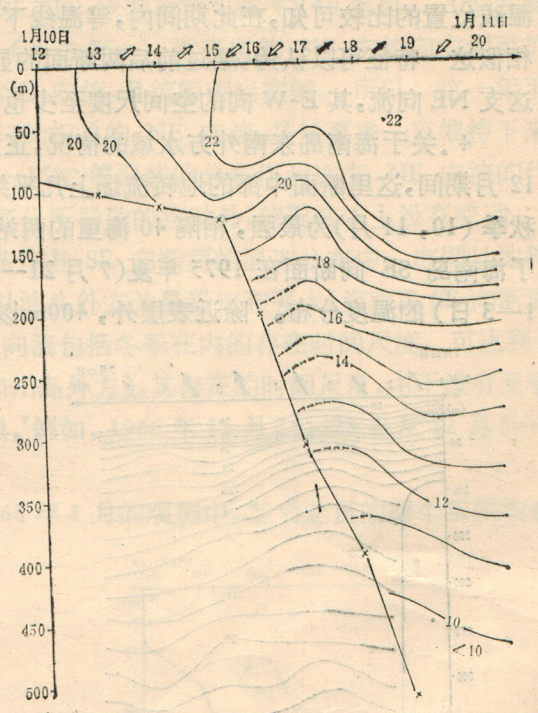


图 3　香港外 SE 向断面的温度（T℃）分布
1968 年 1 月 10—11 日(“Cape St. Mary” 号观测，根据 CSK 资料报告，No. 165)。

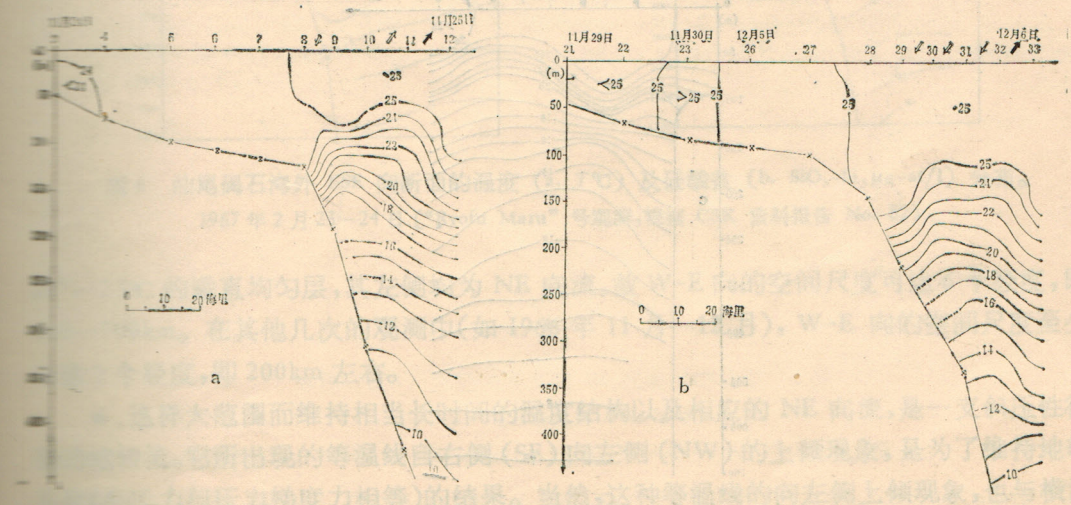


图 4　香港 (a)及川岛(b)外 SE 向断面的温度（T℃）分布
(“Cape St. Mary” 号观测，根据 CSK 资料报告 No. 80)
a. 1966 年 11 月 24—25 日；b. 1966 年 11 月 29 日—12 月 6 日

观测的，当时东北风较强烈，气温也更低，以致垂向搅拌更剧之故。从两断面上同一条等温线位置的比较可知，在此期间内，等温线下沉约 60—70m。从这两个温度断面分布颇为相似这一特征可以认为，通过前后两断面的显然是同一个水体。所以，与温度分布相应的这支 NE 向流，其 E-W 向的空间尺度至少也有 200 余公里。

4．关于海南岛东南外方水域的情况，正如作者所指出的[2]，在 1975 年 4 月—1976 年 12 月期间，这里断面中部的地转流场上几乎终年存在着自 SW 流向 NE 的海流，流速以秋季（10，11 月）为最强，相隔 40 海里的两站间的最大流速可达 50—80cm/s。图 5 指出了海南岛 SE 向断面在 1975 年夏（7 月 21—22 日）、秋（11 月 14—15 日）和冬季（12 月 1—3 日）的温度分布。除近表层外，400m 以浅的等温线（≥10℃）以第 3 站为峰顶向左

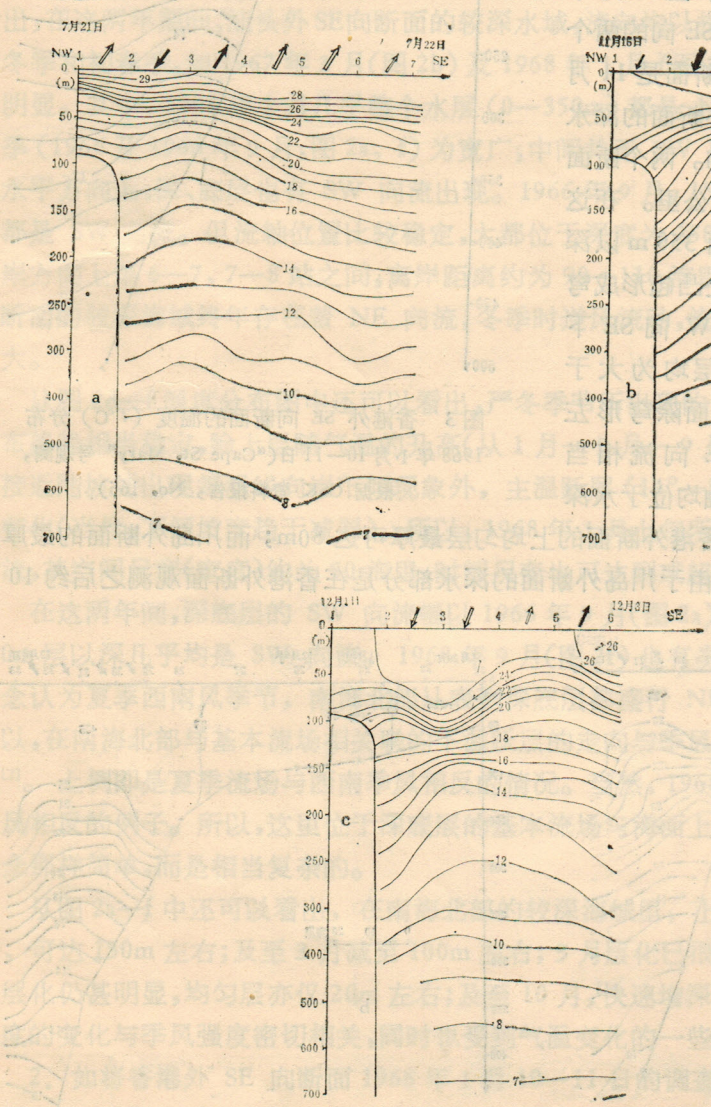


图 5 海南岛外 SE 向断面的温度（T℃）分布（两站间矢量表示表层流向，黑色粗矢量表示流速较强）

a. 1975 年 7 月 21—22 日；b. 1975 年 11 月 14—15 日；c. 1975 年 12 月 1—3 日

右两侧下倾的趋势非常明显，而且以基本上相同的坡度持续至少 4 个月以上。3 站右侧主要为 NE 向流，断面上的流轴位于 5--6 站之间，流幅最宽可达 4×40 海里。3 站左侧出现 SW 向流。在冬季，由于上均匀层加深（可达 75m），近表层的 SW 向流向右侧可扩展到 3—4 站之间，但 150m 层以深仍然为 NE 向流，且流幅相当宽阔。所以，这一年下半年海南岛 SE 海域的海水温度结构以及与此相关的 NE 向流，是从夏季一直维持下来的，入秋至冬基本稳定。如以 3 站右侧 10—15℃ 等温线的分布作为这支 NE 向流的代表，则在 4 个月内除了近表层因气温、风情变化所导致的扰动外，流况基本上没有变动。

5．上述从汕头、香港、川岛以及海南岛外方 SE 向断面的温度分布中，亦即从地转流场中显现出来的冬季 NE 向逆风海流，以汕头外方为最稳定和强大；海南岛 SE 向断面上的也相当稳定。在这两个断面上，NE 向流包括冬季在内的存在时间尺度，可达到 4 个月—半年以上。在其他断面上（如香港和川岛外方），其存在的时间尺度，由于没有足够多的资料，尚难以判断。但有时流速也很强，例如，1966 年 11 月 24—25 日及 12 月 5—6 日的观测结果就是这样[1]。

关于这支 NE 向流的空间尺度，在 1968 年 1 月的观测中，前后连贯的四个断面均有

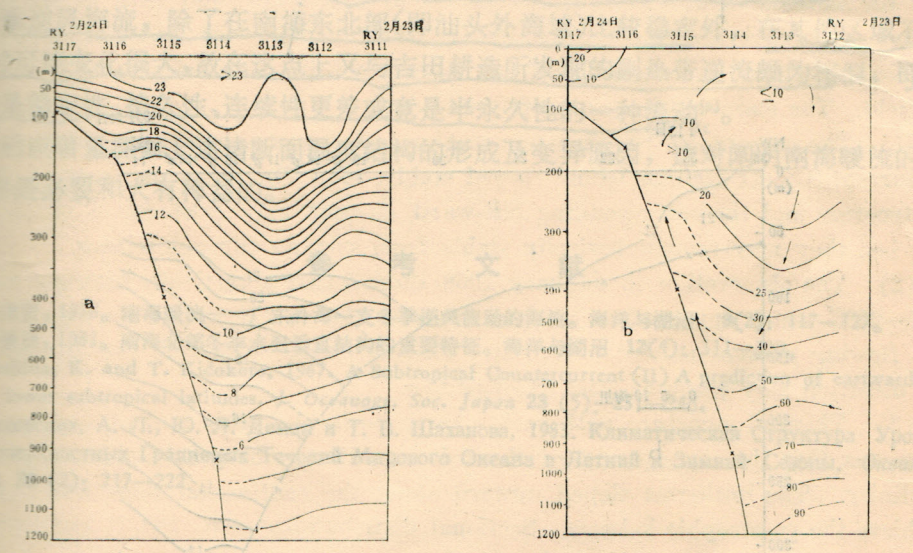


图 6　汕尾碣石湾外 ESE 向断面的温度（a. T℃）及硅酸盐（b. SiO_3-Si，μg-at/l）分布。
1967 年 2 月 23—24 日（"Ryofu Maru" 号观测，根据 CSK 资料报告 No. 82）

22°—23℃ 的垂直均匀层，其左侧均为 NE 向流，故 W-E 向的空间尺度可达 6 个经度，即 600—700km。在其他几次的观测中（如 1966 年 11 月—12 月），W-E 向的空间尺度至少可达 2 个经度，即 200km 左右。

6．这样大范围而维持相当长时间的温度结构以及相应的 NE 向流，是一支斜压性很强的地转流。它所出现的等温线自右侧（SE）向左侧（NW）的上倾现象，是为了维持地转平衡（柯氏力与压力梯度力相等）的结果。当然，这种等温线的向左侧上倾现象，也与横流方向的垂直环流相适应，即左侧海水发生上升运动，右侧发生下降运动。这不仅从温度和密度（σ_t）分布中可以得到证明，从磷酸盐、硅酸盐的分布中可以看得更为明显。

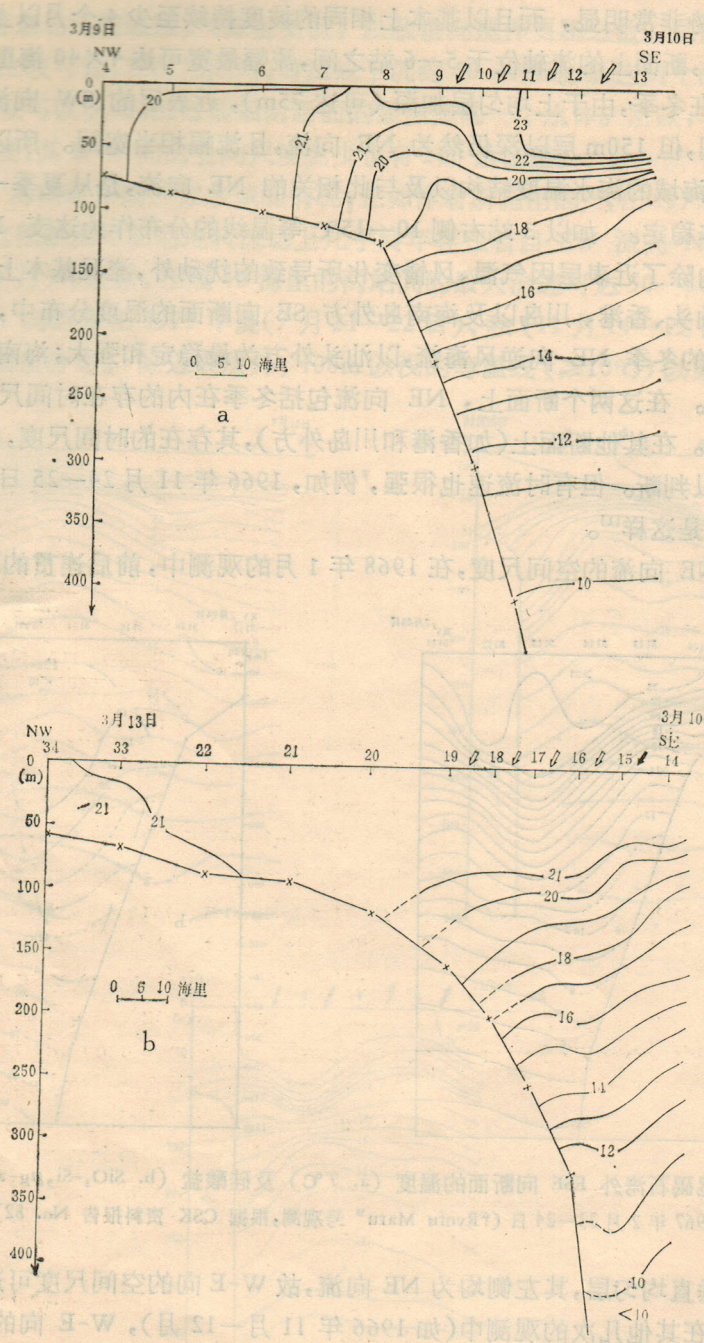


图 7 香港和川岛外 SE 向断面的温度（T℃）分布

（根据 CSK 资料报告，No. 92）

a. 香港，1967 年 3 月 9—10 日的观测； b. 川岛，1967 年 3 月 10—13 日的观测

图 2g,h 为汕头外 SE 向断面 1968 年 1 月 7 日的 σ_t 及 PO_4-P 分布，图 6a,b 为汕尾碣石湾外 ESE 向断面 1967 年 2 月 23—24 日的 T 及 SiO_3-Si 分布。可以看出，磷酸盐和硅酸盐的分布，都与温度和密度的分布趋势一致。营养盐类含量的分布均有沿陆坡—陆架

外缘向上减少的趋势，这表明深层水(密度较大)有沿陆坡—陆架外缘爬升之势；而在向海一侧，近表层为垂直均匀层，营养盐类含量自此向深层随着深度而增加，表明近表层水向下沉降，形成了如图中箭矢所示的垂直环流。

7．上述诸断面的温度结构以及与其相应的海流分布，无论在水平或垂直方向上都十分错综复杂，NE 向流与 SW 向流的剪切也很大。就是在汕头外 SE 向的断面中，情况也是这样：在基本上前后连贯的两年(共 6 次)观测中，虽然，NE 向流比较稳定而强大，但变化仍相当大。下面再举出香港和川岛外 SE 向断面的情况，来揭示温度结构(从而海流分布)的剧烈变化。前述 1966 年 11—12 月的两个断面(图 4a，b) 中，等温线的分布以自 NW 向 SE 下倾，从而海流以自 SW 流向 NE 为主要特征。但在 1967 年 3 月 9—13 日两个同样断面的观测中，却出现了几乎完全相反的温度结构以及相应的海流分布。自图 7a，b 可见，在 400m 层以浅的水体中，等温线的分布，可以说，完全以自 SE 向 NW 下倾为其主要特征，从而海流几乎完全自 NE 流向 SW。在相隔仅 3 个月之后，等温线几乎沿顺时针方向转了 90°。这种变动的动力原因值得深入研究。

南海北部陆架外缘—陆坡区域的温度结构以及海流分布的变化是很显著的。从而，这支冬季逆风海流，除了在南海东北部(即汕头外海域)比较稳定外，在其他区域不很稳定，有时可能变化很大，故在这点上又与吉田耕造所发现的副热带逆流颇为相似，即两者均可能是稳定性、持久性、连续性更差或竟是半永久性的一种流动[3]。

今后应着重探索上述诸断面温度结构的形成及变异原因，这对阐明南海暖流的形成机制，将是必要和大有裨益的。

参　考　文　献

[1] 管秉贤，1978。南海暖流——广东外海一支冬季逆风流动的海流。海洋与湖沼 **9**(2)：117—127。

[2] 管秉贤，1981。南海北部冬季水温垂直结构的重要特征。海洋与湖沼 **12**(4)：311—320。

[3] Yoshida, K. and T. Kidokoro, 1967. A Subtropical Countercurrent (II) A prediction of eastward flows at lower subtropical latitudes. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **23** (5): 231—246.

[4] Бреховских, А. Л., Ю. Л. Демин и Т. В. Шаханова, 1983. Климатическая Структура Уровня и Поверхностных Градиеных Течений Мирового Океана в Летний и Зимний Сезоны. *Океанология* **23** (2): 217—222.

SOME FEATURES OF THE TEMPORAL AND SPATIAL DISTRIBUTIONS OF THE "COUNTER-WIND" CURRENT IN NORTHERN SOUTH CHINA SEA IN WINTER*

Guan Bingxian

(Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao)

ABSTRACT

Results of field experiments in the South China Sea (SCS) Warm Current region during Feb.-Mar., 1982 showed that a baroclinic (or density) current is the main component of winter current field in the deep water of the northeastern SCS. Based on this result the sectional temperature data collected in 1966—1968 and 1975 in the northern SCS are reanalysed to study the temporal-spatial features of the distribution of the winter "counter-wind" current which flows toward NE in close relation to the temperature field. The main results are as follows

(1) The current off Shantou was stabler and stronger than those on other sections. The current SE off Hainan Island flowed stably, too. On these two sections, the thermal structure and the corresponding NE-ward current may exist for 4—6 months or more, i.e., they may remain basically stable from summer through winter.

(2) The observation in January 1968 showed that a vertically homogeneous layer of 22—23°C water appeared on sections from ca. 111° to 117°E, and the axis of the NE-ward flowing current existed to its left. Therefore, the length of the current in the W-E direction may reach at least 6° longitudes.

(3) Thermal structure with such a large horizontal scale and of so long a duration means that the corresponding NE-ward current may be geostrophic and of strong baroclinity. The isotherms sloped upward along the continental slope and shelf-break to achieve the geostrophic balance. Sectional distributions of σ_t, PO_4-P and SiO_3-Si are used to verify the vertical circulation in the cross-current section.

(4) The thermal structure and corresponding current patterns on these sections are rather complicated both horizontally and vertically. The shear between the NE-flowing and SW-flowing currents is great. Outside the part in the northeastern SCS, the winter "counter-wind" current is not stable and probably very variable. As a whole, in this respect, this current is very similar to the Subtropical Counter-Current (Yoshida and Kidokoro, 1967): less stable, discontinuous or even transient.

* Contribution No. 1242 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

水 文 物 理 学

建国以来我国海洋水文学的调查研究*

管秉贤
(中国科学院海洋研究所)

解放前，海洋水文学在我国几乎是个空白．只是在三十年代，曾在渤海和福建沿海水域进行过一些零星的调查．建国三十年来，在中国共产党的领导下，通过全国广大海洋水文科学工作者的共同努力，这门学科，从无到有，从小到大，由浅及深，无论在为国防和生产实践服务上或在学科理论研究上，都进行了大量的工作，取得了许多显著的成绩．海洋水文学的科研队伍也有了较大的发展．

现就建国以来我国海洋水文学（包括海洋调查、水文和海流等三方面）研究工作的进展以及所取得的主要成果作一概略的回顾．

一、海 洋 调 查

1956 年制定的国家科学技术发展远景规划指出，我国海洋科学事业的发展，应结合生产实践；其发展途径，应从综合调查开始；并将“中国海海洋调查以及海洋图集的编绘”列为我国海洋科学的第一个中心课题．后来，周总理又指示，科学发展应在广泛深入实践的基础上，往高处提．三十年来我国海洋水文学的调查研究工作，就是沿着这个方向发展起来的．

建国初期，在开展渔场调查（例如烟威鲐鱼渔场调查、黄河口小黄鱼渔场调查、辽东湾毛虾渔场调查等等）的同时，就进行了海洋水文观测工作，这为以后开展较系统的调查工作作了一些技术上的准备．

1957 年是我国海洋科学发展史上的一个新起点．这一年，我国第一艘专用海洋综合调查船——中国科学院的“金星”号，在渤海及北黄海西部开展了我国首次系统的包括海洋物理、化学、生物及地质等方面的海洋综合调查．“渤海及北黄海西部综合调查报告”中的水文学部分，第一次用我国自己调查得到的资料，对上述海区水文要素的分布变化、水系和海流、潮流的概况，勾划出了一个粗线条的轮廓．这一轮廓迄今仍有一定的代表性．这项工作也为以后开展全国性的海洋综合调查，在技术和干部培养等方面打下了基础．

我海水文要素的周日变化颇为显著．因而，根据单船观测资料绘制分布图时，其代表性是一个值得考虑的问题．为了在以后全国性海洋调查中较好地解决这个问题，在国家海委海洋组的统一组织下，有关单位于 1957 年 7 月到 1958 年 6 月，先后在渤海及北黄海

* 本文承我所翁学传、甘子钧同志提供有关材料及宝贵意见，我所曾呈奎、毛汉礼教授及山东海洋学院赫崇本教授审阅文稿，笔者向他们致以深切的谢意！
中国科学院海洋研究所调查研究报告第 573 号．

西部进行了四次多船同步观测．这种观测不仅可以揭示出浅海区水文和海流要素周日变化的规律，还为研究浅海调查方法提供了实践基础．

接着，国家科委海洋组组织全国有关单位从1958年9月起开展了全国海洋综合调查（通称“全国海洋普查”）．在祖国渤、黄、东、南海（包括北部湾）近海部分的辽阔海疆上，每月均有十余艘调查船进行着几百个测站的海洋综合调查．同时，还根据天文条件选择日期，在许多测站上进行海潮流的昼夜连续观测．通过全国海洋科学工作者历时二、三年之久的辛勤劳动，完成了这项在我国海洋科学发展史上迄今仍具有十分重要意义的调查工作．

通过这次调查，在水文学方面，第一次取得了（除台湾省沿岸以外）祖国四海近海部分每月一次持续达一年以上的系统资料．全国海洋综合调查资料和图集分成若干巨卷自1961年起陆续出版，提供生产和科学研究参考之用．与此同时，还应用我国自己获得的调查资料，编写出版了关于“调查方法和仪器”、“中国近海的自然环境”、“中国近海温、盐、密度的分布”、“中国近海温、盐、密度的跃层现象”、“中国近海的水系”、“中国近海的海流系统”、“中国近海的潮波系统”等各篇全国海洋综合调查研究报告；并主要根据我国自己的实践经验编写出版了《海洋调查规范》．同时，还根据调查所得的潮流资料，进行了潮流大面预报．

这些报告对渤、黄、东、南海近海部分的水文物理现象，如温、盐、密度及其跃层的空间分布和时间变化，主要水系和流系的分布特征、性质、消长变化，潮汐潮流的分布类型、基本特征和潮波系统，以及影响水文分布的自然环境因子，如迳流、降水、风等作了比较全面和系统的阐述，其中有些分析探讨迄今仍被认为是比较细致和深入的．总起来可以这样说，全国海洋普查报告对祖国四海近海部分的水文现象的分布变化，描绘出了一个基本的轮廓．报告中所提出的一些观点和初步结论，多年来一直为国内有关方面所引用，并在生产和国防建设中起了一定的作用．全国海洋普查的三大成果，即资料汇编、图集和报告，为我国海洋科学提供了第一批基本资料和文献．

在这次调查中，也发现了国外在这海区调查中所没有发现的某些现象．例如，在南海近海和东海浙闽近海观测到冬季存在着逆风流动的海流（被分别命名为“南海暖流”和“台湾暖流”）等，这在实践和理论上都有较重要的意义．

在开展全国海洋普查的前后，为了解决河口、港湾和海岸带等的综合利用问题，还对渤海湾、胶州湾、杭州湾、长江口、珠江口等以及全国海岸带和沿海滩涂进行了较大规模的水文调查工作，取得了许多成绩．港湾调查的重点是研究泥沙迴淤的规律问题，因为它是一个严重影响港湾建设和航运发展的大问题，它又与水文动力因子的分布变化有着密切的关系．

通过这些调查，有的为港湾（如塘沽新港、连云港等）和航道（如长江口等）的建设提供了数据，有的为国防基地和船厂的建设提供了工程设计参数．有关单位还共同编写出版了“海港水文规范”，为港工部门提供了技术标准．最近又在浙江温州湾进行试点，准备开展全国规模的海岸带和滩涂综合调查．

海洋水文资料的积累，对研究海况尤其是浅海海况的变异，具有特别重要的意义．在全国海洋普查的基础上，六十年代初期起就开展了渤、黄、东、南海近海区域的标准断面观测和沿岸台站的定点观测，从而初步建立了全国近海区域的水文气象监测系统．十余年

来已出版了大量的观测资料，以及根据有关资料所编写的著述．此外，还完成了许多专业性的调查，如海底电缆路由、海雾、渤海和南黄海北部的污染调查以及许多渔场调查等，获得了大量资料．

在浅海水文资料的积累中，海潮流实测资料最为珍贵．通过海洋普查，取得了近海区域数百个海流昼夜连续观测站(每站均进行3—4次)从海面到海底的各层资料．尔后，特别是在七十年代，国家海洋局以及其他海洋、水产等科研单位更在海洋普查调查海区之外的海区上取得了数量相当多的海流连续观测站资料．此外，不少单位还结合它们的专业调查任务分别在渤海、黄海、东海和南海北部等海区定期地投放了大量的漂流瓶和漂流卡，有的并用装有自记仪器的锚泊浮标搜集海流资料．

长期以来，我国还没有自己编绘的海洋水文图集．现在，除海洋普查所得出的近海部分的水文图集之外，在广泛收集国内外资料的基础上，先后编绘了一些气候式图册，如渤黄东海的温、盐、密度分布图，表层海流逐月分布图，渤黄东海及西北太平洋的海面热量平衡图集以及有关的大洋水文图集等等．

近三年来，我国海洋调查工作有了较快的发展，在浅海陆架调查、深海和远洋调查以及国际合作调查等方面都取得了新的进展，从而使我国海洋水文学的调查研究工作进入了一个新的发展时期．

1977年秋国家海洋局“向阳红5号”，“实践号”和“东方红号”调查船在东海124°E以东海域进行了规模较大、时间较长的综合调查．1976—1978年夏科学院海洋所“金星号”调查船又在东海大陆架及其邻近海域进行了多次调查，还在黑潮几个断面上进行了观测．这些调查使我国首次获得了东海东部深广海域上比较系统的水文气象资料，这对研究东海区域海洋学，特别是东海环流问题是很有用的．

科学院南海海洋研究所曾对中沙、西沙群岛附近海域进行过多次科学考察．1977年秋冬，“实验号”调查船，又横跨南海对中沙群岛、西沙群岛以南和南沙群岛以北的岛架和深海海域进行了综合调查，为开发南海资源提供了宝贵的资料．

前几年，国家海洋局“向阳红5号”和“向阳红12号”两艘调查船先后在太平洋特定海域进行了综合性的海洋调查，使我国首次获得了大洋的各种水文、气象、化学要素资料和地质、生物样品．

最近，国家海洋局“实践号”和“向阳红9号”两艘调查船，在太平洋赤道区域参加了首次全球大气试验（GATE）这一大规模的国际科学合作活动．历时半年左右，圆满地完成了我国所分担的任务．可以预料，在国际合作调查中所取得的经验，将进一步推动我国海洋科学事业向前迅速发展．

二、水文特征和水团分析

近二十年来，我国海洋水文工作者在海洋普查研究报告的基础上，着重在水文特征、水团分析方法和温盐度预报等几方面进行了许多工作．

1. 对于黄东海，在六十年代初期，综合了当时所能搜集到的该海区中外调查资料，开展了“黄东海环流”的研究．例如，在水文方面，分析了黄东海冬、夏两季水文分布的基本特征和水团划分问题，提出了一个比普查报告较为完整的轮廓．近几年来，又对东海大陆

架夏季温盐度的垂直结构类型、东海西部的水文锋面结构、台湾暖流水夏季的T-S关系及其来源以及黄海北部的基本水文特征等也作了较全面的分析，有的还提出了一些新的见解．与此同时，不少水文工作者着重对黄海冷水团、长江冲淡水和黑潮这三个黄东海最重要的水体分别作了专题研究．

(1) 黄海冷水团是中国海水文特征中的重要现象之一．早在五十年代末就对这一水团的成因及其性质进行了探讨，提出了冷水团是冬季在黄海本地形成的概念．其后，通过对冷水团区域水温季节变化和多年变化及其原因的分析，得出了冷水团夏季底层水温的高低主要取决于冬季沿岸气温变化的结论，这不仅为阐明冷水团的成因提供了依据，也为以后研究冷水团水温的趋势预报提供了线索．最近，有关的海洋水产研究所，在对近二十年来春季北黄海冷水团强度变化分析研究的基础上，提出了冷水团强度预报的一种方法．

(2) 长江冲淡水对夏季东海水文分布状况有着显著的影响．六十年代初首先对长江冲淡水本身及其与周围海水的混合问题作了统计研究；并结合杭州湾水文特征的研究，进行了杭州湾潮混合的研究．这些工作对浅海混合问题提出了一些启发性的看法．近几年来又对长江径流对东海水文状况的影响作了进一步的研究．其中，对长江冲淡水的盐度指标、扩散范围以及冲淡区表层盐度的分布等问题作了较细致的分析，还提出了夏季长江冲淡区表层盐度分布的模式．

(3) 黑潮不仅是我国台湾东岸海区和东海中最重要的流系，它对黄渤海，甚至对南海的水文分布变化也有较大的影响．更有甚者，黑潮地区的水温分布变化对我国东部沿岸地区的气候变迁，特别是降水(即旱涝现象)有着相当密切的关系．早在六十年代初期，就对台湾附近海区的水文特征及环流，联系黄东海的水量平衡作了较广泛的探讨．六十年代中期，又根据多年平均资料对台湾海峡及其邻近海区的水文概况，以黑潮及其分支为重点作了分析研究．近年来则着重对东海黑潮区域的温盐度结构以及黑潮水团的划分问题进行了较详细的探讨．最近，还根据闽南-台湾浅滩渔场海洋渔业资源调查所得资料分析了台湾海峡南部的水团结构．上述各方面的工作为今后进一步研究黑潮水团及其变异问题打下了较好的基础．

普查结束以后，有关的海洋、水产研究单位先后开展了南海北部水文状况的调查研究，使我们对该海区的水系分布比普查时有了较多的了解．此外，还对北部湾水文要素的分布变化，特别是冬、夏两季的水文特征作了较详细和全面的分析．

2. 水团及其边界划分方法的研究，对鉴别浅海水团和研究水团的消长变化具有重要的意义．十余年来在这方面也进行了不少工作．例如，有的应用T-S关系，以黄东海为例，用定量方法分析了浅海水团的边界．有的从数理统计理论出发，提出了用温盐度的概率(特征频率)分布来划分水团间的边界，并在北部湾试用，显示了一定的实用意义．此外，还讨论了有界水团的混合问题，认为在浅海情况下此时必须考虑水团的整个趋匀化过程，而不能把T-S图解看成是静止不变的．最近，根据矩阵论的有关定理，对东海表层多年旬平均水温进行了奇异矢量分析和水系划分，得到了与传统概念相当接近的水系分布结果．

3. 温、盐度等水文基本要素的预报对渔业生产具有较重要的实用意义．近几年来，不少单位在研究水文特征分布变化规律的基础上，开展了温、盐度(主要是温度)预报的研究．例如，有的对黄东海及其主要渔场区域的水温历史资料进行了统计和相关分析，提出

了这些海区的水温预报公式；有的应用阶段回归方法研究了海况和渔况的预报问题；有的应用随机序列统计和逐步回归等方法，研究了西沙群岛附近海域海面温、盐度各种时限的预报方法．这些研究结果已在生产实践中得到了初步的应用，有的试报效果比较好，受到了生产部门的欢迎．

三、海　流

我国的海流工作者，继海洋普查所完成的工作之后，着重在中国海及其邻近大洋的海流（其中包括黑潮）结构、海流理论和计算方法等方面进行了许多工作．

1．六十年代初期，在黄东海环流的研究中，着重对这一海区冬、夏两季的海流系统（包括它们的途径、性质和季节变化等）作了较细致的分析，并提出了海流系统模式图．近年来，整理分析了东海四十余年（1932—1977）来的海流连续观测资料，以海流实测结果为主，对东海海流系统的分布以及冬、夏两季基本流型的差异作了概要的阐述．此外，还根据六十和七十年代所施放的漂流瓶资料，研究了黄海南部和东海沿岸，特别是长江口的表层流状况．近十余年来，黄东海区的资料积累较多，但综合水文和海流两方面的研究结果来看，海况虽有不同程度的改变，而环流的总轮廓，即其基本模式大体上是稳定的．

但应指出，在东海海流系统的研究中，对个别流系的某些问题还存在着不同的看法．例如，夏季长江冲淡水的流向是沿低盐水舌轴方向流向东北呢还是沿岸南下，浙闽近海的台湾暖流来自台湾海峡呢还是在台湾岛的东北方从黑潮分支出来等等，有关的同行们正在围绕这些问题开展有益的探讨．

2．对于130°E以西源地区域的黑潮，自六十年代初期以来，主要应用日本调查资料，对东海黑潮流速流量的分布变化及其与地形的关系，台湾岛及其附近海底地形对黑潮途径的影响，台湾东岸黑潮流速结构的分布特征及其季节变化等问题，作了较深入的分析，得出了一些较合理的结果．最近，应用CSK（黑潮及其邻近海域的合作调查）资料，计算了东海黑潮区域海流要素的量值，并绘制了该海区的流场图．同时还引用东海G断面上二十年（1956—1975）来的GEK资料，结合北太平洋的风场资料，分析研究了黑潮表层流速的变异问题．结果表明，由于深受陆架和陆坡地形的影响，东海黑潮与日本以南的黑潮（后者常常出现持续达数年之久的大弯曲并伴有大冷水团）颇为不同，它的途径和流向较为稳定，但流轴处流速的变化则较大．这里的流速与北太平洋夏威夷群岛附近的海面风应力涡度有着较显著的相关关系．这项结果用较长时间序列的流速和风速实测资料为海洋与大气的远距离相关，提供了一个较好的例证．

3．对于南海海流，自六十年代以来，取得了下列几项结果：

（1）根据1964—1971年间在广东沿海及北部湾投放的大量漂流瓶资料，绘制了各月的漂流瓶漂移路线图和相应的广东沿海及北部湾表层海流图，探讨了上述海区表层流的分布状况和性质，认为在本海区的外海地区，表层流主要受季风控制，呈现明显的漂流性质：冬季为西南向漂流，夏季为东北向漂流．

（2）根据1966—1968年间冬季的CSK资料，分析了南海北部的地转流场，认为在东北季风盛行期，这里的海水并非是一派地从NE流向SW的，而是在广东外海的较深海域上，冬季存在着一支狭窄而呈带状的、流速相当强的逆风流动的东北向流．并认为普查

时所发现的南海暖流，仅是这支海流的“左翼”．这支海流在地理位置、水文特征、流速结构和显著出现的季节等方面都和北太平洋西部的副热带逆流有着很多相似之处．

(3) 根据最近对南海中部海域所得的水文和海流资料，探讨了这一海区的环流概况．此外，通过海面风场的计算，提出了北部湾半封闭海域冬、夏两季的环流模式．

4. 最近还对东海及其附近海域中所出现的一些涡旋现象作了初步的分析研究．例如，探讨了济州岛西南方下层所出现的冷水及其热结构，并分析了这里夏季出现的气旋式涡旋的成因及消长变化等问题．此外，根据近十余年来水温和海流实测资料的分析比较，论述了在黑潮左右两侧存在过好几个冷暖涡，并对它们的主要特征、成因和变化作了简略的探讨．虽然，涡旋研究目前仅是个开端，但有迹象表明，这一海域在强大的表层流附近也常常出现各种类型的涡旋，这点看来是无疑的．

5. 浅海水文情况远较深海大洋为复杂，海洋学上的经典理论和深海大洋中的海流计算方法在浅海中是否适用及如何应用，是亟待解决的问题．自六十年代初以来，针对海流成分的复杂和动力计算在浅海中所遇到的困难，曾先后提出了余流的代数分离法和浅海地转流速的实用计算法．最近又提出了一种既适用于深海又特别适用于浅海的“普适动力计算原理及方法”，以代替 Helland-Hansen 方法，并认为一般的深海动力计算方法仅是前者的一个特例．同时，还提出了仅考虑铅直湍流的海流流速计算及预报方法．此外，为了计算具有实际可变深度的海洋中的海流流速，又提出了一种大气-海洋的三层模式．据报道，这几种方法曾在东海黑潮区域试用过，结果较为满意．与此同时，还根据数值计算和其他计算原理研究了浅海海流的计算问题．例如，早期曾以胶州湾为例，对半封闭海区中的风海流进行了数值计算．近年来，应用有限元方法计算了台湾以东海域的黑潮流速场，并进一步采用精确解与有限元方法相结合，计算了三维海流的流速场．

在海流理论研究方面，六十年代重点放在风海流，当时曾探讨了海流的空间问题及其消衰理论．前者将 Munk 的大洋风生环流理论推广应用到三维空间中去，得出了较为普遍的解析解．后者以 Ekman 的风漂流作为初始流场，建立了风漂流消衰理论．另一方面，还将位势理论及象方法应用到风海流和升降流的研究中，得到了比用富氏方法求解海流问题为好的结果．对于半封闭海区，近年来也提出了一种风生环流模式．七十年代开始考虑了热盐效应．例如，最近根据黄海冷水团的定性分析结果，建立了一个较严格的浅海热成环流的流体动力学模式，借以阐明其热结构和运动形式．对于大洋环流，也提出了一种热盐机制和风生-热盐环流的模式，试图解释洋流中的若干现象．

在上升流研究方面，将 Saito (1956) 的理论推广到浅海，提出了风生沿岸上升流及沿岸流的一个非稳态模式．在湍流研究方面，最近在探讨现有海洋宏观湍流模式的基础上，提出了能谱结构的一种可能模式．

上述各项工作，从不同的途径为逐步解决浅海海流的计算问题并进而建立浅海海流理论，作了初步的努力，取得了一些可喜的结果．

综上所述，通过近三十年来的调查研究，对我国近海区域水文现象的分布变化有了一个轮廓性的但较切合实际的了解，并为国防和国民经济建设提供了一些重要的资料和成果．此外，近几年来在深海、远洋和国际合作调查等方面也迈出了可喜的步子．这些都为今后进一步开展中国海及其邻近大洋的调查研究打下了较好的基础．但是，也存在着一些薄弱环节，特别是在观测实验手段、资料处理方法以及基础理论研究等方面，更有待大

力加强．只有这样，才能进一步发展这门学科，并满足四化提出的愈来愈高的要求．

在八十年代国际海洋科学的规划中，除了进一步研究大洋中的问题之外，浅海陆架的调查研究受到了高度重视．我们坚信，在党中央的领导下，我国海洋水文工作者将迈出新的步伐，为在本世纪内赶超世界先进水平，为早日实现我国的社会主义现代化，作出应有的贡献．

A REVIEW OF THE STUDY ON THE PHYSICAL OCEANOGRAPHY IN NEW CHINA

Guan Bingxian

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

In this article, the three decades of the study on the physical oceanography in New China are briefly reviewed in three aspects, namely, (1) hydrographical survey, (2) characteristic of the hydrographical elements and water-mass analysis, and (3) ocean current.

第 27 集
1986 年 9 月

海洋科学集刊
STUDIA MARINA SINICA

No. 27
Sep., 1986

东海海流结构及涡旋特征概述*

管秉贤
(中国科学院海洋研究所)

东海是一个兼有下列浅海和深海特征的边缘海：地形复杂，西部为大陆架，约占东海总面积的 2/3；东南为大陆坡及深海槽，最大深度可达 2700 余米；西侧有年平均总值约 12000 亿立方米的巨量径流入海；东侧又有强大的黑潮流经，其流量约为 20—30 SV[1]。海上盛行季风，风向基本上每半年变换一次。东海水文特征以及水团、海流和涡旋等的分布，就是在这样复杂的自然条件下形成和变异着的。

一、近二十余年来东海海洋调查概况

近二十余年来，中、日以及其他一些国家对东海进行了一系列的调查研究。五十年代末，我国开展全国海洋综合调查，曾对东海我国近海部分进行了较系统的调查。除了定期的大面观测外，还在许多测点上进行了海流昼夜连续观测，取得了一批余流资料。六十年代以来，又开展了定期的标准断面观测、大陆架调查和其他一些专题调查，例如，浙东沿岸上升流调查、济州岛西南冷涡调查、长江冲淡水调查等等。通过这些调查研究，我们对东海近海和陆架区域的温、盐、密度以及跃层、水团和海流等的分布变化有了一个较全面和系统的认识，也发现了其他国家以往在东海调查中所没有发现的一些重要现象(如冬季沿粤、闽、浙近海存在着逆风北上的海流等)。现在即将开展东海黑潮调查。

我国台湾省台湾大学海洋研究所自六十年代中期以来，就开展了台湾附近海域的黑潮及上升流的调查研究，对黑潮起源部分的变异特征及附近海域上升流的发生机制有了较详细的认识。

日本气象厅、水产厅、水路部等长期以来对东海进行了定期的调查。特别是六十年代中期开始的“黑潮及其邻近海域的合作调查”(CSK，1965—1977) 以及正在进行中的“黑潮开发利用调查研究”(KER，自 1977 年起)等都对东海进行了以水文学为重点的综合调查。还有“东海综合研究”、“气团变性实验”(AMTEX，1974，1975)、“海洋污染调查”以及“东海陆架海流观测”等等，更对东海分别进行了以研究黑潮水与大陆沿岸水的混合机制、东海黑潮流域的海-气能量交换和陆架海流等为重点的专题调查。七十年代末，日本气象厅在东海陆架水深约百余米处安放了一个能长期记录流速流向等 16 个参数的海洋气象浮标，并在西表岛附近、吐噶喇海峡以及陆架区域应用自记海流计进行海流长期观测[27,32,35,41,54]。还在黑潮及其附近区域投放了卫星追踪的漂流浮标[37]。

通过这些调查，获得了大量系统的和质量较好的资料，从而对东海陆架外缘及深海部

---

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1250 号。本文曾在“东海及其他陆架沉积作用国际学术讨论会”(杭州，1983 年)上作邀请报告。

1) $1SV=10^6 m^3/s$，相对于 700dbar 面。

Also in "Proceedings of SSCS" (1983) China Ocean Press

分的水团、流系，特别是黑潮的分布变异较以前有了系统和细致的认识[24,43,46,51-53]，还发现了一些温、盐度和海流结构的新现象。例如，观测证实，黑潮流轴不是由一个而是由2—3个分支的强流带(即多重结构)构成[25,42]。同时，对东海黑潮流量的变异与日本以南海域黑潮出现大弯曲和冷水团的关系，也提出了一些有意义的见解[19,38,39]。

六十年代初，苏联太平洋渔业及海洋学科学研究所 (ТИНРО) 在东海进行了以阐明水团和海流结构为主旨的调查[59]。最近几年，中、美两国也在长江口附近海域开展了陆架沉积动力过程的联合调查。

就国内外对黄海、东海和南海调查研究的程度而论，东海是调查得最为频繁，研究得

的各层平均余流流系示意图[1]；最近，还对东海环流作了较全面的阐述[34]。近藤正人·王井一寿（1975）[26]根据GEK、海流瓶资料以及陆架上的定点测流结果阐述了东海流况。Харченко(1968)[59]分析探讨了东海地转流的分布变化。

日本学者自1968年以来曾几次施放海底漂浮器，调查了东海陆架上的底层流[20,21,22]，但未见有底层流分布图问世。

另一方面，也有一些学者根据在不同假定条件下的运动方程进行了东海环流的数值计算，得出了一些模式图。例如，奚盘根等（1980）[7]的东中国海环流模式，袁耀初等

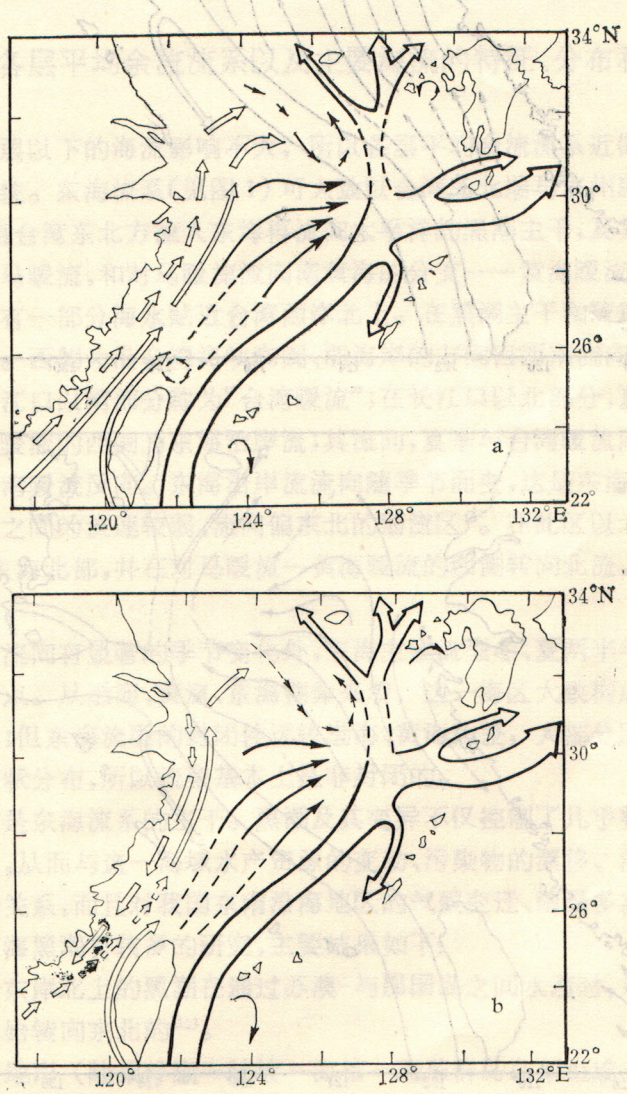


图1 东海各层平均余流流系示意图

a.夏半年（4—9月）；b.冬半年（10—3月）

（根据管秉贤（1978）“东海海流系统概述”一文，加以增补）

1）管秉贤，1978。东海海流系统概述。东海大陆架论文集。中国科学院海洋研究所编，126—133页。

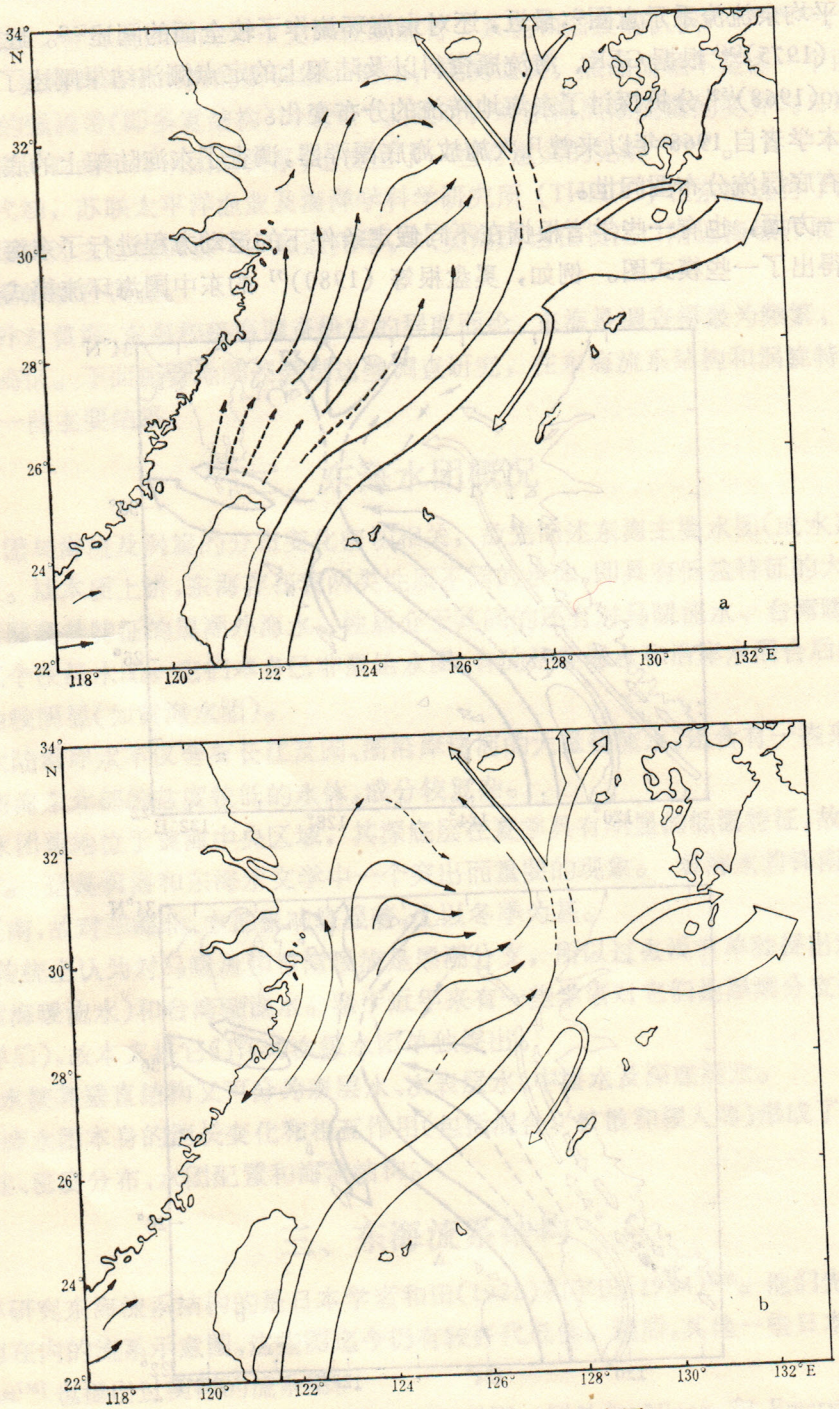


图 2 东海陆架近底层余流分布示意图

a.夏半年; b.冬半年

(1982)[8] 的东海陆架环流模式,小田卷(1982)[18] 的东海流线的诊断模式和 Choi(1982)[30] 的稳定均匀风应力作用下黄东海陆架风生海流模式图等。

本节仍以"东海海流系统概述"(管秉贤,1978)一文中所用海流连续观测资料(1932—

1978)为分析基础。由于该文提出的各层平均余流流系示意图在东海西南部分留有不少空白，本节引用由船舶定位得出的海流资料以及其他资料，将该图加以增补，使之较前全面一些，同时提出东海陆架近底层余流分布示意图。图 1,2 中的实流线及矢量主要是根据海流连续观测资料绘制的，虚流线及矢量则主要是根据船舶定位等资料及流动趋势具有连续性而推得的。图中的黑潮及对马暖流，仍引用 Nitani (1972)[46] 的东海流系模式图(但已略作修改)，因这一区域的深层测流资料迄今仍甚缺乏。为了便于讨论陆架近底层流相对于深海流系的位置，在图 2 中亦绘上了这一流系模式图。

(一) 各层平均余流流系以及主要海流的特征、分布和变异

由于风对近表层以下的海流影响不大，所以各层平均余流流系近似地代表了不依赖于局地风的环流系统。东海流系(见图 1) 可大致以台湾岛北端与济州岛的联线为界，分为两部分。东侧为自台湾东北方流入东海再流向太平洋的黑潮主干，及其向北最后进入日本海的分支——对马暖流，和对马暖流流向南黄海的分支——黄海暖流这一外海流系。黑潮通过巴士海峡时有一部分海水贴近台湾西岸北上。在黑潮主干和琉球群岛之间为流向偏西南的黑潮逆流。西侧为沿台湾海峡和闽、浙海岸的方向自西南流向东北的一支海流，它在海峡以北及长江口以南部分称为“台湾暖流”；在长江口以北部分，夏季其近表层即为长江冲淡水。台湾暖流的西侧为东海沿岸流；其流向，夏季与台湾暖流同向，冬季则沿浙、闽海岸南下而与台湾暖流反向。东海沿岸流流向随季节而变，这是东海流型的特点之一。在黑潮和台湾暖流之间为流速较弱、流向偏东北的弱流区[1]。在此区以北，黄海低盐水向东南方扩展，伸入东海北部，并在对马暖流—黄海暖流的西侧转向北流，形成一个气旋式小环流。

除东海沿岸流流向有显著的季节变化外，东海主要流型冬、夏两半年颇相类似，这是东海流型的又一特点。从渤海、黄海、东海整体来看，这一海区大致构成了一个趋于封闭的气旋式环流系统；但东海流型的封闭性远较渤海、黄海为差，大部分区域的海流呈以东北为主要流向的带状分布，所以流型基本上是非封闭的。

1. 黑潮 它是东海流系的主干。黑潮及其变异不仅控制了几乎整个东海和邻近海域的水文分布变化，从而与这一海域水产资源的变动、污染物的漂移、海面和水下船舰的航行等有着密切的关系，而且对我国东南沿海地区的气候变迁、雨量多寡等产生较显著的影响。近年来对东海黑潮有较多的研究，主要结果如下：

(1) 沿着台湾东岸北上的黑潮在通过苏澳-与那国岛之间水道时，是因受此处海脊地形的影响而流轴开始转向东北的[12]。

(2) 由于深受地形 (陆架外缘—陆坡—海槽—琉球群岛岛架组成一条“轨道”) 的控制，其途径、流向及流幅较稳定，除台湾东北方秋、冬季可能出现小弯曲外，近二十余年间尚未观测到象日本以南海域所出现的那种持久的大弯曲[14]。

(3) 流速流量的变化相当大。例如，半周日内 10m 层最大流速与最小流速之比可达

1) 在夏季和冬季都是这样。1975 年 2 月海流计浮标阵 20m 层的观测结果(见表 1)是一例证。

2.5。季节变化和多年变化亦颇显著，逐次观测的变幅可达到或略大于其平均值[14,16]。从G断面（位于冲永良部岛西北）1972—1981年间每季一次的流量平均值来看，春季最大，夏、冬季其次，秋季最小，总平均值为25.49SV，标准偏差为2.65SV。流轴处表层流速具有类似的季节变化趋势，总平均值为1.9kn[29]。

（4）东海黑潮流速流量的变化与北太平洋副热带中心区域（即夏威夷群岛附近）海面风应力涡度的相应变化有着显著的远距离相关关系，并且流速流量的变化落后于风应力涡度的变化约2个月至1年。这表明，东北信风和西风之间边界处风应力场的分布及其纬向移动，几乎控制了东海黑潮的变异。但变化趋势有区域性差异，表层流速的变化从台湾东北方到吐噶喇海峡约有2—5个月的迟后时间[14,16]。G断面与日本屋久岛东南断面两处黑潮流量变化的位相相反[46]。

（5）东海黑潮年平均流量峰值期、夏威夷群岛附近年平均风应力涡度峰值期及日本以南黑潮出现大弯曲时期，三者趋于一致。所以北太平洋副热带中心区域风应力场的分布变化或许有可能为研究黑潮大弯曲的机制提供某种线索。同时可看出，黑潮流系各段的变异，虽有区域性差异、但仍有其一定的内在联系[16]。

（6）东海黑潮流量比通过九州东南方断面的流量要小得多。这表明，在琉球群岛以东可能存在着一支流向东北的海流[45]。

（7）黑潮左右两侧经常出现一些尺度不等、趋于封闭的冷、暖水体（即“涡旋”，详后）[17]。

2. 对马暖流 黑潮在吐噶喇海峡以西（30°N，128°E附近）分出对马暖流。后者在九州以西（31°30′N，128°15′E附近）分出黄海暖流后，主流逐渐转向东北，在五岛列岛之西分为两支，西支通过朝鲜海峡，东支通过对马海峡进入日本海。与西支相比，东支最大流速只及西支一半左右，且水层较浅和不稳定。两支间有逆流。西支流量约3.0SV，东支约1.9SV，进入日本海的总流量约4.5SV[49]。根据两岸水位差得出的西分支上层流速10月最大，3月最小，年平均约48cm/s[57]。进入日本海的对马暖流与进入南黄海的黄海暖流因系同源，所以它们的季节变化趋势近似相反，互为消长。

近年来，朝鲜和日本学者认为不能将对马暖流简单地视为黑潮的分支，而应认为是起源于黑潮水与大陆沿岸水在东海中部相遇时所形成的混合水的一支海流[24,40,42]，这是东海流系结构中有待进一步研究的重要问题之一。

3. 台湾暖流 这是一支出现在长江口以南，浙、闽近海的上层，终年具有高温高盐水舌的海流。其西侧紧邻具有低盐特征的东海沿岸流，两者构成了明显的锋面。自五十年代末以来的海流实测结果表明，除冬季其表层可能受偏北风影响，流向偏南外，台湾暖流表层以下（5—10m层起）的流向几乎终年一致地沿等深线流向东北或东北东，近底层更为明显，同时各层流速流向亦较稳定。台湾暖流接近深底层时，趋岸爬坡迹象相当明显。

台湾暖流的流幅和强度具有明显的季节变化。夏季时它与东海沿岸流同向平行，西南风使海水离岸输送，故流幅较宽，流速亦较强。冬季时它与东海沿岸流反向流动，东北风使海水趋岸输送，故流幅较狭，流速亦略减。在锋面处，水文要素及流速的梯度均甚大，成为冬汛带鱼的好渔场。

4. 东海沿岸流及长江冲淡水 东海沿岸流为我国东南沿岸的主要流系之一，其途径随季风的变换而异，这与黄海沿岸流流向终年偏南颇为不同。夏季偏南风期间，它贴岸北流，流幅较宽，流速较强；冬季偏北风期间，它贴岸南流，流幅大减，流速亦弱。

夏季东海沿岸流向北运移时，与长江及钱塘江的入海径流相汇合，形成一股较强的冲淡水流。长江冲淡水的扩展、转向及其与周围海水的混合，是东海水文分布特征中一个突出和重要的现象。长江入海径流起初是顺着河口朝向直下东南，及至离岸稍远处才发生气旋式偏转而转向东或东北。洪水期长江冲淡水舌可延伸到济州岛附近，几乎遍及东海西北部，还影响到南黄海南部。长江径流量的消长变化是控制冲淡水核心带的尺度及其运动方向的主要因素之一；此外，离岸稍远处海底深度的增大对流轴偏向东北也起了一定的作用，而侧向混合在整个混合过程中起着重要作用[1,2]。关于长江冲淡水质量场与流场的关系，六十年代初期曾提出冲淡水流具有"射形流"[11]或"拟射流"[1]的性质。迄今搜集到的洪水期实测流速资料初步证实了上述假设，即随着冲淡水的向东北扩展，海流主要沿水舌轴线方向流动[1)]。但从夏季在苏北沿岸投放的海流瓶资料来看，32°N 附近到舟山群岛一带海域的表层海水的总流动趋势仍然偏南，这一差异值得注意。

从图 1 可以看到，长江口外大沙滩附近的余流流向除冬季表层可能受风影响外，不论冬夏均指向东北。这一现象近已引起人们的重视。初步认为，这可能与台湾暖流流向终年偏北有关，因此处已位于暖流延伸部分。

5. 台湾海峡中的海流 由于狭管效应，台湾海峡是东海西部的强流区，且流况较稳定。夏季整个海峡为流向东北的南海水（西侧）和黑潮水（东侧）所占。冬季除海峡东部中、下层为贴近台湾西岸北上的黑潮水外，传统上认为海峡西、中部为一派南下的东海沿岸流。但自五十年代末以来，局部海区海流实测结果却表明，台湾海峡冬季流况实较以往所认识的要复杂得多。海峡西部冬季的海流亦非一派地流向西南，偏南向的沿岸流仅局限于福建中段贴岸海区的浅层，而在较深及较远处（包括台湾浅滩西南海域）都存在着逆风流动的偏北（NE）向流[4]。此外，从本世纪初期（1910—1921）由船舰定位记录得出的海流图中也可看到，冬季沿粤、闽、浙海岸除了顺风海流以外，也存在着逆风海流。在冬季粤、闽、浙沿岸分别在 2 月及 11 月测得的 90 余个海流矢量中约有 1/3 是指向偏北（主要为 NE，见日本水路部，1925，《日本近海的气象海流图》）。图 3 绘出了这部分偏北的流矢。

因此，联系分别位于台湾海峡以北及以南的台湾暖流和南海暖流[2)]来看，冬季海峡西、中部也可能存在着类似的逆风海流，并通过它把上述两支海流联接起来，形成一支贯穿东海和南海中国近海逆风北上的海流。期望今后在台湾海峡调查中能获得进一步的证据。

6. 近海的表面海流 我国沿岸的表面海流在性质上是一个以风海流（EKman 型漂流）为主的流系。冬季（12—2 月）在盛行偏北风的影响下，东海近海除台湾暖流区域有时流向仍偏北外，表层流向以偏南占绝对优势。夏季（6—8 月）在盛行偏南风的影响下，流向均偏北。在春（3—5 月）、秋（9—11 月）风向转变期，表层流向偏南和偏北几乎呈均势。所以，近海表层流向在大多数场合下均随风向而变，可谓"如影随形"关系密切。而在远海

1) 乐肯堂，1984。长江冲淡水洪水期盐度分布与海流结构的初步分析。渤海黄海东海调查研究报告，151—163页。

2) 这是一支出现在粤东沿岸和广东外海深水区域冬季逆风流向东北的海流（见第 9 页脚注 1）及文献[13]。

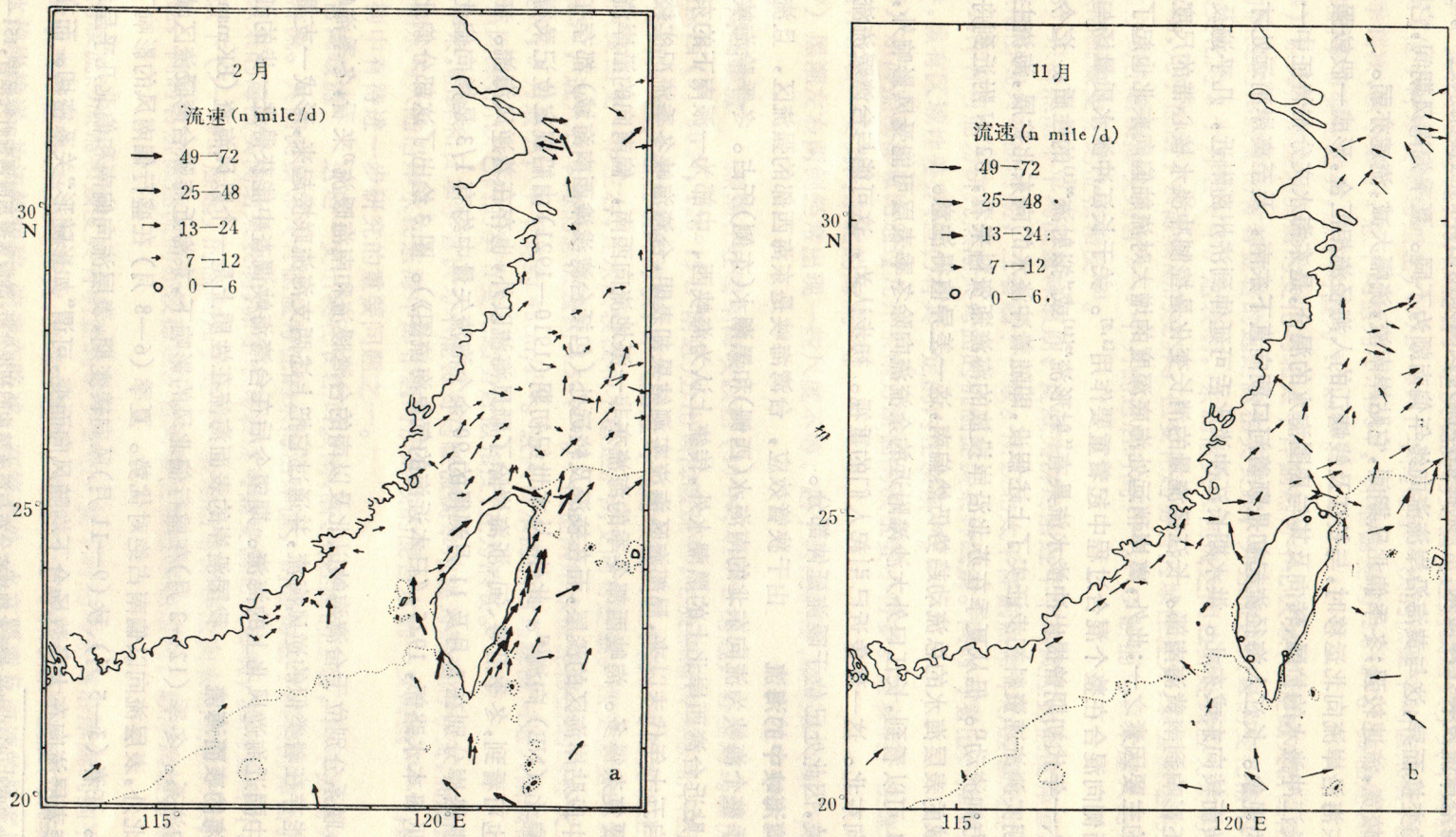


图 3　根据船舰定位得出的东海、南海近中国海域中海流矢量(流速：n mile/d)

a.2 月；b.11 月(根据日本水路部，1925)

黑潮区域，即使在隆冬较强偏北风影响下，流向仍稳定地指向东北，流速亦强，可达 2kn 左右。

海流实测结果表明，东海近海表层余流的平均值约 0.4kn，最大流速约 1—1.2kn，次于南海而比黄海为大。余流流速与风速之比约为 0.044，比风因子理论值为大，因其中除漂流外，尚含非风海流成分。风对海流的影响深度以 20m 层以内较为显著[10],[1]。

（二）陆架近底层余流

东海宽广的陆架是著名渔场和丰富的油气矿产资源所在处。所以，对东海陆架近底层流的研究具有重要的实际意义。此外，底层流更是研究海底沉积动力过程的一项不可或缺的资料。

图 2 中近底层流分布示意图主要是根据 1932—1978 年间观测到的陆架区近底层余流的平均值资料[2]，并参考日本自 1968 年以来所施放的海底漂浮器资料绘制的。

从近底层余流的平均矢量（冬、夏两半年分别有 28 及 71 个测站）来看，冬、夏两半年流向落入 0°—90° 范围内的分别约占该半年测站的 79% 及 68%。所以，陆架近底层流，除冬季东海沿岸流流向偏西南外，总趋势以指向东北或北为主，这是十分明显的。示意图主要反映了这一特点。但济州岛以南区域的近底层流比较复杂。在冬半年的分布图上可以看到，济州岛西南（33°—30°N）近底层流向偏东南，并逐渐向东；而在对马暖流及黄海暖流的西侧，流向偏西北。这一流动趋势是参考了 31°30′N 断面（124°30′—128°30′E）上的海底漂浮器资料（1969 年 11 月投放）[21]绘制的。在此断面上，西端漂浮方向偏东南及南，没有一个漂浮器是在断面以北拾取的。125°30′E 以东漂浮方向以西北为主。这一漂浮趋势与济州岛西南方冷涡的运动以及海底沉积物中央粒径值（Mdϕ）的分布相吻合[21]。但近底层余流平均矢量资料与上述漂浮趋势略有差异。在 32°—30°N，124°—125°E 区域内的矢量以指向东北、东及东南东为主，而没有偏南的（32°N 以北缺矢量资料）。

在夏半年的分布图上，流向偏北及东北的趋势更为明显，除紧邻对马暖流-黄海暖流西侧处外，近底层流均流向北及东北。台湾以北实测资料甚少，虚流线是根据台湾北方 26°N 断面上的海底漂浮器资料（1971 年 6 月投放）[21]绘制的[3]。

在紧邻对马暖流-黄海暖流西侧处，底层流向偏西北，即指向南黄海。就这个趋势而言，平均余流矢量与漂浮器漂浮方向是相吻合的。奄美大岛西北方陆架上的海底漂浮器资料（1968 年 8 月 2—3 日投放）表明，在东海有一底层流近似地沿 100m 等深线的走向流向南黄海[22]。可以认为，这一底层流是受到东侧对马暖流-黄海暖流的带动，也可能它已含有暖流西侧部分的成分。

夏半年平均余流矢量资料与漂浮器资料，如冬半年一样，也有差异处。例如，1970 年 5 月在长江口以东（31°30′N，123°30′—126°00′E）投放的漂浮器以漂向西北方为主[21]，而在相应区域近底层平均余流矢量却仍然以指向北—东北为主。考虑到两种资料性质及

---

1) 管秉贤、丁文兰、李长松，1977。渤海黄海东海表层海流图。

2) 该项资料系缪经榜等(1978)计算得出。

3) 我所一室 1984 年 2—6 月在台湾海峡中、北部投放了海底漂浮器，从最近回收的数十张卡片来看，其底层流向也几乎全是偏北的。（与王从敏个人交流）

调查时间等的不同，上述小差异是可以理解的。

表 1 列举了 1975 年冬、秋季近底层应用自记海流计的观测结果，它可作为黑潮西侧陆架上近底层流确实流向东北的一个例证。

综上所述，东海陆架上的近底层流终年具有这样的特点：(1) 总趋势以流向偏北为主；(2)济州岛以南的流动有明显趋于辐合之势，这可能与这里出现气旋式冷涡(中心海水具有上升运动)的机制有关。

表 1 东海陆架上海流观测结果

站 位	观测日期	层次 (m)	流速 (cm/s)	流向 (°)	水深 (m)	观测仪器	资料来源
27°40′N 125°30′E	1975年 2月19—22日	82	19.6	67	110	锚泊海流计	文献[41]
		96	8.2	50			
28°30′N 125°30′E	1975年 10月12—27日	108	6.3	46	113	Richardson 海流计	文献[25]
浮标阵中心 28°33′N 125°22′E	1975年 2月14日—3月1日	20	8.95	53	105	Aanderaa 海流计	AMTEX-'75 及文献[54]
		20	7.20	29			

以上简述了冬、夏两半年各层平均余流及陆架近底层余流分布的概况。下面再从实测余流的统计结果分析它们的季节变化。

从冬、夏两半年各层 20 余对相应测站资料的对比中看出，冬、夏各层流向相差在 30° 以内的约占 1/2—1/3，相差在 60° 以内的约占 75—80%。故可认为，冬、夏两半年的流向相差不大，从而主要流系（除东海沿岸流外）的分布趋势亦较一致。各层平均流速及 25m 层流速，夏半年的大于冬半年；50m 层及底层的流速则相反，冬半年的大于夏半年。这一差异也许表明，就本海区(主要指陆架部分)流系本身而论，可能是冬强夏弱；而近表层流由于受到方向相同(夏半年)或相反(冬半年)的盛行风的影响，则变为夏强冬弱，这仅是一个粗略的解释[1]，海流的季节变化极为复杂，各流系的变化规律亦各有其特点。这方面有待深入研究。

四、东海及其附近区域的涡旋特征

二十余年前的“Aries”号调查应用 Swallow 浮子初步发现了中大洋涡的存在，大大改变了人们有关世界总环流的概念及模式，开创了海洋环流研究的新世纪[48]。七十年代通过多次大规模的现场实验，确认了中尺度涡旋的存在及其重要意义。涡旋，特别是西部边界强流(如湾流和黑潮)附近区域的涡旋，它们的出现及生命史愈来愈受到人们的重视。

其实，西部边界流附近存在着涡旋，这早为人所知。例如，三十年代 Iselin 指出，在湾流北方存在着一个强大的反气旋型涡旋[36]；茂松和肥沼指出，在吕宋海峡黑潮右侧存在着一个大暖涡[46]。不过，这些涡旋当时都是从温盐结构上发现的，没有海流观测予以印证。二谷也曾指出，北太平洋西部边界区域存在着冷、暖涡[46]。

1) 见第 3 页脚注 1)。

（一）近二十年来这里出现过的一些涡旋

1. 东海黑潮左侧区域的涡旋

（1）作者曾指出，由于黑潮绕流及台湾岛的屏障作用，台湾以北彭佳屿附近区域经常存在着气旋式冷涡[12]。宇田及岸昭[55]也指出这里存在着气旋式涡旋，并谓此涡最早是宇田根据三十年代末的调查结果提出的。殷富[58]及范光龙[31]根据 CSK 及七十年代的调查资料也都指出过这里存在着冷涡。由此可知，台湾东北方的冷涡是常常出现的。

（2）井上[21]根据秋、冬季(1969 年 11月)投放的海底漂浮器资料指出，在济州岛以南，对马暖流左侧近底层存在着幅度较大的气旋式涡旋。在《渤海、黄海、东海表层海流图》(管秉贤等，1977)上，济州岛西南海域冬季(1—2 月，10—12 月)也经常出现气旋式涡旋。胡敦欣等[6]根据若干年夏季的水文、海流资料，分析了这个涡旋的特征及成因，并认为它似乎是终年存在着的。

（3）浦泳修[47]根据 1977 年 6 月的表层温度分布指出，在济州岛以西，长江口东北也出现过冷涡。

（4）作者根据 1967 年 7 月日本“长风丸”的调查资料指出，在台湾以北，东海西南部存在过一个尺度较大的暖涡[17]。邢成军[3]引用 1973 年 7—8 月“长风丸”的调查资料也指出这里出现过类似的暖涡。

（5）小田卷[18]根据 1980 年 9 月调查的 BT 及 GEK 资料指出，在五岛滩存在着一个冷水域及相应的气旋式小环流，这里水深可达 300 余米。这是出现在陆架外缘和陆坡上的冷涡。

（6）Trump & Burt[54] 根据 1975 年 2 月下半月自记海流计浮标阵资料指出，在黑潮左侧陆架上 (28°33′N，125°22′E 附近)出现过暂时性的中尺度涡或弯曲，并叠置于东北向的平均流动之上。

2. 黑潮右侧区域的涡旋

（1）高橋及茶丹[52,53]根据 CSK 资料指出，在黑潮右侧，琉球群岛以南，四季都有气旋及反气旋型的大小不同的各类涡旋自西向东交互出现过。

（2）作者引用 1975 年 4—5 月“长风丸”调查的水文和 GEK 资料指出，在琉球群岛以南存在过一个尺度相当大，纵向延伸深邃的暖涡[17]。

（3）作者引用 1966 年 3—4 月和 9—10 月“阳明号”调查资料指出，在西表岛—石垣岛以南存在着冷涡[17]。关于这一冷涡，茶丹在 1979 年也有过类似报道，但未见原文。

日本水路部从 1980 年起，在冲绳岛西北黑潮主流区域投放了应用卫星追踪的若干漂流浮标，在下列两处发现了一些涡旋[37]。

（4）奄美群岛以西的反气旋型涡旋：1980 年 3 月 11 日投放的一个浮标在奄美大岛西北绕行了一圈反气旋型轨迹，直径约 70km，运转周期约 7 天。1981 年 2 月 6 日投放的另一浮标在奄美大岛以西及西南分别绕行两圈，直径约 70 及 90km，运转周期约 6—7 天。奄美群岛以西位于黑潮逆流区域，在这里观测到 “looped current” 还是首次。

（5）冲绳岛以东的气旋型涡旋：1980 年 3 月投放的那个浮标从东海通过冲永良部岛—冲绳岛之间的海峡后，在冲绳岛以东停留了 200 天左右，一直以 25°20′N，128°40′E

和 27°N，130°E 两处为中心沿气旋型轨迹运动。浮标绕行半径平均为 70km，转速约 40 cm/s。涡旋中心移动速度平均为 45km/d（约 1 kn）。

上述诸涡旋的位置及特征见图 4。



图 4 东海及其附近区域六十年代中期以来出现过的涡旋

1. T℃(100m)，1966 年 3—4 月，“阳明”号观测；
2. T℃(50m)，1967 年 6—7 月，“长风丸”观测；
3. T℃(0m)，1977 年 6 月(根据文献[47])；
4. 1980 年 9 月(根据文献[18])；
5. 浮标漂浮途径，IV：1980 年 3 月投放，VIII：1981 年 2 月投放(根据文献[37])；
6, A, B：气旋型涡旋途径中心(根据文献[37])；
7. 动力米 (0/1000dbar)，1975 年 4—5 月，“长风丸”观测。

(二) 涡旋特征及其在流系结构中的作用

从上述诸涡旋的出现情况，可归纳出下列一些特征：

1. 它们分布在黑潮左右两侧的陆架、陆坡和深水区域，两侧都可有冷（气旋型）及暖(反气旋型)涡出现。正如 Swallow 所指出的，“在强大的表层流附近常常出现各类涡旋”，这在黑潮区域“看来也是无疑的”[50]。

2. 有一些涡旋比较稳定，在几乎相同的位置上经常出现，如台湾东北、济州岛西南及西表岛—石垣岛以南的诸冷涡。它们的形成可能与地形有关，实际上变成特定水域的

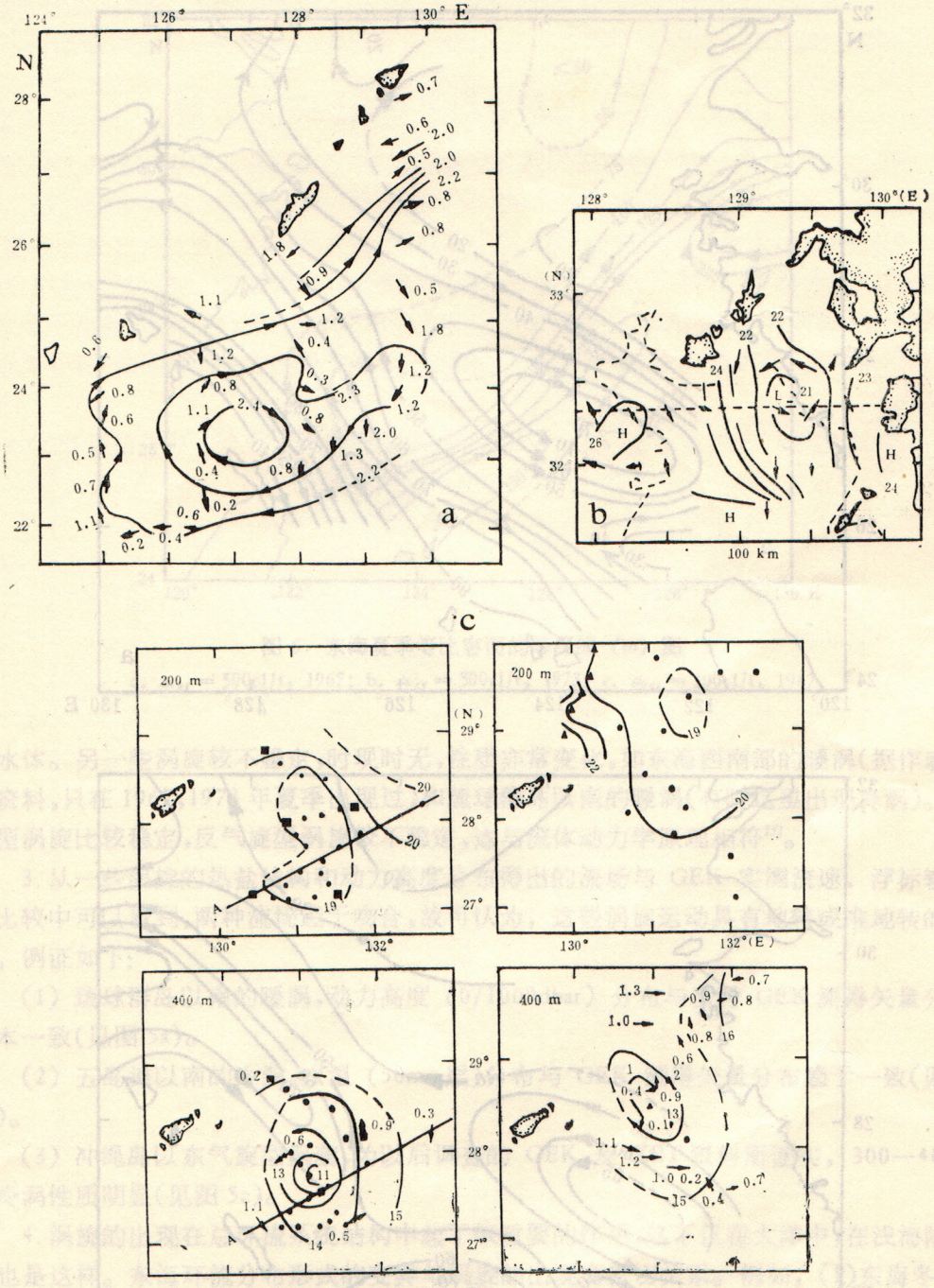
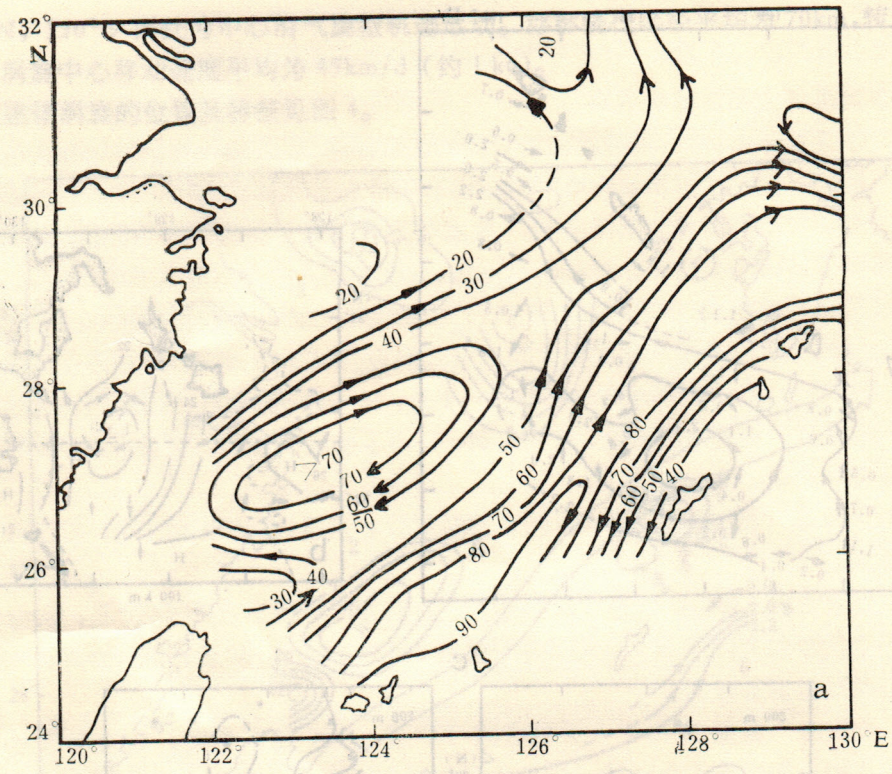


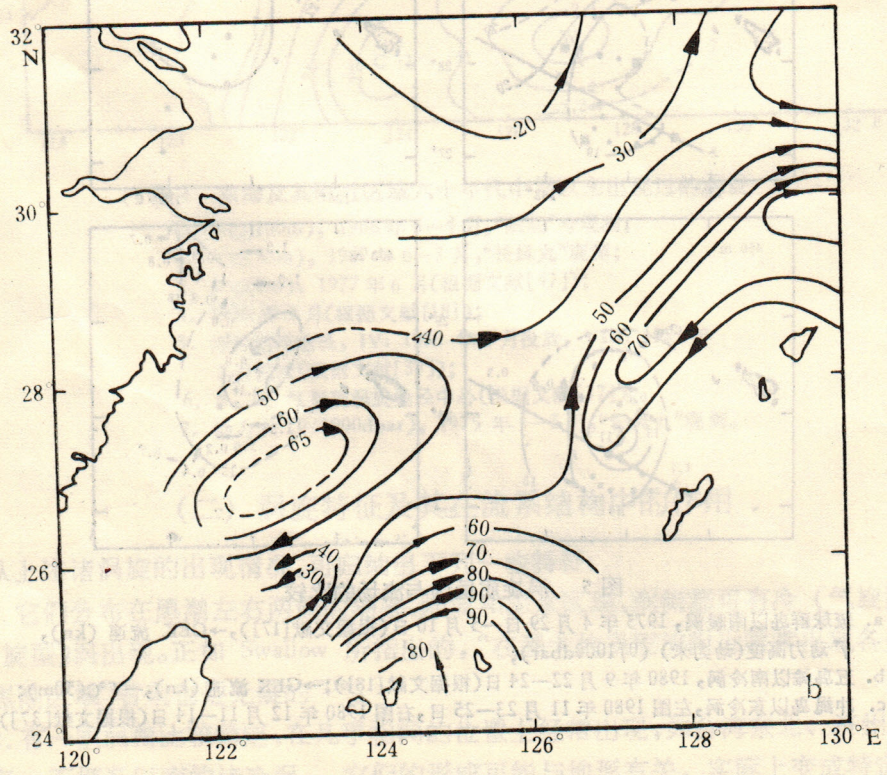
图 5　涡旋质量场与流场的比较

a. 琉球群岛以南暖涡，1975 年 4 月 29 日—5 月 10 日(根据文献[17])，→GEK 流速 (kn)，↗动力高度(动力米) (0/1000dbar)；

b. 五岛滩以南冷涡，1980 年 9 月 22—24 日(根据文献[18])；→GEK 流速 (kn)，—T℃(50m)；

c. 冲绳岛以东冷涡，左图 1980 年 11 月 23—25 日，右图 1980 年 12 月 11—14 日(根据文献[37])


32°
N
30°
28°
26°
24°
120°
122°
124°
126°
128°
130°E
20
30
40
50
60
70
80
90
a


32°
N
30°
28°
26°
24°
120°
122°
124°
126°
128°
130°E
20
30
40
50
60
65
70
80
90
b

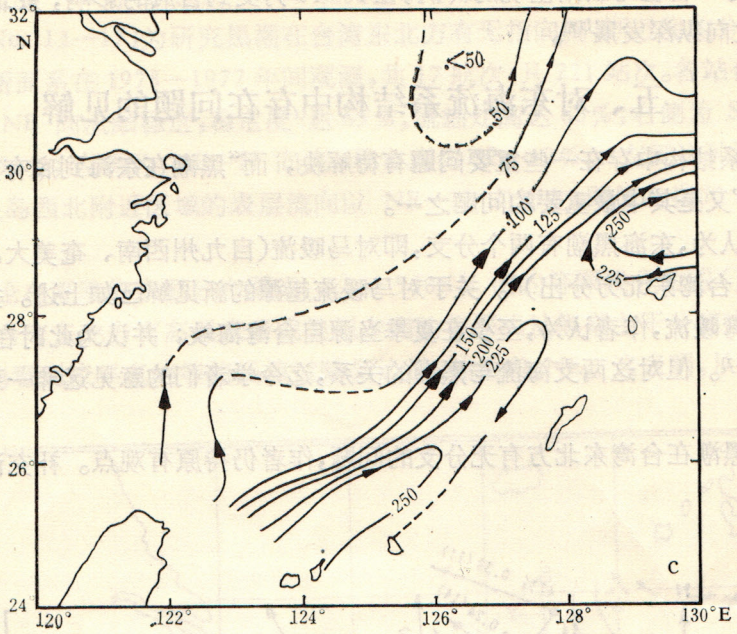


图 6 东海夏季等比容面的等深线（m）图

a. Δ_{st} = 500cl/t，1967；b. Δ_{st} = 500cl/t，1973；c. Δ_{st} = 300cl/t，1967

冷水体。另一些涡旋较不稳定，时现时无，性质亦常变化，如东海西南部的暖涡（据作者现有资料，只在 1967，1973 年夏季出现过）和琉球群岛以南的暖涡（有时这里出现冷涡）。气旋型涡旋比较稳定，反气旋型涡旋较不稳定，这与流体动力学原理相符[5]。

3. 从一些涡旋的热盐结构和动力高度分布得出的流场与 GEK 实测流速、浮标轨迹的比较中可以看到，两种流场趋于吻合，故可认为，这些涡旋运动具有地转或准地转的性质。例证如下：

（1）琉球群岛以南的暖涡，动力高度（0/1000dbar）分布与当时 GEK 测得矢量分布基本一致（见图 5a）。

（2）五岛滩以南的冷涡，水温（50m 层）分布与 GEK 测得矢量分布趋于一致（见图 5b）。

（3）冲绳岛以东气旋型涡漩，为以后调查的 GEK 及 XBT 资料所证实，300—400m 层冷涡性质明显（见图 5c）。

4. 涡旋的出现在总环流系统结构中起了较重要的作用，这不仅在大洋中，在浅海陆架中也是这样。东海环流分布形式的变异与涡旋的出现有密切关系。例如，（1）东海冬、夏两半年的平均流场，基本上为 SW → NE 的一派非封闭性流线（见图 1a，b）。但当台湾以北和东海西南部出现冷、暖涡时，黑潮左侧就出现相应的封闭性流线，使流场复杂化（见图 6a，b）。（2）在 CSK 期间，琉球群岛以南的东向副热带逆流就是沿着带有弯曲的前后连贯的涡旋边缘向更东方向延伸的。所以，涡旋使东向流具有不规则性及弯曲[53]。

5. 另一方面，涡旋受到大气，特别是风场的影响时，也会发生变化。例如，1966 年 3—

4 月在西表岛—石垣岛以南出现的冷涡，在 9—10 月受到台风的影响，东北风使涡旋趋岸西移，并使之向纵深发展[17]。

五、对东海流系结构中存在问题的见解

东海流系结构中存在一些重要问题有待解决，而“黑潮在东海到底有无分支？如有，则有几个？”又是其中最重要的问题之一。

传统上认为，东海黑潮有两个分支，即对马暖流(自九州西南、奄美大岛西北分出)和台湾暖流(自台湾东北方分出)[1]。关于对马暖流起源的新见解已如上述。关于出现在闽、浙近海的台湾暖流，作者认为，至少在夏季当源自台湾海峡；并认为此时在台湾东北方黑潮并无分支[12]。但对这两支海流与黑潮的关系，迄今学者们的意见远非一致，多数人仍持传统观点。

1. 关于黑潮在台湾东北方有无分支的问题，作者仍持原有观点。补充证据如下：

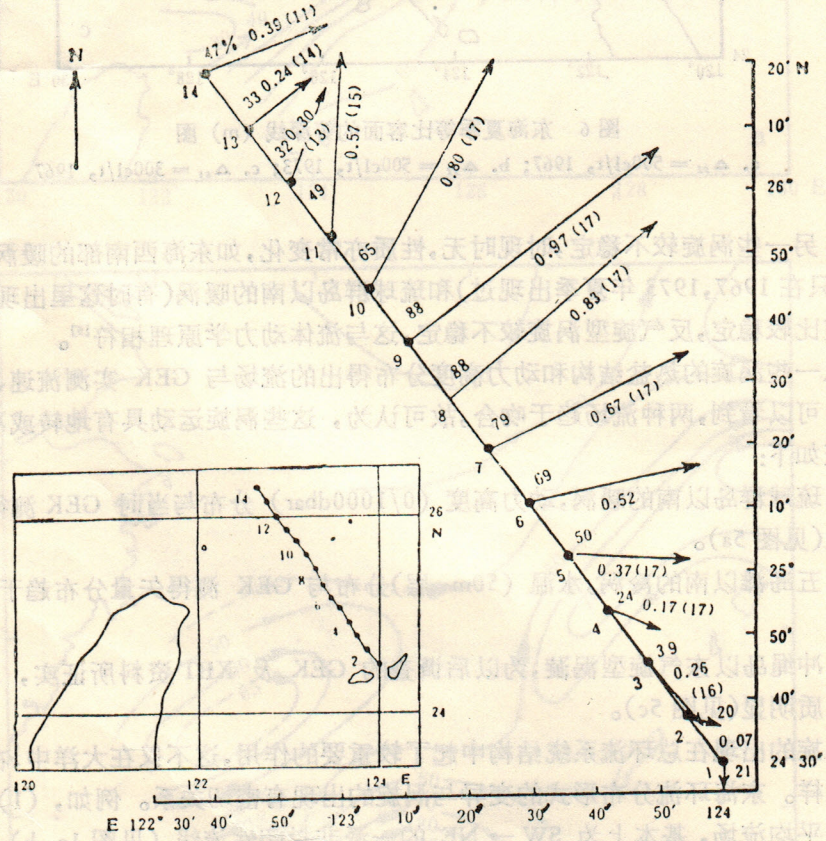


图 7 石垣岛 NW 向断面 GEK 观测所得的合成流速

矢量旁%数表示稳定度(如 45%)，小数表示合成流速(如 0.40kn)，括号内数表示观测次数(如 15)

1) 日本学者称此分支为“东海中央暖水”[43]或“黑潮分派”[21]。

(1) 石垣岛 NW 向断面的 GEK 观测结果(见图 7，资料根据“日本水路部观测报告”海洋编，No. 13—17)为研究黑潮在台湾东北方有无指向闽、浙近海的分支提供了有力的证据。该断面系在 1973—1977 年间观测，共 17 航次，凡 221 站次。各站合成流表明，黑潮主干处的 NE 向流颇稳定，稳定度[1]达 65%，流轴处高达 88%；右侧为 SE—S 向流，稳定度约 20—50%；左侧为 NE—N 向流，稳定度约 32—49%。左侧这种流况表明，在这五年间，钓鱼岛西北附近区域的表层流向以 NE—N 向为主，即使有指向 NW 者，亦属暂时性。

(2) 无论在夏季的水温分布图或 $\Delta_{st}=500$cl/t 面的等深线分布图(见图 6a, b)上，均看不出在台湾东北方有高温水舌或类似走向的等深线从黑潮主干分离出来而指向闽、浙近海，只能看到较平直的等值线掠过陆架边缘，并指向 NE。这表明，从热盐结构来看，

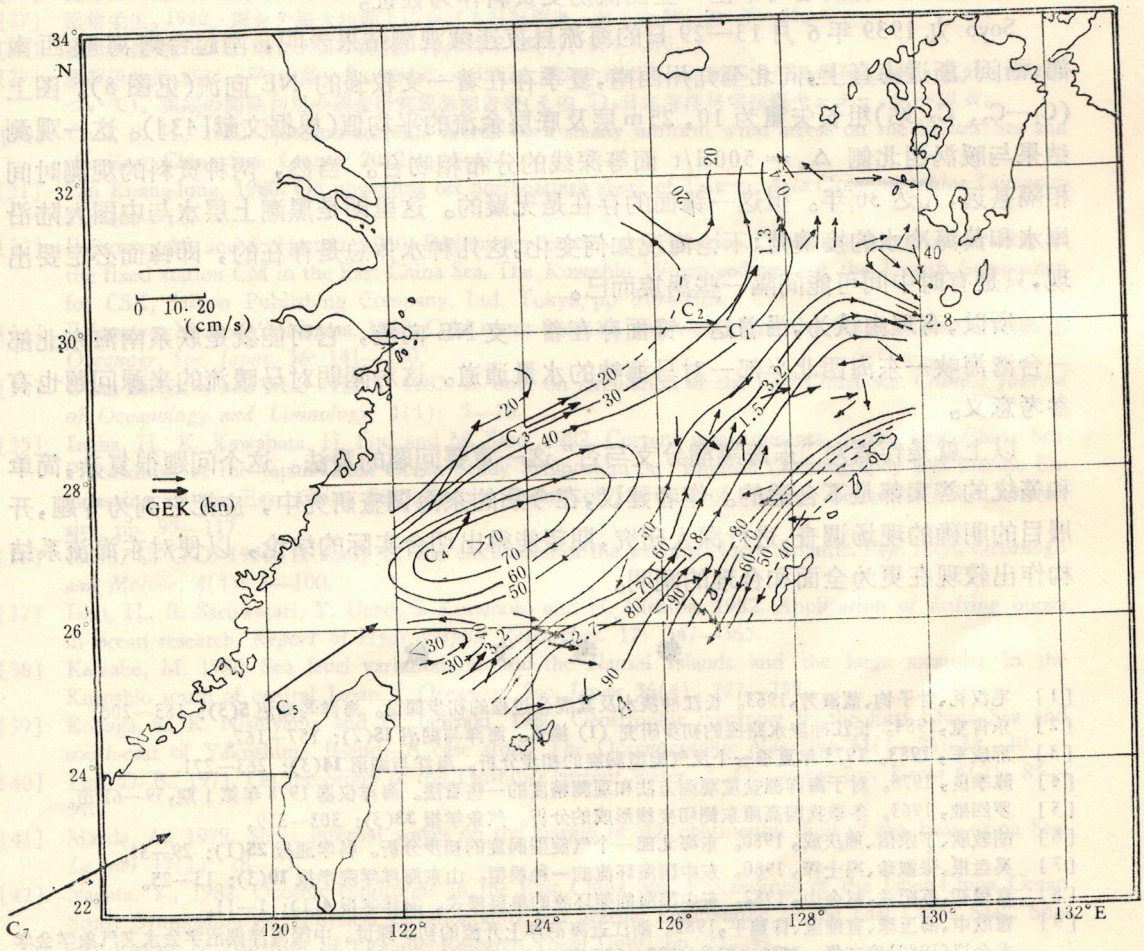


图 8 夏季实测流矢与 $\Delta_{st}=500$cl/t 面等深线 (m) 的比较

长矢：1939 年 6 月日本 “Soyo 丸”观测所得 10,25 m及底层合成余流矢量；
短矢：1967 年 7—8 月日本“长风丸” GEK 测得流矢。

1) 稳定度=几何平均流速/算术平均流速。

黑潮的上部水层在这里并无分支。

(3) 七十年代以来，在台湾以北及东北海域相继发现夏季存在着冷、暖涡（见图 4），即黑潮与闽、浙近海之间隔着一些涡旋。黑潮即使有分支，也难逾越涡旋区域而流向闽、浙近海(只有基隆以北的涡旋，其部分边缘流线指向W或 NW)。

但作者上述观点并不排斥黑潮较深的水体（如次表层水）可逆坡向西北流动而趋向闽、浙近海。从图 6c(Δ_{st} = 300cl/t) 即可看出这样的迹象。并认为，黑潮在台湾东北方虽无分支，但当其边缘部分沿陆架外缘流动时，不但将与附近低盐水发生混合，还会带动这部分混合水沿黑潮主流方向流动，这部分海水可能与对马暖流的起源有联系。

2. 在东海西南部暖涡两侧存在着两个梯度很强的锋面，东南一侧的即黑潮，西北一侧的锋面实为一支自 SW 指向 NE 的海流。这从 Δ_{st} = 500cl/t 面的等深线分布（图 6a，b）可以看得很明显，还可举出一些测流历史资料作为佐证。

Soyo 丸 1939 年 6 月 13—29 日的海流昼夜连续观测结果表明，南起台湾海峡西南部，沿闽、浙近海直上，向北至九州西南，夏季存在着一支较强的 NE 向流(见图 8)。图上(C_1—C_5, C_7 站)粗长矢量为 10，25 m 层及底层余流的平均值(根据文献[43])。这一观测结果与暖涡西北侧 Δ_{st} = 500cl/t 面等深线的分布相吻合。当然，两种资料的观测时间相隔甚远，几达 30 年。但这一锋面的存在是无疑的。这里即是黑潮上层水与中国大陆沿岸水和黄海冷水的接壤处；不论海况如何变化，这几种水体总是存在的，即锋面必定要出现，只是有时中间可能间隔一些涡旋而已。

所以，有理由认为，沿着这一锋面存在着一支 NE 向流，它可能就是联系南海东北部—台湾海峡—东海西北半部—对马海峡的水量通道。这对阐明对马暖流的来源问题也有参考意义。

以上就是作者对“东海黑潮分支与否”这一重要问题的看法。这个问题很复杂，简单和笼统的答案都是不合适的。作者建议，在今后的东海调查研究中，应把它列为专题，开展目的明确的现场调查，进行深入研究，期望能得出切合实际的结论，以便对东海流系结构作出较现在更为全面和合理的阐明。

参 考 文 献

[1] 毛汉礼、甘子钧、蓝淑芳，1963。长江冲淡水及其混合过程的初步探讨。海洋与湖沼 **5**(3)：183—206。

[2] 乐肯堂，1984。长江冲淡水路径的初步研究 (I) 模式。海洋与湖沼 **15**(2)：157—167。

[3] 邢成军，1983。1973 年夏季一个反气旋型涡旋的初步分析。海洋与湖沼 **14**(3)：263—271。

[4] 陈季良，1978。对于海洋温盐度观测方法和观测精度的一些看法。海洋仪器 1978 年第 1 期，59—61 页。

[5] 罗四维，1963。冬季我国高原东侧切变线形成的分析。气象学报 **33**(3)：303—319。

[6] 胡敦欣、丁宗信、熊庆成，1980。东海北部一个气旋型涡旋的初步分析。科学通报 **25**(1)：29—31。

[7] 奚盘根、张淑珍、冯士筰，1980。东中国海环流的一种模型。山东海洋学院学报 **10**(3)：13—25。

[8] 袁耀初、苏纪兰、赵金山，1982。东中国海陆架环流的单层模式。海洋学报 **4**(1)：1—11。

[9] 曹欣中、潘玉球、宣维莹、许建平，1982。浙江近海沿岸上升流的初步探讨。中国海洋湖沼学会水文气象学会学术会议(1980)论文集。科学出版社，125—136 页。

[10] 管秉贤，1957。中国沿岸的表面海流与风的关系的初步研究。海洋与湖沼 **1**(1)：95—122。

[11] ——，1962。有关我国近海海流研究的若干问题。海洋与湖沼 **4**(3—4)：121—141。

[12] ——，1978a。我国台湾及其附近海底地形对黑潮途径的影响。海洋科学集刊 14：1—21。

[13] ————，1978b。南海暖流——广东外海一支冬季逆风流动的海流。海洋与湖沼 **9**(2)：117—127。

[14] ——，1979。东海黑潮变异研究的若干结果。海洋与湖沼 **10**(4)：297—306。

[15] ——，1981。苏澳-与那国岛断面上黑潮流速结构的特征及其季节变化。海洋科学集刊 18：1—18。

[16] ——，1982。东海黑潮流量的变动及其原因的分析。中国海洋湖沼学会水文气象学会学术会议(1980)论文集。科学出版社，103—116 页。
[17] ——，1983。黑潮源地区域若干冷暖涡的主要特征。第二次中国海洋湖沼科学会议论文集。科学出版社，19—30 页。
[18] 小田巻　実，1982。五島灘における潮流と恒流系に関して。沿岸海洋研究ノート **19**(2)：112—120。
[19] 小長俊二，1978。過去の冷水域発生時に生じた他の現象について。黒潮大蛇行と大冷水塊——その消長と予測に関する研究。昭和 52 年文部省科学研究費総合研究 A 研究報告書，106—111 頁。
[20] 川合英夫、坂本久雄，1970。人工クラグにより観測された東シナ海海底流について—I。南西海区水産研究所研究報告，第 2 号別刷，39—48 頁。
[21] 井上尚文，1975。東シナ海大陸棚上の海底付近の流動。海と空 **51**(1)：5—12。
[22] 井上尚文、川合英夫，1972。人工クラグにより観測された東シナ海海底流について— II。西海区水産研究所研究報告，第 42 号別刷，91—105 頁。
[23] 宇田道隆，1934。日本海及びその隣接海区の海況。水産試験場報告，7：91—151。
[24] 佐原　勉、半沢洋一，1979。東シナ海の水系分布。海と空 **54**(4)：135—148。
[25] 赤松英雄，1979。東シナ海での観測から——陸棚斜面付近における黒潮。海洋科学 **11**(3)：175—181。
[26] 近藤正人、王井一寿，1975。東シナ海の流況。海洋科学 **7**(1)：27—32。
[27] 稲葉栄生，1980。東シナ海大陸棚上における自記測流。海と空 **56**(1)：29—38。
[28] 藤原伊佐美，1981。東シナ海の海況。海洋科学 **13**(4)：264—270。
[29] 藤原伊佐美、江口一平、中尾一見、半沢洋一，1982。東シナ海の黒潮定線における海況（水温・盐分・流れについて）。黒潮の開発利用の調査研究成果報告書(その 5)，日本海洋科学技術センター，61—70 頁。
[30] Choi, B. H., 1982. Note on currents driven by a steady uniform wind stress on the Yellow Sea and the East China Sea. *La mer* **20**(2): 65—74.
[31] Fan Kuang-lung, 1980. On upwelling off northeastern shore of Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica* **11**: 105—117.
[32] Fujimoto, M. and S. Hattori, 1980. Preliminary report on Fisheries Oceanographical observation at the fixed station CM in the East China Sea. The Kuroshio IV-proceedings of the Fourth Symposium for CSK, Saikon Publishing Company, Ltd. Tokyo, pp. 819—829.
[33] Fukasawa, M. and Y. Nagata, 1980. Cold water areas in the vicinity of the Shoal, Kokushô-sone. *J. Oceanogr. Soc. Japan.* **36**: 141—150.
[34] Guan Bingxian and Mao Hanli, 1982. A note on circulation of the East China Sea. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, **1**(1): 5—16.
[35] Inaba, H., K. Kawabata, H. Futi and M. Sato, 1982. Current measurements in the East China Sea. Proceedings of the Japan-China Ocean Study Symposium on "Physical Oceanography and Marine Engineering in the East China Sea". Special Report of Institute of Oceanic Research, Tokai University, pp. 95—117.
[36] Iselin, C. O'D. 1936. A study of the circulation of the western North Atlantic. *Pap. Phys. Oceanogr. and Mereor.* **4**(4): 1—100.
[37] Ishii, H., R. Saruwatari, Y. Ueno, S. Kuramoto and H. Nishida, 1982. Application of drifting buoys in ocean research. *Report of Hydrographic Researches.* **17**: 347—365.
[38] Kawabe, M. 1980. Sea level variations around the Nansei Islands and the large meander in the Kuroshio south of central Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **36**(4): 227—235.
[39] Konaga, S., K. Nishiyama and H. Ishizaki, 1980. Geostrophic transport in the East China Sea and south-east of Yakushima Island—A case study *The Oceanographic Magazine* **31**(1—2): 33—40.
[40] Lim, D. B., 1971. On the origin of the Tsushima current water. *J. Oceanogr. Soc. Korea* **6**(2): 85—91.
[41] Maeda, A., 1979. Short internal waves on the margin of the continental shelf of the East china Sea. *La mer* **17**(1): 18—27.
[42] Nagata, Y., 1982. Oceanic conditions in the East China Sea. Proceedings of the Japan-China Ocean Study Symposium on "Physical Oceanography and Marine Engineering in the East China Sea". Special Report of Institute of Oceanic Research, Tokai Univ., pp. 25—41.
[43] Nakao, T., 1977. Oceanic variability in relation to fisheries in the East China Sea and the Yellow Sea. *J. Faculty of Marine Science and Technology*, Special Number: 199—234.
[44] Ninno, H. and K. O. Emery, 1961. Sediments of shallow portion of East China Sea and South China Sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **72**: 731—762.
[45] Nishizawa, J., E. Kamihira, K. Komura, R. Kumabe and M. Miyazaki, 1982. Estimation of the Kuroshio mass transport flowing out of the East China Sea to the North Pacific. *La mer* **20**(2): 55—59.

[46] Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio, *In* The Kuroshio. (Eds. H. Stommel and K. Yoshida.) University of Washington Press, pp. 129—163.
[47] Pu Yongxiu, 1982. The upwelling and eddy phenomena in the north part of the East China Sea. *In* Proceedings of the Japan—China Ocean Study Symposium. Institute of Oceanic Research, Tokai University, pp. 79—94.
[48] Robinson, A. R., 1976. Eddies and ocean circulation. *Oceanus* **19**(3): 2—17.
[49] Shuto, K., 1982. A review of sea conditions in the Japan Sea. *La mer* **20**(2): 119—124.
[50] Swallow, J. C., 1976. Variable currents in mid-ocean. *Oceanus* **19**(3): 18—25.
[51] Takahashi, T. and M. Chaen, 1967. Oceanic conditions near the Ryukyu Islands in summer of 1965. *Mem. Fac. Fish.*, Kagoshima Univ., V. 16. pp. 63—75.
[52] ————, 1969. Oceanic conditions near the Ryukyu Islands—II. Oceanic conditions on 125°E in Spring and Summer of 1966. Mem. Fac. Fish., Kagoshima Univ., V. 18, pp. 99—114.
[53] ————, 1971. Oceanic conditions near the Ryukyu Islands—III. Oceanic conditions along 125°E in spring and summer of successive four years, 1965—1968. Mem. Fac. Fish., Kagoshima Univ., V. 20, No. 1, pp. 31—54.
[54] Trump, C. L. and W. V. Burt, 1981. Wintertime current meter measurement from the East China Sea. *J. Physical Oceanography* **11**(9): 1300—1306.
[55] Uda, M. and A. Kishi, 1974. Cyclonic cold eddies along the edge of the Kuroshio current in relation to the genesis and passage of cyclones. I. Waters north of Taiwan. In "The Kuroshio III, Proceedings of the 3rd CSK Symposium, Bangkok, Thailand, 1972", pp. 199—218.
[56] Wüst, G., 1936. Kuroshio und Golfstrom. Eine vergleichende hydrodynamische Untersuchung. Veröff. Institut f. Meereskund, Berlin Univ., N. F. A. Georg.-naturwiss. Reihe, Heft 29, 69pp.
[57] Yi, S. 1970. Variations of oceanic condition and mean sea level in the Korean Strait. *In* The Kuroshio—A symposium on the Japan current (Ed. J. D. Marr). East-West Center Press, Honolulu, pp. 125—141.
[58] Yin Fuh, 1973. Preliminary study of cold water mass near N. N. E. of Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanic* **3**: 157—180.
[59] Харченко, А. М., 1968. Течения и Водные массивы Восточно-Китайского Моря. *Океанология* **8**(I): 38—48.

A SKETCH OF THE CURRENT STRUCTURES AND EDDY CHARACTERISTICS IN THE EAST CHINA SEA*

Guan Bingxian
(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

Abstract

Hydrographic investigations in the East China Sea (abbreviated as ECS hereafter) carried on by China, Japan and other coun ries in the last two decades are briefly reviewed, current structures and eddy charac eristics in ECS are elucidated, and viewpoints to the important problem concerning the current patterns in ECS are suggested.

(1) More comprehensive schematic representations of vertically averaged current patterns in ECS and schematic repres ntations of near-bottom current patterns in the continental shelf area of ECS are provided chiefly based on data of 24-h. anchored current observations. It is shown that the major current patterns of ECS are essen-

* Contribution No. 1250 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

tially flowing northeastward and noncloced, winter patterns and summer ones are quite similar, and the near-bottom currents on the continental shelf area flow mainly northward. The major characteristics and variabilities of the components of currents in ECS (such as the Kuroshio, Tsushima warm current, Taiwan warm current, coastal current of ECS and the Changjiang diluted flow, current in Taiwan Strait and the surface currents in the near-sea region) are elucidated.

(2) Major characteristics of the cold and warm eddies which appeared during the last ca. twenty years are enumerated. It is shown that the motion of these eddies is basically geostrophic or quasi-geostrophic and it is considered that appearance of eddies is one of the main factors drawing the variabilities of the current patterns in ECS.

(3) Further evidences are presented for substantiating the following ideas: 1) There is no direct branch set off from the near-surface layer of the Kuroshio in the northeast of Taiwan, at least it is so in summer period; 2) There is a northeastward current flowing obliquely over the west-central part of ECS and it would be probably a direct passage from the Taiwan strait to the Tsushima Strait.

第3卷第4期 黄 渤 海 海 洋 Vol.3 No.4
1985年 JOURNAL OF OCEANOGRAPHY OF HUANGHAI & BOHAI SEAS 1985

黄、东海浅海水文学的主要特征*

管秉贤
（中国科学院海洋研究所）

本文中的浅海区域系指黄、东海这两个海域中的陆架部分，这是世界上最大的陆架之一。

浅海区域的地形，在南—北方向上呈狭长状，约跨18个纬度(22°—40°N)。等深线主要呈南—北走向。水文特征的分布深受这一海底地形的影响，特别是在冬季。冬季海水温度(自海面直至垂直均匀层底)的分布型式与等深线的趋于一致，即反映了这一效应。

长江口位于本海区的西岸。长江是世界上最大的河流之一，它注入东海的年迳流量约达 9.25×10^{11} 立方米。强大的西边界流黑潮及其分支和延伸部分位于本海区以东。虽然，黑潮主流没有直接流入陆架，但通过黑潮与陆架沿岸水的混合，以及黑潮分支和延伸部分的流入陆架海域，黑潮对黄、东海浅海区域水文情况的影响很大并且持久。可以说，如果没有黑潮，黄、东海浅海区域的水文情况将与现在的大不相同。

海面季风盛行，其风向每年变换两次。冬季为偏北风，夏季为偏南风。冬季经常出现寒潮，夏季常有台风过境。虽然这两种天气系统对本海区的影响是局部和暂时性的，但也是很显著的。

由于上述环境因素的影响，本海区的水文特征、水团和海流等的分布与变化，均显示出某些突出的特征。

一、环流和水文特征分布概貌

渤、黄、东海的环流包含两个系统：其一为源自大洋的高温、高盐水流系，即黑潮及其分支和延伸部分；其二为沿岸的低盐水流系。总的来说，前者向北流动，后者向南流动。所以，渤、黄、东海作为一个半封闭型的整体，其环流主要由一个气旋式的“流涡”所组成，即：东侧为黑潮—对马暖流**—黄海暖流及其延伸部分；西侧为黄海沿岸流—东海沿岸流。在朝鲜西岸也有一支向南流动的沿岸流(见图1)。黄海暖流及其延伸部分和黄海沿岸流构成黄海环流，在夏季由于出现黄海冷水团密度环流，黄海环流更趋于封闭。与黄海环流相比，东海环流的封闭性要差得多。在东海沿岸流以东为终年向北流动的台湾暖流。在台湾暖流以东，黑潮—对马暖流以西，存在着一个流向为NE—E的

* 本文系在第二次“日本海及东中国海研讨会”(JECSS—Ⅱ，日本筑波大学，1983年4月22—27日)上所作的邀请报告，英文稿见“Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas”，1984. T. Ichiye主编，P.1—13, Elsevier Science Publishers, Amsterdam. 本稿较英文稿有所增补。

本文于1985年9月18日收到。

** 黑潮与对马暖流的关系，迄今尚无定论。这里按传统概念叙述。

弱流区。除了东海沿岸流冬季顺风转而向南流动之外，东海环流基本上是非封闭性的，盛行流向呈指向NE的带状分布。除了某些局部地区，黄、东海主要流系冬、夏季的分布型式颇为相似而无本质上的差异。

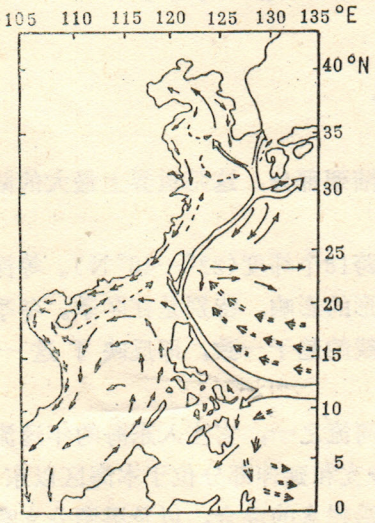


图1　中国海及其附近区域冬季主要流系示意图

在严冬季节，由于强烈的搅拌和冷却作用，本浅海水域的水温分布，在垂直方向上呈均匀状，而在水平方向上具有显著的梯度。夏季的情况颇为不同。除了若干局部地区外，表层水温在水平方向上十分均匀。但由于海面加热所形成的温跃层普遍出现，导致水温的垂直梯度显著增大。与本海区的海流和涡旋分布紧密相关的水温分布特征，在近表层看不出来，只有在深底层才显现出来。图2中夏季表层和50米层水温分布的迥异型式，为上述现象提供了显著佐证。

在本海区的水温变化中，除了由于沿岸浅水和潮汐效应所引起的一般的日变化和季节变化以外，气象因素所引起的暂时性变化也起了重要的作用。

寒潮过境常常会导致本海区水温的剧降。1962年12月底至1963年2月初那次强寒潮的影响是一个典型的例子。那时黄海附近海域的气温迅速下降，最大的降温率达到每十天下降6℃。此时，黄、东海海水出现异常低温。东海中部，表层水温的最大负距平超过5℃，底层(约为100米)约为4℃。所以，海水的这种异常低温现象不仅出现在表层，还透彻整个垂直均匀层。这一现象持续了80天左右[26]。冬季水温的这种年际变化是与气温变化紧密相关的。1952年及1968年冬季的情况也是两个突出的例子。1952年为暖冬，闽浙外海表面海水温度(SST)的距平超过+3℃。而1968年为冷冬，长江口附近水域，SST的距平超过-4℃。冬季气温变化对海水温度的影响，在黄海冷水团夏季强度的多年变化中也体现得十分显著，对此下节将专门论述。

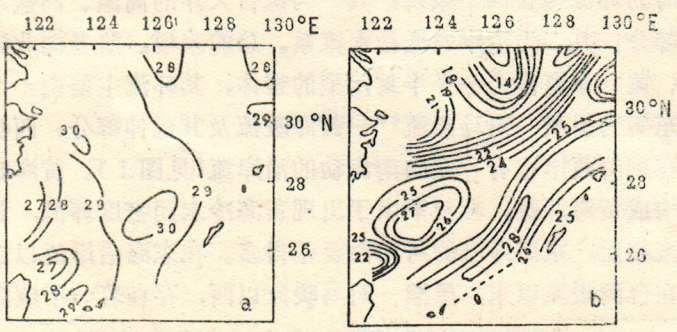


图2　1967年夏季表层(a)和50米层(b)的水温分布

二、浅海水文学的若干突出现象

1. 黄海冷水团及其温度变化和密度环流

黄海冷水团，特别是北黄海冷水团，是中国海浅海水文学中最突出和重要的现象之一。黄海冷水团以夏季在其深层、底层的中央部分具有很低的水温为其特征。所以，严格地说，应称之为“黄海夏季深层冷水团”。在酷暑季节，北黄海冷水团中心部分的表面温度可高达28℃或以上；底层(约为50米)最低水温可达4—5℃；10—25米层间的温度差可达7—11℃。因此，它是中国海中温度垂直梯度最大(即温跃层最强)的海区之一。

围绕冷水团周围的等压面自冷中心向边缘上倾，结果形成一气旋式密度环流，中心并伴生上升流。后者对冷水团的存在具有重要作用。早在60年代初，我们就提出了冷水团三维运动的示意图。冷水团区域的水平环流主要决定于它的热结构，亦即温度场。与气象学上的“热成风”相类比，黄海冷水团的夏季环流可名之为“热成流”[17]。

近年，袁业立提出了一个浅海热环流模式，比较成功地阐释了黄海冷水团环流的基本性质；郭炳火描绘了黄海冷水团垂直环流更为细致的示意图。现在，黄海冷水团与气旋式热环流相伴生这一概念已普遍地为中国海洋学者所接受。

自50年代末以来，我国海洋学者比较详细地研究了黄海冷水团的形成原因及其温度的多年变化，认为黄海冷水团主要是前冬表层海水因冷却作用下沉而留存在海盆中的水体。这就是赫崇本等(1959)所提出的“局部(或当地)形成论”[15]。根据四十年代以前(1928—1931，1933—1940，1943)的历史资料，作者曾指出：夏季北黄海冷水团强度(底层最低水温)及其扩展范围的多年变化与前一年冬季附近地区气温的多年变化之间存在着密切的相关关系，即：前冬严寒常常伴随着来年夏季黄海冷水团的强盛，反之亦然[17]。最近，张元奎及贺先明(1981)根据20年(1960—1980年)连续资料进一步分析了北黄海西部春季(4—5月)冷水团的强度(最低水温及所包面积)与前冬气候变化的关系，得出了类似的结果(见图3)[8]。图3中绘示了北黄海西部冷水团春季(4—5月)的底层最低水温(a.△Tw)和相对面积(b.△Sw)的距平值与大连前冬(1—2月)气温(c.Ta)这两种时间序列之间的良好关系。显然，黄海冷水团春、夏季强度的多年变化主要决定于前冬附近地区气温的相应变化，这一结论已得到了相当长的时间序列资料的进一步证实。同时，上述结果也给黄海冷水团是当地形成的这一概念提供了充分的证据。

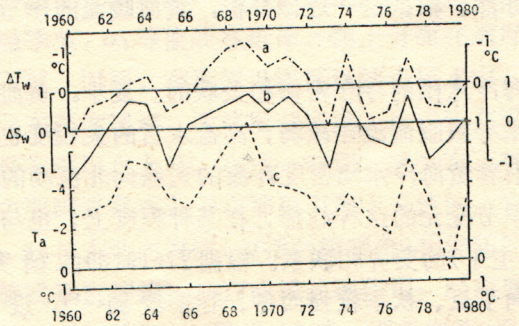


图3　北黄海西部冷水团4—5月底层最低水温(a，ΔTw)及相对面积(b，ΔSw)的距平值与大连前冬(1—2月)气温(c，Ta)年际变化的比较

(水温资料根据文献[8])。

还有，通过黄海冷水团和渤海冰情历史资料的分析，孙湘平(1980)指出，黄海冷水团的强度(强或弱)和渤海冰情程度(重或轻)，主要决定于冬季气候情况(冷或暖)。1936年的异常冷冬和1935年的异常暖冬，是两个典型的例子。并认为，黄海冷水团和渤海冰情，是在当地气象条件影响下出现的两种不同但相互联系的水文现象[4]。这是局部地区海—气相互关系的一个良好例子。

张元奎和贺先明[8]还利用这种关系提出了一种春季北黄海冷水团强度的预报方法。预报结果与实况基本上趋相一致。北黄海西部冷水团春季的强度是与当地渔业资源的变动紧密相关的。这项研究成果已在生产实践上得到了应用。

近年来，国家海洋局第一海洋研究所对南黄海冷水团也进行了较多和细致的观测，发现它在春、夏季节，在36°N断面附近，深底层存在着东、西两个冷中心[7]。这为进一步探明黄海冷水团的内部结构提供了有益的线索。

2．黄海暖流及其季节变化

黄海暖流是对马暖流在济州岛东南方分出的一个分支，与周围海水相比，它是一高温高盐水舌，这在冬季表现得更为明显。它大致位于南黄海东部的深槽(即所谓的"黄海槽")上。一般地讲，盐度大于32‰的水舌，名之为黄海暖流及其延伸部分。黄海暖流先向北流动，后偏西，在冬季其延伸部分可进入渤海，但其盐度已降到32‰以下。根据现有的实测流速资料可以认为，这一高盐水在深层是终年向北流动的，其平均流速约为5厘米/秒。在冬季风力较弱时期，这支向北流动的暖流，不仅出现在深层，也可显现在表层[21]。在南黄海水域，这支暖流及其延伸部分一般沿高盐水舌轴方向流动，而不沿动力高度的等高线流动。从这一现象来看，黄海暖流及其延伸部分可以定性地认为，它主要是一支"射形流"[16,21]。但是，这一概念或假设有待取得更多的实测流速资料予以进一步验证。约在20年前，我们曾用高盐水舌的尖锐度(Sharpness)作为定性地探讨黄海暖流季节变化强弱的一个指标。通过冬、夏季盐度分布的分析，可以初步认为，黄海暖流的高盐水舌主要是在平流及侧向混合效应两者取得平衡条件下形成的。所以，冬季在整个垂直均匀层内，夏季在温跃层下面的下垂直均匀层内，水舌的尖锐度与暖流流速紧密相关，即水舌愈尖锐，流速愈强；反之亦然。根据这一近似分析，黄海暖流的季节变化似乎是冬季较强而夏季较弱[16,21]。

黄海暖流的这种季节变化是与夏季黄海冷水团的存在密切相关联的。夏季，黄海暖流北上的通道受阻于冷水团的存在，其结果导致暖流流速减弱，高盐水舌的尖锐度也随之减小，即变"钝"。此时，外海水主要是沿着黄海冷水团密度环流的边缘向北流动的，即黄海暖流的位置东移。还有，黄海暖流季节变化的这种趋势，在某种程度上，也与通过对马海峡和朝鲜海峡的海流(即对马暖流主干)的变异相联系。根据Yi(1970)的研究，进入日本海的对马暖流，其季节变化是趋向于夏、秋季较强而冬、春季较弱[34]。进入日本海的对马暖流与黄海暖流具有同一个来源。所以，这两支海流的季节变化具有互相关联和近乎相反的趋势，看来也是合理的[16,21,30]。应该指出的是，黄海暖流区域的实测海流资料，无论中外，迄今为止，仍极稀少。这里是研究黄、东海浅海水文学的一个重要环节，而研究现状，却极为薄弱。作者期望，今后能迅速加强这一海域的调查研究。

3．长江冲淡水及其质量场与流速场的关系

夏季，东海沿岸流在向北运移的过程中与长江及钱塘江的入海径流相汇合，在长江口外形成了一股较强的冲淡水，即所谓的“长江冲淡水”。冲淡水舌指向东北，扩展远而广。在冲淡水区域，盐度变幅很大，河口可低达5‰或以下。有时，31‰等值线可向东达到125°E。长江冲淡水的扩展、转向及其与周围海水的混合也是中国海浅海水文学中一个十分突出和重要的现象。长江入海径流起初是顺着河口朝向直下东南，及至离岸稍远处才发生气旋式偏转而转向东或东北。在发生洪水年份，长江冲淡水可扩展达到济州岛附近，几乎遍及东海西北部，还影响到南黄海南部。长江径流量的消长变化是控制冲淡水核心带的尺度及其运动方向的主要因子之一。此外，离岸稍远处海底深度的增大，台湾暖流的边界效应，以及偏南风和海水的斜压效应等都对冲淡水流轴的转向东北起到了一定的作用。而侧向混合，则在整个混合过程中起着重要作用[2,13,3,36]。

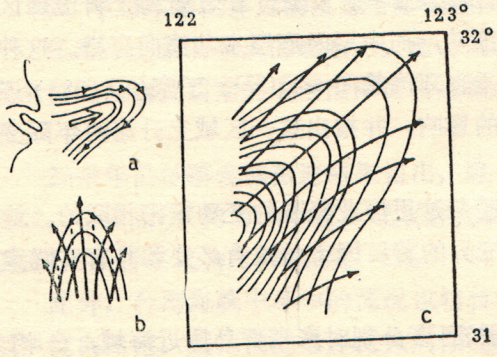


图4　冲淡水舌及密度流流线(a)和射形流流线(b)示意图
（管秉贤，1962），
长江口附近盐度分布及流型(c)示意图
（根据乐肯堂，1984及曹欣中，1980结果绘制）

关于长江冲淡水质量场与流速场的关系，60年代初期曾提出冲淡水流具有“射形流”[16]或“拟射形”[2]性质。迄今收集到的洪水期实测流速资料初步证实了上述假设，即随着冲淡水的向东北扩展，海流主要是沿着水舌轴线方向流动[3]（见图4）。但从夏季在苏北沿岸投放的海流瓶资料来看，32°N附近到舟山群岛一带海域的表层海水，其总流动趋势仍然偏南。这一差异值得注意。

4．浙闽沿岸上升流

50年代晚期所得资料表明，夏季浙闽沿岸海域出现上升流现象[21]。其证据是，在6到7月的增温季节，σ_t等值线在近岸一侧上升而在远岸一侧下沉。因而，在浙闽近海区域的表层水中，自西向东温度递增，而盐度却递降。这表明在沿岸一带有深层水上升。在这一时期，至少有下列三种主要因素是有利于在那里引起上升流的。它们是：1)与东北向海流(包括台湾暖流)相伴随的反气旋式垂直环流；2)西南风的副作用；3)海底地形效应引起的海水爬升运动。图5中的温度(T℃)、密度(σ_t)、磷酸盐(PO_4-P)及硅酸盐(SiO_3—Si)断面分布明显地揭示了夏季浙江沿岸所发生的上升流现象(小矢量表示垂直环流)。

近年来，中国科学院海洋研究所和国家海

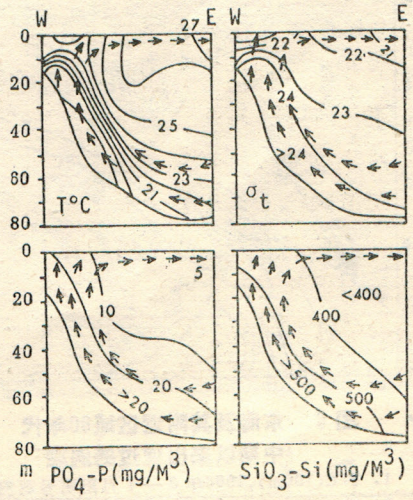


图5　浙江沿岸1959年7月的T，σ_t，PO_4-P及SiO_3-Si纬向断面分布及有关的垂直环流
（根据管秉贤、陈上及，1964）

洋局第二海洋研究所对浙江沿岸的上升流现象进行了多次专门性调查，其结果进一步证实了那里上升流的存在。

此外，还对引起上升流的动力机制及变异进行了一些更为细致的分析。胡敦欣等(1979)的研究指出，黑潮北上分支*由于海底地形所引起的爬升作用是产生浙江沿岸上升流的主要原因，可以说，这种作用比风力更为重要[10]。浙江沿岸夏季盛行西南风，对产生上升流有利；但在冬季盛行东北风，不利于上升流的产生。而黑潮北上分支是终年存在的。从而，可以初步认为，浙江沿岸，即使在冬季，也象夏季一样，可能存在着上升流。但由于冬季沿岸海水呈垂直均匀状，这一推论，尚难从海水热盐结构中得到证实。潘玉球等(1980)引用1980年夏季的水文及海流资料，描述了浙江近海上升流锋区的水文特征，并指出那里上层水的余流向外海流动，而中层及底层水却流向海岸。这种流速的垂直分布与沿岸上升流区域的反气旋式垂直环流趋向一致[22]。丁宗信(1983)还分析了短周期风的变异对浙江沿岸上升流变异的影响，并指出这一区域上升流的年际变化是与那里西南风的年际变化密切相关的[1]。

这一区域上升流的变异(增强或者变弱)是与这里渔业资源的变动紧密相联的。就这一点来讲，进一步研究控制浙江沿岸上升流变异的首要因子是很有必要和具有实践意义的。

还应指出，台湾省学者范光龙[27—29]及殷富[35]分别对澎湖群岛附近海域，台湾岛东南及东北沿岸海域的上升流现象作了细致的分析。

5. 陆架上出现的涡旋

近十余年来，在这浅水区域曾出现过不少涡旋，大多数是气旋式冷涡(见图6)。1)台湾岛以北澎佳屿附近海域有一个冷涡，好几位作者曾独立地对此冷涡作过报道(例如，殷富[35]、Uda&Kishi[33]、管秉贤[19]及范光龙[29])。这表明这个涡旋曾经常出现过。

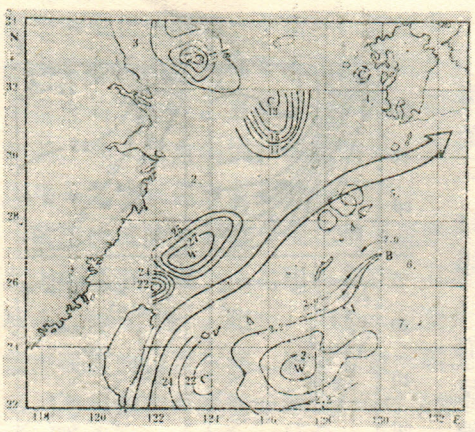


图6 东海及其附近区域60年代中期以来出现过的涡旋

1. T°C(100m),1966年3—4月阳明号观测
2. T°C(50m),1967年6—7月长风丸观测
3. T°C(0m),1977年6月(根据浦泳修，1982)
4. 1980年9月(根据Odamaki,1982)

2)济州岛以南，对马暖流左侧海域的近底层存在着一个较大的冷涡[24]。近几年来，中国科学院海洋研究所为了研究这个冷涡的形成机制及变异曾进行了多次现场观测。通过对多年来所获温、盐度及海流资料的分析研究，得出了这个冷涡看来是终年存在的结论。这一涡旋可能是由于向北流动的黄海暖流与向南流动的黄海沿岸流之间的切变效应引起的[9]。3)夏季长江口东北海域曾出现过一个冷涡[32]。4)五岛列岛以南水域曾出现过一个小尺度的气旋式涡旋。这是出现于陆架外缘和陆坡上的一个冷涡[23]。5)从1967及1973年夏季日本长风丸的调查资料可以看出，在台湾岛以北和黑潮以西海域曾两次出现过一个尺度较大的暖涡[19,5]。

* 这里指的是台湾暖流，它与黑潮的关系，迄今尚无定论。这里按传统概念叙述。

这些涡旋的特征可归纳如下：

Ⅰ）在浅水区域(或黑潮以西区域)冷(气旋式)、暖(反气旋式)涡旋均有出现。

Ⅱ）冷涡较为稳定，其成因可能或多或少与地形效应有联系。其中有些冷涡已转变为冷水团。暖涡则较不稳定。

Ⅲ）动力高度分布图与实测流速资料的对比表明，这些涡旋运动基本上是地转性或准地转性的。

Ⅳ）涡旋的出现在流型结构中起了重要作用。涡旋封闭型的流线使海流结构更趋于复杂[30]。

6．中国东南沿岸近海区域冬季的逆风海流

冬季，在偏北季风的影响下，浙、闽、粤沿岸近海区域(包括台湾海峡的西及中部)完全为流向南及西南的中国沿岸流所占据。这一传统概念直到50年代末才开始发生动摇。

20余年前冬季实测流速结果指出，除了表层及紧贴海岸的区域外，浙江和粤东近海区域，自近表层(约为5m)直至底层存在着逆风流向北或东北的海流。前者名之为“台湾暖流”，后者名之为“南海暖流”[21]。

此外，台湾海峡中冬季的流况也较传统概念为复杂。台湾海峡西部的海流并非全然顺风流向西南，偏南向的沿岸流只局限在闽中沿岸紧邻海岸区域的浅表层，而在台湾海峡西部的较深水层以及离岸较远处也是逆风流动的海流[6]。

还有，通过对1966—1968年冬季期间CSK(黑潮联合调查)资料的分析研究，发现在

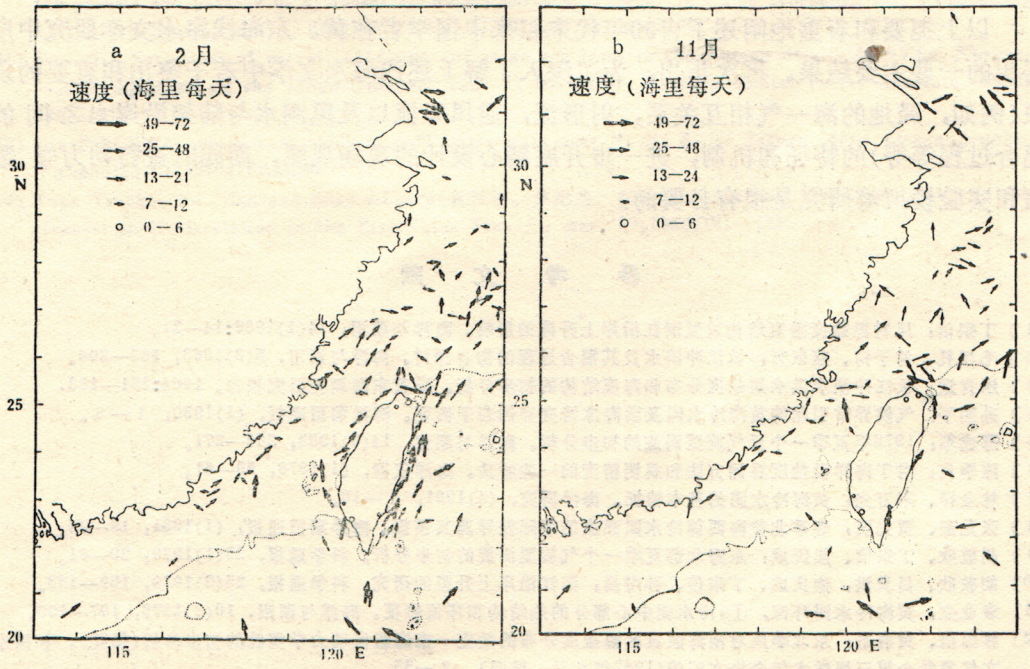


图7　东南海中国近海根据舰船定位得出的矢量图

(根据日本水路部，1925“日本近海气象及海流图”)

广东外海区域，即北回归线以南的海域(19—22°N)，在地转流场上存在着一支狭窄而较强的带状东北向海流[18]。最近，中国科学院南海海洋研究所1982年2月在强寒潮天气下所进行的深海锚系浮标测流结果进一步证实了这支海流的存在[12]。其实，这种"逆风海流"，在根据舰船漂移资料所编绘的海流图(例如，日本水路部出版的"日本近海气象及海流图"，1925)上也早有所显示。在浙、闽、粤沿岸区域，冬季除了顺风流动的海流外，也存在着逆风流动的海流。在这一海区冬季2月及11月测得的分别约90个流速矢量中，约有1/3是指向北或东北的(见图7a，b)[25]。

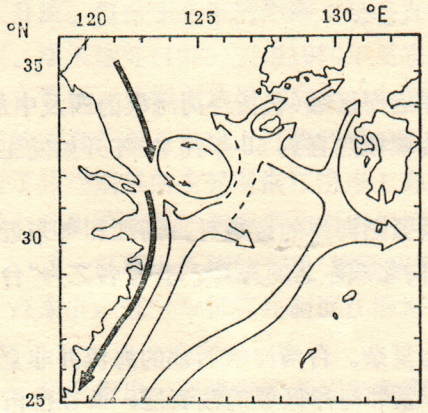


图8 从海面温度(SST)分布所推得的黄、东海冬季表面海流模式图

(根据郑全安，1981)

从卫星红外照片上黄、东海海面温度(SST)分布中推得的冬季表面海流流型图(见图8)[14]更为这支逆风海流的存在提供了另一个证据。

因此，联系分别位于台湾海峡以北及以南的台湾暖流和南海暖流来看，冬季在台湾海峡的西及中部也可能存在着一支类似的逆风海流，并通过它把上述两支海流联系起来，形成一支贯穿东、南海的中国近海逆风北上海流[20]。这是一个重要的新发现，也是今后东海，特别是台湾海峡的调查研究中需要进一步予以证实的一个课题。

以上扼要和着重地阐述了自50年代末以来中国学者在黄、东海浅海水文学研究中所得出的一些主要结果。再次指出，为了深入了解上述浅海水文学中若干突出和重要的现象(例如，局地的海—气相互关系，射形流，逆风海流以及黑潮水与陆架沿岸水之间的混合过程等等)的特征和机制，进一步开展精心设计的现场观测，而同时进行动力学、数值和实验模拟等研究是很有必要的。

参 考 文 献

〔1〕丁宗信：风对温盐度垂直结构以及浙江沿岸上升流的影响。海洋与湖沼，14(1)1983：14—21。

〔2〕毛汉礼、甘子钧、蓝淑芳：长江冲淡水及其混合过程的初步探讨。海洋与湖沼，5(3)1963：183—206。

〔3〕乐肯堂：长江冲淡水洪水期盐度分布和海流结构的初步分析。渤黄东海调查研究报告。1984：151—163.

〔4〕孙湘平：气候异常引起的黄海冷水团及渤海冰情变异的若干例证。海洋湖沼通报，(1)1980：1—8。

〔5〕邢成军：1973年夏季一个反气旋型涡旋的初步分析。海洋与湖沼，14(3)1983：263—271。

〔6〕陈季良：对于海洋温盐度观测方法和观测精度的一些看法。海洋仪器，(1)1978：59—61。

〔7〕林金祥、宋万先：黄海冷水团的基本特征。海洋研究，(4)1981：1—16。

〔8〕张元奎、贺先明：春季北黄海西部冷水团强度的年际差异及其预报。海洋湖沼通报，(1)1981：19—25。

〔9〕胡敦欣、丁宗信、熊庆成：东海北部夏季一个气旋型涡旋的初步分析。科学通报，25(1)1979：29—31。

〔10〕胡敦欣、吕良洪、熊庆成、丁宗信、孙寿昌：浙江沿岸上升流的研究。科学通报，25(2)1979：159—163。

〔11〕袁业立：黄海冷水团环流，Ⅰ.冷水团中心部分的热结构和环流特征。海洋与湖沼，10(3)1979：187—199。

〔12〕郭忠信、黄羽庭：东北季风对南海暖流区温盐度分布的效应—南海暖流动力学实验的初步分析(摘要)。中国水文气象学会第三届学术年会论文汇编(1982年6月，昆明)，2—35。

〔13〕曹欣中：夏季长江冲淡水表层盐度分布的数值模拟。海洋学报，2(2)1980：1—6。

〔14〕郑全安：由GMS—1和NOAA—5卫星红外照片得出的黄、东海冬季海面温度模式。海洋学报，3(4)1981：523—534。

〔15〕赫崇本、汪园祥、雷宗友、徐斯：黄海冷水团的形成及其性质的初步探讨。海洋与湖沼，2(1)1959：11—14。
〔16〕管秉贤：有关我国近海海流研究的若干问题。海洋与湖沼，4(3—4)1962：121—141。
〔17〕管秉贤：黄海冷水团的水温变化以及环流特征的初步研究。海洋与湖沼，5(4)1963：255—284。
〔18〕管秉贤：南海暖流—广东外海冬季一支逆风流动的海流。海洋与湖沼，9(2)1978：117—127。
〔19〕管秉贤：黑潮源地区域若干冷暖涡的主要特征。第二次中国海洋湖沼科学会议论文集，(1979年10月，武汉)，1983：19—30。
〔20〕管秉贤：东、南海中国近海冬季一支逆风北上海流的证据。渤黄东海调查研究报告，1984：142—150。
〔21〕管秉贤、陈上及：中国近海的海流系统。全国海洋综合调查报告，第五册第六章，第1—85页，1964。
〔22〕潘玉球、曹欣中、许建平：浙江沿岸上升流锋区特征及其成因的初步探讨。海洋湖沼通报，(3)1982：1—7。
〔23〕小田巻　実(Odamaki, M.)：五島滩における潮流と恒流系に关して。沿岸海洋研究，ノート，19(2)1982：112—120.
〔24〕井上尚文(Inoue, N.)：东シナ海大陆棚上の海底付近の流动，海と空，51(1)1975：5—12。
〔25〕日本水路部：日本近海の气象海流图，第20—23图，1925。
〔26〕菊池繁雄：寒波による东シナ海の异常低水温について，日本气象厅《研究时报》16(2)1964：84—95。
〔27〕Fan Kuang-Lung(范光龙)：On upwelling off the Peng-hu Islands. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 9,1979:50—57.
〔28〕Fan Kuang-Lung: On upwelling along the southeastern coast of Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 10,1979:151—159.
〔29〕Fan Kuang-Lung: On upwelling off northeastern shore of Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 11,1980:105—117
〔30〕Guan Bingxian(管秉贤)：A sketch of the current structures and eddy characteristics in the East China Sea. In "*Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continenfal Shelf, With Special Reference to the East China Sea*" (April,1983, Hangzhou, China), 1, 1983：52—73. China Ocean Press.
31〕Guo Fingluo(郭炳火)：The temperature and salinity structures and the circulation in the Yellow Sea. In "*Proceedings of the Japan—China Ocean Study Symposium*. Oct. 1981, Shimizu" 1982:174—197.
〔32〕Pu Yongxiu(浦泳修)：The upwelling and eddy phenomena in the north part of the East China Sea. In "*Proceedings of the Japan—China Ocean Study Symposium*", Oct. 1981, Shimizu 1982:79—94.
〔33〕Uda, M. and A. Kishi: Cyclonic cold eddies along the edge of the Kuroshio current in the relation to the genesis and passage of cyclones. I. Waters north of Taiwan. In "*The Kuroshio III, Proceedings of the* 3rd *Symposium*", Bangkok Thailand, 1972.1974:199—218.
〔34〕Yi, S.: Variations of oceanic condition and mean sea level in the Korean Strait. In "*The Kuroshio —A Symposium on the Japan Current*" (*ed*. J. D. Marr), Eastwest Center Press, Honolulu, 1970: 125—141.
〔35〕Yin Fuh(殷富)：Prelminary study of cold water mass near N. N. E. of Taiwan *Acta Oceanographica Taiwanica*. 3,1973:157—180.
〔36〕Yuan Yaochu, Su Jilan and Zhao Jingsan(袁耀初、苏纪兰、赵金山)：A single layer model of the continental shelf circulation in the East China Sea. *La* mer, 20,1982:131—135.

MAJOR FEATURES OF THE SHALLOW WATER HYDROGRAPHY IN THE EAST CHINA SEA AND HUANGHAI SEA

Guan Bingxian

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao, China*)

Abstract

The general aspect of the circulation and hydrographic condition of the shallow water area in the East China Sea and Huanghai Sea is briefly described, and the characteristics of the following outstanding phenomena of the shallow water hydrography are shown in some detail:

(1) the cold water mass of the Huanghai Sea,
(2) the Huanghai Sea warm current,
(3) the diluted water of Changjiang River,
(4) coastal upwelling off Zhejiang,
(5) eddies on the continental shelf, and
(6) an "against the wind current" in winter off the SE coast of China.

第16集
1980年5月

海洋科学集刊
STUDIA MARINA SINICA

No. 16
May, 1980

台湾海峡表层月平均流速与两岸月平均水位差的关系*

管秉贤
(中国科学院海洋研究所)

海洋中大多数区域的海流，特别是流速较强的海流，其性质以地转流为主。所以，海流流速流向的变化与海面的横流坡度，亦即横流两侧的水位差有着密切的关系。

一百多年前，Peslin (1872) 首先将地转方程应用于墨西哥湾流上[8]。后来，Dietrich (1946) 引用丹麦灯船上所进行的海流观测结果和卡特加特海峡两侧岛上的水位观测结果，证实了地转方程的实用意义[3]。

到目前为止，已有许多作者应用流速和横流水位差的这一关系，探讨了世界大洋和海峡等处海流的变动规律。例如，Montgomery (1938, 1941) [5,6]，Hela (1952)[4]，Stommel (1953)[10] 及 Wunsch 等(1969)[11]讨论了佛罗里达海流和湾流的季节变化与水位的关系；森安茂松 (Moriyasu, 1961)[7] 和二谷顯男(1973)[2]等讨论了水位与黑潮海况以及流速流量的关系；Wyrtki (1973, 1974a, 1974b) 研究了西太平洋赤道流、赤道逆流流速流量的季节变化和海流两侧岛屿的水位差的关系[14-16]。还有 Sok-U Yi (1970) 研究了朝鲜海峡中水位与对马暖流表层流速季节变化的关系[9]；Галеркич 等(1962)也曾讨论了爪哇海水位与流速的关系[17]。

关于我国的台湾海峡，Wyrtki (1957, 1961) 曾给出了台湾海峡表层流速的季节变化曲线，并将流速与高雄—澳门断面的水位差作了比较，绘制了两者的相关图[12,13]。

现在，几乎普遍地认为：沿岸和岛屿上所进行的水位观测，可为研究海流变动规律提供方便、准确和连续的资料，是监视海流变动最合适的途径之一。

本文应用手头所有的资料，一方面从多年平均情况来讨论台湾海峡表层月平均流速与两岸月平均水位差的关系；另一方面以各年各月情况为例，来分析两岸水位差与海峡西岸水位的关系，供研究台湾海峡海流趋势预报方法时参考。

一、资　料

(1) 本文所用表层月平均流速资料，引自作者过去在研究我国沿岸的表面流与风的关系(管秉贤，1957)时所得的有关数据[1]。这项数据是根据西北太平洋海流图(美国海军海道测量部，1944)上的海流玫瑰图计算得出的，它给出了台湾海峡逐月的表层合成流

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第443号。
本文承国家海洋局东海分局厦门中心海洋站提供厦门港月平均水位历史资料，刘举平同志协助部分资料的校核工作，本所方国洪、袁业立同志提出宝贵意见，刘秉玉同志绘图，作者谨此深表感谢！

速流向。而这种玫瑰图所依据的原始资料，则为 1935 年以前所观测，由船舶漂移法推算而得。据了解，台湾海峡中应用海流计的实测流速资料，即使是个别测站、个别时期的，也颇缺乏，更不必说包括整个海峡的平均流速的逐月资料了。因此，本文只好仍用上述这项资料，同时，还拟将它与其他作者有关台湾海峡的流速资料加以比较。

（2）月平均水位资料，在海峡东侧有台湾省的基隆（1904—1924 年观测）和高雄（1904—1943 年观测）两港。这项资料引自国际海洋物理学会（I. A. P. O. 1940, 1958）所发表的“月、年平均水位”（Publication Scientifique, No. 5, No. 19）。在海峡西侧，有与基隆、高雄两港观测资料几乎同期的福建省厦门港（1908—1915, 1920—1943 年观测）的资料。这项资料由国家海洋局东海分局厦门中心海洋站惠予提供。（以上各站位置见图 1）

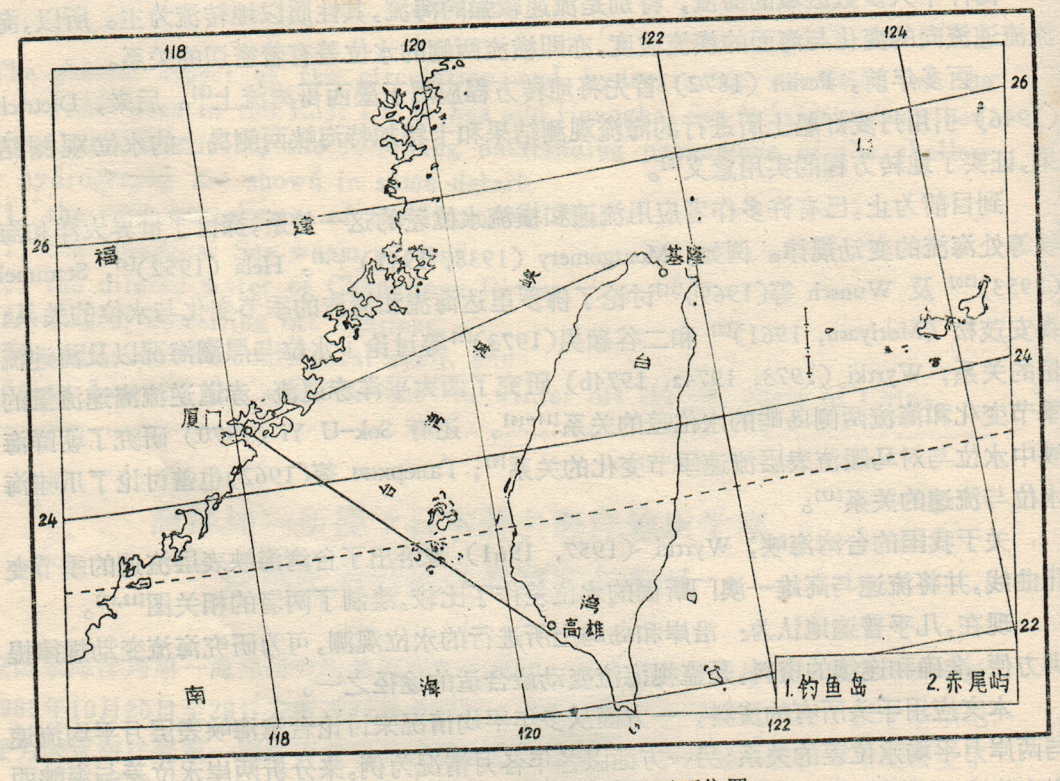


图 1　台湾海峡两岸验潮站及断面位置

本文所引用的月平均水位资料，均未经月平均气压订正。鉴于所讨论的主要是海峡两岸的水位差的逐月变化，而海峡比较狭窄，故两岸气压差对水位差逐月变化的影响，不会很大。当然，在夏秋台风盛行季节，这种影响可能会比较显著，但缺乏同期（同年同月）的气压资料，故对早期的水位资料，实难予以订正。

在原始资料中，上述各站的月平均水位值，均系相对于各站的水尺零点而言。本文引用时，则取各站月平均水位数列的多年平均值作为该站的零点，再按此零点计算各月水位的偏差，并以位于零点之上的为正，其下为负。本文分析计算中所提到的某站月平均水位 h，即指这种偏差值；而两岸月平均水位差 Δh，则指两岸这种偏差的差值。在分析横流断面的坡度时，则以两岸测站的零点的联线为准零线，此线之代表性，将在下节中略加

讨论。

二、表层月平均流速与两岸月平均水位差的关系

前已指出，Wyrtki（1957）在研究东南亚海域的表层环流时，曾给出了台湾海峡表层流速的季节变化曲线[12]，见图 2 中的实线。图中虚线系根据海流玫瑰图算得的表层合成流速的季节变化曲线；其中的粗虚线相当于海峡北部（文献[1]中的 4 区）的平均情况，细虚线相当于海峡中、南部（文献 [1]中的 4 区和 5′区）的平均情况。流速正值表示流向主要为 NE，其负值表示流向主要为 SW。而海峡长轴（约为 37°—217°）基本上亦为 NE—SW 方向。

从图中曲线的比较中可以清楚地看出，我们得出的流速曲线和 Wyrtki 的，无论从流向、流速的量值及其变化趋势来讲，两者都非常吻合。同时考虑到我们得出的资料将台湾海峡划分为三区，而 Wyrtki 的则并无分区，故在本文分析中，仍取我们的资料作为台湾海峡表层月平均流速的代表。

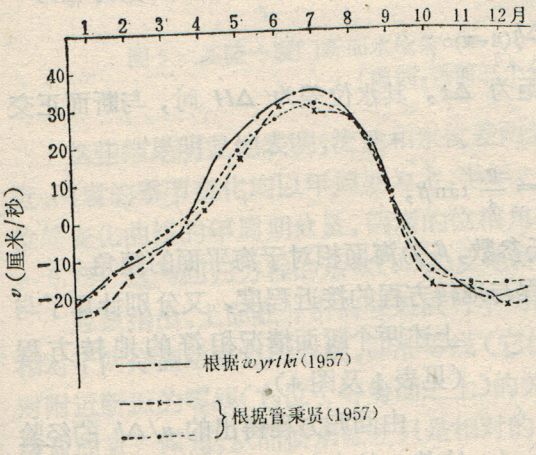


图 2　台湾海峡表层流速

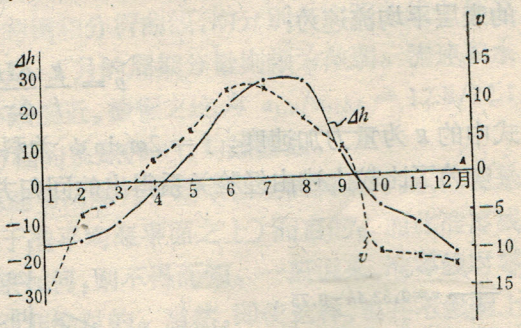


图 3　海峡北部表层月平均流速（v，厘米/秒）与两岸月平均水位差（Δh，厘米）的关系

在分析多年平均情况下台湾海峡表层月平均流速和两岸月平均水位差的关系时，取各站同月的月平均水位的多年平均值来代表该站该月的平均水位。

海峡北部表层月平均流速 v 与两岸月平均水位差 Δh 的关系见图 3。如上所述，基隆—厦门，高雄—厦门这两个断面，两岸的水位资料均属同期。与流速资料（代表 1935 年以前的情况）相比，两者也基本上属于同期。图上基隆—厦门断面的流速值系 4 区表层合成流速与上述断面正交的分量。高雄—厦门断面的流速值，则系 4 区和 5′区（按区域大小平均得出）的合成流速与断面正交的分量（图略）。

从这两个断面来看，无论是在海峡的北部或南部，表层月平均流速与两岸月平均水位差的关系都颇为密切，当水位差为正时（东岸高，西岸低），表层流速亦为正（流向东北方）；反之，当水位差为负时（东岸低，西岸高），表层流速亦为负（流向西南方）。同时，流速随水位差而增减。

上述各断面表层月平均流速（v）和两岸月平均水位差（Δh）这两组数值的相关系数（$\gamma_{v,\Delta h}$）和两者的回归方程 $v = f(\Delta h)$ 见表 1。这些相关系数均达到 90% 左右。根

据数理统计，当 $N=12$，$\alpha=0.05$ 及 0.01 时，相关系数达到显著的最小值分别为 0.576，0.708。所以，海峡表层月平均流速与两岸月平均水位差的关系显著，是毫无疑义的，而且有的显著程度相当高。

表 1 台湾海峡表层月平均流速(厘米/秒)与两岸月平均水位差(厘米)的关系

断面	回归方程	地转方程	$\gamma_{v,\Delta h}$ (%)
基隆—厦门	$v=0.52\Delta h-0.8$	$v=0.44\,\Delta H$	92
高雄—厦门	$v=1.22\Delta h+4.5$	$v=0.58\,\Delta H$	87

上述海峡表层流速 v 系指海峡中的实测流速与某断面正交的分量。其实，实际所用的不是这种分量，而是海峡中流速的本身。它与两岸水位差的相关关系，也是同样显著的。例如，基隆—厦门两站水位差与 4 区流速的相关系数为 $\gamma=93\%$，其回归方程为

$$v_4=1.26\,\Delta h_{(基-厦)}。$$

根据地转方程，当两站在横流方向上相距为 Δx，其水位差为 ΔH 时，与断面正交的表层平均流速为：

$$v=\frac{g}{f}\frac{\Delta H}{\Delta x}=\frac{g}{f}\tan\beta,$$

式中的 g 为重力加速度，$f=2\omega\sin\phi$ 为科氏参数，β 为海面相对于海平面的倾角。

为了比较上述由经验关系得出的回归方程与地转方程的接近程度，又分别计算了与上述两个断面情况相符的地转方程(见表 1 及图 4)。

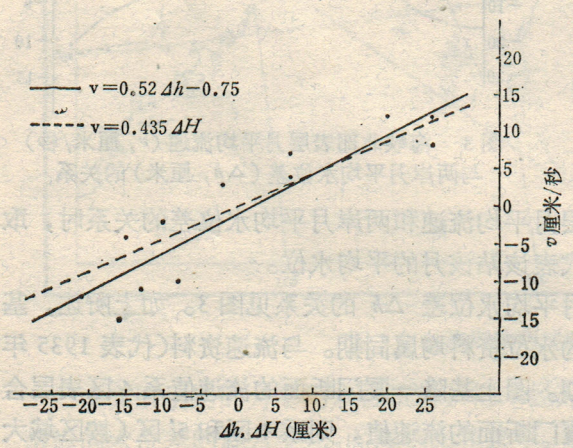


图 4 基隆—厦门断面流速和水位差的回归方程与地转方程的比较

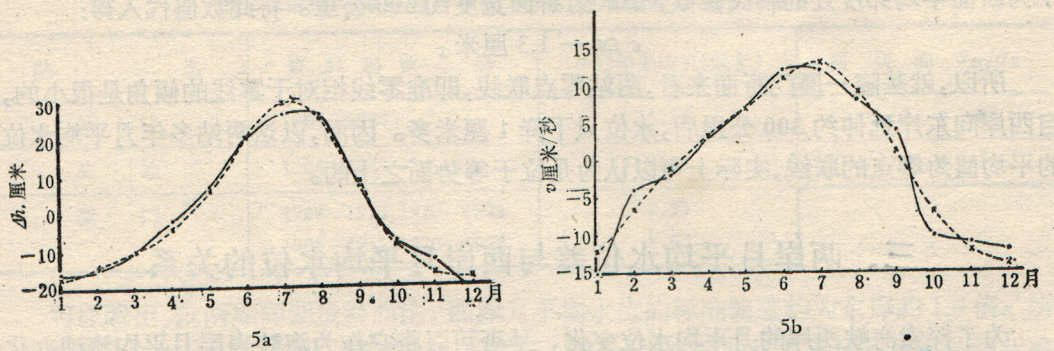
由回归方程得出的 $v/\Delta h$ 的经验比值，约在 0.5—1.2 之间；而由地转方程得出的 $v/\Delta H$ 的理论比值，约在 0.4—0.6 之间。考虑到由船舶漂移法得到的流速资料的性质，其误差显然是相当大的。因此，可以认为，回归方程和地转方程还是比较接近的。

为了分析表层流速和两岸水位差两者的季节变化的周期性，又以基隆—厦门断面为例，将流速和水位差两组数值，按下列方程

$$v,\Delta h=a_0+a_1\sin(30^\circ t+\alpha_1)+a_2\sin(60^\circ t+\alpha_2)+$$
$$+a_3\sin(90^\circ t+\alpha_3)+a_4\sin(120^\circ t+\alpha_4)$$

进行了调和分析。式中的 $t=0,1,2,\cdots\cdots 11$，为月份序数，a_0 为常数项，a_1、a_2、a_3 及 a_4 为各分量的振幅，α_1、α_2、α_3 及 α_4 为相应的位相角度。分析结果见图 5，图中实线代表月平均流速和两岸月平均水位差的观测值，虚线代表调和分析所得的曲线即：

$$v = -0.7 + 12.8\sin(30°t + 292°30') + 1.9\sin(60°t + 38°40') +$$
$$+ 0.6\sin(90°t + 248°30') + 1.8\sin(120°t + 260°30'),$$
$$\Delta h = 22.1\sin(30°t + 273°40') + 6.9\sin(60°t + 71°20') +$$
$$+ 1.3\sin(90°t + 218°40') + 1.3\sin(120°t + 356°00')。$$



5a 5b

图5 基隆—厦门断面水位差（Δh）、流速（v）实测（实线）和调和分析结果（虚线，系前三个分量之和）的比较

这些结果明显地表明，流速和水位差两者的调和分析曲线，均分别与实测曲线十分逼近，两者的季节变化均以年周期为主，半年、4月、3月的周期分量则颇为微弱。流速和水位差变化曲线的年周期分量，两者的位相角亦颇接近，振幅之比为 $a_{1,v}/a_{1,\Delta h} = 12.8/22.1 = 0.58$，这与回归方程的系数(0.52)及地转方程的系数(0.44)均颇接近。

应该指出，上面在分析海峡表层月平均流速与两岸月平均水位差的关系时，水位差是相对于两岸测站零点的联线，即准零线（它位于准平均海平面之上）而言的。而此准零线对附近断面的零线（它位于等势面之上）的关系如何，则不得而知。一般说来，准零线对零线应尚有一倾角，从而使水位差只是相对的，而非绝对的。当然，即使这样，也并不影响上述回归方程的实用意义，因回归方程乃是根据实测流速值与相对水位差的关系得出的。下面拟以基隆—厦门断面的资料为例，简略地讨论一下本文中准零线的代表性。

设横流断面的准零线相对于通过其中一侧的零线有一倾角。当然，这一倾角为小量。可以证明，不论海峡流向为 NE 或 SW，横流断面所含有的海面，它相对于零线的水位差 ΔH，等于海面相对于准零线的水位差 Δh 加一常数，即

$$\Delta H = \Delta h + \text{const.},$$

Δh 的符号，当东岸水位高于西岸时为正；反之，当东岸水位低于西岸时为负。这样，地转方程可以写成：

$$v = \frac{g}{f}\tan\beta = \frac{g}{f}\tan(\phi + \theta) = \frac{g}{f}\frac{\Delta H}{\Delta x} = \frac{g}{f}\frac{\Delta h + \text{const.}}{\Delta x}。$$

式中的 ϕ 为海面对于准零线的倾角，θ 为准零线对于零线的倾角。

将两端相对于时间 t（如以月为例）积分得：

$$\int_{t_1}^{t_{12}} v\,dt = \frac{g}{f\Delta x}\int_{t_1}^{t_{12}}(\Delta h + c)\,dt = \frac{g}{f\Delta x}\left[\int_{t_1}^{t_{12}}\Delta h\,dt + 12c\right]。$$

或写成：

$$\frac{1}{12}\sum_{i=1}^{12} v_i = \frac{g}{f\Delta x}\left[\sum_{i=1}^{12}\Delta h_i/12 + c\right],$$

式中的 v_i，Δh_i 可从图 2 中基隆—厦门断面的曲线上读得，$\sum_{i=1}^{12} v_i = -8.5$，$\sum_{i=1}^{12}\Delta h_i \approx 0$；$f$ 为断面平均纬度处的科氏参数，Δx 为断面宽度约 300 公里。将此数值代入得：

$$c \cong -1.3 \text{ 厘米。}$$

所以，就基隆—厦门断面来看，两站零点联线，即准零线相对于零线的倾角是很小的，自西岸向东岸延伸约 300 公里后，水位只下降 1 厘米多。因而，以这两站多年月平均水位的平均值为零点的联线，实际上可以认为是位于等势面之上的。

三、两岸月平均水位差与西岸月平均水位的关系

为了探索海峡西岸的月平均水位变化，是否可以将它作为海峡表层月平均流速变化趋势的一个指标，本文还分析了两岸月平均水位差与西岸月平均水位的关系。

先讨论多年平均情况。高雄、厦门两港是手头资料中时间序列最长，且为同期的两个测站。同期的月平均水位值，自 1908—1915，1920—1943 年，完整的达 32 年。在这时期内，多年平均的高雄—厦门月平均水位差 Δh 与厦门月平均水位 h 的关系见图 6，相关系数 $\gamma_{\Delta h,h} = -75\%$，回归方程为：

$$\Delta h_{(高-厦)} = -1.64\, h_{厦}。$$

同样，自 1908—1915，1920—1924 年期间，多年平均的基隆—厦门月平均水位差 Δh 与厦门月平均水位 h 的关系式为：

$$\Delta h_{(基-厦)} = -2.11\, h_{厦},$$

相关系数为 -78%。

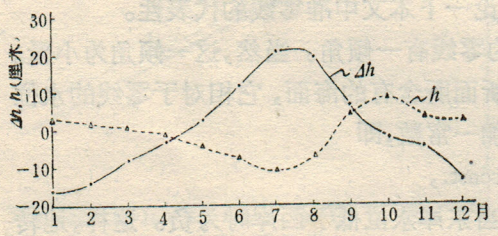


图 6 高雄—厦门断面 Δh 与 h 的关系

所以，根据与上述一样的、相关系数达到显著的最小值来判定，两岸水位差与西岸水位的负相关关系，在 $\alpha = 0.05$ 及 0.01 的水平上，也都是显著的。

再进一步从各年各月的资料来分析两岸月平均水位差与西岸月平均水位的关系，以便验证从多年平均情况中得出的结果。

为此，先比较一下海峡两岸测站月平均水位的标准偏差。试取海峡两岸月平均水位资料序列最长，且为同期的基隆、高雄、厦门三站为例，分别计算各站各月某年月平均水位（h_{ij}）相对于同月月平均水位的多年平均值（$\bar{h}_i$）的标准偏差：

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{\Sigma(h_{ij} - \bar{h}_i)^2}{n-1}},$$

再求这种标准偏差的年平均值

的多年平均的各月水位（$\bar{h}_i$）为常量，厦门各月水位（$h_{厦,ij}$）为变量时的月平均水位差（$\Delta h' = \bar{h}_{i基或高} - h_{厦,ij}$）曲线(虚线)，其观测时间与上一曲线相同。图7仅列举了1920—1921年的两种曲线作为示例。

十分明显，无论就基隆—厦门两站或高雄—厦门两站而论，这两种曲线不仅变化趋势相似，水位差的量值也颇为接近。所以，可以取 $\Delta h'$ 曲线作为探索海峡表层月平均流速变化趋势的一个指标。在 $\Delta h'$ 中，$\bar{h}_i$ 的数值可根据历史资料得出，例如，对于基隆及高雄，已分别具有21年、40年的平均值。

顺便指出，Δh 曲线反映了当时台湾海峡表层月平均流速的消长变化过程。在本文资料所包括的时期内，海峡北流达到最大值的时期，无论在基隆—厦门断面或高雄—厦门断面上，均出现于1909年8—9月，当时流速可分别达到北流平均流速的两倍。还有，在高雄—厦门断面上，1932年7月和1939年7月的流速也很大。

再来直接分析海峡两岸月平均水位差与西岸月平均水位的关系。这里又分两种情况，其一是逐年逐月一起分析的，另一则是按月分开分析的。

先取基隆—厦门及高雄—厦门两断面逐年逐月的月平均水位差 Δh 和厦门相应的月平均水位 $h_{厦}$ 进行回归分析，分别得出回归方程见表3。

表3 Δh 与 $h_{厦}$ 关系逐年逐月的回归分析

断面	资料起讫时间	资料数目	经验关系($\Delta h, h$:厘米)	$\sigma_{h,厦}$(厘米)	$\sigma_{\Delta h}$(厘米)	$r_{\Delta h,h}$(%)
基隆—厦门	1908—1915，1920—1924	$N=149$	$\Delta h = -1.38h_{厦} - 0.45$	10.81	18.89	−79
高雄—厦门	1908—1915，1920—1924	$N=152$	$\Delta h = -1.13h_{厦} - 0.19$	10.86	16.01	−76

表4 $\Delta h_{高-厦}$ 与 $h_{厦}$ 的逐月回归方程（根据1908—1915，1920—1943年资料）

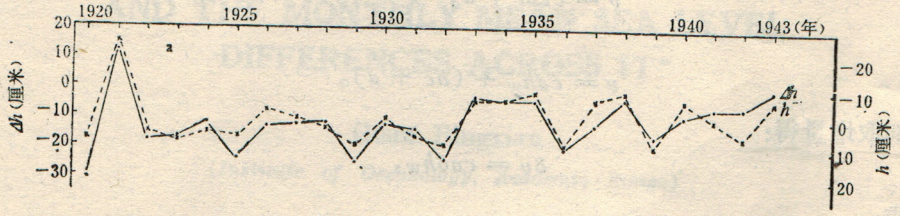
月	回归方程	相关系数(%)	$\sigma_{\Delta h}$(厘米)	σ_h(厘米)
1	$\Delta h = -0.87h - 15$	−79.6	9.08	8.30
2	$\Delta h = -0.90h - 13$	−77.1	8.87	7.57
3	$\Delta h = -0.97h - 7$	−87.2	8.12	7.31
4	$\Delta h = -0.79h - 3$	−76.6	6.53	6.38
5	$\Delta h = -0.98h + 4$	−77.6	7.06	5.61
6	$\Delta h = -0.57h + 12$	−70.1	6.08	7.47
7	$\Delta h = -0.69h + 22$	−76.3	6.72	7.38
8	$\Delta h = -0.76h + 21$	−88.6	7.75	9.06
9	$\Delta h = -0.95h + 8$	−93.0	10.78	10.61
10	$\Delta h = -0.91h - 1$	−83.1	8.45	7.69
11	$\Delta h = -1.21h - 4$	−86.9	8.23	5.94
12	$\Delta h = -1.03h - 12$	−85.3	9.02	7.48

下面再将高雄—厦门，基隆—厦门两断面的 Δh 与 $h_{厦}$ 的关系，分别按月进行回归

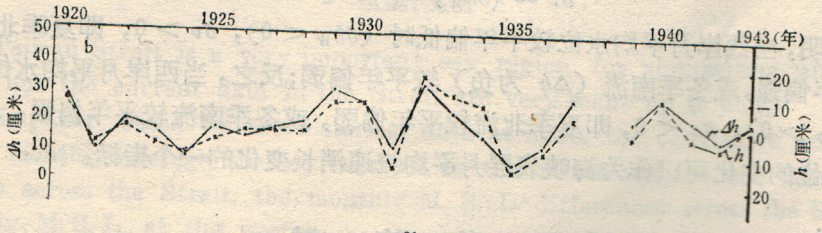
分析，各月的结果见表 4、5。应着重指出的是，各表中的 Δh，均为高雄与厦门或基隆与厦门两站分别以当地的零点为基准的水位差；但表 4、5 中的 $h_{厦}$ 为各月逐年的月平均水位相对于同月多年平均水位的偏差；而表 3 中的 $h_{厦}$，则系相对于该站零点的偏差。高雄与厦门冬（2月）夏（8月）诸月的 Δh 与 $h_{厦}$ 的关系还表示在图 8 上。

表 5　$\Delta h_{基-厦}$ 与 $h_{厦}$ 的逐月回归方程（根据 1908—1915，1920—1924 年资料）

月	回　归　方　程	相关系数(%)	$\sigma_{\Delta h}$（厘米）	σ_h（厘米）
1	$\Delta h = -0.68h - 17$	—66.9	9.65	9.46
2	$\Delta h = -1.03h - 16$	—58.3	10.24	5.76
3	$\Delta h = -0.87h - 11$	—89.2	9.25	9.50
4	$\Delta h = -1.26h - 2$	—85.2	8.64	5.82
5	$\Delta h = -0.99h + 8$	—81.5	6.61	5.58
6	$\Delta h = -0.80h + 20$	—90.0	6.98	7.85
7	$\Delta h = -0.84h + 25$	—95.5	6.79	7.76
8	$\Delta h = -1.09h + 26$	—97.1	11.13	9.88
9	$\Delta h = -1.12h + 10$	—96.7	16.20	14.00
10	$\Delta h = -0.90h - 8$	—92.0	9.07	9.31
11	$\Delta h = -0.98h - 14$	—81.5	7.93	6.63
12	$\Delta h = -0.76h - 19$	—71.0	9.02	8.40



8a



8b

图 8　高雄—厦门月平均水位差 Δh 与厦门各月平均水位 h 的关系
a. II 月；　b. VIII 月。

从上述三表中不难看出，无论是逐年逐月，或是按月的回归分析所得出的经验关系，都和多年平均情况中的一样，台湾海峡两岸月平均水位差与西岸（厦门）月平均水位，具有显著的负相关关系。根据数理统计，当 $N = 32, \alpha = 0.05$ 及 0.01 时，相关系数达到显著的最小值，分别应为 0.349 及 0.449。而在表4、表 5 的按月分析中，经验关系的相关系数，各月均在 −0.583——0.971 之间。所以经验关系的真实性是无庸置疑的，而且显著程度也是相当高的。这从图 8 中两组曲线的变化趋势均颇一致这一现象中，可以看得更明显。

$\Delta h_{基-厦}$与$h_{厦}$的关系曲线(图略)也是这样。

四、结 语

因此,有可能根据西岸(例如厦门港)的月平均水位求得两岸的月平均水位差,再据此来探索海峡表层月平均流速的变动情况。

在实际应用中,西岸某站下一年某月的月平均水位,可根据该站该月月平均水位的以往历史资料,用水文学或气象学中常用的长期预报方法求得之。得此 h_W 值后,即可按上述经验关系求得 Δh 及 v 值。在由 h_W 求 Δh 时,以取按月分析所得经验关系为好。这从表 3、4、5 中相关系数和标准偏差的比较中可以看出。虽然,各表中相关系数和 σ_h 的量值都相差不大,但 $\sigma_{\Delta h}$ 的量值,表 3 中的却远较表 4、5 中得出的为大,前者可达后者的两倍或两倍以上。因此,由表 4、5 得出的 Δh 值,误差可能较小。

当然,也可将第二、三两节中求得的经验关系结合起来,直接根据西岸的月平均水位来探索海峡表层月平均流速的变动情况。

例如,根据上述分析,可以得出西岸月平均水位 h_W,两岸月平均水位差 Δh 及海峡表层月平均流速 v 两两之间的关系的一般形式如下:

$$\Delta h = ah_W + b, \quad a < 0;$$

$$v = c\Delta h + d, \quad c > 0。$$

故得

$$v = cah_W + (bc + d)。$$

两边分别取增量得:

$$\delta v = ca\delta h_W,$$

或可写成:

$$\delta v = k\delta h_W, \quad k < 0。$$

上式表明,当西岸月平均水位较平年偏低时 ($\delta h_W < 0$),$\delta v > 0$,即夏季北流 (Δh 为正)较平年偏强,或冬季南流 (Δh 为负) 较平年偏弱;反之,当西岸月平均水位较平年偏高时 ($\delta h_W > 0$),$\delta v < 0$,即夏季北流较平年偏弱,或冬季南流较平年偏强。所以,西岸月平均水位的变化可以作为海峡表层月平均流速消长变化的一个指标。

参 考 文 献

[1] 管秉贤,1957。中国沿岸的表面海流与风的关系的初步研究。海洋与湖沼 **1** (1): 95—115。

[2] 二谷顕男,1973。黑潮システムの表面流量と沿岸水位。海洋科学 **5** (4): 55—59。

[3] Dietrich, G., 1946. 转引自: Dietrich, G., 1963. General Oceanography, p. 321, Fig. 131.

[4] Hela, I., 1952. The fluctuations of the Florida Current. *Bull. Mar. Sci. Gulf and Caribean.* 1: 241—248.

[5] Montgomery, R. B., 1938. Fluctuations in monthly sea level on eastern U. S. Coast as related to dynamics of western North Atlantic Ocean, *Jour. Mar. Res.* 1: 165—185.

[6] Montgomery, R. B., 1941. Sea level difference between Key West and Miami, Florida. *Jour. Mar. Res.* 4: 32—37.

[7] Moriyasu, S., 1961. On the difference in the monthly sea level between Kushimoto and Uragami Japan. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan* 17(4): 197—200.

[8] Peslin, H., 1872. 转引自：J. 普劳特曼，1952，动力海洋学(毛汉礼译，1956，科学出版社，p. 76)。
[9] Sok-U Yi, 1970. Variations of oceanic condition and mean sea level in the Korea Strait. in "The Kuroshio—A Symposium on the Japan Current". pp. 125—141.
[10] Stommel, H., 1953. Examples of the possible role of inertia and stratification in the dynamics of the Gulf Stream Systeam. *Jour. Mar. Res.*. 12: 184—195.
[11] Wunsch, C., Hansen, D. V. and B. D. Zetler. 1969. Fluctuations of Florida Current inferred from sea level records. *Deep-Sea Res., Suppl.* 16: 447—470.
[12] Wyrtki, K., 1957. Die Zirkulation an der Oberfläche der südostasiatischen Gewässer. *Deutsch. Hydrogr. Z.* **10** (1): 1—93.
[13] Wyrtki, K., 1961. Physical Oceanography of the Southeast Asia waters. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif., *Naga Rept.* **2**: 1—195, 44 pls.
[14] Wyrtki, K., 1973. Teleconnections in the Equatorial Pacific Ocean. *Science*, 180(4081). p. 66—68.
[15] Wyrtki, K., 1974a. Sea level and the seasonal fluctuations of the equatorial currents in the Western Pacific Ocean. *Jour. Physical Oceanography* 4 (1): 91—103.
[16] Wyrtki, K., 1974b. Equatorial currents in the Pacific 1950 to 1970 and their relations to the trade winds. *Jour. Physical Oceanography* 4 (3): 372—380.
[17] Галеркич, Л. И., Шагин, В. А. и В. П. Нефедьев, 1962. Сезонные колебания уровня Австрало-Азиатских Морей. *Труды Ин-та Океанол.* LX: 161—173.

THE RELATIONS BETWEEN THE MONTHLY AVERAGE SURFACE CURRENTS IN THE TAIWAN STRAIT AND THE MONTHLY MEAN SEA LEVEL DIFFERENCES ACROSS IT*

Guan Bingxian

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

Abstract

The Taiwan Strait is a very important sea region for ship-sailing and fishery activities, but the current data in the Strait are very scant up to now.

In this paper, based on the historical data at hand, the co-relative relations between the monthly average surface currents in the Strait and the monthly M. S. L. differences across the Strait, the monthly M. S. L. differences across the Strait and the monthly M. S. L. at the western coast were analysed. The results show that a positive co-relative relation of sufficient significance exists between the former two sets data, and while a negative co-relative relation of relative significance exists between the latter two sets data. Therefore, it is possible to forecast the tendency of variations of the monthly average surface current in the Strait according to the monthly M. S. L. at the western coast (for example, Amoy).

These empirical relations may be useful for the study of the tendency-forecast of the current in the Strait.

* Contribution No. 443 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

第4卷 第3-4期 海 洋 与 湖 沼 Vol. 4, No. 3-4
1962 年 12 月 OCEANOLOGIA ET LIMNOLOGIA SINICA Dec., 1962

有关我国近海海流研究的若干問題* **

管秉賢
(中国科学院海洋研究所)

我国近海(指黄、东海部分,下同),是一个水深約在100米以內,海岸曲折,外有洋流入侵,內多入海径流,而且季节风盛行的浅海。同时,水文分布情况,具有明显的季节变化,最显著的特点是:在降温期內,海水几呈垂直均匀状态;而在增温期間,則出現明显的层化現象。

研究在这种眞实条件下的复杂的海流情况,显然是十分困难的。現有的海流理論,尚未能比較全面而合理地考虑到上述的种种条件。因此,一般仍只得引用海流动力学上的两大經典理論来进行初步的分析。即:(1)应用 Bjerknes 的环流理論(1898)以及 Sandström 和 Helland-Hansen 的动力計算方法(1903)来分析和計算由海水質量場所确定的海流;(2)应用 Ekman 的风海流理論(1905)来討論受风影响最显著的表层流。

根据我們初步分析的結果看来,这两項經典理論及其实用方法,在浅海应用中,仍然具有重要的实践意义。这样分析得到的結果,可以初步闡明我国近海海流的一些基本結构和特征。但由于这两項經典理論本身所存在的局限性,它們在进一步分析浅海海流时所遇到的困难,也远比应用于深海大洋时为多。本文即以我們在实际工作中所遇到的某些問題为綫索,引用手头所有的历史資料,对我国近海海流的某些特点(例如某几种特殊成分等等)提出一些初步的看法,以供进一步研究时参考,而并非企图討論这些經典理論及其实用方法的本身,更不企图提出新的假說或理論。

在討論中,海流种类将暫按其是否由局部性风力所引起而分为风海流和非风海流两大类型。在非风海流中,如流速流向可根据海水質量分布用动力計算方法求得者,則称为"密度流"。

一、射形流及其运动学分析

在分析我国近海海流时,特别是当我們比較动力高度与实际海流的分布时,首先产生了这样一个問題:非风海流是否全部都是密度流?換言之,非风海流中,除了密度流以外,是否还有其他的成分存在?

分析指出,非风海流中的大部分是密度流。例如:我国沿岸一带,冬季时自北南下并具低盐特征的沿岸流[1,9],以及夏季时围繞北黄海冷水团作反时針方向流动的环流等[2],显然都是密度流。冬季,我国沿岸一带盐差显著[1],海水密度分布主要决定于盐度;因此,在

* 本文是在毛汉礼先生的热心指导与帮助下完成的,毛先生并对原稿作了全面而又細致的修改,謹此致以衷心的謝意!作者在前几年的工作期間,得到了陈上及同志的許多启发与帮助;本文初稿曾于1962年3月間在我所海洋物理研究室的学术报告会上提出討論,得到与会同志們的許多宝貴意見,均此深表謝意。
** 中国科学院海洋研究所調查研究报告第201号。

沿岸流中，密度随离岸距离而增大，故等压面自岸向海下傾，輕水位于流向的右側(北半球，下同)。夏季，冷水团区域温差显著[4]，海水密度分布主要决定于温度；在冷水团环流中，密度随离冷水团中心的距离而減小，故等压面自冷中心向四周上傾，輕水也位于流向的右側。这些海流都具密度流性質，可借动力計算方法来求得其近似的流速流向。

但我們又发現非风海流中的另一部分，却不能应用动力計算方法来分析：在某些情况下，根据动力計算得出的流动，与实际情况很不相符；在另一些情况下，实測到的海流相当大，但应用动力計算，則根本得不出流动。本节拟先来探討前一种情况。

图 1 是宇田所作的我国近海冬季的表层水温、密度(σ_4^{15})和海流分布图[9]。图中的水温和密度分布系根据 1918—1930 年間十年以上的平均值繪成，海流图系根据同期的水温等偏差曲綫等資料分析而得。图上在济州島附近，有一个明显的高温高密(即高盐)水舌，伸向南黄海北上，而海流正是沿这水舌的軸綫方向流动的，这就是对馬暖流伸入我国南黄海的支脉，亦即黄海暖流[11]。

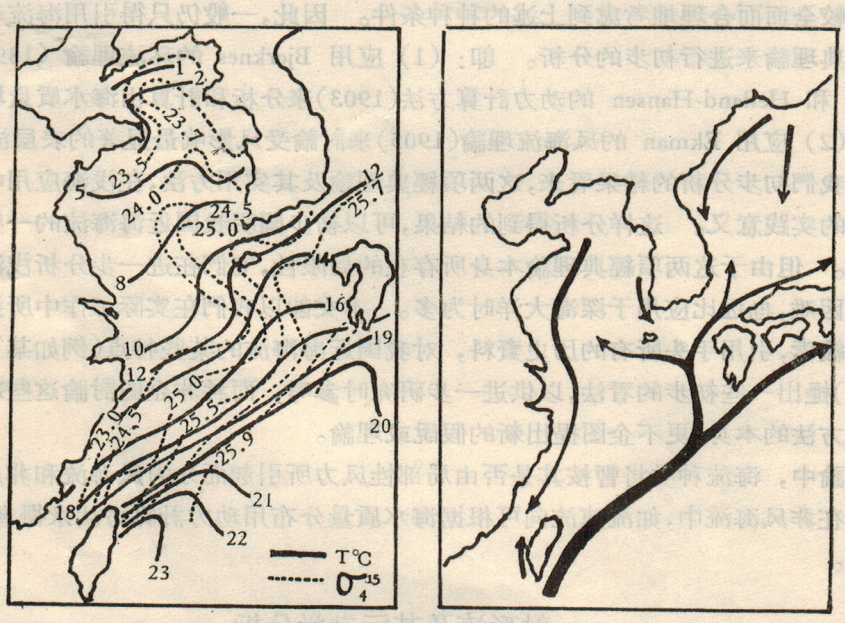


图 1 冬季(3 月)的表面水溫、密度(σ_4^{15})及海流分布
[根据宇田(1931)原图复制]

Fig. 1. Distributions of surface temperature, density σ_4^{15} and current of the China Sea in winter (March) (according to Uda, 1931).

冬季，黄、东海正处在強劲的偏北风作用下，足見这支自南北上的海流，显然不是局部性的风力直接引起的。此时这一海区內，海水几呈垂直均匀状态(見图 2)，故等密綫与动力高度綫(流綫)的趋势基本上是一致的。如这一支脉以密度流为其主要成分，則海流将大致沿高盐水舌的等高綫流动(在这里沿反时針方向，見图 3)；而实际上，海流却沿舌軸方向流动。在高盐水舌的右側(順流方向)，密度流流向和实际流向还較接近；在舌尖处，两者成正交；在左側，則两者正相反。因此，这支海流显然不是密度流[6]。

Parr 在討論动力計算方法的有效性[14]时，从 Jacobsen 所作的北大西洋动力高度图与

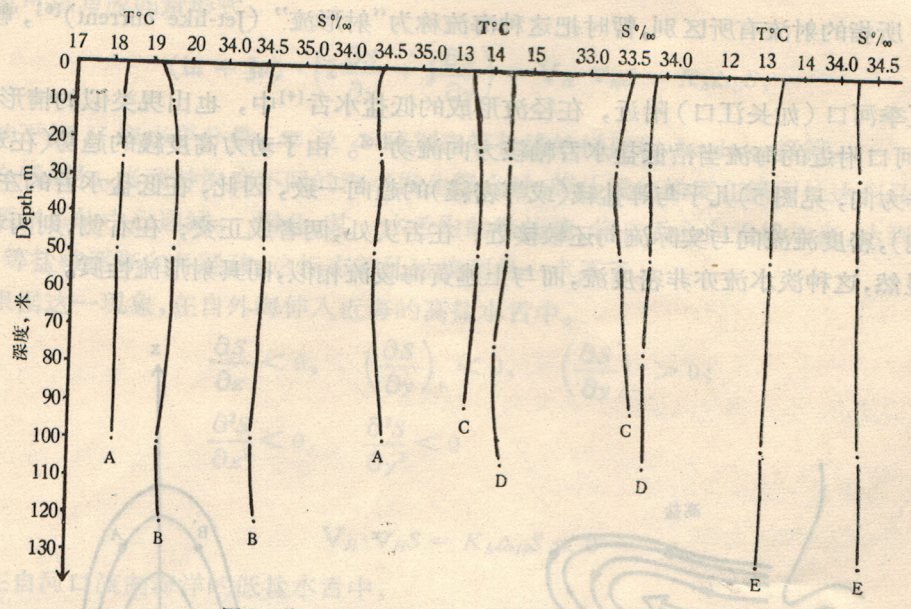


图 2　黄、东海几个测站冬季的溫、盐度垂直分布

Fig. 2. Vertical distributions of temperature and salinity of some stations in the Yellow Sea and the East China Sea.

东海：East China Sea
A, 27°21′N, 124°11′E (1934, I, 15)
B, 28°33′N, 126°21′E (1934, I, 14)
黄海：Yellow Sea
C, 33°33′N, 125°18′E (1932, I, 27)
D, 33°46′N, 126°07′E (1932, I, 26)
E, 33°23′N, 128°23′E (1936, III, 16)

Meyer 根据实际資料所作的表层海流图的对比中，早就发現了这种海流的存在，并称之为"射流"(Jet stream)。Parr 还認为：这种射流在世界大洋的环流中占有重要的地位，且有其一定的普遍性。但因"射流"这一名称，現已用于专指 Rossby 所定义的射流(或尾流，wake stream)[15]，所以，本文作者認为，在这种海流的动力結构尚未闡明以前，为了与

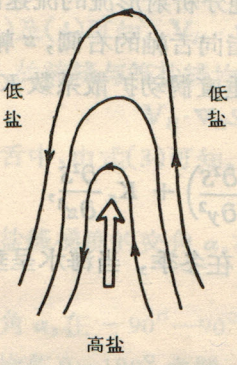


图 3　高盐水舌及流向示意图

Fig. 3. Schematic representation of saline tongue and current direction.

→ 密度流流向，direction of density current

⇨ 射形流流向，direction of jet-like current

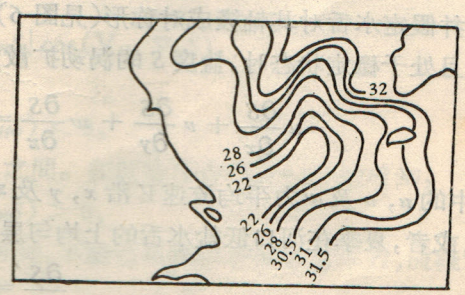


图 4　长江口附近 8 月的表面盐度分布
[根据赫崇本等(1959)原图复制]

Fig. 4. Distribution of surface salinity near the mouth of Yangtze River in August (according to Ho Chung-pen, et al, 1959).

Rossby 所指的射流有所区别，暫时把这种海流称为"射形流" (Jet-like current)[6]，較为适宜。

夏季河口（如长江口）附近，在径流形成的低盐水舌[4]中，也出現类似的情形(見图4)。河口附近的海流当沿低盐水舌軸綫方向流动[16]。由于动力高度綫的趋势(在这里沿順时針方向，見图5)几乎与等盐綫(或等密綫)的趋向一致，因此，在低盐水舌的左側(順流方向)，密度流流向与实际流向还較接近；在舌尖处，两者成正交；在右側，則两者正相反。显然，这种淡水流亦非密度流，而与上述黄海暖流相似，同具射形流性質。

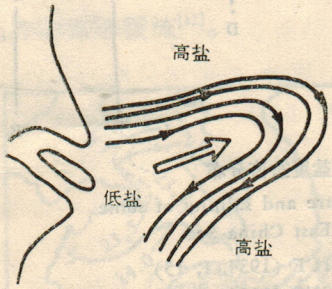


图5 低盐水舌及流向示意图(图例說明見图3)

Fig. 5. Schematic representation of fresh tongue and current direction. (explanation see fig. 3.)

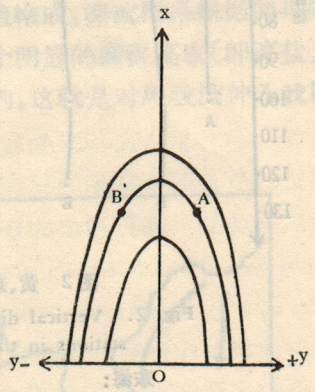


图6 水舌及坐标

Fig. 6. Tongue and coordinates.

由是可知，冬季自外海(高盐)伸向近海(低盐)的黄海暖流，以及夏季自河口(低盐)流向海洋(高盐)的长江淡水流，从其性質来說，它們都不是密度流，而是另一种类型的非风海流。所以，非风海流并非都是密度流，也可能是射形流或其他。

射形流既非密度流，当然不能借动力計算方法确定其流速流向。現拟利用海水要素(以盐度为例)的涡动扩散方程，从运动学的观点来近似地分析射形流的流速流向。

令 x 軸沿水舌軸綫方向，以指向舌尖为正，正 y 軸指向舌軸的右側，z 軸垂直向下为正，并假定水舌对其軸綫成对称形(見图6)。当水平和垂直涡动扩散系数 K_h，K_z 均为常数，且处于稳定状态时，盐度 S 的涡动扩散方程为：

$$u\frac{\partial S}{\partial x}+v\frac{\partial S}{\partial y}+w\frac{\partial S}{\partial z}=K_h\left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 S}{\partial y^2}\right)+K_z\frac{\partial^2 S}{\partial z^2}, \tag{1}$$

式中的 u，v 及 w 为平均流速 V 沿 x，y 及 z 軸的分量。在冬季，当海水呈垂直均匀状态时；或者，夏季在河口低盐水舌的上均匀层范围內，

$$\frac{\partial S}{\partial z}=\frac{\partial^2 S}{\partial z^2}=0,$$

故(1)式簡化为：

$$u\frac{\partial S}{\partial x}+v\frac{\partial S}{\partial y}=K_h\left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 S}{\partial y^2}\right) \tag{2}$$

上式也可以写成向量形式：

$$(\mathbf{i}u + \mathbf{j}v) \cdot \left(\mathbf{i}\frac{\partial S}{\partial x} + \mathbf{j}\frac{\partial S}{\partial y}\right) = \mathbf{V}_H \cdot \nabla_H S = K_h \Delta_H S, \tag{2'}$$

式中的下标 H 表水平分量，∇ 及 Δ 分别表等盐綫的梯度和 Laplace 算符。

众所周知，当两种浓度不同的海水发生混合时，等盐綫的梯度在鋒面处达到最大，逐渐向两水系的中心递減。因此，某一水舌內的等盐綫，将自舌心向舌緣加密，达到水舌边緣后，等盐綫逐渐向外稀疏，这标志着已过渡到另一水系了。

根据这一現象，在自外海伸入近海的高盐水舌中，

$$\frac{\partial S}{\partial x} < 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_+ < 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_- > 0;$$

$$\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} < 0, \quad \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} < 0$$

故

$$\mathbf{V}_H \cdot \nabla_H S = K_h \Delta_H S < 0 \tag{3}$$

在自河口流向海洋的低盐水舌中，

$$\frac{\partial S}{\partial x} > 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_+ > 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_- < 0;$$

$$\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} > 0, \quad \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} > 0$$

故

$$\mathbf{V}_H \cdot \nabla_H S = K_h \Delta_H S > 0 \tag{4}$$

上式中 $\left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)$ 之下标“+”或“−”，分别表示沿正 y 軸或負 y 軸方向上盐度对 y 的偏微商。

在水舌軸綫上，即当 $\frac{\partial S}{\partial y} = 0$ 时，因 $\frac{\partial^2 S}{\partial x^2}$ 及 $\frac{\partial^2 S}{\partial y^2}$ 的量值，在高盐水舌的情况中，仍为負，而在低盐水舌的情况中，仍为正；故此时关系式(3)及(4)仍然成立。

由式(3)及(4)可知，$\mathbf{V}_H \cdot \nabla_H S \neq 0$，即是說，不論在高盐水舌或低盐水舌中，由于水平混合效应，故流綫与等盐綫均不一致。又因

$$\mathbf{V}_H \cdot \nabla_H S = |\mathbf{V}_H| \cdot |\nabla_H S| \cos(\mathbf{V}_H, \nabla_H S),$$

故在高盐水舌中，由式(3)可知，

$$\cos(\mathbf{V}_H, \nabla_H S) < 0,$$

即流綫与等盐綫梯度的交角 α，在 90°—270° 之間。在低盐水舌中，由式(4)可知，

$$\cos(\mathbf{V}_H, \nabla_H S) > 0,$$

即两者的交角 α，在 −90°—90° 之間。由是可知，不論是高盐水舌或低盐水舌，流綫和等盐綫的交角均在 0—180° 之間。

設有对称于舌軸的两点 $A(y > 0)$、$B(y < 0)$。在高盐水舌中：

$$\left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_A = \left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_B < 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_A = -\left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_B < 0, \quad (\Delta S)_A = (\Delta S)_B < 0; \tag{5}$$

在低盐水舌中：

$$\left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_A = \left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_B > 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_A = -\left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_B > 0, \quad (\Delta S)_A = (\Delta S)_B > 0 \tag{6}$$

由式(5)或(6)得：

$$\left(u\frac{\partial S}{\partial x}\right)_A + \left(v\frac{\partial S}{\partial y}\right)_A = \left(u\frac{\partial S}{\partial x}\right)_B + \left(v\frac{\partial S}{\partial y}\right)_B, \tag{7}$$

亦即：

$$(u_A - u_B)\left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_A + (v_A + v_B)\left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_A = 0 \tag{8}$$

海水流动时，水舌两侧的流速必须满足关系式(8)及式(3)或(4)。

显而易见，水舌两侧的流速分量具有下列关系

$$u_A = u_B > 0, \qquad v_A = -v_B \geqslant 0 \tag{9}$$

的流动，是满足上述条件的最簡单的形式[1]。

同时，水舌軸綫上的流速分量应为：

$$u_0 > 0, \qquad v_0 = 0 \tag{10}$$

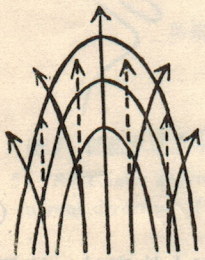


图 7 射形流流綫示意图

Fig. 7. Schematic representation of the stream-lines of jet-like current.

下列示意图（图 7）指出了根据式(9)及(10)所作的射形流流綫。由图可知，不論在高盐水舌或低盐水舌中，流綫均与舌軸成对称形，平行于舌軸或自舌軸向两側发散，平均流向則沿舌軸指向舌尖。

应該指出，作为一个抽象的示例，Parr 曾經描出了类似的图案[14]，但是，他沒有进行进一步的分析，亦即沒有加以証明。

下面我們再来討論射形流的流速。为了分析上的方便起見，我們只討論 $v = 0$ 时，即平均海流沿舌軸方向这一最簡单的情况。此时，式(2)变成：

$$u\frac{\partial S}{\partial x} = K_h\left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2}\right) \tag{11}$$

在上式中，$K_h\dfrac{\partial^2 S}{\partial x^2}$ 項表縱向混合效应，$K_h\dfrac{\partial^2 S}{\partial y^2}$ 項表側向混合效应。首先来考虑当这两种混合效应为同阶时的情形，便得：

$$u = K_h\left(\frac{\dfrac{\partial^2 S}{\partial x^2}}{\dfrac{\partial S}{\partial x}} + \frac{\dfrac{\partial^2 S}{\partial y^2}}{\dfrac{\partial S}{\partial x}}\right) = u_1 + u_2 \tag{12}$$

式中的 u_1 与縱向混合效应相当，u_2 与側向混合效应相当。在图 8 中，$\delta x = P_+PP_- = \delta_{+x} + \delta_{-x}$，$\delta y = Q_+PQ_-$。如所有微商均取于 P 点，則根据 Proudman[7] 的簡化办法，u_1 可簡化

1) 当然，还有其他形式的流动，也能滿足式(8)，但它們不一定同时又能无条件地滿足式(3)或(4)；或者导致水舌两側速率不等且較复杂的結果。关于这种比較繁复的情况，本文不拟加以探討。另一方面，如流动沿着水舌等高綫，即在高盐水舌中，$u_A = -u_B > 0$，$v_A = v_B < 0$；或在低盐水舌中，$u_A = -u_B < 0$，$v_A = v_B > 0$，則由式(8)可以得出 $(\Delta S)_A = (\Delta S)_B = 0$，即此时将沒有水平混合存在。所以，密度流与上述盐度分布是不相适应的。

为：

$$u_1 = 4K_h\left[\frac{\delta_{-x}-\delta_{+x}}{(\delta x)^2}\right] \qquad (13)$$

同样，u_2 可以簡化为：

$$u_2 = 4K_h\frac{\delta x}{(\delta y)^2} \qquad (14)$$

联合(13)、(14)两式即得：

$$u = u_1 + u_2 = 4K_h\left[\frac{\delta_{-x}-\delta_{+x}}{(\delta x)^2} + \frac{\delta x}{(\delta y)^2}\right] \qquad (15)$$

上式中的第一項 $\frac{\delta_{-x}-\delta_{+x}}{(\delta x)^2}$ 可視为等值綫在舌軸方向上(縱向)加密程度的一个指标(可称为"加密率")，而第二項 $\frac{\delta x}{(\delta y)^2}$ 則可視为表征水舌的尖 $\left(\frac{\delta x}{\delta y}\right)$ 及狹 $\left(\frac{1}{\delta y}\right)$ 程度的指标(可称为"尖狹率")[6]。由是可知，对射形流的流速来說，我們可以得出如下的定性指标：水舌的形状愈尖而狹，并且等值綫縱向加密愈快，則其平均流速愈強；反之，則愈弱。

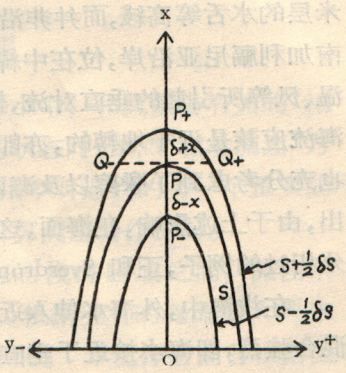


图 8　水舌及其等盐綫

Fig. 8.　Tongue and its isohalines.

在我国近海，高盐水舌(图 1)和低盐水舌(图 4)的等盐綫的分布趋势，有着一个明显的差别：即在高盐水舌中，$\frac{\partial^2 S}{\partial x^2}$ 項远較 $\frac{\partial^2 S}{\partial y^2}$ 項为小，作为第一阶近似，可略去縱向混合效应而仅考虑側向混合效应。此时，平流項与側向混合項取得平衡。而在低盐水舌中，这两种混合效应的差异，就沒有象前者那么悬殊，因此不能略去任何一項，此时平流項与側向混合及縱向混合两項之和取得平衡。所以，我們在定性地探討高盐水舌流速的強弱时，只須比較水舌的"尖狹率"即可；而在討論河口径流形成的低盐水舌的流速时，則須把水舌的"尖狹率"和等值綫的縱向"加密率"一并加以考虑。

关系式(14)和(15)，不仅可以用来討論射形流的強弱和变化，而且还可以根据水舌等值綫的分布与实測流速，来計算水平涡动扩散系数 K_h。求得 K_h 以后，在假定 K_h 不随空間而变的条件下，又可根据水舌等值綫的分布，求出其他区域的流速。

作为一个例子，我們根据图 1 所示冬季黃海暖流中等 σ_t^{15} 綫(亦可視为等盐綫)的分布，計算了 K_h/u 之值如下。

在 $\sigma_t^{15} = 25.0$、即 $S = 33.71‰$ 綫上，

$$\frac{K_h}{u} = \frac{1}{4}\frac{(\Delta y)^2}{\Delta x} \approx 30.8 \text{ 仟米}。$$

如假定 $u = 10$ 厘米/秒，則 $K_h = 3 \times 10^7$ c.g.s. 单位。

这項結果，与一般所求得的数值尚相符，我們認为是比較合理的。

上面我們簡略地对射形流作了一些运动学的分析，至于这种海流的成因及其动力結构，則有待今后进一步的研究。現在我們想再談一談关于根据海水温、盐度的舌状分布确定流向以及外海水进入近海而具射形流性質所需的条件等問題。

Sverdrup 等[8] 曾以南加利福尼亚沿岸 5 月份的海流为例，指出流綫大体上是沿着 50

米层的水舌等高綫,而并非沿着水舌軸綫;并謂这一結論已由海流瓶的实驗結果予以証实。南加利福尼亚沿岸,位在中緯度地方,5月份在50米层以下海水已經层化,外界因子(如气温、风等所引起的垂直对流,攪拌和摩擦等等)对該层以下的海水,影响不大;因此,那里的海流应該是近乎地轉的,亦卽流綫与水舌的等高綫将大致符合。另一方面,Sverdrup 等也充分考虑到了摩擦以及海面其他外界因子对表层水文要素分布的影响,因而又接着指出,由于上述影响,在海面,这种結論須作一定的修改,也可能是根本不适用的。我們前面分析过的例子,正和 Sverdrup 等补充指出的情况有关。

在浅海中,外海水伸入近海(至少两面是岸)而具射形流性質的例子,大都出現在垂直混合強烈,卽海水接近于垂直均匀的条件下。除了上述黃海暖流外,还可举出爱尔兰海和北海的例子[7](見图9及10)。

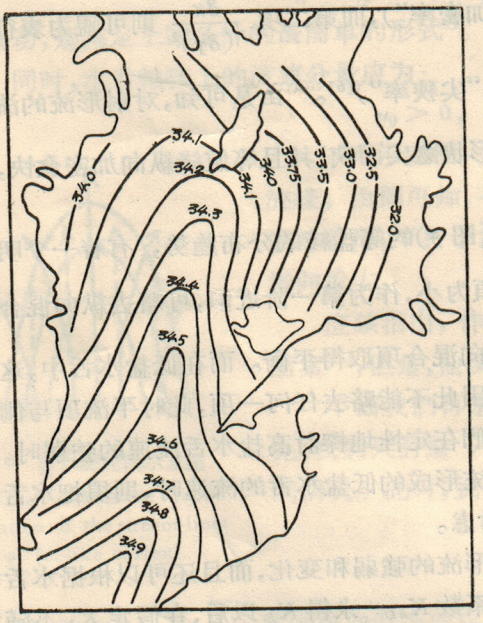


图9 爱尔兰海的平均等盐綫
[根据 Proudman (1953) 原图复制]

Fig. 9. Average isohalines for the Irish Sea (according to Proudman, 1953).

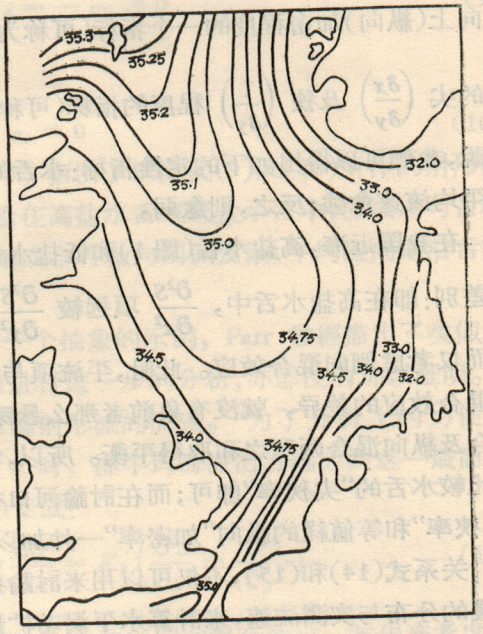


图10 北海的平均等盐綫
[根据 Proudman (1953) 原图复制]

Fig. 10. Average isohalines for the North Sea (according to Proudman, 1953).

在爱尔兰海里,潮流很強,因此,垂直混合也很剧烈。所以从海面到海底盐度相等,卽等盐面作垂直向。同时,在这海区里,淡水流入超过蒸发。平均海流沿着盐度減低的方向流动,穿过等盐綫,并且在海沟中央,海流垂直穿过等盐綫。北海也有着类似的情况[7]。

二、均匀海水中流速的計算問題

按照动力計算方法，在水平及垂直方向上呈均匀状态的海水中，和質量場有关的"相对流速"应为零。我們的初步分析表明：在浅海，当海水呈均匀状态时，虽然"相对流速"为零，但实际流速却不一定为零。这是动力計算方法在浅海应用中所遇到的另一个重要問題。下面将以冬季东海区的暖流为例，对均匀海水中流速的計算問題略作探討。

黑潮經台湾东岸北上后，其主干沿琉球羣島和我国东海的浅海区域之間，流往东北[8]。浙閩沿岸，123°E 以东海区，正位在黑潮主干的左侧。根据現有的海流图[18—20]来看，这一区域的流向，与黑潮主干的流向大致相同，終年指向东北。本文作者前曾根据上述海流图[18]計算了这一区域（即文献[5]中的 3′ 及 4′ 区）每月的流速流向以及流向与合成风向的偏角[5]，其結果如表 1 所示。表中指出，4′ 区的流向經年指向东北；除 1、10 月外，3′ 区的流向亦經年偏北。这样看来，冬季，我国东海区域的暖流，虽处在強劲的东北风抑制下，却仍然自南北上，而且流速还相当大，有时可达半节以上，它与自北南下的低盐沿岸流形成显著的鋒面。

表 1　3′ 及 4′ 区逐月的流速、流向及偏角

Tab. 1. Monthly current velocity, direction and angle of deflection for subregions 3′ and 4′.

分区 Subregion	3′ 区			4′ 区		
月份 Month	流速(节) Current vel. (Knot)	流向(°) Current direct.	偏角(°) Angle of deflection	流速(节) Current vel. (Knot)	流向(°) Current direct.	偏角(°) Angle of deflection
1	0.11	108	−53	0.20	41	−171
2	0.08	72	−88	0.38	57	−153
3	0.12	82	−85	0.49	35	176
4	0.06	58	−134	0.59	43	178
5	0.17	18	−169	0.57	47	174
6	0.33	30	45	0.58	37	29
7	0.41	37	42	0.42	28	28
8	0.22	36	121	0.40	57	94
9	0.09	352	125	0.37	23	154
10	0.03	255	60	0.42	38	−177
11	0.08	35	−148	0.66	46	−167
12	0.11	45	−120	0.51	44	−161

注：流向偏于风向之右时，偏角为正；偏于风向之左时，偏角为負。

但另一方面，从冬季（以 3 月为例）海水的密度分布［見图 11，图中表层密度（σ_t）系根据图 1 中的水温和密度（σ_t^{15}）重行計算得出］来看，却会得出完全不同的結果。

图 11 指出，在近岸区內，密度随离岸距离而逐漸增大，在 $\sigma_t = 24.0$ 这一綫以內，等密綫与岸平行而且梯度較大，这就是冬季流向偏南的沿岸流区域。在 $\sigma_t = 24.0$ 綫以外，梯度就逐漸減小，在 3′ 及 4′ 区范围內，有一大片温、盐度的梯度还相当显著而密度却变得非常均匀（$\sigma_t = 24.7$—24.8）的海水。如前所述，上述海区，冬季时，海水几呈垂直均匀状态（見图 2），因而表层分布也代表了其他各层的情况。所以，密度在水平及垂直方向上均

趋于一致，从而本海区内的等压面和等比容面便相重合。根据动力計算方法，将会得出相邻两站間各层相对流速等于零的結果[7]。但在表 1 中，3 月份的流速却可达半节，并流向东北。

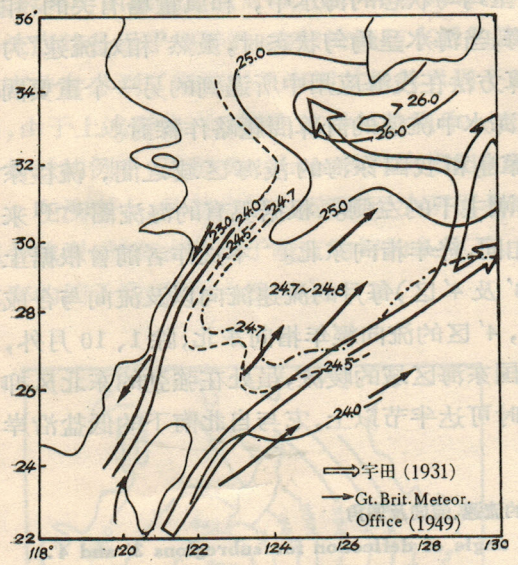


图 11 东海 3 月表层密度 (σ_t) 分布

Fig. 11. Distribution of surface density (σ_t) of the East China Sea in March.

黑潮主干在东海是一支強大的密度流。肥沼的研究指出，在台湾和琉球羣島南部之間，即沿黑潮主干，流速計算值与观测值頗相一致[8,21]。但冬季，在其左侧部分，动力計算与观测結果却有着这样大的差别，这显然是值得我們重視的一个問題。

冬季，我国东海沿岸，由偏北风及其副作用所引起的海流（即风海流及坡度流），其流向应偏南。而据前述，3′ 及 4′ 区的实测流向却偏北，可見这种海流又决不是风生的。本文作者認为：关于这一海流的成因，可以用 Lamb 根据連續方程推得的关系式[7] 来进行分析。

Lamb 指出：当等压面和等比容面相重，即 $\Delta D = 0$ 时（D 为动力高度），某一海区海面的升降高度 ζ 和該处的深度 h 之間具有下列关系式：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{h}{\sin\phi}\right) - \frac{\partial \zeta}{\partial y}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{h}{\sin\phi}\right) = 0,$$

上式中的 ϕ 为海区的緯度，ζ 和 h 均为 x、y 的函数。

由上式可知，ζ 为 $\frac{h}{\sin\phi}$ 的函数，令

$$\zeta = k\frac{h}{\sin\phi}, \tag{16}$$

上式中的 k 为比例常数。如海区不大，ϕ 可假定为一常数，則由式(16)可得：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{k}{\sin\phi}\frac{\partial h}{\partial x} \tag{17}$$

但

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \tan\theta = \frac{2\omega\sin\phi}{g}v, \tag{18}$$

上式中的 v 为海流沿 y 軸的分速，θ 为海面对水平面的傾角，ω 为地轉角速度，g 为重力加速度。故得

$$v = \frac{kg}{2\omega\sin^2\phi}\frac{\partial h}{\partial x} \tag{19}$$

同样可得海流沿 x 軸的分速 (u) 为：

$$u = -\frac{kg}{2\omega\sin^2\phi}\frac{\partial h}{\partial y} \tag{20}$$

式(16)、(19)及(20)指出：当 $\Delta D = 0$ 时，海流将沿等深綫流动，并且流向右側的深度大于其左側(在北半球)；流速与海底坡度成正比。

图 12 指出了該区冬季的流速流向[根据表 1 中 3 月份的流速流向以及有关海流图[20]上冬季的海流資料(空心矢)繪出]与該区地形的关系。由图可知，在这一区域內，流向几乎与等深綫平行，并且深水位在流向的右側。因此，我們初步認为：这种海流，既非由質量場(相对內压場)所引起，亦非风生的，而主要是由海底坡度場、卽海底地形所导致的。

作为一个例子，試計算上式中的 k 值如下：

取等深綫的走向为 y 軸，并沿流向为正，則由式(19)可得：

$$k \approx \frac{2\omega \sin^2 \phi}{g \dfrac{\Delta h}{\Delta n}} \cdot v, \qquad (21)$$

上式中的 n 指沿等深綫的垂綫方向。

在 3′ 及 4′ 区附近，等深綫的平均坡度 $\dfrac{\Delta h}{\Delta n} \approx$

$\approx \dfrac{30\text{m}}{150\text{km}} \approx 2 \times 10^{-4}$。如取 $\phi = 27°\text{N}$，$v = 0.49$ 节 ~25 厘米/秒計算，則由式(21)可得 k 的近似值为 3.75×10^{-3}。

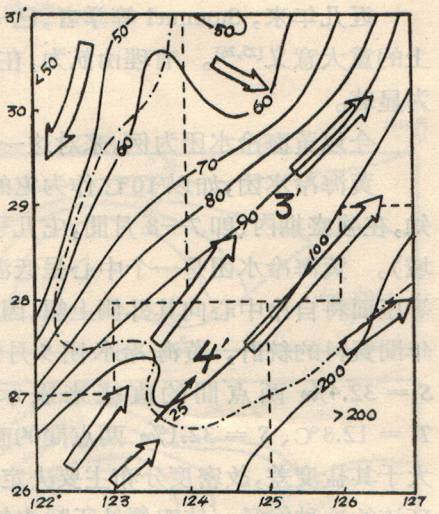


图 12　东海 3 月暖流流向与地形的比較

Fig. 12. Comparison of the direction of the warm current in March with the topography of the East China Sea.

---- $\sigma_t = 24.7$
—— 等深綫(米)，Isobath(m)
- - - 文献[5]中的分区界綫，Boundary between subregions in [5]

在这一区域內，冬季的海面坡度[1]为：

$$\tan\theta = \frac{\Delta\zeta}{\Delta n} = \frac{k}{\sin\phi}\frac{\Delta h}{\Delta n} \approx 1.65 \times 10^{-6},$$

卽相距 10 公里的两点，此时海面向东(偏南)上升約 1.65 厘米。

应用这一 k 值，我們就可以根据式(16)、(19)和(20)以及等深綫图来計算当海水呈均匀状态时(冬季)，海面的升降高度和流速。

通过以上两节不全面的分析，已可看出，我国近海海流的成分，要比深海大洋中的复杂得多。除了风海流及密度流外，还有：(1)由于洋流和径流影响而形成的、流向沿着水舌軸綫的射形流；和(2)由海底坡度所导致的、沿着等深綫流动的海流。并且，由于海岸的影响，在产生风海流的同时，风力的副作用还可以引起坡度流等等。凡此种种，都是动力計算方法所不能得出的成分。不仅如此，在实际情况中，海流的这些成分，又常常互相迭置而很难予以一一分离的，这样一来，乃使浅海海流分析工作，感到很大的困难。

三、浅海中的垂直流速問題

在动力計算中，假定垂直流速为零。

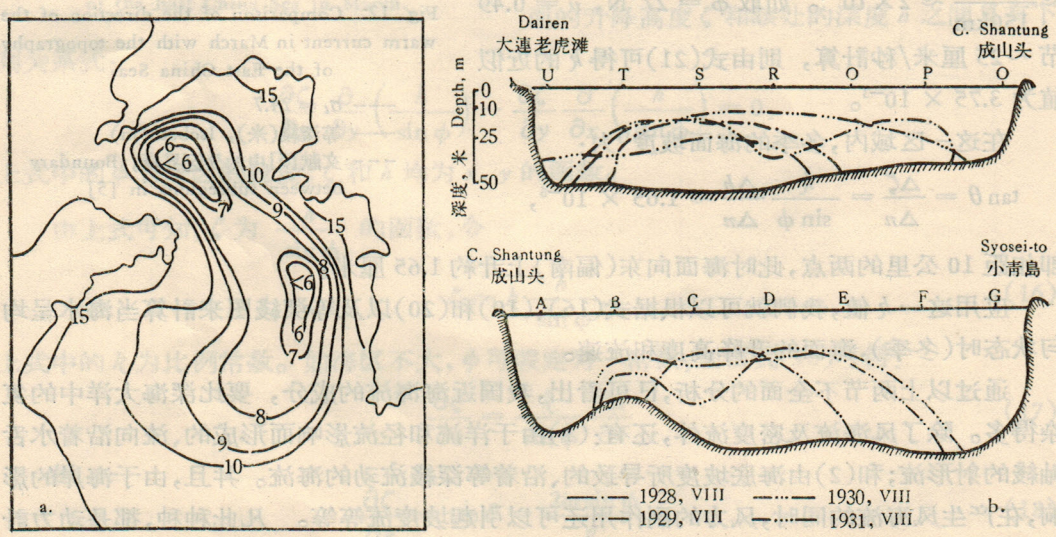
1) 当然，这一坡度值也可以直接由流速 $\left(\tan\theta = \dfrac{2\omega \sin\phi}{g} \cdot v\right)$ 得出。

在上述射形流的分析中，也只考虑了流速的水平分量。但应強調指出，这并不意味着近海的海水运动，可以作为二維問題来处理；我們之所以这样做，乃是因为：当海水近似地呈垂直均匀状态时，我們应用涡动扩散方程来分析海流，即使略去垂直流速不計，仍不致得出与实际情况相差很远的結果。

近几年来，Stommel 等学者，已一再指出了垂直流速（即使其量值很小）在海流动力学上的重大意义[25,26]。有理由認为，在近岸浅海区域，海水的垂直运动应比深海大洋中的更为显著。

今以黄海冷水团为例，来对这一垂直流速問題略作探討。

黄海冷水团，如以 10℃ 作为它的范围，其水平和断面分布可如图 13 所示。由图可知，在強盛期內，即 7—8 月間，它几乎盘踞了整个"黄海槽"（指深度約大于 50 米的低洼区域）。黄海冷水团是一个中心呈低温高盐、并以低温为其主要特征的水体[1]，所以，海面及等压面将自冷中心向其外側上傾，因此围繞冷水团出現气旋式的环流。根据 1930—1940 年間資料的統計，黄海冷水团 5 月份可以由 $T = 6.8$℃、$S = 32.1$‰ 和 $T = 10.2$℃、$S = 32.4$‰ 两点間的直綫来表示；8 月份同样可以由 $T = 6.2$℃、$S = 32.0$‰ 和 $T = 12.8$℃、$S = 32.1$‰ 两点間的直綫来表示[4]。由此可知，这一冷水团的温度差，远远大于其盐度差，故密度分布主要决定于温度；从而动力高度綫有与等温綫趋向一致之势。环流的这种途径，使四周处于暖水包围状态中的冷水团，免遭直接的破坏，故它对維护冷水团的存在，具有重要的意义[6]。



a. 1931 年 7 月上旬底层水溫分布
[根据东海黄海の海況，第 3 报(1950)原图复制]

b. 冷水团 10℃ 等溫綫断面分布
[根据海洋調查报告(1934)原图复制]

图 13 黄海冷水团的水平和断面分布 (a—b)

Fig. 13. Horizontal and sectional distributions of the Cold Water Mass of the Yellow Sea (a-b).
a. Bottom temperature distribution in July, 1931 (according to [12]).
b. Sectional distribution of 10℃ isotherm of the Cold Water Mass (according to Annual Report of Hydrographical Observation, Japan, 1934).

1) 应該指出，在北黄海冷水团的上面，表层暖水的溫度，却呈中間高而两岸低的分布趋势，但水平梯度很小。

从大連—成山头，成山头—巡威島等水文断面观测資料[3,10]中可以看出：夏季、特别是7—8月間，在冷水团中心，等温綫和等盐綫均显然上凸，这可能标志着底层的低温高盐水被带到近表层里，卽是說，它們反映了海水的上升运动；在有些例子中，还可以看到盐度大于31.7—31.8‰的海水一直被带到海面附近的情形（見图14）。现在，在不考虑风应力的情况下，試来計算北黄海冷水团中心附近海水的垂直流速 w。

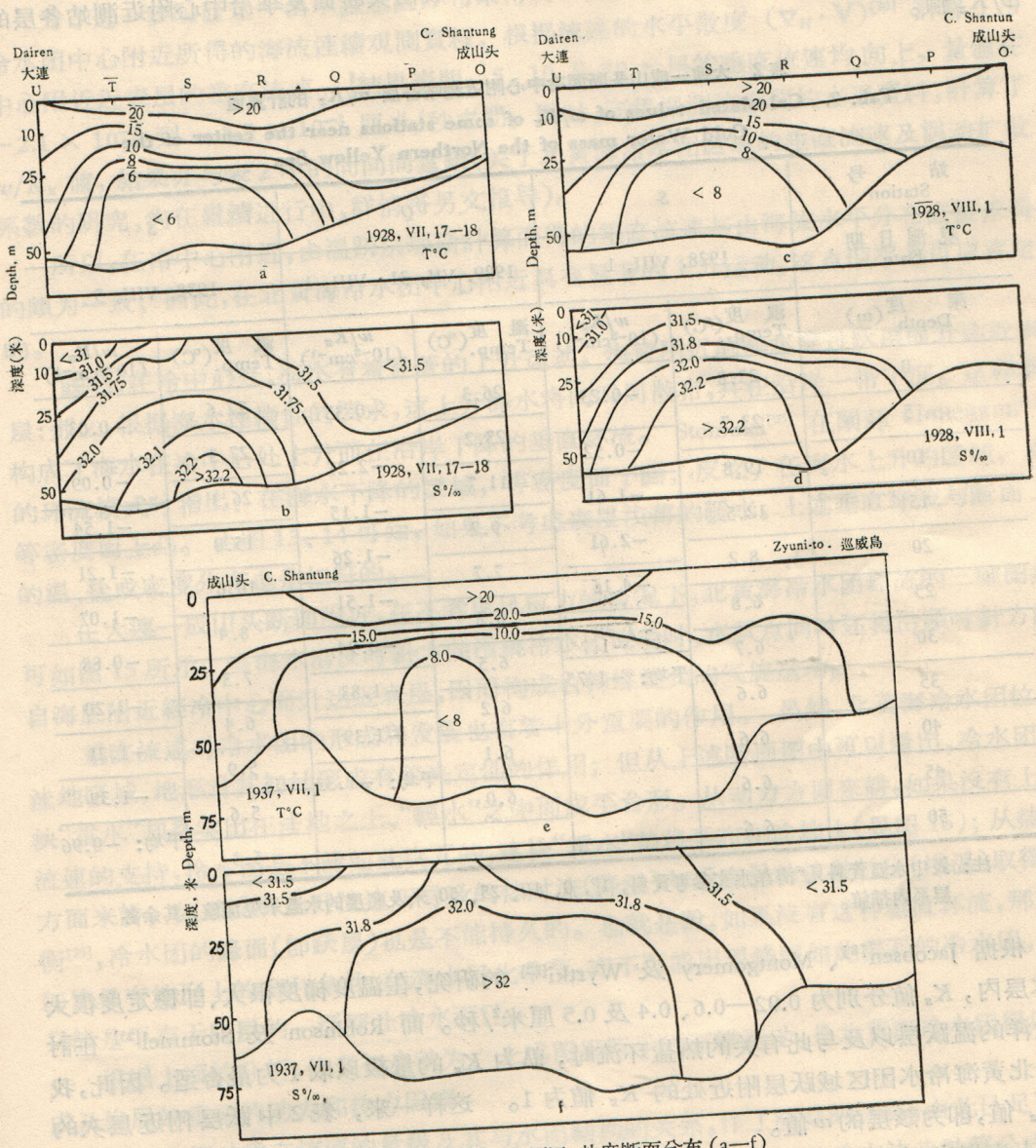


图14　黄海冷水团溫、盐度断面分布（a—f）

Fig. 14. Temperature and salinity sections of the Cold Water Mass of the Yellow Sea(a-f).

在冷中心处，由于等压面趋于水平，故水平流速甚小，又因流綫大致沿等温綫，由此导致的热平流将不大；同时由于冷中心附近水温相当均匀，故水平混合效应亦小。从而，在

冷中心附近，我們可以根据 Wyrtki[22] 导出的只考虑垂直貢献的簡化公式

$$\frac{w}{K_z} = \frac{\partial}{\partial z} \ln (T - T_D)$$

来近似地計算 w。上式中，T_D 为上升运动开始处，即海底以上处的水温，z 軸取向下为正。

表 2 指出根据上式用差分法算得的、大連—成山头断面夏季冷中心附近測站各层的 w/K_z 值。

表 2 大連—成山头断面冷中心附近測站各层 w/K_z 的計算值

Tab. 2. Calculated values of w/K_z of some stations near the center of the Cold Water mass of the Northern Yellow Sea

站号 Station	S		Q		S	
观测日期 Date	1928, VIII, 1		1929, VII, 31—VIII, 1		1938, VIII, 5	
深度(m) Depth	溫度(℃) Temp.	w/K_z (10^{-3}cm^{-1})	溫度(℃) Temp.	w/K_z (10^{-3}cm^{-1})	溫度(℃) Temp.	w/K_z (10^{-3}cm^{-1})
0	25.8	−0.23	26.3	−0.33	27.6	−0.03
5	23.7	−0.52	23.2	−2.21	27.3	−0.09
10	19.8	−1.61	11.7	−1.15	26.3	−1.54
15	12.5	−2.61	9.2	−1.26	15.0	−1.21
20	8.2	−4.16	7.7	−1.51	10.6	−1.07
25	6.8	−1.39	6.8	−0.94	8.4	−0.88
30	6.7	平均: −1.75	6.5	−1.83	7.3	−1.20
35	6.6		6.2	−1.39	6.4	−1.21
40	6.6		6.1	平均: −1.33	5.9	−1.39
45	6.6		6.0		5.6	平均: −0.96
50	6.6				5.3	

注：表中水溫資料見“海洋水文参考資料，I”，0、10、25、50 米及底层的水溫系观測值，其余各层系內插值。

根据 Jacobsen[8]、Montgomery 及 Wyrtki[22] 的研究，在温度梯度很大、即稳定度很大的水层內，K_z 值分别为 0.02—0.6、0.4 及 0.5 厘米²/秒。而 Robinson 及 Stommel[23] 在討論大洋的温跃层以及与此有关的热盐环流时，認为 K_z 的量級以取 1 为最合适。因此，我們取北黄海冷水团区域跃层附近处的 K_z 值为 1。这样一来，表 2 中跃层附近层次的 w/K_z 值，即为該层的 w 值。

上表指出，在冷中心附近，海水具上升运动，即海水从底层穿过跃层而达近表层。跃层附近，上升流速一般均达 1×10^{-3}—2×10^{-3} 厘米/秒或以上。

显然，在近表层，还应考虑由风应力引起的垂直流速 W_e；当 Ekman 层为輻聚时（W_e 指向下），近表层的垂直流速的方向，可能与表 2 中的有所不同，即此时，垂直流速将随深

度而改变其指向(由正值变为負值)[23]，亦卽上升流速可能不穿过跃层。

表 2 中海水上升运动的分布情况与 Wyrtki[22]、Hikosaka[24] 和 Stommel[25] 等的研究結果相符。值得注意的是我們得出的 w/K_z 或 w 值的量級 (10^{-3})，却較深海大洋中一般所得到的結果(10^{-5}—10^{-4})大 1—2 个量級[1]。我們認为，由于浅海中的热盐效应及地形影响，远比深海大洋中的来得显著，上述結果，是比較合理的。

为了进一步驗証这一由水温垂直分布求得的 w 值，我們又利用近几年前 7—8 月間在冷水团中心附近所得的海流連續观測資料，根据流速的水平散度 ($\nabla_H \cdot \mathbf{V}$)[30] 計算了冷中心附近近表层的垂直流速。結果表明：5、10 及 20 米层的垂直流速均向上，量值在 -2.1×10^{-3} 到 -5.5×10^{-3} 厘米/秒之間。同时，还根据測流期間的水温資料，計算了 w/K_z 值，結果亦与表 2 中的同向同量級(关于北黃海冷水团区域的垂直流速及涡动扩散系数的研究，尙在継續进行中，詳情将另文报导)。

所以，在冷中心附近，由温跃层理論計算而得的垂直流速与由海流水平分布直接求得的頗为一致；因此，在北黃海冷水团中心附近具有显著的上升运动，这点似乎是可以肯定的。

既然，在冷中心处，海水有着显著的上升运动，海底附近的海水穿过跃层而升达近表层；那么，根据海水連續性的要求，这上升海水将向四周散布，并在沿岸一带下沉。这样就构成了海水在冷中心处上升而在沿岸下降的垂直环流。Stommel[25] 在闡释 Линейкин[13] 的环流模式时指出：在海水下降的区域，等密度面下凹；反之，在海水上升的区域，則等密度面上凸。由图 13、14 可知，如果不考虑表层浅薄的暖水，上述垂直环流与断面上的温、盐或密度分布也是相符的。

在大連—成山头断面附近，在不考虑风应力的情况下，北黃海冷水团环流的三維图案可如图 15 所示。当海水沿反时針方向围繞冷水团流动时，水質点同时还将沿順时針方向自海底附近經冷中心而升达近表层，因而构成右轉螺旋式的气旋运动。

垂直流速对冷水团的形成和发展也有着十分重要的作用。虽然，北黃海冷水团位于洼地区域，地形对其初始形成有着决定性的作用；但从上述断面图中可以看出，冷水团这块"重水"却是突出在洼地之上、"輕水"之中而成平台形。从动力方面来講，如果沒有上升流速的支持，冷水团是不能如此突兀的，这块"重水"勢将平布在洼地上(見图 16)；从热力方面来講，如果沒有上升流速所导致的热对流(降温)与垂直涡动扩散效应(增温)取得平衡[25]，冷水团的鋒面(卽跃层)也是不能持久的。也就是說，如果沒有这种垂直环流，那末，卽使具有地形上的有利条件，在海水层化季节，亦不可能出現鋒面如此突兀的冷水团，而只能是平布于底层的一潭靜止冷水而已。

根据上面的分析，作者初步認为：上述图案所示的三維运动，是北黃海冷水团得以形成及发展的重要的动力和热力因素。

上面我們对垂直流速的量級及其与水团結构的关系，作了簡略的例释，由此已足可看出垂直流速在浅海环流中的重要作用，因而如何建立适用于浅海的垂直流速計算公式，将是浅海环流理論研究中的一項重要工作。这項工作，我們正在进行中。

1) 在深海大洋中，个别区域如：加利福尼亚沿岸当风向和海岸平行时[18,27,28]，以及在北太平洋赤道区域的上混和层內[29]等，海水的上升流速，亦可达到 10^{-3} 厘米/秒这一量級。

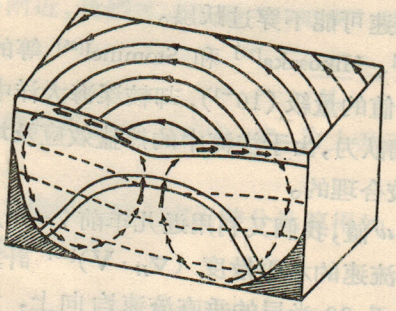


图 15 在不考虑风应力的情况下，北黄海冷水团区域（大連—成山头断面）三維运动示意图

Fig. 15. Schematic representation of the three dimentional movement of the Cold Water Mass of the Northern Yellow Sea (in case of no wind stress).

水平环流，Horizontal circulation
垂直环流，Vertical circulation
海面及表层等压綫，Isobars at and near the surface
深层等压綫，Isobars in deep layers
冷水团鋒面，Front of the Cold Water Mass

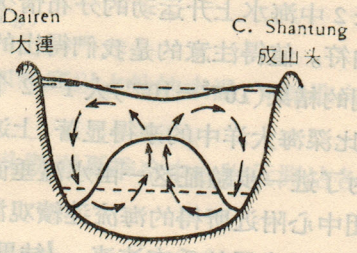


图 16 在不考虑风应力的情况下，北黄海冷水团結构示意图

Fig. 16. Schematic representation of the construction of the Cold Water Mass of the Northern Yellow Sea (in case of no wind stress).

—— 实际的冷水鋒面及海面，Cold front and sea surface with vertical circulation.
--- 无垂直环流时的冷水鋒面及海面，Cold front and sea surface without vertical circulation.

四、关于我国近海海流的性質問題

关于我国近海海流的性質問題，即它究竟属于风海流呢，还是非风海流？本文作者曾經作过初步探索，并得出了这样的結論：我国沿岸的表层海流，在性質上是一个以风海流（Ekman 型）为主的流系，同时又受到黑潮及其分支和其他海流的影响[5]。近年来，对这問題又作了进一步的討論。现拟再就近海（包括近岸和远岸，表层和深底层）海流的性質提出一些初步的看法。应該指出，由于資料所限，本节中以下的分析，仅包括南黄海及东海部分。

分析表明：我国近海沿岸一带的表层流，虽以风海流为主，但非风海流对风海流的影响，还是很明显的。这可从文献[5]中 3、4 两区表层流的风因子（C/W）的季节变化中看出来。表 3 指出了在冬、夏两季（前者指偏北风盛行时期，后者指偏南风盛行时期）时，上述海区内表层流的 C/W 值及最大合成风速。

表 3 3及4区 C/W 的平均值及最大合成風速

Tab. 3. Average values of C/W and the maximum resultant wind velocities for subregions 3 and 4

区号 No. of Subregion	季节 Season	C/W 的平均值 Average values of C/W	最大合成风速（米/秒） Max. resultant wind vel. (m/sec)
3	冬 Winter	0.0303	12.3
	夏 Summer	0.0517	6.5
4	冬 Winter	0.0218	17.0
	夏 Summer	0.2069	3.6

注：表中所列的 C/W 为偏角 $\leqslant 45°$ 各月的平均值。

由表可知，我国沿岸一带的风速，冬強夏弱，而 C/W 的平均值却是冬小夏大，并且相差悬殊，4 区相差竟达 10 倍之多。現在我們来分析一下可能引起这种变化的主导原因。

严格說来，上述表中的 C/W 值，应是风海流（流速为 C_w）与非风海流（流速为 C_n）的合成流速的量值（C）对风速（W）之比。

根据 Rossby 及 Montgomery 的研究[8]，风力加強将使 C_w/W 值趋于減小，但为量甚微。如当风速由 5 米/秒增強至 20 米/秒时，在緯度 5° 处，C_w/W 值由 0.0317 減至 0.0266；在緯度 60° 处，則由 0.0273 減至 0.0228，卽減小約 0.005 左右。因此，在同一区域內，C_w/W 值近似地可以視为不变。这样說来，C/W 的季节变化，正如作者前所指出的，主要是由于风与非风海流的相对关系以及 C_n/W 值，在冬、夏之間有所不同引起的[5]；簡言之，C/W 的季节变化，主要是由于非风海流的存在引起的。冬季盛行偏北风，风所引起的海流与北上的暖流异向、甚至反向，故 C/W 值減小；夏季盛行偏南风，两者的流向相近或一致，故 C/W 值增大。同时，冬季风強，表层流以风海流为主，故 C/W 的平均值接近 C_w/W 的理論值；而夏季，則风弱暖流強，表层流轉而以非风海流为主，故 C/W 的平均值远大于 C_w/W 的理論值（如 4 区）[5]。

所以，从 C/W 值的季节变化中可以看出，我国沿岸一带，特别是 4 区，非风海流在表层流中所占的成分，还是相当大的。表层如此，在受风影响較少的深底层，非风海流的成分自然更大。

以上是沿岸区域的情况。

离岸較远处（卽文献[5]中的 2′、3′和 4′ 区），各月的表层流向与合成风向（均指去向）的关系[5]如图 17 所示。除南黃海 124°E 以东区域（2′ 区），冬季 1—3 月的流向偏南，与风向相近带有风海流性質外，其余区域的流向，几乎是終年偏北，不受盛行风向的影响。显然，这就是黑潮及其各級分支占統治地位的海区。

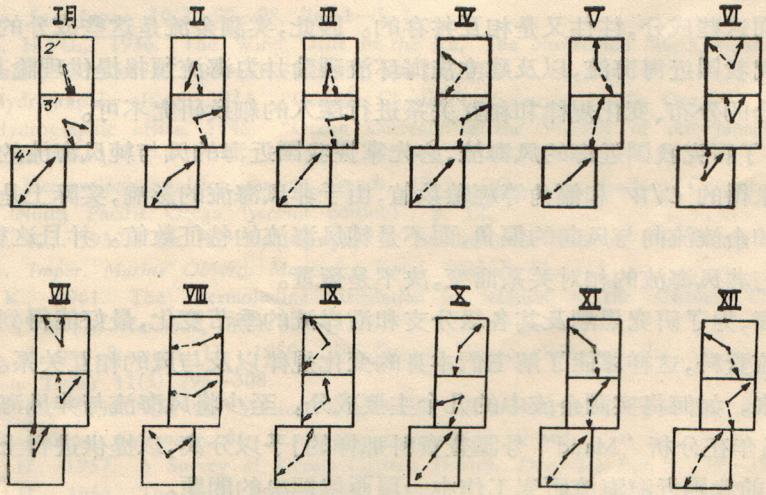


图 17　远岸区域（2′, 3′ 及 4′ 区）各月表层流向和风向的比較

Fig. 17. Comparison of the directions of the surface current with those of the wind off China coast.

⟶ 流向，current direction,　⋯→ 风向，wind direction.

如果說，在沿岸区域，表层流以风海流为主，非风海流为其干扰因子；則远岸区域的情况大致相反，卽表层流以非风海流为主，而风海流反降为干扰因子；并且，其干扰作用，随着緯度的減小而愈来愈不显著。

表层情况如此，深底层更不必說了。

以上是远岸区域的大致情况。

根据上面的簡略分析，对于我国近海海流的性質，总起来可以这样說：

我国近海海流的性質大致为：除沿岸区域的表层流（主要为沿岸水），在不同程度上带有风海流的性質外[5,6]；其他区域（沿岸区域的深底层及远岸区域——主要为外海水分布的区域）的海流，其性質則以非风海流为主。

因此，海流性質的区域差异，与我国近海水系的划分[1]有着密切的关系。这是可以理解的，因为海流的性質是与水系的属性紧密相关的。相对講来，沿岸水，水层較浅，运动較不稳定，易随风而变，因而风海流的性質亦較明显；而外海水，水层較深，同时还有着外海洋流的支持，运动較稳定，不易随风而变，故能保持其原有的性質。

应該指出，由于我国近海海流的成分頗为复杂，它們又常同时并存，互相影响，所以同一支海流，有时可以兼具几种不同的性質。例如，前面提到的自北而南的沿岸流，冬季时，如从流場与質量場的关系来看，它表現为密度流；另一方面，如从流与风的关系来分析，它又带有风海流的性質。在这种情况下，要确定其性質究以何者为主，則单凭定性的探討，显然是不够的。因此，上述对于我国近海海流的性質的初步看法，也有待将来在海流的动力結构得到闡明以后，再进行定量的分析，来予以驗証。

五、对目前海流研究工作的几点意見

我国近海的海流，由于受到前述种种自然条件的影响，其組成成分相当复杂。除了风海流、密度流以外，还可以形成射形流，以及由风力的副作用或海底地形的影响而形成坡度流等等。而这些成分，往往又是相互并存的。因此，实測余流是这些成分的綜合体。为了全面地研究我国近海海流，以及建立浅海环流理論并为海流預报提供理論基础，非先对上述各种成分的分布、变化規律和相互关系进行深入的細致研究不可。

例如，为了研究我国近海的风海流，必先掌握我国近海的风与純风海流的关系。但是我們目前所求得的 C/W 和偏角等經驗数值，由于非风海流的影响，实际上是余流流速与风速的比值和余流流向与风向的偏角，而不是純风海流的特征数值。并且这种經驗数值，又将随着风与非风海流的相对关系而变，决不是恆量。

另一方面，为了研究黑潮及其各級分支和沿岸流的季节变化，最好能得到消去了风力影响后的海流資料，这样才能了解它們本身的变化規律以及与风的相互关系。

这样看来，如何将实測余流中的几个主要成分，至少将风海流与非风海流部分［象 Sverdrup[17] 当年在分析“Maud”号調查資料那样的］予以分离，以提供进行上述研究的必要資料，是目前我国近海海流研究工作中一項亟待解决的問題。

为了达到上述目的，搜集在不同的风速、风向的条件下，以及在各种风情发展过程中的、較为长期的（作者認为至少須在 7—8 天以上）海流連續观測資料，是很必要的。

其次，在非风海流中，我們必先研究上面所提到的射形流的动力結构以及动力計算方

法在浅海应用中所存在的一些重要問題；同时，对显著的垂直流速应予以充分的重視。只有当这些結构和問題得到闡明并解决以后，我們才有可能用严格的数学方法，即列出与实际情况比較接近的海流三維运动及状态方程組来探索求解，以期进一步闡明我国近海的海流結构。

参　考　文　献

[1] 毛汉礼、赫崇本，1959．十年来海洋水文調查与研究的进展．（內部刊物）．

[2] 伍柏瑜、季林綺、楊禎先，1959．等 σ_t 面分析在浅海中的应用．（內部刊物）．

[3] 海軍海道測量部，1957．海洋水文参考資料（中国海区及朝鮮西岸），I. 78，81，104，149 頁．

[4] 赫崇本、汪园祥、雷宗友、徐斯，1959．黃海冷水团的形成及其性質的初步探討．海洋与湖沼 **2** (1)：11—14，图 3、4、7．

[5] 管秉賢，1957．中国沿岸的表面海流与风的关系的初步研究．海洋与湖沼 **1** (1)：95—115，表 1．

[6] 中国近海的海流系統（未刊稿）．

[7] 普劳德曼 J.，1953．动力海洋学．（毛汉礼，1956 年譯，科学出版社出版）70—72，81—82，115—117，124，128 頁，图 33、34．

[8] 斯費德魯普 H. U.，約翰逊 M. W.，佛萊明 R. H.，1946．海洋．（毛汉礼，1958 年譯，科学出版社出版）424—425，434，441—442，629—630 頁．

[9] 宇田道隆，1931．日本近海各月平均海洋图（自大正 7 年至昭和 5 年，1918—1930）并に該图より推定されたる海流に就て（第二报：1 月至より 6 月迄）（图版 II—XIII），水产試驗場报告第 2 号（报告番号13—23），76 頁，图版 II，VI，图 5．

[10] 关东厅水产試驗場，1934．海洋調查报告．8、28、81—83 頁．

[11] 須田晥次，1948．海洋科学．335 頁．

[12] 岡本仁氏，1950．昭和 6、7 年 6—9 月 黃海渤海に于ける水溫水平分布（飞隼丸施行）．东海黃海の海況，第 3 报，58 頁．

[13] Линейкин, П. С., 1957. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря, стр. 47, 53.

[14] Parr, A. E., 1938. On the validity of the dynamic topographic method for determination of ocean current trajectories. *Jour. Mar. Res.* I (2): 126—127, fig. 40—42.

[15] Rossby, C. G., 1936. Dynamics of steady ocean currents in the light of experimental fluid mechanics, *Papers in Phys. Oceanogr. and Meteorol.*, **5**(1): 13—18.

[16] Takano, K., 1954. "On the Salinity and Velocity Distribution off the Month of a River", *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, **10**(3): 92—98, fig. 1—3.

[17] Sverdrup, H. U., 1936. The Wind Drift of the Ice, The Norwegian North Polar Expedition with the "Mand", 1918—1925, Scientific Results, pp. 16—21.

[18] U. S. Hydrographic office, 1944. "Current Charts Northwestern Pacific Ocean".

[19] U. S. Hydrographic office, 1945. "Ocean Currents in the Vicinity of the Japanese Islands and China Coast".

[20] Gt. Brit. Meteorological office, marine branch, 1949. "Quarterly Surface Current Charts of the Western North Pacific Ocean (second edition)", p. 12.

[21] Koenuma, K., 1939. On the Hydrography of Southwestern Part of the North Pacific and the Kuroshio, *Imper. Marine Observ. Memories*, Kobe. **1939**(7): 41—114.

[22] Wyrtki, K., 1961. The Thermohaline Circulation in relation to the General Circulation in the Oceans. *Deep-Sea Research*, 8(1): 39—64.

[23] Robinson, A. and Stommel, H., 1959. The Oceanic Thermocline and the Associated Thermohaline Circulation. *Tellus* **11**(3): 295—308.

[24] Hikosaka, H., 1955. On the Vertical Distribution of Density and Upwellings in a Cold Water Mass, *Records of Oceanographic Works in Japan*, **2**(1): 19—22.

[25] Stommel, H., 1957. A Survey of Ocean Current Theory, *Deep-Sea Res.* **4**: 149—184.

[26] Stommel, H., 1958. The Gulf Stream, pp. 153—172.

[27] Saito, I., 1951. On the velocity of the vertical flow in the Ocean, *J. Inst. Polytechn. Osaka Univ.* Ser. B, Vol. 5.

[28] Yoshida, K., 1955. Coastal Upwelling off the California Coast, *Rec. Oceanogr. Works Japan*, **2**(2): 8—20.

[29] Yoshida, K., Mao, H. L., and Horrer, P. L., 1953. Circulation in the upper mixed layer of the equatorial North Pacific, *J. Mar. Res.* **12**(1):113, Tab. 2.
[30] Graham, R. D., 1953. A New Method of Computing Vorticity and Divergence, *Bull. Amer. Meteor. Soci.*, **34**: 68—74.

SOME PROBLEMS CONCERNING THE STUDY OF THE CURRENT STRUCTURE OF THE NEAR-SHORE AREA OF CHINA SEA

KWAN PING-HSIEN
(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

(ABSTRACT)

It is generally understood that the existing theories of ocean current are unable to account for the very complicated nature of the current structure of a shallow sea. The main purpose of this article is to discuss some of the difficulties encountered on the study of the current structure of the near-shore area of China Sea, and further-more try to offer some reasonable explanations to these questions. The major topics which this paper deals with are as follows:

The first important question which this paper intends to answer is how to calculate the velocities and directions of the current when the classic dynamic computation method falls. As we all know, according to the dynamic computation method, the direction of the current ought to coincide with the counter lines of the dynamic topography of a tongue, but in the near-shore area of China Sea, the observed directions of the current are sometimes likely to follow the axial line of the tongue, this is particularly clear in the case of the winter time warm current of the Yellow Sea. The same dynamic method also tells us that when the density distribution of sea water is uniform, both horizontally and vertically, the "relative current velocity" should be equal to zero. It is, however, quite surprise to find that, in winter time, when the density distribution of the sea water in warm current of the East China Sea is fundamentally homogeneous, while the observed current velocities are often considerable high. In the opinion of this author, the above mentioned observed currents are not the so-called "density currents", it is most likely that the former (i.e. the warm current of the Yellow Sea in winter), which is related to the offshore oceanic current, has the properties of a "jet-like current"; while the later (i.e. the warm current of the East China Sea in winter) is caused by the submarine topography. In both cases, the dynamic computation method is invalid, expressions to find the approximate velocities and directions of the current are presented in this paper.

The second question we try to answer is how to find the vertical velocity and what is the significance of this vertical velocity. Since the dynamic computation method can only apply to the horizontal current system, the vertical component of velocity is, therefore, neglected. In the recent years, it has been emphatically stated by some prominent theoretists of ocean current studies, particularly by Stommel, that the vertical velocity is dynamically important to the current structure of the ocean. It is, further-more, reason-

able to assume that the vertical velocity of the current of a shallow sea is larger than that of the open sea. This article discusses somewhat detail in the vertical velocity and its relation to the structures of the cold watermass of the Northern Yellow Sea. Our calculations show that near the center area of this cold watermass, the vertical velocity directs upward, its magnitude is in the order of 10^{-3} cm/sec, which is nearly $1\sim2$ orders larger than the generally accepted values of the vertical velocity of the open sea. This author is firmly believed that the existence of this considerably large vertical velocity is quite essential to the formation and development of the cold watermass of the Northern Yellow Sea.

Finally, the properties of the current of the near-shore area of China Sea are re-analized on the base of the author's previous works, and some constructive suggestions pertaining to further study of the current problems of China Sea are made.

第5卷 第4期 海 洋 与 湖 沼 Vol. 5, No. 4
1963 年 11 月 OCEANOLOGIA ET LIMNOLOGIA SINICA Nov., 1963

黄海冷水团的水溫变化以及环流特征的初步分析*

管秉賢
(中国科学院海洋研究所)

夏季潛居于黄海深底层的冷水团("黄海冷水团"),是我国近海水文特征中一个突出而重要的現象。有关这一冷水团的調查工作,日本学者早在 1921 年春就开始了[4];在北黄海的个别断面上,迄今已累积了一定数量而比較系統的資料。但就整个黄海而論,特别是南黄海,系統性的資料还很缺乏。

黄海冷水团研究工作的开展,約在 30 年前。当时,日本学者曾利用早期的观测資料,分析了北黄海的溫盐分布及其季节变化,探討了夏季底层冷水带及其与魚类的关系[10]。最近几年来,赫崇本等(1959)根据 1930—1940 年間的溫盐度平均資料,对黄海冷水团的形成及其性質进行了探討,着重指出了黄海冷水团是冬季在黄海本地形成的这一論点[5]。毛汉礼与赫崇本(1959)及我国其他的海洋科学工作者又对黄海冷水团的溫盐特征、水系分布及海流結构等作了比較細致的分析[2,3]。此外,作者(1962)还根据冷水团的溫、盐断面分布,探討了垂直流速問題,認为在冷水团的中心区域附近,海水可能具有显著的上升运动[6]。

黄海冷水团是一个溫差大、盐差小,而以低溫为其主要特征的水体[5]。因此,水溫分布及其变化的研究,对了解冷水团的特征具有十分重要的意义。本文拟在上述研究成果的基础上,利用現有的历史資料,对下列几个問題,試作初步分析:

(1) 冷水团区域水溫季节变化的主要特征;

(2) 冷水团水溫的多年变化以及可能导致这种变化的主要原因;

(3) 与水溫分布有关的冷水团环流(水平流速及垂直流速)的主要特征;和

(4) 垂直涡动热传导系数 K_z 的量值。

本文将取大連—成山角断面(見图 1)作为代表,故着重分析北黄海冷水团的情况。

选取这一断面作为代表的理由是:

(1) 这一断面所累积的溫、盐資料最为完整,前后共达廿余年(1921年 3 月开始)之久,每年有12个月完整記录的,亦有十余年(1928 年开始)。同时,在这一断面附近区域,海流連續观测資料亦較多,因而在比較水溫及海流的分布关系时,也比較方便。

(2) 这一断面横穿北黄海冷水团,断面上冷水团所占的相对面积及其鋒面,不但較其他断面上的为大,而且亦最显著。另一方面,这一断面上冷中心的位置亦比較稳定(詳后,

* 中国科学院海洋研究所調查研究报告第 246 号;本文是在毛汉礼先生的热情指导与帮助下完成的,并承赫崇本先生审閱全文,本所孙寿昌同志参与本文的資料計算及繪图工作,初稿并承李磊、袁业立、张九思及楊天鴻等同志提出宝貴的意見,均此深表謝意。

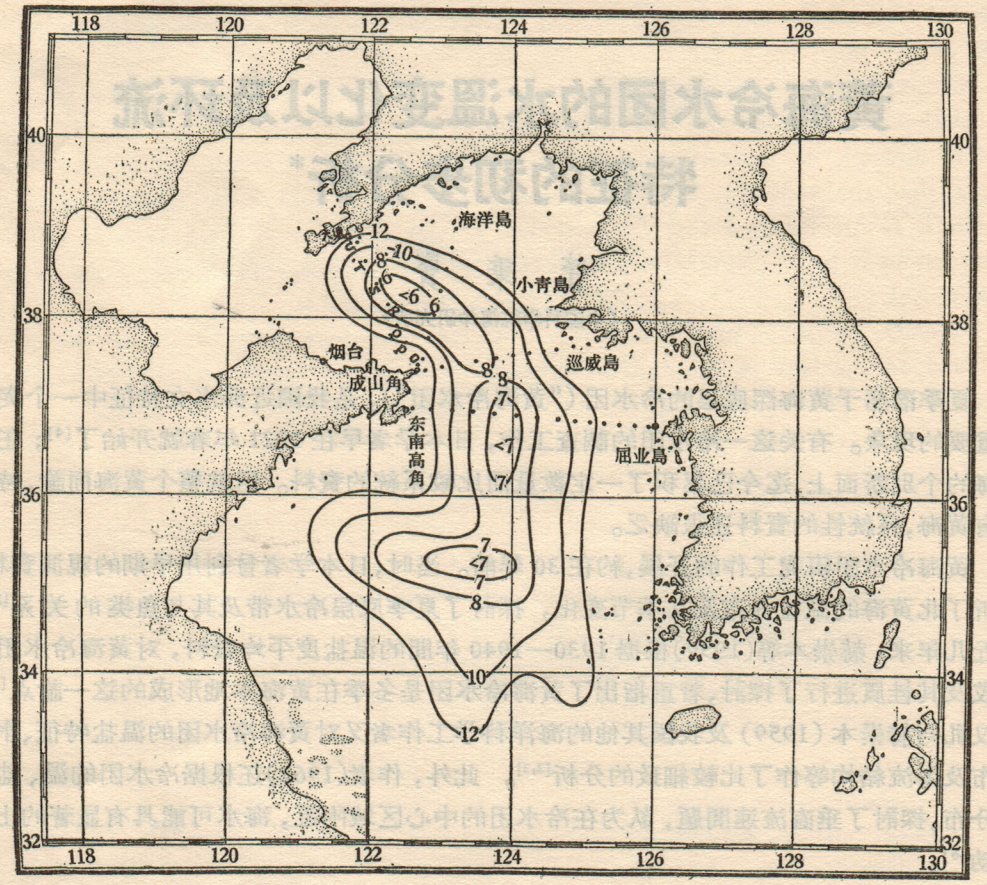


图 1 断面位置及 8 月底层水溫分布(水溫分布根据赫崇本等, 1959)

Fig. 1. Location of sections and bottom temperature distribution in Aug. (the latter according to Ho Cheng-pen et al., 1959)

并見表 3),故易于識别和比較冷水团強度的时間变化。

(3) 将这一断面所得的某些分析結果,与其他断面上的情况作了比較,表明这一断面是有較好的代表性的。

本文所引用的資料,均取自:

(1) "海洋水文参考資料", I. (中国海区及朝鮮西岸)[4];及

(2) "中国气温資料"[1]。

一、冷水团区域水溫季节变化的主要特征

对于黄海冷水团的水温分布及其季节变化,已經有了比較細致的研究。但除少数工作外,都是根据"准天气式"的一次观测值資料进行分析的;本节拟根据"气候式"的多年平均值資料,来探索水温季节变化的主要特征。为此,我們曾利用大連—成山角断面 10 年(1928—1937)間的完整資料[4],計算了各月的温、盐度平均值,并据此繪制了断面分布图。

1. 水溫断面分布的季节变化

从这些資料的分析中可以看出,这一断面上水温的季节变化,具有如下的基本特点:

（1）一年期間的水温，以 3 月为最低，8 月为最高。最低时，断面两端的水温小于 2℃，中部的水温約为 3℃ 左右。最高时，断面中部的表层水温大于 24℃，深底层水温仍在 6—8℃ 之間。

（2）各季水温的分布趋势是：冬季諸月（12—3 月），断面中部水温高而两端低，4 月为过渡阶段，中部与两端水温相差不大，卽几乎呈均匀状态；其余諸月，深层水温均是中部低而两端高。近表层水温，在 5—9 月期間，仍为中部高而两端低，而在 10—11 月期間，則分布頗为均匀。

从相应的温、盐断面图联系起来看，冬季諸月断面中部为高温高盐水，两端为低温低盐水，两者左右并列；夏季則近表层为高温低盐水，深底层为低温高盐水，两者上下迭置。

（3）各季水温垂直結构的形式是：冬季諸月（12—3 月），水温分布呈垂直均匀或接近垂直均匀状态；夏半年（5—10 月）則出現层化現象，6—9 月尤为显著。4 月为开始层化的时期，而 10—11 月則为层化漸趋消失的时期。在层化最显著的时期，上均匀层的厚度較小，一般約为 10 米；深层（25 米层以下）則温度的垂直梯度較小，形成了厚度較大的下均匀层。入秋以后，上均匀层的厚度逐漸加大，跃层加深，而下均匀层則漸趋縮減。

2. 水溫月偏差断面分布的季节变化

为了分析逐月水温升降的情况，又根据上述平均值資料，計算了水温的逐月偏差（卽从后一个月的温度值減去前一个月的温度值，故正值为增温，負值为降温），其断面分布見图 2。

图 2 指出：一年內水温的月偏差以 3 月为最小。2 到 3 月，断面右端的水温几乎沒有变化，左端降温亦不到 1℃。3 月以后，整个断面开始增温。在 4—8 月期內，表层及两端增温快，中部深层增温緩；月偏差的等值綫多呈水平分布，其形状与冷水团的水温分布相似。6 月份为增温最快的一个月，表层增温达 6℃ 以上；自此以后，增温漸緩。9 月起表层开始降温，但表层以下仍繼續增温，此时，增温最快的区域由表层移向深层。全年深底层增温最快的时期，卽在 9 月；在这月里 25 米层增温可达 6℃ 以上，底层亦可达 3—4℃。9 月以后，降温区域加大加深，增温区域則相应縮小；11 月起，降温最快的区域移向两端。在 12—2 月期間內，整个断面同时降温，等值綫多呈垂直分布。降温速度以 12 月成山角附近海区为最快，亦可达 6℃ 左右。

以上系根据多年平均值資料得出的情况，經与逐年的水温分布相比較，两者的趋势是一致的。

3. 水溫季节变化的振幅与位相的断面分布

为了进一步探索黃海冷水团的热結构及其在水温季节变化中的重要性，我們利用上述平均值資料繪制了断面上各站层的水温季节变化曲綫，如图 3 所示。

从图 3 中可以看出，表层以下的各組水温季节变化曲綫，其形状随站位及深度而异。为了分析这种变异的原因，現将各站层的水温季节变化曲綫，按照下式[9]

$$T = T_0 + T_1\cos(\omega t - \phi_1) + T_2\cos(2\omega t - \phi_2)$$

进行了調和分析，求得了“热”波的振幅和位相（見表 1）。

上式中的 ω——热波角頻率；T_0——各站层十二个月的平均温度；T_1、T_2——热波全年分量及半年分量的振幅；ϕ_1、ϕ_2——热波全年分量及半年分量的位相。

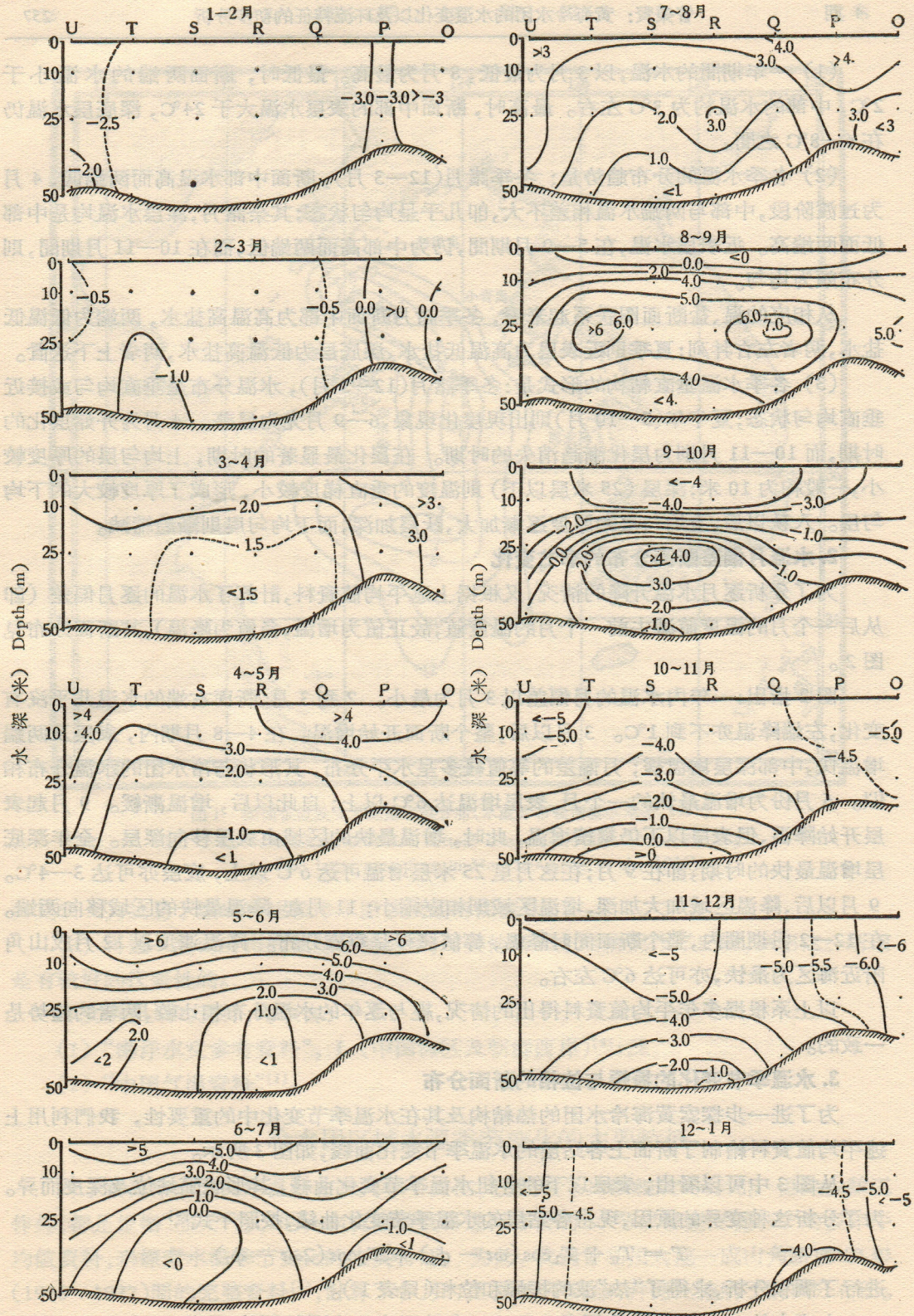


图 2　大連—成山角断面水温月偏差(℃,正值为增温,負值为降温)的分布

Fig. 2. Sectional distribution of monthly temperature deviation (℃, positive values—increasing, negative values—decreasing) from Dairen to C. Shantung.

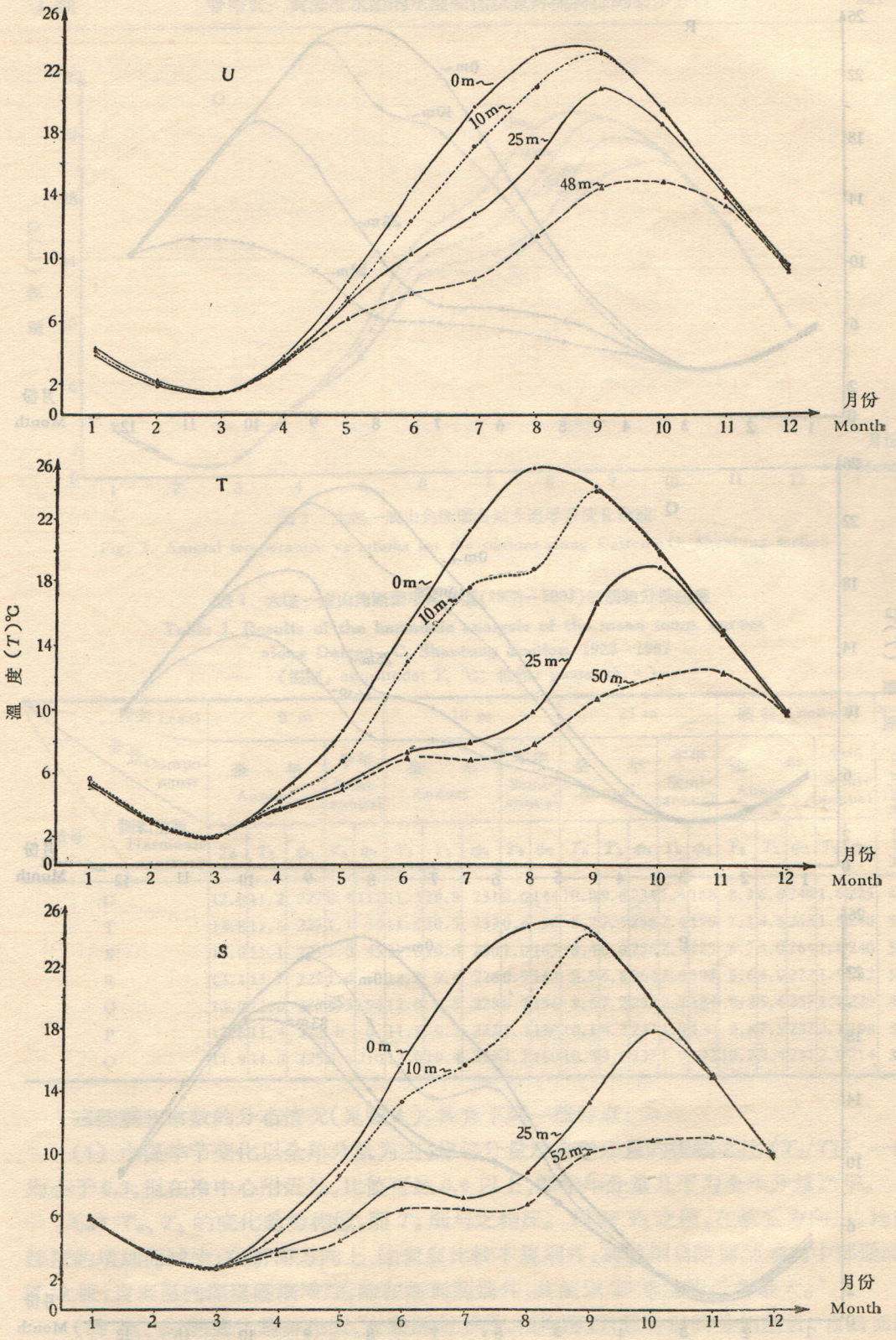
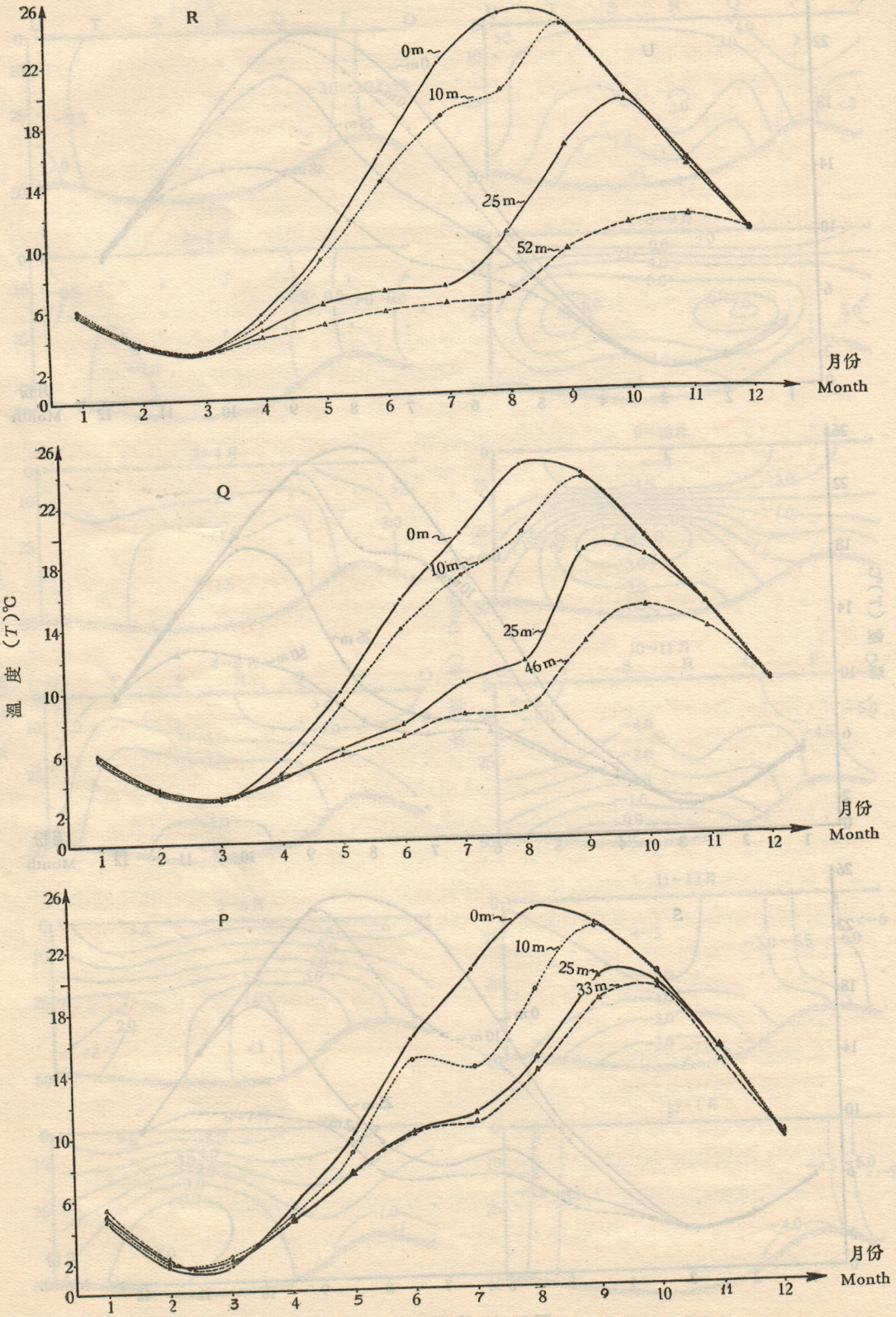

U
0m
10m
25m
48m
月份
Month
T
0m
10m
25m
50m
温度(T)℃
月份
Month
S
0m
10m
25m
52m
月份
Month

图3 图注見下



續 图 3

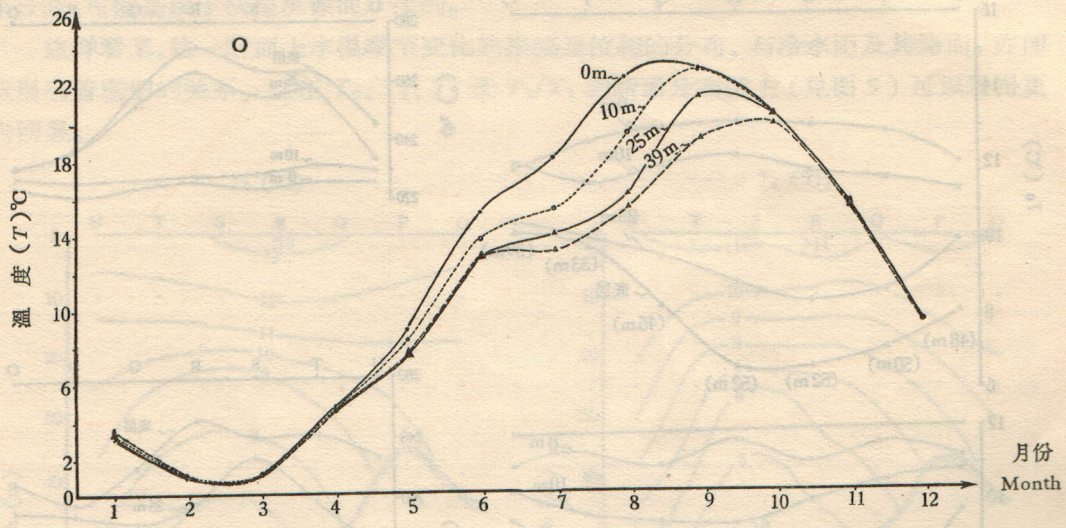


图 3　大連—成山角断面各站水溫季节变化曲綫

Fig. 3. Annual temperature variations for the stations along Dairen—C. Shantung section

表 1　大連—成山角断面平均水溫(1928—1937)的調和分析結果

Table 1. Results of the harmonic analysis of the mean temp. curves along Dairen—C. Shantung Section, 1928—1937

(振幅，amplitude: T, ℃; 位相，phase: ϕ, °)

站号 Station / 調和常数 Harmonic constants / 分量 Components / 层次 Level	0 m					10 m					25 m					底层 (Bottom)					平均深度 Mean depth(m)
	全年 Annual			半年 Semi-annual		全年 Annual			半年 Semi-annual		全年 Annual			半年 Semi-annual		全年 Annual			半年 Semi-annual		
	T_0	T_1	ϕ_1	T_2	ϕ_2	T_0	T_1	ϕ_1	T_2	ϕ_2	T_0	T_1	ϕ_1	T_2	ϕ_2	T_0	T_1	ϕ_1	T_2	ϕ_2	
U	12.0	11.2	227	0.4	112	11.3	10.8	231	0.6	144	10.0	9.6	234	1.4	168	8.1	6.6	246	1.6	225	48
T	12.8	11.6	227	1.1	54	11.6	10.5	233	0.4	90	8.7	7.5	258	2.4	198	7.1	4.8	263	1.5	240	50
S	13.0	11.1	225	1.0	45	11.8	10.0	230	1.0	165	8.4	6.0	256	2.4	225	6.7	4.0	264	1.6	240	52
R	13.1	11.7	227	1.4	63	12.2	9.4	228	0.9	162	8.9	6.8	264	2.6	195	6.6	4.0	272	1.9	252	52
Q	13.0	11.0	225	0.5	96	12.0	9.5	228	0.7	156	9.6	7.2	252	2.2	184	8.2	5.6	257	1.8	220	46
P	12.6	11.4	222	0	0	11.5	9.7	227	1.3	180	10.1	8.2	237	1.9	190	9.8	7.5	237	2.1	198	33
O	11.9	11.0	225	0.6	210	12.0	10.4	228	1.2	180	10.5	9.6	231	1.9	192	10.2	8.4	231	2.0	214	39

这些調和常数的分布情况(見图 4)，具有下列一些特点：

(1) 水溫季节变化以全年分量为主，半年分量对全年分量的振幅之比 (T_2/T_1)，一般均小于 0.3；但在冷中心附近处，比值可达 0.4 以上，即半年分量几乎为全年分量之半。

(2) T_0、T_1 的变化趋势相似，而 T_2 則与之相反。T_0 与 T_1 之值，在垂直方向上，均随深度的增加而減少；在断面方向上，除表层比較不規則外，其值則自断面两端向中部递減。T_2 之值，自表层向深层逐漸增加，除在断面两端外，其值以 25 米层附近为最大。

(3) ϕ_1、ϕ_2 的变化趋势相似，自表层向下，位相均落后；且各层的位相差值，自断面两端向中部递增。除断面两端外，全年分量的位相差，以 10—25 米层間为最大。半年分量

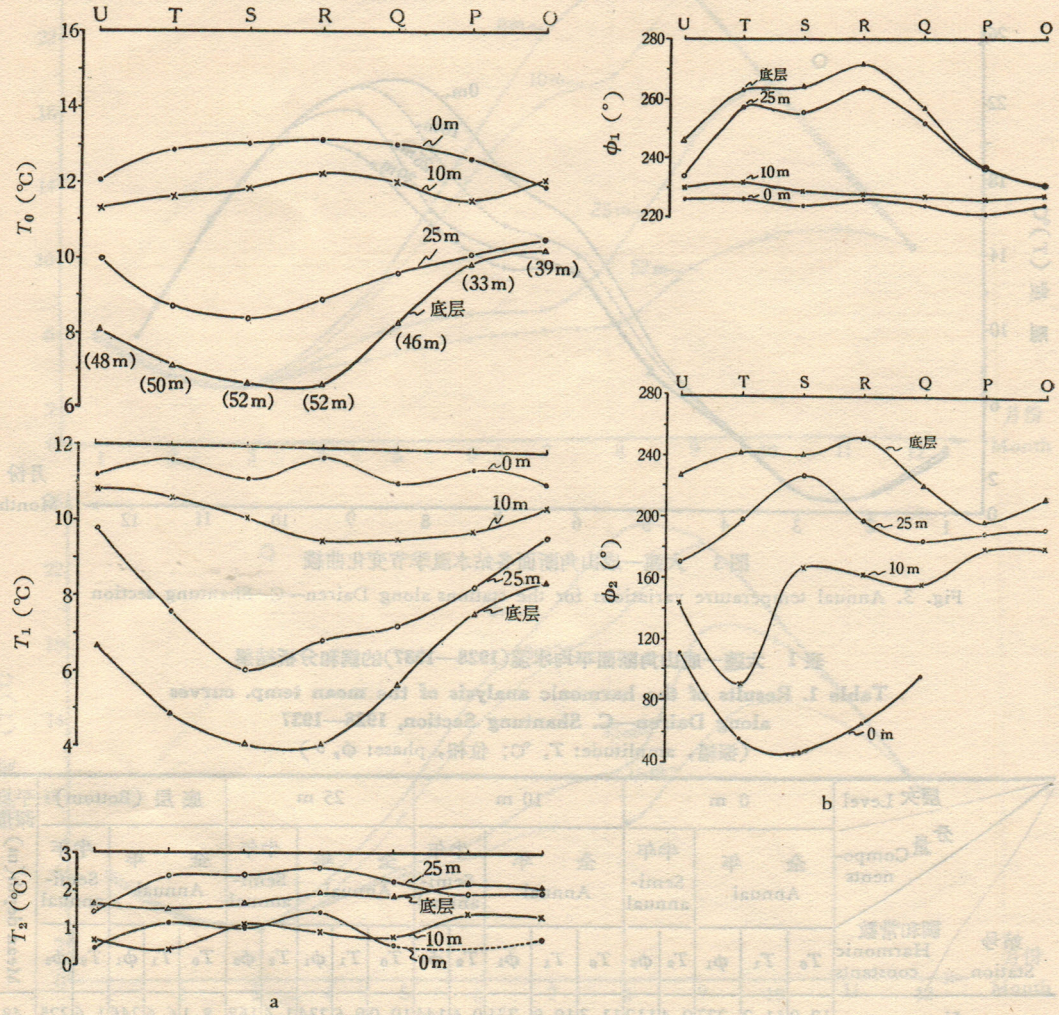


图 4 水温季节变化的振幅及位相的断面分布

Fig. 4. Sectional distribution of the amplitude and phase of the annual temperature variation. a: T_0, T_1, T_2; b: ϕ_1, ϕ_2.

因振幅較小,位相的計算誤差相对地增大,故分布較复杂;但表层与深层的仍有所不同。

这些特点表明:热量向深层传播的情况,随着断面上各站的位置而异。对于全年分量来說,在断面中部,热传播得比較慢;而在两端,則正相反。位相差最大的 10—25 米层間,也正是冷水团鋒面最显著的地方。这些均显示了跃层对于热传导的"抑制"作用。

全年分量的物理意义是十分明显的,而半年分量的意义,則迄今所知甚少。对此,本文仅能指出如下一点綫索。

从图 4 中水温季节变化曲綫的形状来看,凡是出現跃层的測站,表层以下的曲綫,便不复呈簡单的余弦形状,而在夏半年(約在 4—10 月或 5—11 月)期間出現"畸变";同时这种畸变,又以在跃层附近为最甚。另一方面,半年分量的振幅亦以断面中部跃层附近处为最大,而在跃层較弱的断面两端則較小。所以半年分量的出現与曲綫的畸变是有一定联系的。又本海区出現跃层的时間,如上所述,約为半年左右,以是推断:表征曲綫畸变的半

年分量，可能是由于跃层現象而产生的。

这样看来，这一断面上水温季节变化的振幅及位相的分布，与冷水团及其鋒面，亦即跃层有着密切的关系。这在 T_0、T_1、T_2 及 T_2/T_1 的断面分布图上（見图 5）可以看得更为明显。

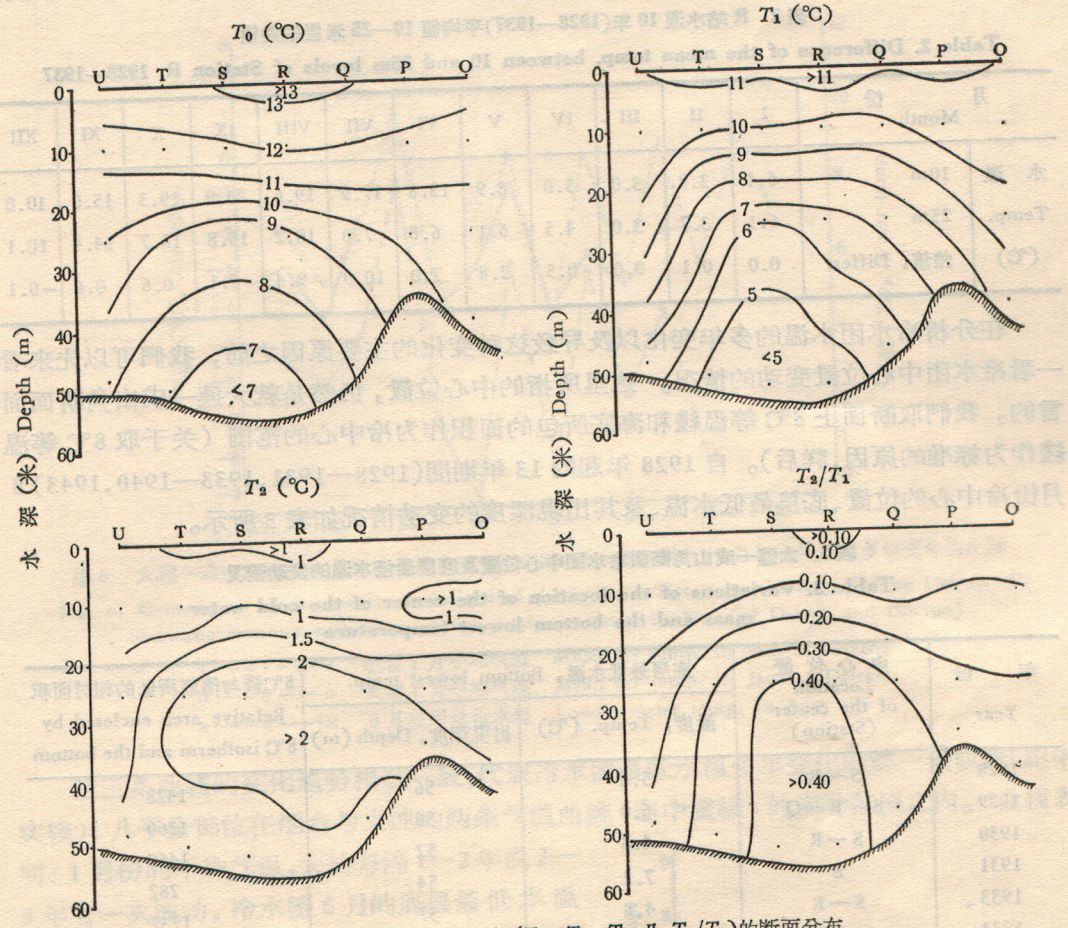


图 5　水溫季节变化的振幅（T_0，T_1，T_2 及 T_2/T_1）的断面分布

Fig. 5. Sectional distribution of the amplitude (T_0, T_1, T_2 and T_2/T_1) of the annual temperature variation.

T_0、T_1、T_2/T_1 及 T_2 的分布趋势，都在不同程度上反映了夏季冷水团水温結构的特征。特别是前三者，其分布趋势，与冷水团的形貌更为相似：在断面中部，等值綫上凸；而在断面两端，等值綫則下凹。它們量值的变化趋势是：T_0、T_1 均自表层向深层減小；T_2/T_1 自表层向深层增加；T_2 則以冷水团鋒面附近为高区，而向其上下水层及两端递減，但梯度較小。

二、冷水团水溫的多年变化以及可能导致这种变化的主要原因

在分析冷水团水温的多年变化时，我們取大連—成山角断面上每年 8 月份的水温为代表。这主要是由于 7—8 月間为北黃海冷水团的強盛期，此时鋒面最为显著，水温变化

亦較稳定之故。这些，可以从R站（位于断面中部）10年平均值得出的10—25米层的水温差值（見表2）和冷水团夏季水温的月偏差（見图2）得到充分的証明。但因7月份的資料不及8月份为完整，故在极大多数年份中我們取8月份的水温为代表，个别年份亦有用7月份的資料。

表2 R站水温10年(1928—1937)平均值10—25米层的差值

Table 2. Difference of the mean temp. between 10 and 25m levels of Station R, 1928—1937

月份 Month		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
水温 Temp. (℃)	10m	6.1	3.8	3.0	5.0	8.9	13.8	17.9	19.6	23.9	19.3	15.0	10.0
	25m	6.1	3.7	3.0	4.5	6.1	6.8	7.0	10.2	15.8	18.7	14.4	10.1
	差值，Differ.	0.0	0.1	0.0	0.5	2.8	7.0	10.9	9.4	8.1	0.6	0.6	−0.1

在分析冷水团水温的多年变化以及导致这种变化的主要原因之前，我們可以先来看一看冷水团中心位置变动的情况。这里所指的中心位置，仍然是就大連—成山角断面而言的。我們取断面上8℃等温綫和海底所包的面积作为冷中心的范围（关于取8℃等温綫作为标准的原因，詳后）。自1928年起的13年期間（1928—1931，1933—1940，1943）8月份冷中心的位置、底层最低水温、及其出現深度的变动情况如表3所示。

表3 大連—成山角断面冷水团中心位置及底层最低水温的变动情况

Table 3. Variations of the location of the center of the cold water mass and the bottom lowest temperature

年份 Year	中心位置 Location of the center (Station)	底层最低水温，Bottom lowest temp.		8℃綫与海底所包的相对面积 Relative area enclosed by 8℃ isotherm and the bottom
		温度，Temp. (℃)	出現深度，Depth (m)	
1928	S—R	5.6	56	1428
1929	S—R—Q	6.0	50	1260
1930	S—R	**4.6**	52	1460
1931	S	7.2	54	282
1933	S—R	4.8	57	1737
1934	R	5.8	55	687
1935	S—R	**8.0**	53	0
1936	S—R—Q	4.8	55	2200
1937	S—R	6.0	57	1010
1938	S—R—Q	5.3	52,47	1266
1939	S—R	6.7	51	404
1940	R	6.7	51	608
1943	S	6.7	56	480

由表可知，在这13年期間，8月份的底层最低水温虽变动在4.6—8.0℃之間，但冷中心的位置却始終比較稳定：大多数年份，均位在断面中部附近而略偏于大連方面；其最低水温出現的深度亦均为50余米左右；这一区域卽是“黃海槽”在該断面上的最深部分。

1. 冷水团的最低水温与冬季气温的关系

如取底层最低水温作为黃海冷水团水温多年变化的一个指标，則从表3可知，在此期

間，黃海冷水团 8 月最低水温的最小值为 4.6℃，出現在 1930 年；最大值为 8.0℃，出現在 1935 年；平均值为 6.0℃。为了寻求水温多年变化的主要原因，又将表 3 中每年 8 月的底层最低水温与断面附近地区（如大連、烟台）同年 1 月的平均气温[1]作了比較，結果如图 6 所示。

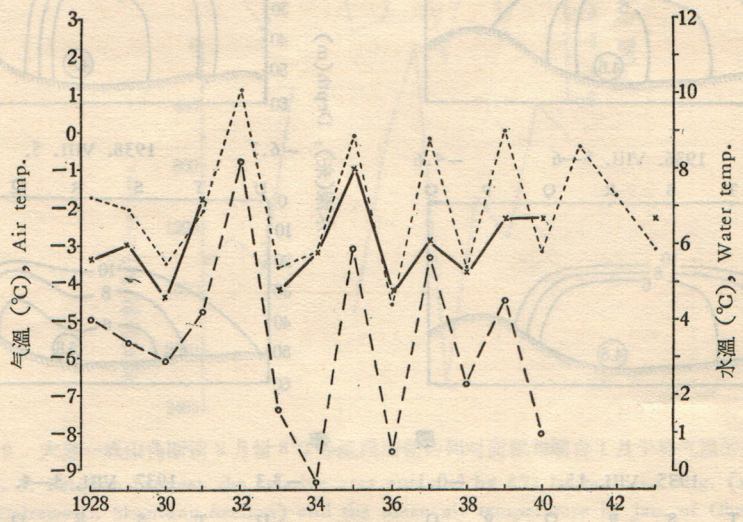


图 6　大連—成山角断面 8 月底层最低水温和附近地区（大連及烟台）1 月平均气温的多年变化的比較

Fig. 6. Comparison of the secular variations of the lowest water temp. in Aug. (along Dairen—C. Shantung section) with those of the mean air temp. in Jan. (of Dairen and Chefoo)

·----·----· 烟台 1 月平均气温　Mean air temp. in Jan. of Chefoo
o——o——o 大連 1 月平均气温　Mean air temp. in Jan. of Dairen
×——×——× 8 月底层最低水温　Lowest water temp. in Aug.

这三条曲綫的变化趋势相当一致，代表冷水团最低水温多年变化的那一条曲綫（图中实綫），几乎全部位在烟台与大連的两条气温曲綫（图中虚綫）的变动范围之內。曲綫表明：1 月份的平均气温，大約每隔 1—2 年或 2—3 年有一次波动，冷水团 8 月的底层最低水温也随着起伏。在气温較高的那些“暖年”（如 1935、1937、1939 等年），冷水团的水温也較高。而在气温較低的那些“冷年”（如1930、1933、1936、1938 等年），冷水团的水温亦較低。

在这 13 年期間，冷水团 8 月的最低水温与烟台同年 1 月的平均气温的相关系数为 0.62，两者的关系如图 7 所示。这样看来，冷水团每年 8 月的最低水温与同年 1 月附近地区的平均气温，有着相当密切的关系。

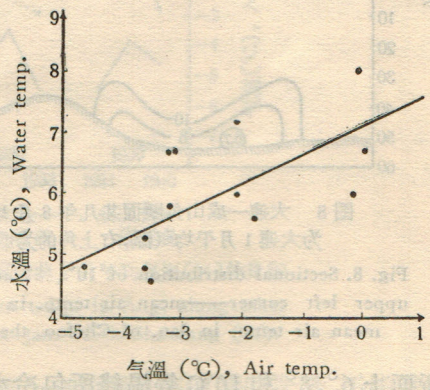


图 7　大連—成山角断面 8 月底层最低水温和烟台 1 月平均气温的关系

Fig. 7. Relation between the bottom lowest temp. in Aug. (along Dairen—C. Shantung Section) and the mean air temp. in Jan. (of Chefoo)

不仅如此，該断面上每年 8 月冷水团所占的面积，也随着当年冬季气温的冷暖而变。图 8 及 9 分别指出了某几个“冷年”和“暖年” 8 月

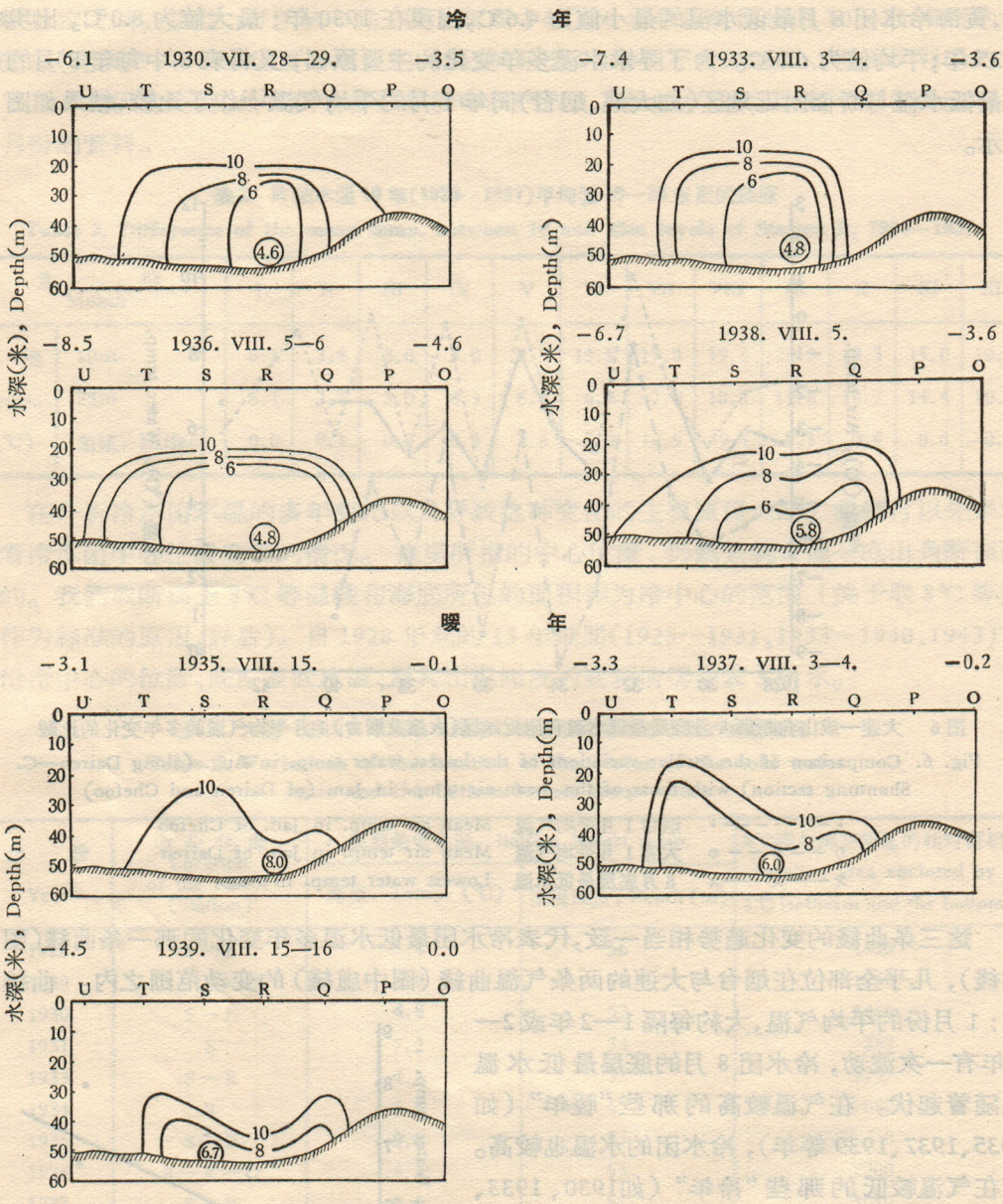


图 8 大連—成山角断面某几年 8 月 10°,8° 及 6℃ 等温綫所包的范围(图中左上角的数值为大連 1 月平均气温,右上角的为烟台 1 月平均气温,下中部圈内的数值为最低水温)

Fig. 8. Sectional distribution of 10°、8° and 6℃ isotherms in Aug. of some years (the value in upper left corner——mean air temp. in Jan. of Dairen, the value in upper right corner——mean air temp. in Jan. of Chefoo, the value in lower middle——the lowest water temp.)

份断面上 6°、8° 和 10℃ 等温綫所包冷水的范围,以及 8℃ 等温綫所包冷水的相对面积与烟台 1 月平均气温的关系。

由图可知,在这些"冷年"內,8℃ 等温綫所包冷水的面积要比几个"暖年"內該綫所包的相应面积大得多,而在有几个"暖年"(如 1935 年),則 8℃ 这一等温綫竟趋消失。而且在这十多年內,冷水所占的面积与烟台 1 月的平均气温之間的关系亦頗密切。

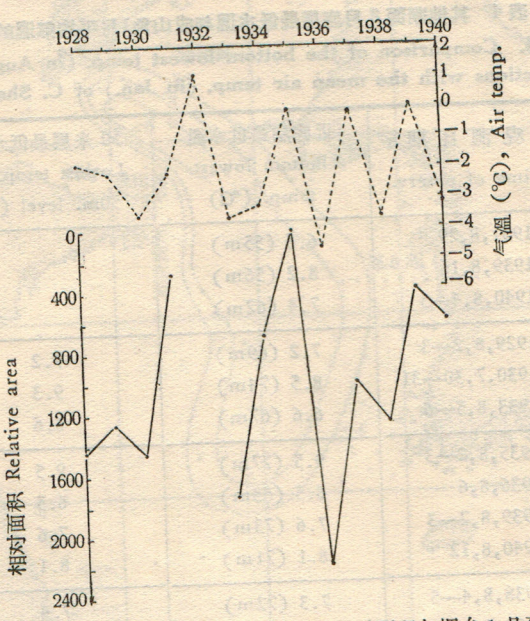


图 9　大連—成山角断面 8 月份 8℃ 等溫綫所包的相对面积与烟台 1 月平均气溫的关系

Fig. 9. Relation between the relative area enclosed by 8℃ isotherm in Aug. (along Dairen—C. Shantung Section) and the mean air temperature in Jan. of Chefoo

·——·——·　8℃ 綫所包相对面积　　·——·——·　烟台 1 月气溫

現在，再来看一看其他諸断面（如成山角—海洋島，成山角—小青島，成山角—巡威島及东南高角—屈业島等，位置見图 1 ）上的情况（見表 4 及图 10）。

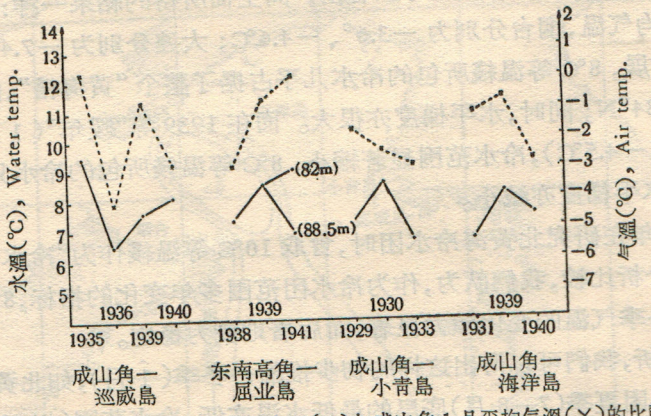


图 10　其他断面 8 月底层最低水溫（●）与成山角 1 月平均气溫（×）的比較

Fig. 10. Comparison of the bottom lowest temp. in Aug. along other sections (·) with the mean air temp. in Jan. of C. Shantung (×).

这些断面，也都横貫黃海冷水团。虽然各只有3—4年而且不連續的資料，不能进行系統的对比，但从图表中仍然可以看出，冷水团近底层的水溫也是随着附近地区冬季的气溫而变化的；当然，其趋势不及大連—成山角断面那样明显。

以上就断面分布分析了冷水团水溫的多年变化及其与冬季气溫的关系。至于水平方向上水溫多年变化的情况，因手头缺乏完整資料[只有 1933、1936（“冷年”）和 1939（“暖

表4 其他断面8月底层最低水温与成山角1月平均氣溫的比較

Table 4. Comparison of the bottom lowest temp. (in Aug.) of other sections with the mean air temp. (in Jan.) of C. Shantung

断面 Section	观测日期 Time of observ.	近底层最低水温 Bottom lowest temp. (℃)	50米层最低水温 Lowest temp. in 50m. level (℃)	成山角1月平均气温 Mean air temp. in Jan. of C. Shantung (℃)
成山角—海洋島 C. Shantung—Kaiyô-Tô	1931,8,29	6.6 (55m)		−1.2
	1939,8,16	8.2 (56m)		−0.7
	1940,8,4—5	7.4 (62m)		−2.8
成山角—小青島 C. Shantung—Syôsei-Tô	1929,8,2—3	7.2 (69m)	7.2	−1.7
	1930,7,30—31	8.5 (74m)	9.3	−2.4
	1933,8,5—6	6.6 (67m)	6.6	−2.9
成山角—巡威島 C. Shantung—Zyuni-Tô	1935,8,2—3	9.5 (77m)	9.5	0.3
	1936,8,6	6.5 (63m)	6.5	−4.1
	1939,8,2—3	7.6 (73m)	7.6	−0.7
	1940,8,12	8.1 (71m)	8.1	−2.8
东南高角—屈业島 Tungnan—Kutugyo-Tô	1938,8,4—5	7.3 (72m)	7.4	−2.9
	1939,8,11—12	8.5 (78m)	8.5	−0.7
	1941,7,31—8,1	6.9 (88.5m)	9.0	0.1
		8.3 (82m)		

年")等几年不完整的底层水温分布图(8月,見图11);同时,这些平面分布图,特别是其中的南黄海部分,由于测站稀疏,代表性也較差],只能作概括性的探討。

从这几幅大面分布图上,仍然可以看出,同上面所得的結果一样:在1933、1936等"冷年"(1月平均气温,烟台分别为−3.6°、−4.6℃;大連分别为−7.4°、−8.5℃),冷水团的范围大大扩展,8℃等温綫所包的冷水几乎占据了整个"黄海槽",向南达到36°N以南,有时还可达34°N;同时,水平梯度亦很大。而在1939等"暖年"(1月平均气温,烟台为0.0℃,大連为−4.5℃),冷水范围显著縮小,8℃等温綫所包的冷水只局限于北黄海的一个小区域內;水平梯度亦減小。

日本学者早年在研究北黄海冷水团时,曾取10℃等温綫作为"冷水带"的范围[10]。但是,通过本文的分析比較,我們認为,作为冷水团范围多年变化的指标,8℃綫較10℃綫为适宜,因前者随冬季气温的变化頗为显著,而后者則較为稳定。

通过上述分析,我們可以得出这样的初步推論:冬季(1月),如北黄海及其周围地区的气温低,則冷水团夏季(7—8月)底层的最低水温亦低,冷水范围(以8℃綫为准,包括断面及平面分布)較广,底层的温度梯度亦較大。反之亦然。

2. 冷水团鋒面强度与夏、冬两季气温差值的关系

取上述分析所用的資料,将13年期間冷水团中心附近(一般卽为出現最低水温的测站)每年8月10米层与25米层的水温差值和当年附近地区(仍以烟台为例)8月与1月平均气温的差值进行对比,得图12。

在分析冷水团鋒面強度的多年变化时,最理想的办法是取跃层強度作为指标。但由于水温的历史資料,只有0、10、25米及底层的記录,根据这样4层的記录来計算跃层的強

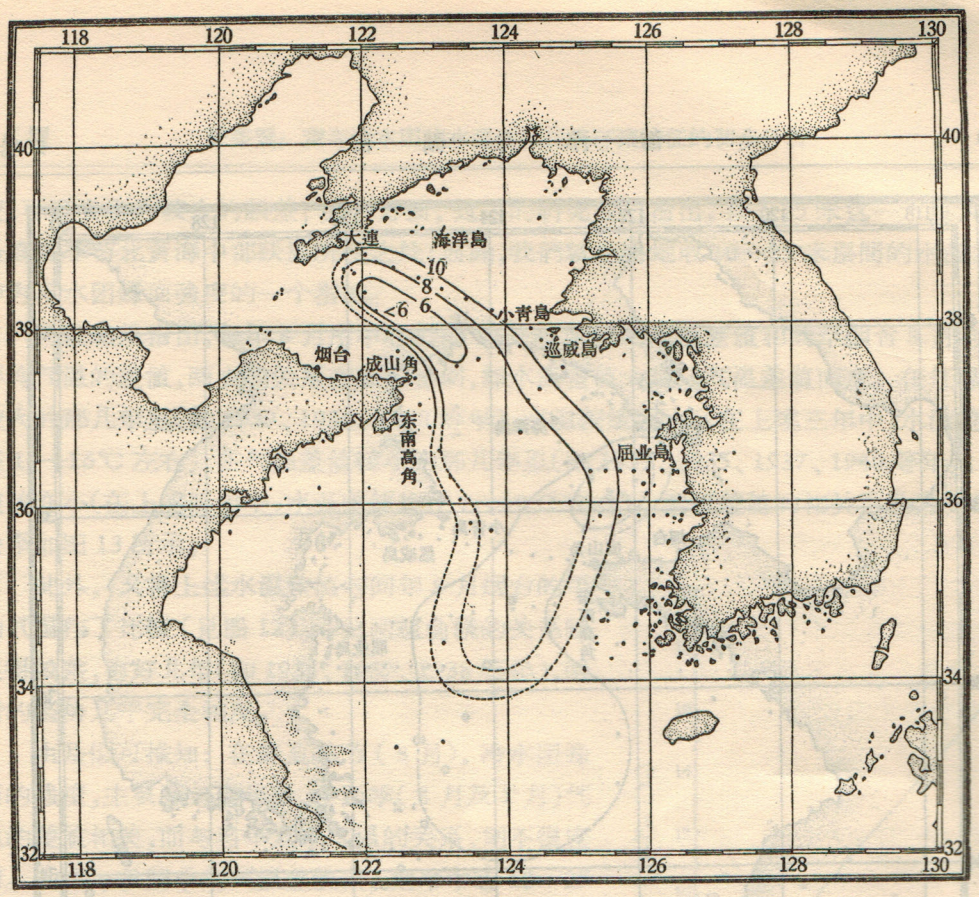

118
120
122
124
126
128
130
40
38
36
34
32
大連
海洋島
10
8
6
<6
小青島
巡威島
烟台
成山角
东南高角
屈业島

图 11 a

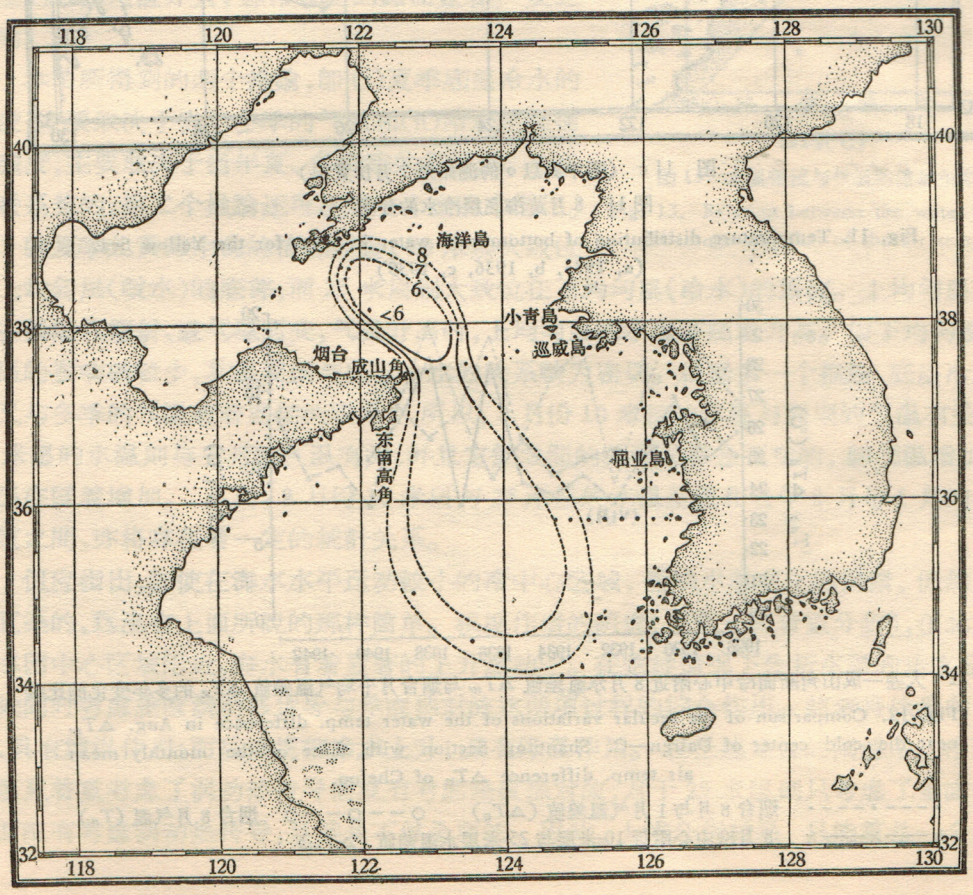

118
120
122
124
126
128
130
40
38
36
34
32
海洋島
8
7
6
<6
小青島
巡威島
烟台
成山角
东南高角
屈业島

图 11 b

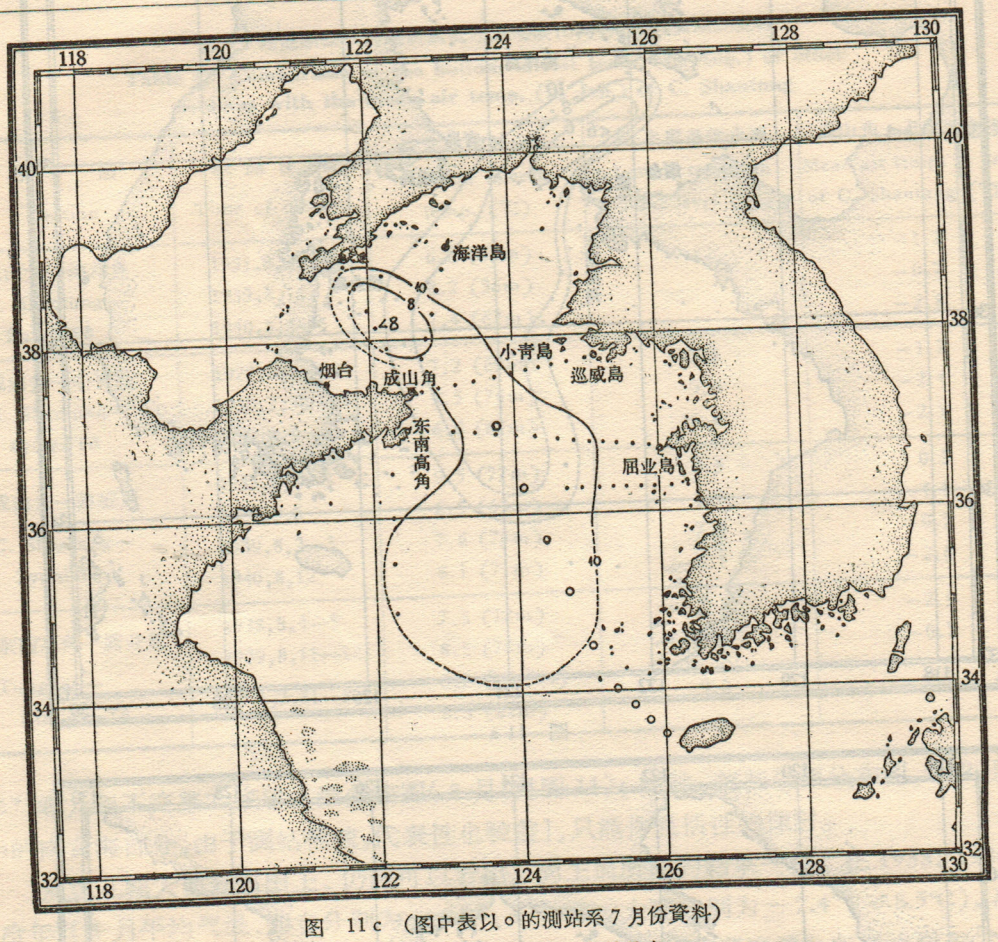


图 11 c （图中表以○的测站系 7 月份資料）

图 11 8 月黄海底层冷水的分布

Fig. 11. Temperature distribution of bottom cold water in Aug. for the Yellow Sea. (a, 1933, b, 1936, c, 1939)

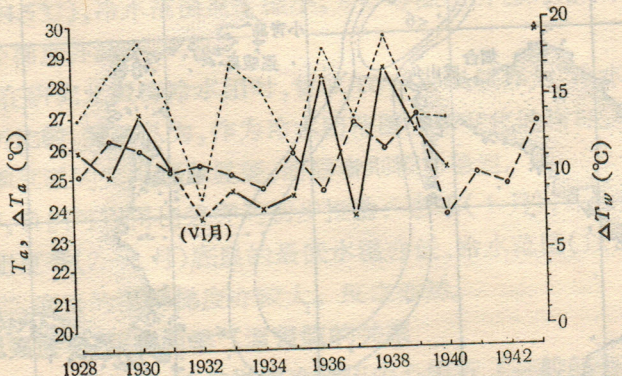


图 12 大連—成山角断面冷中心附近 8 月水溫差值 ΔT_w 与烟台月平均气溫差值 ΔT_a 的多年变化的比較

Fig. 12. Comparison of the secular variations of the water temp. difference in Aug. ΔT_w near the cold center of Dairen—C. Shantung Section with those of the monthly mean air temp. difference ΔT_a of Chefoo.

·---·---· 烟台 8 月与 1 月气溫差值 (ΔT_a)　　○--○--○ 烟台 8 月气溫 (T_a)

×——×——× 8 月冷中心附近 10 米层与 25 米层水溫差值 (ΔT_w)

度，可能会引入較大的誤差；另一方面，过去的研究业已指出，10—25 米这一水层大致卽是盛夏季节北黃海中部跃层所在之处；因此，我們就粗略地取 10—25 米层間的水温差值，作为冷水团鋒面強度的一个指标。

比較結果指出，每年 8 月冷中心附近 10—25 米层的水温差值和同年烟台 8 月与 1 月平均气温的差值，两者的关系亦頗为密切，卽水温差值大致随气温差值而变。在气温差值較大的那几年里（如 1930、1936、1938 等年），水温差值亦大（在上述三年中，水温差值均在 14—16℃ 左右）；在气温差值較小的那几年里（如 1932、1935、1937、1940 等年），水温差值亦小（在上述四年中，水温差值均在 7—10℃ 左右）。两組差值的相关系数为 0.69，其关系如图 13 所示。

此外，又将上述水温差值与同年 8 月烟台的平均气温作了比較（見图 12）。这两組曲綫的关系就显得較差，有好几年（如 1936、1937、1938 等年），两者的趋势几乎完全相反。

由是似可推知：在盛夏季节（8 月），冷水团鋒面的強度，主要系与当年夏、冬两季（8 月及 1 月）气温的差值相关，而与当年夏季气温的关系，則不很密切。如夏、冬两季的气温差值大，則冷中心 10—25 米层的水温差值亦大，卽冷水团的鋒面显著。反之亦同。

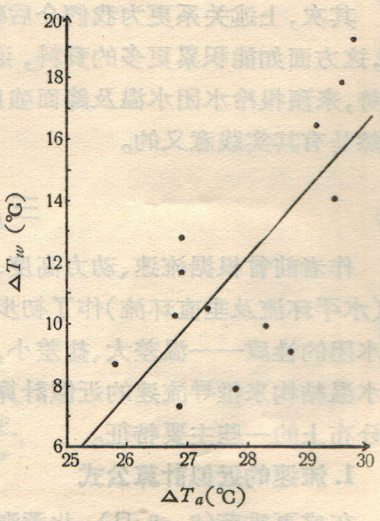


图 13　水溫差值与气溫差值的关系

Fig. 13. Relation between the water temp. difference and that of the air temp.

本节所得到的两个推論，卽 (i)夏季底层冷水的温度，主要取决于当年冬季的气温和(ii)冷水团鋒面的強度，主要取决于当年夏、冬两季的气温差，是互相联系着的，第二个推論还可从第一个推論中得出。

就夏季北黃海中部的情况而論，10 米层大致位在上均匀层（暖水）的底部，而 25 米层則大致位在下均匀层（冷水）的頂部。上均匀层的温度主要随入輻射、或气温而变，气温升高时，上均匀层的水温亦随着升高。而下均匀层，受气温的影响就較少，其温度則与底层冷水的关系較为密切。根据第一个推論，底层冷水温度又与冬季的气温有着密切的联系。所以，8 月份 10 米层的水温与同期的气温有关，而 25 米层的水温則与 1 月的气温有关；并且它們之間的关系又都是正变的，卽气温增加时，水温亦随着增加。从而，8 月份 10 米层与 25 米层的水温差值和当年 8 月与 1 月的气温差值之間，亦将存在着一定的統計关系。

但应指出，卽使在海水水平运动較小的冷中心区域，影响水温变化的因素，仍然是十分复杂的，远沒有上面所說的那样簡单。根据作者的研究（下节还将着重分析），在北黃海冷水团中心区域附近，海水有着显著的上升运动[6]。在这样情况下分析水温的垂直分布，必先同时考虑垂直涡动热传导与垂直热对流这两項过程的綜合作用。前者将热量向下輸导，具有增温作用；而后者携带冷水上升，具有降温作用。在上述定性的闡述中，对于 10 米层只着重考虑了涡动热传导而沒有考虑垂直热对流；对于 25 米层則只考虑了垂直热对流而沒有考虑涡动热传导，显然是不够全面的。因此，上述分析結果，只能算是一个近似

模式;而上述統計关系的存在,則說明了对于 10 米层的水温变化而言,涡动热传导起了主要的作用;而在 25 米层的水温变化中,則似以垂直热对流作用为主。这方面,尚待今后进行进一步的研究。

夏季冷水团的温度与当年冬季附近地区的气温有关,这項結果,无論从理論上或是从实践上来說,都具有一定的意义。

首先,这一結果与冷水团(至少是北黃海冷水团)主要是当地的表层海水,在冬季冷却情况下下沉形成的看法[5]相符,从而对闡明冷水团的成因提供了一項合理的依据。上述結果主要是根据北黃海的断面資料得出的,我們期望将来能有南黃海的較完整的資料,以便对黃海冷水团的成因,有一个比較全面的分析。

其次,上述关系更为我們今后研究冷水团水温的預报方法,提供了一些綫索。我們訊为,这方面如能积累更多的資料,通过进一步的分析研究,似可根据附近地区气温变化的趋势,来預报冷水团水温及鋒面強度的变化趋势。而这种趋势預报,对于水产漁捞事业,显然是有其实践意义的。

三、冷水团环流的特征

作者前曾根据流速、动力高度、以及温盐結构等資料,对北黃海冷水团区域的环流模式(水平环流及垂直环流)作了初步探討[6]。現拟对这一問題,試作进一步的分析。根据冷水团的性質——温差大、盐差小,其密度分布主要决定于温度这一特点,我們首先可以从水温結构来推导流速的近似計算公式,然后据此来探索环流、特别是垂直环流的性質及其分布上的一些主要特征。

1. 流速的近似計算公式

在盛夏季节(7—8 月),北黃海冷水团中心区域的等温綫呈封閉形式,并略似椭圓形,其长軸大致沿 NW—SE 方向。为了求得冷水团区域流速的近似計算公式,我們取用了圓柱坐标(r、ϑ 及 z)。坐标原点置于海底冷中心处,r 为矢径,ϑ 为幅角(沿圓周方向,气旋式轉动为正,反气旋式轉动为負),z 軸垂直向上为正;相应的流速分量为 V_r、V_ϑ 及 w。

我們的假定是:

(1) 运动是稳定的,即 $\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t}=0$,同时不考慮非綫性項,故 $\frac{d\mathbf{V}}{dt}=0$;

(2) 沿圓周方向上,压力、流速、温度等要素的梯度为零,即 $\frac{\partial}{\partial \vartheta}=0$;

(3) 在水平方向上,压力梯度力、克氏力和摩擦力三者取得平衡[1]。在此,摩擦力視为彻体力,其量值与流速成正比,即为 $-k\mathbf{V}$,k 为摩擦系数;

(4) 密度只与水温有关,即 $\rho=\rho_0(1-\alpha T)$,ρ_0 指水温为 0℃,盐度为某一定值时的密度,α 为海水热膨胀系数;

---

1) 应該指出,由于冷水团环流作近乎閉合的曲綫运动,当取圓柱坐标时,在径向上将出現离心力 $\left(\frac{V_\vartheta^2}{r}\right)$,在周向上則出現另一項力 $\left(-\frac{V_\vartheta V_r}{r}\right)$[7]。如取冷水团半径为 50 公里(約 27 浬),表层最大流速 V_ϑ 为 20 厘米·秒$^{-1}$,$f=10^{-4}$ 秒$^{-1}$,則这两項力都很小;如分别同径向及周向上的克氏分力 (fV_ϑ, $-fV_r$) 相比,前者均只有后者的 4×10^{-2},故前者均可略而不計。

(5) 风速极微，即 $\tau \to 0$；

(6) 克氏参数为常数，即 $f = 2\omega \sin \phi = \text{const.}$；

(7) 海底为等深，不考虑地形陡升的近岸处。

上述各項假定是否合适，下面通过計算結果与其他結果的比較即可看出，在此不拟一一加以分析。

根据这些假定，可得基本方程如下：

运动方程为：

$$-fV_\vartheta + kV_r = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial r}, \tag{1}$$

$$fV_r + kV_\vartheta = 0, \tag{2}$$

$$g = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}. \tag{3}$$

簡化綫性状态方程为：

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha T). \tag{4}$$

連續方程为：

$$\frac{\partial V_r}{\partial r} + \frac{V_r}{r} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \tag{5}$$

由式(2)得：

$$V_\vartheta = -\frac{f}{k}V_r. \tag{6}$$

代入式(1)得：

$$V_r = -\frac{k}{(f^2 + k^2)\rho_0}\frac{\partial p}{\partial r}. \tag{7}$$

將式(3)从 0—z 积分，并引入式(4)，得：

$$p - p_0 = -\rho_0 g z + \alpha\rho_0 g\int_0^z T dz. \tag{8}$$

將式(8)对 r 求导数，并考虑在等深海底上的边界条件，即 $z = 0$ 处，$V_\vartheta = V_r = 0$，亦即 $\frac{\partial p}{\partial r} = 0$，得：

$$\frac{\partial p}{\partial r} = \alpha g\rho_0\frac{\partial}{\partial r}\int_0^z T dz. \tag{9}$$

將上式代入式(7)及(6)，即得各层水平流速分量的公式为：

$$V_r = -\frac{k\alpha g}{(f^2 + k^2)}\frac{\partial}{\partial r}\int_0^z T dz, \tag{10}$$

$$V_\vartheta = \frac{f\alpha g}{(f^2 + k^2)}\frac{\partial}{\partial r}\int_0^z T dz. \tag{11}$$

設 $\int_0^z T dz = F(r,z)$，$\frac{k\alpha g}{(f^2 + k^2)} = K_1$，$\frac{f\alpha g}{(f^2 + k^2)} = K_2$，式(10)及(11)可以写成：

$$V_r = -K_1\frac{\partial F}{\partial r}, \tag{10'}$$

$$V_\vartheta = K_2\frac{\partial F}{\partial r}. \tag{11'}$$

将式(10)代入式(5)得:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = K_1 \left[\frac{\partial^2}{\partial r^2} \int_0^z T dz + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \int_0^z T dz \right]. \tag{12}$$

将式(12)从0—z积分,并考虑 $z = 0$ 处,$w = 0$,这一边界条件得:

$$w = K_1 \left[\int_0^z dz \frac{\partial^2}{\partial r^2} \int_0^z T dz + \int_0^z dz \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \int_0^z T dz \right]. \tag{13}$$

在上式中,因积分限与 r 无关,故又可写成:

$$w = K_1 \left[\frac{\partial^2}{\partial r^2} \int_0^z dz \int_0^z T dz + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \int_0^z dz \int_0^z T dz \right]. \tag{13'}$$

設 $\int_0^z dz \int_0^z T dz = \Phi(r, z)$,上式可簡写为:

$$w = K_1 \left(\frac{\partial^2}{\partial r^2} \Phi + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \Phi \right). \tag{13''}$$

方程(10)、(11)及(13)三个流速分量公式所表示的物理意义是这样:

(A) 关于水平流速

(1) 周向流速(V_ϑ)及径向流速(V_r)均視水温的垂直积分 $F \left(= \int_0^z T dz \right)$ 的水平变化而定,如 F 在水平方向上为恆量,則流速处处为零。

(2) V_r 与 V_ϑ 的量值之比为 $-k/f$,当 f 为恆量时,比值視摩擦系数 k 而定,亦卽摩擦作用愈显著,径向流速分量的絕对值亦愈大[1]。

(B) 关于垂直流速

(1) 垂直流速(w)視 $\Phi \left(= \int_0^z dz \int_0^z T dz \right)$ 对 r 的一次及二次导数而定。Φ 为水温的垂直二次积分,表征自海底到 z 处单位截面水柱内的热結构;故 w 亦視这一热結构的水平变化而定,此外,w 的量值还与摩擦系数 k 有关,摩擦作用愈显著,垂直流速亦愈大。

(2) 如 Φ 在水平方向上无变化,卽 $\frac{\partial}{\partial r}\Phi = \frac{\partial^2}{\partial r^2}\Phi = 0$,那么,卽使温跃层很強(卽水温的垂直梯度很大、但等温綫則系水平迭置),亦不可能由此导致垂直运动。

(3) 反之,如处处无垂直流速出現,則各层 Φ 的分布(从而 T 或 σ_t),应呈水平状,亦卽冷水团的鋒面将成水平状[6]。

綜上所述,冷水团环流的結构,主要視 F、Φ 的水平分布而定,其流速又与摩擦系数有关。如摩擦力为零,則径向流速及垂直流速均趋消失。

2. 流速分布的特征

既然 F 及 Φ 的水平分布,对冷水团的环流有着决定性的意义,現在就根据 F 及 Φ 来分析流速分布的特征。

显然,求 $F(r,z)$ 及 $\Phi(r,z)$ 的解析式是十分困难的。在这里,我們将用大連—成山角断面上的 F 及 Φ 的分布曲綫,作为分析流速分布特征的依据。

在沒有求得 F 及 Φ 的分布曲綫之前,首先将根据断面上等温綫的形状,来考虑 F 及 Φ

1) 指 $f > k$ 的情况而言,下同。在本海区 f 的量值約为 0.9×10^{-4} 秒$^{-1}$,而 k 的量級則为 10^{-5}—10^{-6} 秒$^{-1}$(詳后),因此,上述条件,一般講来是能滿足的。

分布曲綫的大致图式。

根据第一节所述，盛夏期間(7—8 月)，該断面大約在 10 米以內水层，为暖水所占，等温綫下凹；在 10 米层以下則为冷水所占，等温綫上凸。如果不考虑近表层这一浅薄的暖水，断面上冷水团的等温綫大致呈"∩"形，卽中部上凸而两端下凹；各层的水温分布曲綫則呈"∪"形，卽中部下凹而两端上凸。因为 F 及 Φ 这两个函数分别表示水温自海底向上的一次及二次垂直积分，所以有理由訊为，F 及 Φ 的分布曲綫大体上亦呈"∪"形，卽在冷中心处曲綫下凹，而在冷水团边緣处曲綫上凸；除了陡度增大外，其趋势将与各层水温分布曲綫相同(見图 14)。下面卽可看出，根据水温資料算得的 F 及 Φ 曲綫，除在断面两端稍有差异外，其形状与上述图式相似。

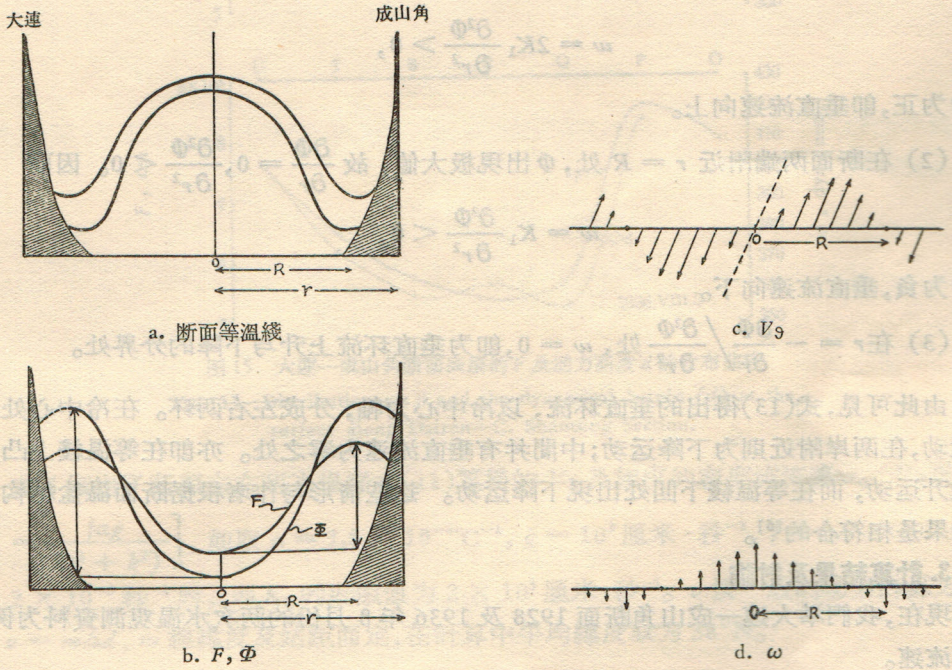


图 14　大連—成山角断面 F、Φ 曲綫及流速分布示意图

Fig. 14. Schematic representation of the distributions of F、Φ curves and current velocity along Dairen—C. Shantung Section.

a. Sectional isotherms;　　b. F and Φ curves;

c. Distribution of horizontal vel;　　d. Distribution of vertical vel.

图 14 指出了大連—成山角断面上等温綫及 F、Φ 曲綫的示意分布。图中的 r 軸自冷中心指向断面两端，R 大致与冷水团(底层)的半径相当。在 $r = 0$ 处，F 及 Φ 出現极小值；在 $r = R$ 处，F 及 Φ 則出現极大值。

这样一来，由式(11)可知：

(1) 在 $0 < r < R$ 的范围內，$\dfrac{\partial F}{\partial r} > 0$，故 $V_\vartheta > 0$，卽水平环流呈气旋式；

(2) 在 $r = 0$ 及 $r = R$ 处，$\dfrac{\partial F}{\partial r} = 0$，故 $V_\vartheta = V_r = 0$，卽水平流速消失；

(3) 在 $r > R$ 处，$\frac{\partial F}{\partial r} < 0$，故 $V_9 < 0$，即在近岸处，可能出現逆流，水平环流呈反气旋式。

所以，式(11)得出的水平环流，其分布趋势与北黄海冷水团的密度环流相符。

其次，由式(13)可知，垂直流速的分布情况为：

(1) 在冷中心 $r = 0$ 处，Φ 出現极小值，故 $\frac{\partial \Phi}{\partial r} = 0$，$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} > 0$；而 $\frac{1}{r}\frac{\partial \Phi}{\partial r}$ 为不定。后者如取极限，则有

$$\lim_{r\to 0}\frac{1}{r}\frac{\partial \Phi}{\partial r} = \lim_{r\to 0}\frac{1}{r'}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial r}\right)' = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2}.$$

因此，由式(13)得

$$w = 2K_1\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} > 0,$$

故 w 为正，即垂直流速向上。

(2) 在断面两端附近 $r = R$ 处，Φ 出現极大值，故 $\frac{\partial \Phi}{\partial r} = 0$，$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} < 0$。因而

$$w = K_1\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} < 0,$$

即 w 为负，垂直流速向下。

(3) 在 $r = -\frac{\partial \Phi}{\partial r}\Big/\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2}$ 处，$w = 0$，即为垂直环流上升与下降的分界处。

由此可見，式(13)得出的垂直环流，以冷中心为軸，分成左右两环。在冷中心处为上升运动，在两岸附近則为下降运动；中間并有垂直流速为零之处。亦即在等温綫上凸处出現上升运动，而在等温綫下凹处出現下降运动。这些情形与作者根据断面温盐結构推得的結果是相符合的[6]。

3. 計算結果及討論

現在，我們举大連—成山角断面 1928 及 1936 年 8 月份的两次水温观测資料为例，来計算流速。

应該指出，該断面实非等深(平均約 50 米)，在接近岸边时，水深陡減。在計算 F 及 Φ 的分布曲綫时，我們取水深为 50 米。对于深度小于 50 米的那些站，均假定海底以下至 50 米处的陆地为呈垂直均匀状态的海水所代替。

各站层的 F 及 Φ 值是用数值积分方法求得的，由 F 及 Φ 計算水平及垂直流速时，則用差分代替微分。

(1) 水平流速

計算各站层的 F 值时，取用下列近似梯形公式：

$$F(r,z) = \int_0^z T\,dz \approx \Delta z\left\{\frac{1}{2}[T(0) + T(z)] + T(\Delta z) + \cdots + T[(n-1)\Delta z]\right\},$$

在上式中，z 軸自海底向上計算，$z = n\Delta z$，$\Delta z = 5$ 米，$n = 0$、1、2$\cdots$10。

根据上式算得的表层 F 值的断面分布如图 15 中的实綫所示。这一曲綫在断面中部具有极小值，向断面两端逐漸增大，在成山角附近有时出現极大值；在大連附近則沒有出

現极大值。这些曲綫的形状与前面根据断面等温綫分布趋势所推得的大致相符。图中的虛綫指出了表层动力高度 d 的断面分布。这两組曲綫的趋势頗为一致，由此我們可以初步肯定，根据 F 算得的 V_9，其分布趋势将与密度流相同。

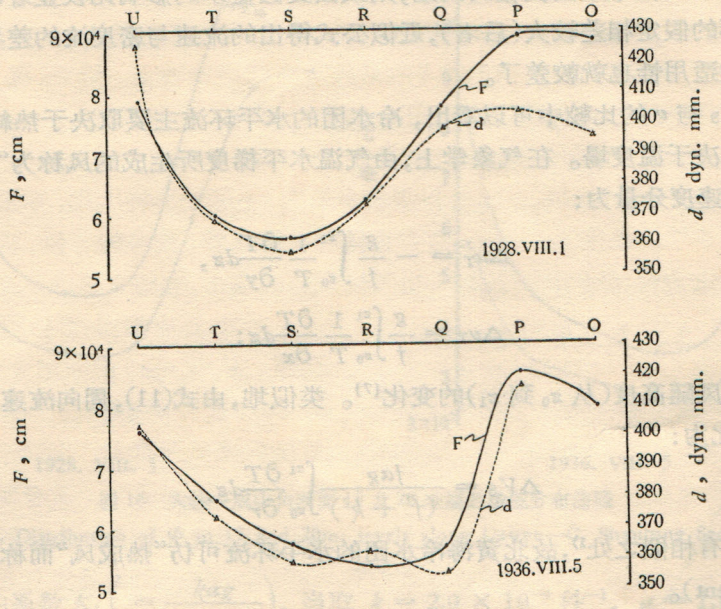


图 15　大連—成山角断面表层的 F 及动力高度 d 的分布曲綫

Fig. 15. Distribution of F and the dynamical height (d) at the surface along Dairen—C. Shantung Section.

表 5 指出了断面左右两边根据式(11)算得的 V_9 及相应的密度流流速 v。V_9 的系数 $K_2\left[=\frac{f\alpha g}{(f^2+k^2)}\right]$，如取 $\alpha = 1.8 \times 10^{-4}$℃$^{-1}$，$g = 10^3$ 厘米·秒$^{-2}$，$f = 0.9 \times 10^{-4}$ 秒$^{-1}$，$k = 2 \times 10^{-6}$ 秒$^{-1}$ 时，则 K_2 的近似值为 2×10^3 厘米·秒$^{-1}$。v 按一般的动力計算方法求得，$v = m\Delta d$，m 視緯度及站距而定，在計算中平均緯度取为 38°N。

表 5　大連—成山角断面表层流速 V_9 与密度流流速 v 的比較

Table 5. Comparison of the velocity of the surface current V_9 with that of the density current v for Dairen—C. Shantung Section

水溫观测日期 Time of temp. observ.	1928, VIII, 1		1936, VIII, 5	
站位 Station	U—S	S—Q	U—R	Q—P
站距 Distance between stations (km)	56	56	84	28
$V_9 = K_2\frac{\partial F}{\partial r}$, (cm/sec)	8.2	7.6	5.3	20.6
$v = m\Delta d$, (cm/sec)	13.6	8.0	5.6	24.4

由表可知，V_9 与 v 不仅分布趋势相同，两者的量值也相接近。所以，就北黄海夏季的情况而言，上述种种假定是比較合适的。因此，如只要得出冷水团某一断面上水平流速的近似值，可用(10)及(11)两式来代替比較繁瑣的动力計算方法。但应指出，在近岸处（如成山角沿岸），以及在冷水团长軸的两端，則或因受低盐水的影响比較显著(前者)，或因与冷水团呈圓形的假定相差較大(后者)，近似公式得出的流速与密度流的差异将会增大，从而上述公式的适用性也就較差了。

从上面 V_9 与 v 的比較中可以看出，冷水团的水平环流主要取决于热結构，亦卽水平流速場主要取决于温度場。在气象学上，由气温水平梯度所生成的风称为“热成风”(Thermal wind)，其速度分量为：

$$\Delta u_T = -\frac{g}{f}\int_{z_0}^{z_1}\frac{1}{T}\frac{\partial T}{\partial y}dz,$$

及

$$\Delta v_T = \frac{g}{f}\int_{z_0}^{z_1}\frac{1}{T}\frac{\partial T}{\partial x}dz;$$

它們表示地轉风随高度(从 z_0 到 z_1)的变化[7]。类似地，由式(11)，周向流速 V_9 随深度(从 z_0 到 z_1)的变化为：

$$\Delta V_9 = -\frac{f\alpha g}{(f^2+k^2)}\int_{z_0}^{z_1}\frac{\partial T}{\partial r}dz.$$

这两类公式頗有相似之处[1]，故北黄海冷水团的水平环流可仿“热成风”而称之为“热成流”(Thermal current)。

(2) 垂直流速

計算水温的垂直二次积分时，取用下列近似公式[8]：

$$\Phi(r,z) = \int_0^z dz\int_0^z T dz \approx (\Delta z)^2\{nT(0) + (n-1)T(\Delta z) + (n-2)T(2\Delta z) + \\ + \cdots + 2T[(n-2)\Delta z] + T[(n-1)\Delta z]\},$$

式中符号的意义同前。

根据上式算得的海面下 15、20 米层处 Φ 值的断面分布曲綫如图 16 所示。表 6 指出了根据該图及式(13)算得的冷中心附近处的垂直流速 w_Φ。

表 6 大連—成山角断面冷中心附近垂直流速的計算值

Table 6. Calculated values of the vertical velocity near the cold center of Dairen—C. Shantung Section

水溫观测日期 Time of temp. observ.			1928, VIII, 1	1936, VIII, 5	z 軸方向
測站 Station			S	R	Direction of z axis
$w_\Phi = K_1\left(\frac{\partial^2\Phi}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial\Phi}{\partial r}\right)$, cm/sec, $(k = 2.0\times10^{-6}\text{sec}^{-1})$	层次 Level (m)	15	1.1×10^{-4}	1.1×10^{-4}	向上为正 Positive upward
		20	0.6×10^{-4}	0.7×10^{-4}	
$w_W = K_z\frac{\partial\ln(T-T_D)}{\partial z}$, cm/sec, $(K_z = 1\text{cm}^2\text{sec}^{-1})$		10—15	-1.6×10^{-3}	-1.0×10^{-3}	向下为正 Positive downward
		15—20	-2.6×10^{-3}	-2.8×10^{-3}	

1) 当然，在“热成风”公式中沒有显示出摩擦效应，而在 V_9 公式中則含有摩擦系数 k，这是两者主要的差异。

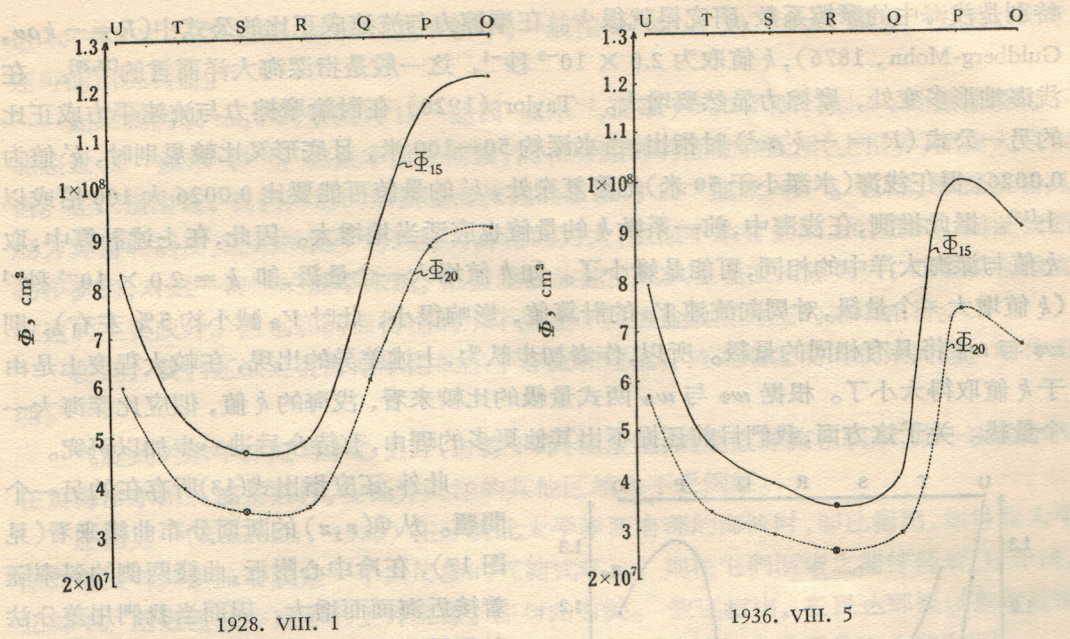


图 16　大連—成山角断面 15 及 20 米层的 Φ 值分布曲綫

Fig. 16. Distribution of Φ in 15 and 20m. levels along Dairen—C. Shantung Section.

表中 w_Φ 的系数 $K_1\left(=\dfrac{k\alpha g}{f^2+k^2}\right)$，当取 $k=2.0\times10^{-6}$ 秒$^{-1}$，$\alpha=1.8\times10^{-4}$℃$^{-1}$，$f=0.9\times10^{-4}$ 秒$^{-1}$，$g=10^3$ 厘米·秒$^{-2}$ 时，K_1 的近似值为 45 厘米·秒$^{-1}$。

由于垂直流速沒有直接观测值，同时也沒有象动力計算值那样可視为标准的流速来予以比較，因此，由式(13)得出的 w_Φ 是否合理，只能根据各种計算值之間的比較結果来加以討論。

根据作者的前一研究[6]，在冷中心附近可以采用 Wyrtki 的垂直流速公式[20]，即

$$w_W=K_z\frac{\partial\ln(T-T_D)}{\partial z}.$$

这样一来，我們就可将 w_Φ 先与 w_W 进行比較。利用同样水溫資料算得的 w_W，如表 6 中的下半部所示。在計算 w_W 时，K_z 值近似地取为 1。

w_Φ 和 w_W 均系根据水溫分布得出，显然，它們都代表热效应对垂直运动的貢献。

由表可知，根据两种公式算得的垂直流速，方向相同，在冷中心附近 15—20 米层处，都具有上升运动；但两者之值却相差一个量級，即 w_Φ 較 w_W 小一个量級（前者为 10^{-4} 厘米·秒$^{-1}$，而后者为 10^{-3} 厘米·秒$^{-1}$）。对于这两种計算值相差一个量級的原因，本文試作如下的分析。

导致上述差异的原因，可能不只一个，其中应首先提到的是，公式中有关系数的量值是否取得合适，对 w 的量值有很大的影响。在 w_Φ 和 w_W 的公式中，分别含有一个量值未定的系数：w_Φ 中含有摩擦系数 k，w_W 中含有垂直涡动传导系数 K_z。近几年来，对 K_z 值已进行了較多的研究，在跃层附近，$K_z\approx1$，这一結果已获得了多方面的支持[18]（在下节中还要提到这点）。因此，我們認为表 6 中所示的 w_W 的量級是比較合理的。但对于 k 值，

特别是浅海中的摩擦系数，研究得就很少。在摩擦力与流速成正比的公式中($R=-k\rho v$, Guldberg-Mohn, 1876)，k 值取为 2.0×10^{-6} 秒$^{-1}$，这一般是指深海大洋而言的[16,20]。在浅海地形多变处，摩擦力显然要增大。Taylor (1920) 在討論摩擦力与流速平方成正比的另一公式 ($R=-k'\rho v^2$) 时指出，当水深約 50—100 米，且底形又比較規則时，k' 值为 0.0026；但在浅海(水深小于 50 米)地形复杂处，k' 的量值可能要比 0.0026 大 100 倍或以上[16]。据此推測，在浅海中，前一系数 k 的量值也应适当地增大。因此，在上述計算中，取 k 值与深海大洋中的相同，可能是嫌小了。如 k 值增大一个量級，即 $k=2.0\times10^{-5}$ 秒$^{-1}$ (k 值增大一个量級，对周向流速 V_9 的計算值，影响很小，此时 V_9 減小約 5% 左右)，則 w_Φ 与 w_W 将具有相同的量級。所以，作者初步認为，上述差异的出現，在較大程度上是由于 k 值取得太小了。根据 w_Φ 与 w_W 两式量級的比較来看，浅海的 k 值，似应比深海大一个量級。关于这方面，我們目前还提不出其他更多的理由，有待今后进一步加以研究。

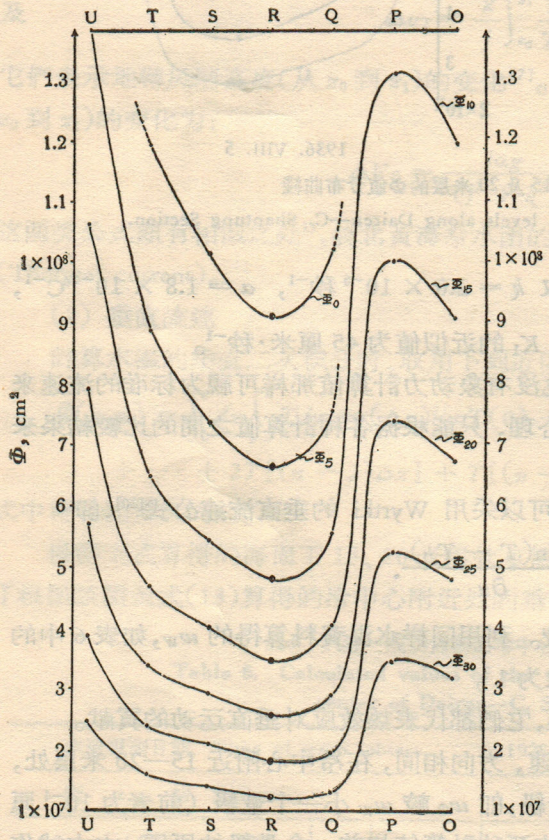


图 17 大連—成山角断面各层 Φ 值分布曲綫

Fig. 17. Distribution of Φ in different levels along Dairen—C. Shantung Section (1936, VIII, 5—6).

此外，还应指出式(13)所存在的另一个問題。从 $\Phi(r,z)$ 的断面分布曲綫来看(見图 17)，在冷中心附近，曲綫两侧的斜率随着接近海面而增大，因而当我們用差分法計算該处的 w 值时，其量值亦将随着接近海面而增大。这样一来，海面的 w 值显然不能为零。这一結果是否仅是由于近似計算方法所引起，抑或实际就是这样，因未能求得 $\Phi(r,z)$ 的解析式，目前尚无法作出判断。不过，在 Welander (1959) 及 Тареев (1962) 等有关大洋垂直流速的計算結果[19,13]中，也存在着类似的情形，即垂直流速随着接近海面而增大。这与一般假定，由热盐效应所引起的垂直流速，随着接近海面而趋于零的情形不同。这一差异，是值得重視的。

現在再将在我們研究海区的夏季，分别由热盐效应及风应力所导致的两項垂直流速的量級作一比較，以便了解热盐垂直流速在綜合垂直流速中所占的地位。

为此，再来估算由风应力所产生的垂直流速的量級。根据吉田 (Yoshida) 及毛汉礼 (1957) 的研究[21]，混和层底部的垂直流速 w_H 与风应力涡度 $\mathrm{rot}_z\tau$ 之間具有下列近似关系式：

$$w_H\sim-\mathrm{rot}_z\tau/f.$$

Сметанина (1962) 曾根据月平均风場图計算并編繪了北太平洋逐月风应力涡度 ($\mathrm{rot}_z\tau$) 的分布图[12]。她的研究結果表明，在北黄海，$\mathrm{rot}_z\tau$ 的量值冬季(12 及 1 月)較大，可

达 40—60 × 10^{-10} 达因·厘米$^{-3}$；夏季較小，一般在 0—20 × 10^{-10} 达因·厘米$^{-3}$ 左右，此时还可能出現負值。

如果我們取 $\mathrm{rot}_z\tau$ 的量級为 10^{-8} 达因·厘米$^{-3}$，而取 $f\sim10^{-4}$ 秒$^{-1}$，則 w_H 的量級最大不能超过 10^{-4} 厘米·秒$^{-1}$。就夏季情况而論，混和层底部的位置和跃层（上頂界）深度大致相当。在跃层附近，我們得出的热盐垂直流速的量級为 10^{-3} 厘米·秒$^{-1}$。当然，根据現場风应力算得的涡度，应比根据平均风应力算得的为大，但似不致有量級上的差别。因此我們初步認为，对这一海区的夏季来說，热盐垂直流速应比风生垂直流速为大，而是綜合垂直流速的主要成分。这也和前面得出的水平流速亦以热盐效应为主的結果相符。

在此，我們还拟对黃海冷水团的水平环流和垂直环流两者之間的联系問題，略作說明。

气旋式的水平环流与中心上升、边緣下降（輻散型）的垂直环流相联系，这一現象不仅在黃海冷水团区域是这样，在世界大洋的其他区域也不乏例証。

肥沼寬一（Koenuma，1936）在分析北太平洋西南部的海流时，卽已指出，如将北太平洋赤道流与其逆流看成是一个大尺度的气旋式环流，則在它們两者之間伴随着上升流。北緯 10° 附近区域中层水的上升現象，卽与此有关。他还指出，在民达那裘以东附近海区，卽在赤道流与其逆流相接处，形成了气旋式涡旋，在那里，上升現象更为显著[17]。

夏季围繞黃海冷水团作气旋式流动的密度环流，正和上述情况相同，所以在环流中間，亦应出現上升現象；而在北黃海大連—成山角断面附近，由于流动更趋于閉合，上升現象当更显著。

其实，气旋式的水平环流与輻散型的垂直环流相联系，这一現象，Bjerknes，V.（1921）在研究大气中的圓形涡旋的动力学时，早就从理論上作过細致的研究，得出了有关这方面的一些重要結論[15]。

首先，他在垂直流速小至可以忽略不計的假定下，研究了由两层流体所組成的稳定运动。結果指出：在北半球的气旋式运动中，如上层旋轉得較下层为快，則由于旋轉作用，重的流体将聚集在旋轉軸附近，而上层較輕的流体将被迫向外流动。在旋轉中心区域，海面及等压面将下傾，而流体分界面将上凸[15,16]。

由此可見，在上述假定下，分界面的上凸，仅是質量分布的表現，并不一定意味着流体的垂直运动。

他又研究了地形摩擦对上述涡旋运动的影响。他指出，只要稳定运动一受到地形摩擦的影响，垂直运动就立刻出現。摩擦作用使压力梯度力与慣性力之間的平衡状态受到破坏，剩余的压力梯度力（指向气旋中心）将迫使近地面层的空气流向气旋中心，从而在那里产生上升运动，而上层空气将流向外边。他認为这种垂直环流完全是由于流体的动能因受摩擦耗損所致的。他还指出，这种緩慢的垂直运动对上述質量場的分布不会有多大的改变[15]。

如将黃海冷水团及其近表层的暖水看作是由两层流体所組成的水体，同时考慮到，上层流速一般总較下层为大，这样，我們首先可以根据 Bjerknes 的前一結論来闡释冷水团环流与其水文分布的关系。其次，象北黃海地形这样复杂的浅海，海底摩擦的影响必然是存在的；因此，我們更可以根据 Bjerknes 的后一結論来闡明夏季在冷中心附近产生垂直

运动的原因。

所以，在討論質量場与流場的关系时，如将地形摩擦作用考虑在內，冷水团鋒面的上凸，就不仅只是冷水聚集于中間的表現，也是上升运动的表現。这卽是說，在浅海，冷水上凸往往可以作为海水上升运动的一种标志。

我們再来回顧本文得出的計算垂直流速的公式。在式(13)中，如摩擦力为零（亦卽 $K_1 = k = 0$），那么，卽使 $\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial \Phi}{\partial r}\right)$ 的量值很大，w 亦将为零。这一結果，与 Bjerknes 的理論結論相符。

根据本文分析結果与 Bjerknes 理論的比較可知，夏季在冷水团中心区域附近所产生的上升运动是热盐效应和地形摩擦效应的綜合結果。在浅海，这两种效应，一般均較在深海大洋为大；从而浅海中的垂直流速也将較深海大洋中的为显著。

四、垂直涡动传导系数的确定

当我們根据温跃层理論确定垂直流速的量值时，垂直涡动传导系数 K_z 是一个待定量。因此，K_z 值能否合理地确定，对于垂直流速的代表性，具有十分重要的意义。因此，在討論了北黃海冷水团区域的垂直流速之后，我們拟再来探討一下关于 K_z 的量值問題。

Fjelstad (1933) 在假定水温季节变化只与垂直涡动传导有关的情况下，得出了計算 $K_z(z)$ 的著名公式[14]，卽

$$K_z(z) = \frac{nw}{T_n^2(z)\left(\frac{d\phi_n}{dz}\right)_z}\int_0^z T_n^2(z)dz,$$

式中的 n——热波諧分量的个数；w——角頻率；T_n、ϕ_n——第 n 諧分量的振幅及位相；z 軸自海底垂直向上为正，并假定在 $z = 0$ 处，水温已无季节变化。

我們利用上面得出的大連—成山角断面上水温季节变化的調和常数（見表 1，只取全年分量的振幅与位相），根据上述公式，并按下列近似差分公式[14]

$$K_z(n\Delta z) \approx \frac{360(\Delta z)^2}{\tau T_1^2(n\Delta z)\cdot\Delta\phi_1}\frac{1}{2}\{T_1^2(0) + 2T_1^2(\Delta z) + \cdots + 2T_1^2[(n-1)\Delta z] + T_1^2(n\Delta z)\}$$

計算了各站层的 K_z 值。計算时，取 $\Delta z = 10$ 米，$\tau = 31{,}104 \times 10^3$ 秒。計算結果見表 7。

表 7 根据 Fjelstad 公式求得的 K_z 值（厘米^2·秒$^{-1}$）

Table 7. Values of K_z ($cm^2\ sec^{-1}$) determined by Fjelstad's formula

层别 Level (m) \ 站号 Station No.	U	T	S	R	Q	P	O
0—10	10.4	5.0	5.1	24.3	8.8	4.8	9.8
10—20	32.8	1.2	1.1	0.9	1.4	2.7	10.3
20—30	6.2	2.2	1.8	1.2	1.4	3.4	10.8
30—40	3.5	16.3	4.1	5.3	5.2		
40—50	1.9	10.2	10.6	9.7			

注：計算所得的 $K_z(n\Delta z)$ 值，已近似地視为各 10 米层內的平均值。

根据表 7 繪成的 K_z 值断面分布如图 18 所示。

上图指出 K_z 的断面分布具有下列一些特点：

(1) K_z 值不但随深度而变，并随断面上各站的位置而异。

(2) K_z 值以跃层附近 (15—25 米) 为低区(< 2.0)，形成封閉曲綫，向跃层上下及断面两端增大。因此，在断面中部，K_z 值于跃层附近有其最小值，而在两端則否。

(3) K_z 值的分布与跃层位置的联系，显示了跃层对涡动热传导的"抑制"作用。

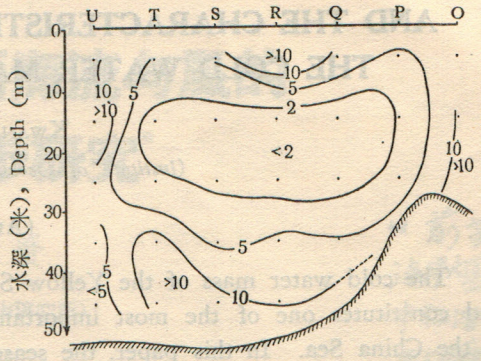


图 18　大連—成山角断面 K_z 值的分布

Fig. 18. Distribution of K_z along Dairen—C. Shantung Section.

更值得指出的是，在冷中心的跃层附近，K_z 的量值均接近于 1 (見表 7)，这与近年来的許多研究結果，尤其是 Robinson 及 Stommel 的[18]，是相符的。因此，我們認为：在上述垂直流速的計算中，K_z 值的取定是比較合理的；从而也进一步支持了作者在前文所得出的"在北黃海冷中心跃层附近，w 的量級为 10^{-3} 厘米·秒$^{-1}$" 这一結果[6]。

参　考　文　献

[1] 中央气象局、中国科学院地球物理研究所联合資料室，1954。中国气溫資料，73—77，244—247，255—258。

[2] 毛汉礼、赫崇本，1959。十年来海洋水文調查与研究的进展(未发表)。

[3] 伍柏瑜、季林綺、楊禎先，1959。等 σ_t 面分析在浅海中的应用(未发表)。

[4] 海軍海道測量部，1957。海洋水文参考資料(中国海区及朝鮮西岸)，I: 64—403。

[5] 赫崇本、汪圓祥、雷宗友、徐　斯，1959。黃海冷水团的形成及其性質的初步探討。海洋与湖沼 2(1): 11—15。

[6] 管秉賢，1962。有关我国近海海流研究的若干問題。海洋与湖沼 4 (3—4): 121—141。

[7] 正野重方，1954。动力气象学(吳伯雄譯，1960，科学出版社)，156—157，168。

[8] 斯米尔諾夫，B. И.，1952。高等数学教程(孙念增譯，1956，高等教育出版社)，第 1 卷，287—288。

[9] 斯費德魯普，H. U.，約翰逊，M. W.，佛萊明，R. H.，1946。海洋(毛汉礼譯，1958，科学出版社)，第 1 卷，114。

[10] 关東厅水产試驗場，1934。横断观測に显はれたる北部黃海の海象に就て，海洋調查报告。73—114。

[11] Иванов, Ю. А., и Тареев, Б. А., 1960. О расчёте вертикальной составляющей скорости дрейфовой течения, *Труды Морского Гидрофизического Института АН СССР*, **22**:3—4.

[12] Сметанина, Н. С., 1962. Карты завихренности касательного напряжения ветра над Тихим Океанам, *Труды Ин-та Океанол. АН СССР*, **57**:133—155.

[13] Тареев, Б. А., 1962. Оценки характера тепловой конвекции и турбулентной теплопроводности применительно к Антарктическому кольцу вод, *Океанология*, **2**(1):31—43.

[14] Штокман, В. Б., 1946. К вопросу о тепловом режиме в области Куросиво, *Труды Ин-та Океанол. АН СССР*, **I**:74—98.

[15] Bjerknes, V., 1921. On the dynamics of the circular vortex with applications to the atmosphere and atmospheric vortex and wave motions. Geofysiske Publikationer, **2**(4): 1—81, figs. 31.

[16] Defant, A. 1961. Physical Oceanography. **I**: 317, 398—399, 465—469, figs. 210—212.

[17] Koenuma, K., 1936. On the hydrography of the south-western part of the north Pacific and the Kurosio, Part II. Characteristic water masses which are related to this region, and their mixture, especially the water of the Kurosio. The Memoir of the Imperial Marine Observatory, Kobe, Japan, Vol. 6, p. 349—414.

[18] Robinson, A., and Stommel, H., 1959. The oceanic thermocline and the associated thermohaline circulation. *Tellus*, **11**: 3, p. 295—308.

[19] Welander, P., 1959. An advective model of the oceanic thermocline. *Tellus*, **11**: 3, p. 309—318.

[20] Wyrtki, K., 1961. The thermohaline circulation in relation to the general circulation in the oceans. *Deep-Sea Res.*, **8**: 1, p. 39—64.

[21] Yoshida, K. and Mao Han-Lee, 1957. A Theory of upwelling of large horizontal extent. *J. Mar. Res.*, **16**: 1. p. 40—54.

A PRELIMINARY STUDY OF THE TEMPERATURE VARIATIONS AND THE CHARACTERISTICS OF THE CIRCULATION OF THE COLD WATER MASS OF THE YELLOW SEA

KWAN PING-HSIEN

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

(ABSTRACT)

The cold water mass of the Yellow Sea and its circulation is an outstanding feature and constitutes one of the most important problems in the study of the oceanography of the China Sea. In this paper, the seasonal and secular temperature variations and the characteristics of the circulation are analyzed, using the historical hydrographical data of Dairen—C. Shantung Section, 1928—1943. Its major topics are as follows:

(1) The principal features of the seasonal variations of the temperature in the region of the cold water mass are investigated with the sectional distributions of temperature, its monthly deviation, and the amplitudes and phases of the annual temperature curves from ten years (1928—1937) averages. It is shown that the seasonal variations of the temperature mainly reflect the features of the thermal structure of the cold water mass in summer.

(2) The secular variations of the temperature, the intensity of the front (main thermocline) in summer of the cold water mass, and their relations with the air temperature are studied using 13 years (1928—1931, 1933—1940, 1943) data. It is shown that the secular variations of the summer (Aug.) lowest temperature of the cold water mass are closely related to those of the winter (Jan.) mean air temperature in the neighbourhood area, while the secular variations of the intensity of the front in summer are related to those of the mean air temperature difference between summer and winter. These relations are helpful for the further study of the formation of the cold water mass as well as for the prediction of its temperature, and the latter has a practical significance for fisheries.

(3) Simplefied formulas for calculations of the horizontal and vertical components of the velocity from temperature distribution are obtained. The formulas show that the distribution of the circulation of the cold water mass depends chiefly on the horizontal distribution of the vertically integrated temperature, it is, therefore, suggested that the summer circulation in the region of the cold water mass is largely due to thermal effect. Since the magnitude of the vertical velocity depends also on the value of the friction coefficient, if the magnitude of the latter is taken as the order of 10^{-5} sec^{-1}, then the order of the vertical velocity is 10^{-3} cm sec^{-1}, which agrees with the results obtained from the formula of Wyrtki. Furthermore, the relations between the circulation and the mass distribution of the cold water mass, the effect of the bottom friction and the vertical movement are briefly discussed in the light of Bjerknes' famous theory of the circular vortex.

(4) Finally, the coefficient of the vertical eddy conductivity of cold water mass is determined by Fjelstad formula, the magnitudes obtained for the region near the main thermocline approximate to 1 cm^2 sec^{-1}, which agrees with the value generally accepted.

第1卷 第1期 海 洋 与 湖 沼 Vol, I, No. 1
1957年11月 OCEANOLOGIA ET LIMNOLOGIA SINICA November, 1957

中国沿岸的表面海流与風的关系的初步研究*

管秉賢

（中国科学院海洋生物研究所）

一、引 言

中国沿岸的表面海流，到現在为止，还沒有詳細地加以研究过。苏联繪制的"北半球世界大洋表面海流及水温圖"[7]指出：在中国沿岸，冬季的盛行海流，其流向自北而南，沿着近岸一带的大陆棚，一直流向中印半島的东岸。夏季的盛行流向，在杭州灣以南的，自南而北；在杭州灣以北的，則自北而南。但在离岸較远处，例如在台灣东岸及自台灣至对馬海峽这一連綫的右側，流向則終年接近于东北，这就是台灣暖流——黑潮。根据上述，中国沿岸的表面海流的流向，在冬季全部与台灣暖流的流向相反或相异；在夏季，大部分与台灣暖流的流向相同或相近，也有一部分与它相异。

中国沿海冬季盛行西北風及东北風，夏季盛行东南風及西南風，所以除在夏季杭州灣以北沿岸一带外，盛行季風的風向与中国沿岸的盛行海流的流向是一致或相近的。

关于中国沿岸的海流与風的关系，目前虽尚無专論，但早在本世紀初，C. O. Макаров[8]就已注意到南中国海海流的流向与季風的風向彼此一致的关系。在"日本及中国沿岸的海流圖"[12]的說明中亦曾指出在这区域內的海流，由于受到两种主要力量即季風及黑潮的影响，是带有部分季节性的。說明中还指出季風及黑潮所起的作用，認为前者使表面海流随着季节的变換与每一地区的風向取得一致，而后者則抑制一切流向与它不同的風海流。并且認为由于这些情况才使华北中部沿岸及黃海海面，从10月至次年4月發生复杂多变的海流。

該說明所討論的区域較广泛，沒有針对中国沿岸的海流来分析，更沒有把季風及黑潮这两个重要因素对中国沿岸各区的海流的影响程度加以比較。此外，对于夏季黃渤海沿岸的海流比較复杂的情况也沒有提到。

本文目的是利用美、日过去刊行的資料，分析中国沿岸的風与海流，即風速風向与流速流向的关系，探討中国沿岸的海流的性質，并討論台灣暖流及中国沿海的地形对沿

* 中国科学院海洋生物研究所調查研究报告第42号

岸的海流的影响。

二、資料及計算方法

由于目前中国尚缺乏海上观测資料，本文利用下列两种資料作为分析的基础。

名 称	出版者	观测年代	出版年份
(1) 日本近海的气象海流圖[3] (海軍海圖第 6042 号)	日本水路部	1910—1919年(風) 1910—1921年(海流)	1925年
(2) 北太平洋西部海流圖[11] (H.O. Misc. No. 10,058 A)	美国海軍部 測量局	1935年以前	1944年

在这两种資料中，利用八位風向圖或八位流向圖的形式，逐月地将海面各区域上的風或海流在八个方位上的平均速度及頻率表示出来。我們采用(1)作为計算風的資料，采用(2)作为計算海流的資料。

应該指出，在所引用的資料中存在着下列几个問題：

第一，資料(1)的測風記录及資料(2)的測流記录，显然不是在同时期內測定的。利用这样的資料来互相对照以寻求風与海流的关系，不能說是十分妥当的方法。不过这些資料都是从积累了約有十年以上的观测記录中整理出来的，实是多年的平均值，有其一定的代表性，在目前缺乏同时期的观测資料的情况下，我們認为尚有其一定的实用价值。

第二，資料(1)和(2)，在分区上是不完全相同的。前者每一区包含2.5°×2.5°(經緯度)；后者不一定，每一区大致包含 3°×5°。所以八位風向圖与八位流向圖并不是一一对应的，其中八位風向圖分布較密。因此，我們只能以資料(2)的分区为标准，而在資料(1)中选取最适宜的八位風向圖，以便与其相应的八位流向圖对照。选擇八位風向圖时，务使它所代表的区域尽可能地含在八位流向圖所代表的区域內，并使两者的中心愈近愈好。这样选擇的結果，八位流向圖中心与八位風向圖中心，緯度上相距最远者为1.5°。

第三，根据資料(2)，代表 3°×5° 区域內的海流情况的八位流向圖，是从这区域內每 1°×1° 的小区上所得的海流观测記录綜合而成的。观测的方法是漂移法，就是停車不开，讓船随流漂移，計算在大約一昼夜时間內自漂移起点至終点所經直綫距离及方向，作为这两点的中点的流速及流向。显然，这一位移包括了風、浪及潮流等的作用在內。但原圖指出，凡是在風、風浪、涌等超过六級及潮流較盛的地方所得的观测記录，都認为是不可靠的而未列入。所以这种流速可以近似地看作是常流与風海流的合成流速。

根据資料(2)的分区，中国沿岸的海流，本文拟分五个区域即 1、2、3、4、5 各区来討

論。同时为了比較沿岸的海流与离岸較远处的海流性質上的差异起見，也将論及与2、3、4、5各区并列(沿岸与外海)的五个其他区域(即2′、3′、4′、5′、5″各区)上的海流。各区位置如圖1所示。

由于(1)、(2)这两种資料都仅限于20°N以北的海区，对于南中国海，我們另外采用盛行流向与盛行風向的对照圖(圖2)来探討該区海流的性質。盛行流向系取自美国及英国刊行的海流圖[12,13]，盛行風向系取自陶詩言[1]的“逐月地面平均气流圖”。

根据八位風向圖及八位流向圖，計算出中国沿海各区逐月的合成風速風向及合成流速流向如表1。

原資料中八位風向圖上的風速用蒲氏風級表示，八位流向圖上的流速用流級表示。本文在計算时均取每一級速度的平均值，作为該級的速度見表2。

在習慣上，風向系指来向，而流向系指去向；为了便于互相对照，故在表1及表4中，風向流向均指去向而言。在計算合成向量时，考虑了平均速度与頻率(在某区某

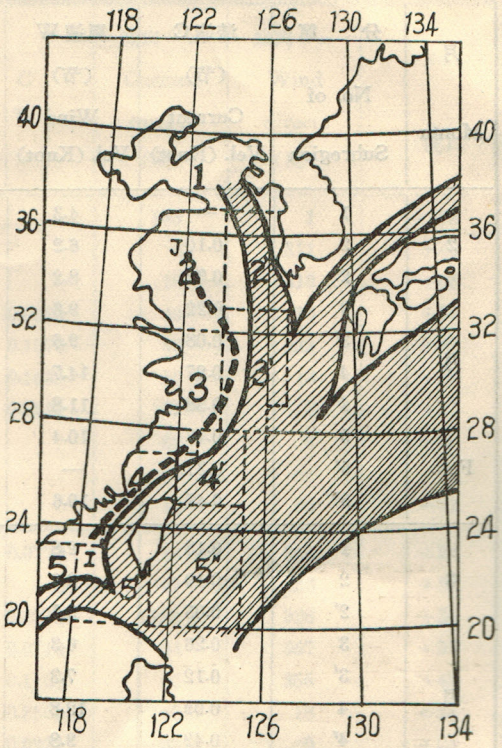


圖1. 区域分布
影陰綫：台灣暖流——黑潮及其分支
虛曲綫：台灣暖流——黑潮与中国沿岸的海流的边界

Fig. 1. The location of the subregions. Shaded area indicates the Taiwan Warm Current—the Kuroshio and its branches, dotted curve indicates the boundary between the Taiwan Warm Current—the Kuroshio and the currents along China Coast. (after[4]).

表 1. Tab. 1.

月 Month	分区 No. of Subregion	流速 C (节) Current Vel. (Knot)	風速 W (节) Wind Vel. (Knot)	$C^{3)}/\overline{W}$	流向 α_C Current direct. (度)	風向 α_ω Wind direct. (度)	$\Delta\alpha^{1)}$ (度)
1月 Jan.	1	—	5.9		(170)[2]	160	+10
	2	0.34	6.6	0.0515	166	162	+4
	2′	0.14	8.2	0.0171	168	164	+4
	3	0.44	11.7	0.0376	199	183	+16
	3′	0.11	11.4		108	161	−53
	4	0.46	15.3	0.0301	217	216	+1
	4′	0.20	12.8		41	212	−171
	5	0.50	10.7	0.0468	250	231	+19
	5′	0.32	14.1		321	217	+104
	5″	0.58	12.7		12	216	+156

月 Month	分区 No. of Subregion	流速C (节) Current Vel. (Knot)	風速W (节) Wind Vel. (Knot)	C/W	流向 α_c Curreent direct. (度)	風向 α_ω Wind direct. (度)	$\Delta\alpha$ (度)
	1	—	4.3		(158)[2]	160	−2
2	2	0.10	6.2		179	195	−16
	2′	0.32	8.2	0.0391	188	170	+18
	3	0.22	9.6	0.0229	205	192	+13
	3′	0.08	9.6		72	160	−88
月	4	0.27	14.7	0.0183	237	215	+22
	4′	0.38	11.8		57	210	−153
	5	0.47	10.4	0.0452	243	236	+7
Feb.	5′	0.37	—		345	—	—
	5″	0.47	10.6		3	220	+143
	1	0.13	2.8		82	168	−86
3	2	0.19	3.6		339	192	+147
	2′	0.05	5.7	0.0088	189	166	+23
	3	0.26	6.3	0.0413	220	198	+22
	3′	0.12	7.3		82	167	−85
月	4	0.09	12.8	0.0070	233	217	+16
	4′	0.49	9.8		35	219	+176
	5	0.42	9.8	0.0429	255	241	+14
Mar.	5′	0.35	11.6		337	215	+122
	5″	0.67	9.1		357	220	+137
	1	0.06	0.7		47	73	−26
4	2	0.22	0.9		154	238	−84
	2′	0.29	1.7		306	210	+96
	3	0.05	3.1		119	216	−97
	3′	0.06	3.5		58	192	−134
月	4	0.06	7.0		5	216	+149
	4′	0.59	6.1		43	225	+178
	5	0.23	7.3	0.0315	285	255	+30
Apr.	5′	0.65	7.7		335	254	+81
	5″	0.82	6.5		10	226	+144
	1	0.10	1.8		128	13	+114
5	2	0.21	1.6		161	342	+179
	2′	0.07	0.2		2	153	−151
	3	0.06	2.4		38	219	+179
	3′	0.17	1.5		18	187	−169
月	4	0.32	6.1		51	218	−167
	4′	0.57	4.8		47	233	+174
	5	0.05	6.1		2	254	+108
May.	5′	0.67	—		7	—	—
	5″	0.99	4.2		23	217	+166

月 Month	分区 No. of Subregion	流速 C (节) Current Vel. (Knot)	風速 W (节) Wind Vel. (Knot)	C/W	流向 α_c Current direct. (度)	風向 α_ω Wind direct. (度)	$\Delta\alpha$ (度)
	1	0.32	2.9		183	1	−178
6	2	0.06	2.6		0	311	+49
	2′	0.03	0.7		18	313	+65
	3	0.21	6.5	0.0323	45	10	**+35**
	3′	0.33	2.1	0.1570	30	345	**+45**
月	4	0.59	3.6	0.1639	52	13	**+39**
	4′	0.58	4.7	0.1232	37	8	**+29**
	5	0.31	3.8		62	4	+58
June	5′	0.41	—		0	—	—
	5″	0.91	2.5		18	59	−41
	1	0.24	3.1	0.0773	14	350	**+24**
7	2	0.12	2.6		47	320	+87
	2′	0.29	2.2	0.1318	359	328	**+31**
	3	0.44	6.2	0.0710	34	357	**+37**
	3′	0.41	3.7	0.1108	37	355	**+42**
月	4	0.55	2.2	0.2500	49	18	**+31**
	4′	0.42	4.3	0.0976	28	0	**+28**
	5	0.34	2.8		68	358	+70
July	5′	0.77	—		23	—	—
	5″	0.86	2.1		20	40	−20
	1	0.15	1.5		3	283	+80
8	2	0.18	3.8		9	263	+106
	2′	0.05	2.7		67	263	+164
	3	0.22	2.7		52	343	+69
	3′	0.22	2.5		36	275	+121
月	4	0.52	1.0		57	355	+62
	4′	0.40	1.8		57	323	+94
	5	0.31	3.0	0.1033	51	30	**+21**
Aug.	5′	0.65	—		27	—	—
	5″	1.16	3.1		28	59	−31
	1	0.20	1.9		96	191	−95
9	2	0.09	4.8	0.0188	253	210	**+43**
	2′	0.35	3.3		325	221	+104
	3	0.10	5.1	0.0196	230	205	**+25**
	3′	0.09	5.2		352	227	+125
月	4	0.09	6.2		28	223	+165
	4′	0.37	5.8		23	229	+154
	5	0.06	4.9		187	249	−62
Sept.	5′	0.26	4.5		346	213	+133
	5″	0.51	7.0		339	231	+108

月 Month	分区 No. of Subregion	流速 C (节) Current Vel. (Knot)	風速 W (节) Wind Vel. (Knot)	$\frac{C}{W}$	流向 α_c Current direct. (度)	風向 α_ω Wind direct. (度)	α (度)
	1	0.16	2.3		117	176	−59
10	2	0.10	4.9	0.0204	248	216	**+32**
	2′	0.07	3.9		41	189	−148
	3	0.21	8.5		251	204	+47
	3′	0.03	8.1		255	195	+60
月	4	0.37	15.5	0.0239	224	218	**+6**
	4′	0.42	10.7		38	215	−177
	5	0.47	14.4	0.0326	255	233	**+22**
Oct.	5′	0.04	21.8		16	214	+162
	5″	0.51	12.7		26	221	+165
	1	0.20	4.5		129	153	−24
11	2	0.05	7.4	0.0068	224	191	**+33**
	2′	0.14	6.7		310	171	+139
	3	0.38	10.1		185	195	−10
	3′	0.08	8.1		35	183	−148
月	4	0.39	17.0	0.0229	222	214	**+8**
	4′	0.66	15.2		46	213	−167
	5	0.35	14.8	0.0237	262	230	**+32**
Nov.	5′	0.43	20.6		272	206	+66
	5″	0.44	15.0		3	218	+145
	1	0.37	6.5		143	147	−4
12	2	0.16	6.0	0.0267	220	185	**+35**
	2′	0.50	8.2		300	160	+140
	3	0.37	12.3	0.0301	216	189	**+27**
	3′	0.11	9.8		45	165	−120
月	4	0.48	16.7	0.0287	226	216	**+10**
	4′	0.51	16.4		44	205	−161
	5	0.44	11.8	0.0373	245	227	**+18**
Dec.	5′	0.51	19.5		320	210	+110
	5″	0.52	12.2		357	211	+146

注 1. $\Delta\alpha$ 的符号："+"号表示流向偏于風向之右；
"−"号表示流向偏于風向之左。

2. 因資料(2)中缺 1 区的 1,2 两月的記录，这两个流向是由参考文献[13]中的合成流向量得的。

3. 当偏角不合乎風海流的規律时，$\frac{C}{W}$ 的值不予計算。

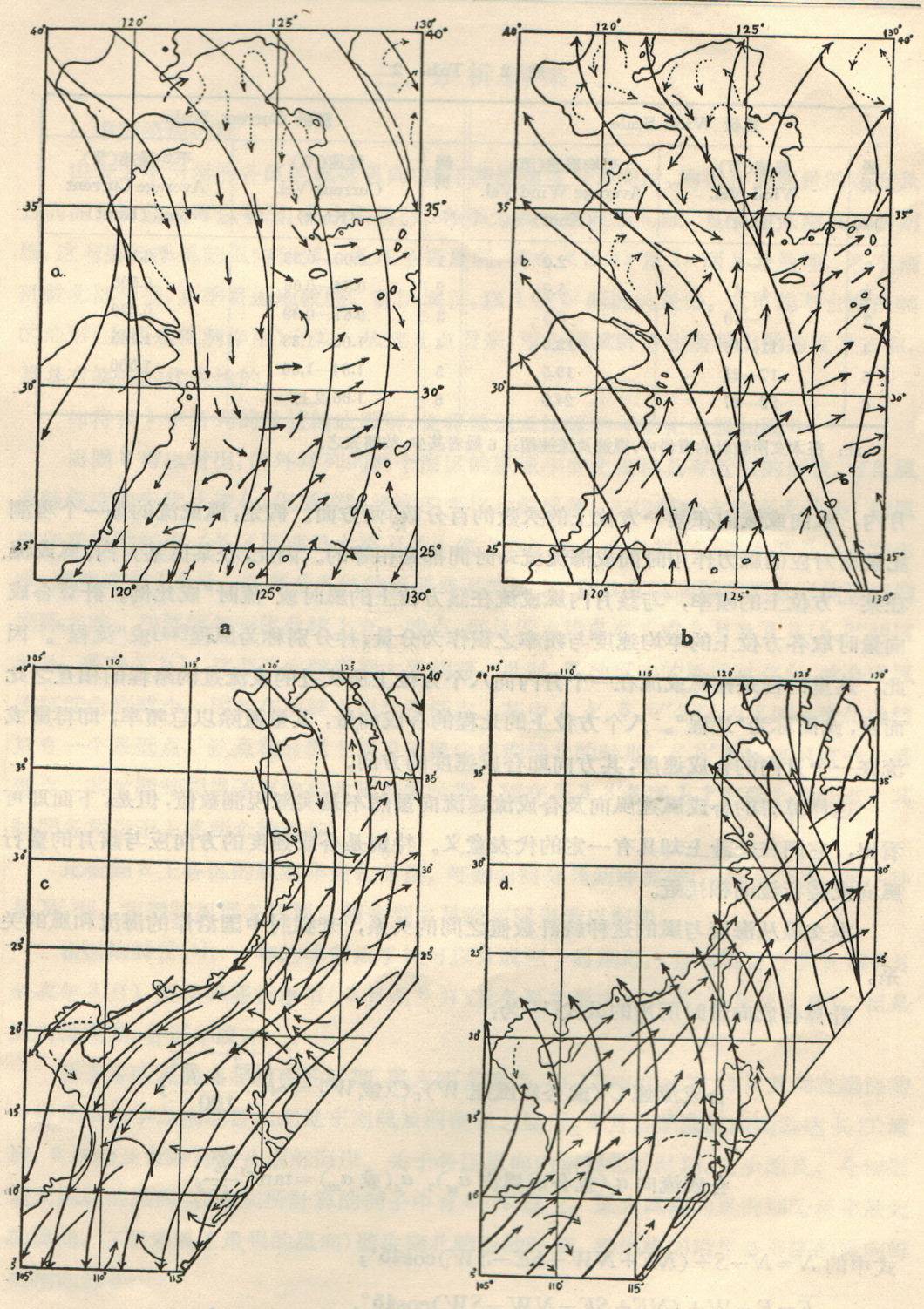


圖 2. 盛行流向(箭头)及盛行風向(流綫)　a(1月),b(7月),c(1月),d(7月)

Fig. 2. The prevailing current directions (arrows) and the prevailing wind directions (stream lines). a(Jan.), b (July.), c (Jan.), d (July).

表 2 Tab. 2

風級 Wind Scale			流級 Current Scale		
級別 No.	風速(节) Wind Vel. (Knot)	平均風速(节) Average Wind Vel. (Knot)	級別 No.	流速(节) Current Vel. (Knot)	平均流速(节) Average Current Vel. (Knot)
1	1—3	2.0	1	0.00—0,33	0.165
2	4—6	5.0	2	0.34—0,66	0.500
3	7—10	8.5	3	0.67—0,99	0.830
4	11—16	13.5	4	1.00—1,33	1.165
5	17—21	19.5	5	1.34—1,66	1.500
6	22—27	24.5	6	1.66以上	

注：在本文所統計的資料中，風速及流速超过 6 級者甚少，故略去之。

月內，風向或流向在某一方位上的次数的百分数）两方面。假定：風或流的每一个观測記录所对应的風力作用时間或海流流动时間都是相等的。因此，在某区某月內，風或流在某一方位上的頻率，与該月內風或流在該方位上的風时或"流时"成比例。計算合成向量时取各方位上的平均速度与頻率之积作为分量，并分别称为風程[14]或"流程"。因此，这里的程是指風或流在一个月內向八个方位上所吹过的或流过的路程的相互之比而言，或簡称为"比程"。八个方位上的比程的合成向量，其量值除以总頻率，即得風或流在一个月內的合成速度，其方向即合成速度的方向。

这样算得的合成風速風向及合成流速流向虽然不是实际观測数值，但是，下面即可看出，它們在統計上却具有一定的代表意义。特别是合成速度的方向应与該月的盛行風向或盛行流向相接近。

本文拟从海流与風的这种統計数值之間的关系，来探討中国沿岸的海流和風的关系。

計算合成向量时所用的公式[14]为：

$$\text{合成流速 } C \text{（或合成風速 } W\text{）：} C\text{（或 } W\text{）} = \frac{\sqrt{\overline{N}^2 + \overline{E}^2}}{100};$$

$$\text{合成流向 } \alpha_c\text{（或合成風向 } \alpha_w\text{）：} \alpha_c\text{（或 } \alpha_w\text{）} = \tan^{-1}\frac{\overline{E}}{\overline{N}}。$$

式中的 $\overline{N} = N - S + (NE + NW - SE - SW)\cos 45°$；

$\overline{E} = E - W + (NE + SE - NW - SW)\cos 45°$，

$N, S, \cdots\cdots$代表各方位上的流程或風程。

三、分析結果

1. 中国沿海的風

由表1中所举的各区的風速風向(以下講到速度及方向时，均指合成向量的速度及方向而言)，显然可以看出：在中国沿海，冬季为西北風及东北風，夏季为东南風及西南風，这与盛行季風的風向相同。風速冬强夏弱，其中又以11及12两月为最强。冬季南部較北部为强，夏季普遍地較弱。就区域言，以4及5′两区为最强，这可能与台灣海峽的地形(主要是風洞作用)有关。从这几点看来，用上述統計方法所得出的速度及方向，是具有实际的代表性的。

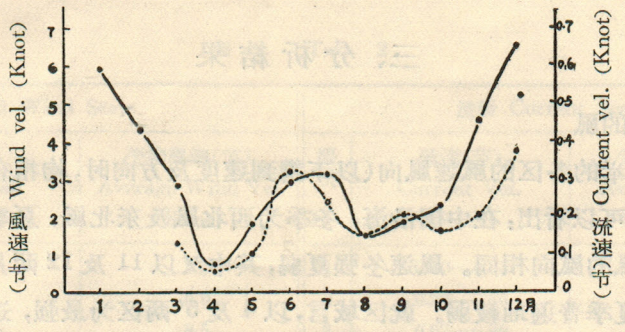
如将表1中所列的数值繪成圖解，便得風速及流速的年变化曲綫如圖3。

由圖3可以看出，內外并列的两个海区的風速年变化曲綫具有近似的形状，可見風速随經度的变化比較小；但風速随緯度的变化比較显著，不但風速本身南大北小，即風速年变化的幅度（各区風速最大值与最小值之差）也是南大北小。这主要是由于在冬季，風速为南大北小，在夏季各区的風速普遍地較小，以及在風向轉变期各区的風速均剧降之故。在風速年变化曲綫上有一特点，即最低点均落在4或5月及8月(5、5″两区例外，落在7月)，这与風向轉变期大致相符。此时，两种反向的風同时存在，故合成風速可能急剧减小，因此在曲綫上出現最低点。其中4、4′、5、5″各区的風速年变化曲綫只有一个最低点，这点在时間上相当于風向由南轉北的时期。2、2′各区也只有一个最低点，其时間却相当于風向由北轉南的时期。而在1、3、3′各区上才有两个最低点，其时間各相当于上述两个轉变期。

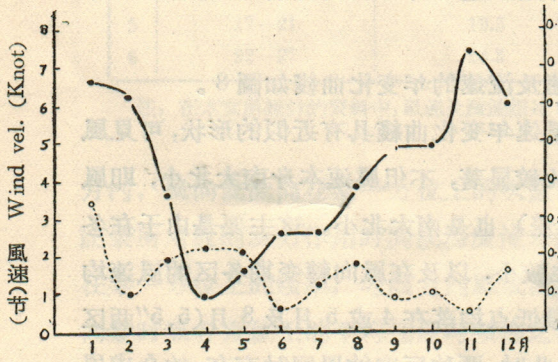
比較圖3上各区的風速年变化曲綫，可知曲綫分为两种类型：一种呈V型，另一种呈W型。我們試根据各区風向轉变期之早晚不同来予以解釋。

根据陶詩言[1]，一年的季节按季風可以分成三个时期即：冬季風盛行季节(10月至次年3月)，夏季風盛行季节(5月至8月)及冬夏季風之轉变期(4月及9月)。但是風向轉变期，各区早晚不一。

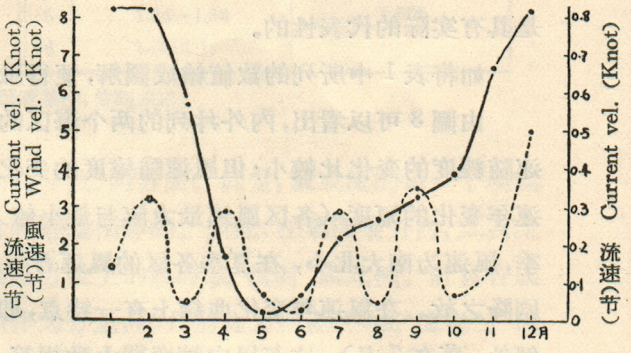
关于各区風向由北轉南的时期，前人頗多論及，如 Chevalier[2] 称3月間在渤海灣一带及山东半島南端各地即見东南風及西南風之盛行，4月夏季風漸向南抵达长江流域，5月始及台灣海峽及南部海岸。关于各区風向由南轉北的时期，尚少論及。今根据最大風程的風向(在本文所計算的例子中有80%以上，最大風程的風向即为頻率最大的風向，亦即为風速最强的風向)發生南北轉变的时期，提出中国沿岸各海区的風向轉变期如表3：



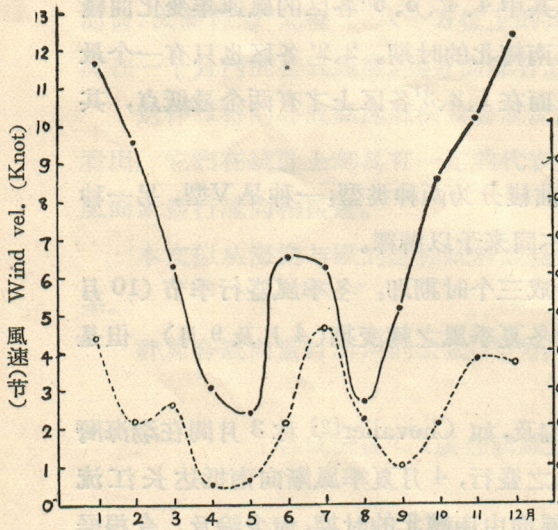
1 区 (原資料中,1区的流速記录缺1,2两个月)



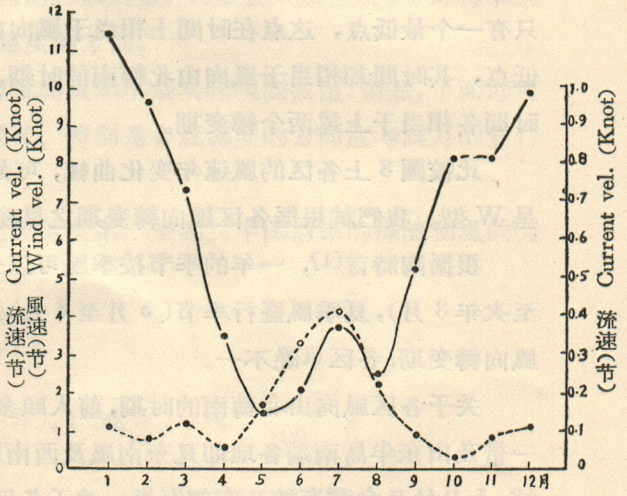
2 区



2 区



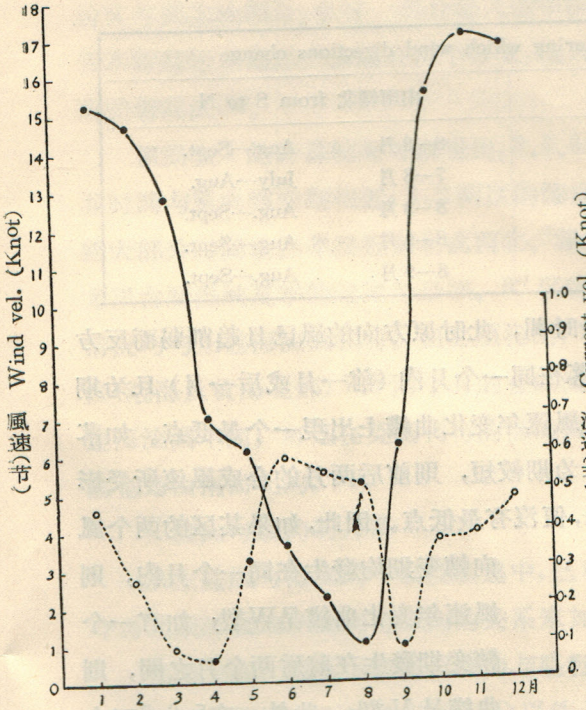
3 区



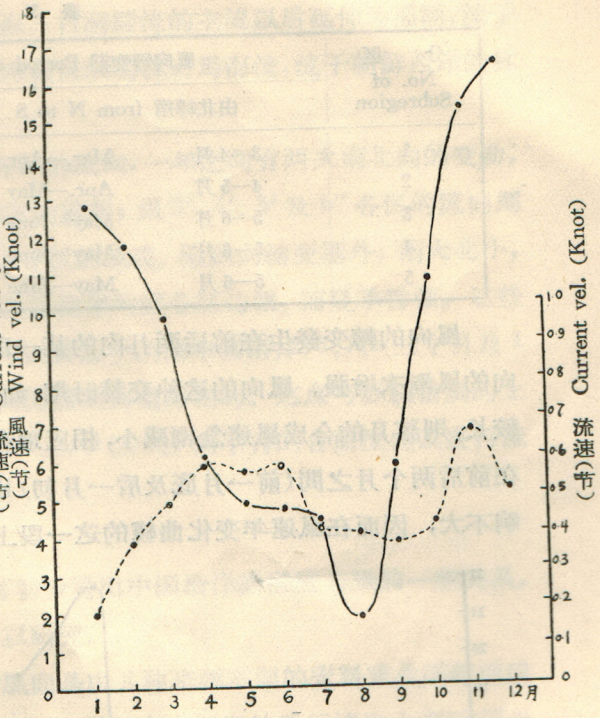
3′ 区

圖 3. 中国沿海各区的合成流速(虛綫),及合成風速(实綫)的年变化。○表示流向与風向之偏角在右偏 45°以內之流速值。

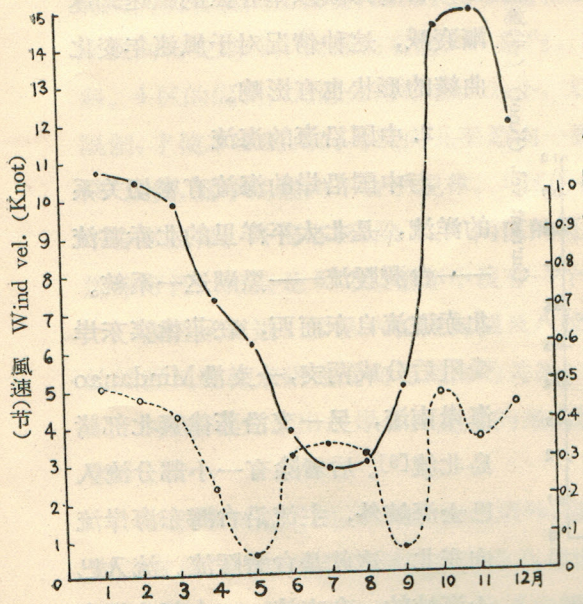
Fig. 3. Annual variations of the resultant current velocity (dotted lines) and those of the resultant wind velocity (full drawn lines) in the subregions off China Coast. ○ indicates the value of the current velocity which deflects within 45° cum sole from the wind direction.


風速(节) Wind vel. (Knot)
流速(节) Current vel. (Knot)
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12月

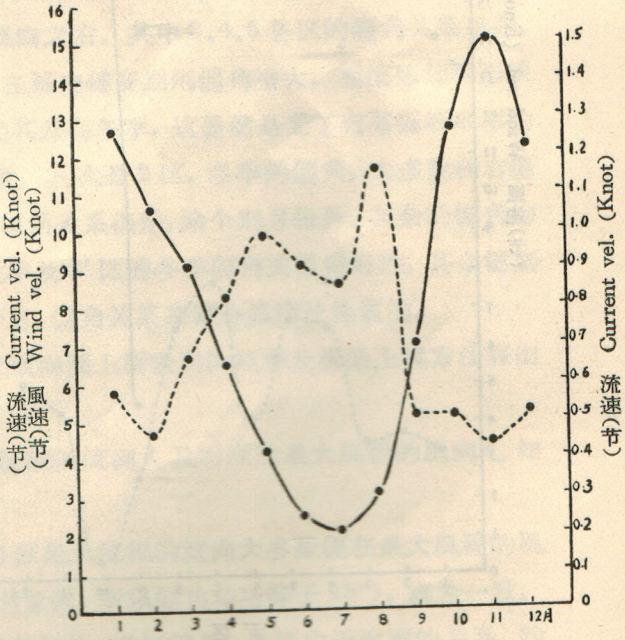
4 区


風速(节) Wind vel. (Knot)
流速(节) Current vel. (Knot)
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12月

4′ 区


風速(节) Wind vel. (Knot)
流速(节) Current vel. (Knot)
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12月

5 区

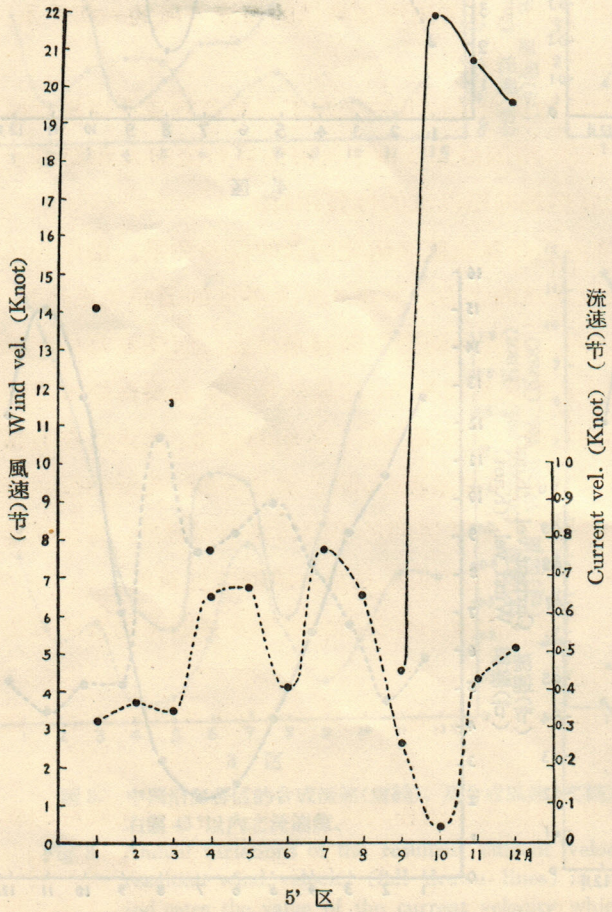

風速(节) Wind vel. (Knot)
流速(节) Current vel. (Knot)
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12月

5″ 区

表 3. Tab. 3

分区 No. of Subregion	風向轉变期 Period during which wind directions change			
	由北轉南 from N to S		由南轉北 from S to N	
1	3—4月	Mar.—Apr.	8—9月	Aug.—Sept.
2	4—5月	Apr.—May	7—8月	July—Aug.
3	5—6月	May—June	8—9月	Aug.—Sept.
4	5—6月	May—June	8—9月	Aug.—Sept.
5	5—6月	May—June	8—9月	Aug.—Sept.

風向的轉变發生在前后两月內的某一段时間，此时原方向的風已日趋削弱而反方向的風漸次增强。風向的这种交替时期，如落在同一个月內（前一月或后一月）且为期較长，則該月的合成風速急剧减小，相应地在風速年变化曲綫上出現一个最低点。如落在前后两个月之間（前一月底及后一月初）且为期較短，則前后两月的合成風速所受影响不大，因而在風速年变化曲綫的这一段上，便沒有最低点。因此，如果某区的两个風向轉变期均發生在同一个月內，則風速年变化曲綫呈W型；如有一个轉变期發生在前后两个月之間，則曲綫呈V型。此外，在5、6、7三个月，各区風速的变化情况也不尽相同；黃、渤、东海各区的風速逐漸增强，台灣海峽以南各区的風速却逐漸衰减，这种情况对于風速年变化曲綫的形状也有影响。



5' 区

（原資料中，5' 区的風速記录缺 2、5、6、7、8 五个月）

2. 中国沿海的海流

与中国沿岸的海流有密切关系的洋流，是北太平洋里的北赤道流——台灣暖流——黑潮这一系統。北赤道流自东而西，在菲律宾东岸受阻后分成两支，一支沿 Mindanao 海岸南流，另一支沿菲律宾北部諸島北流[9]。后者除有一小部分流入巴士海峽外，主流沿台灣东海岸流向东北，这就是台灣暖流。流入巴士海峽的一个支流，一大部分沿台灣西海岸流向东北，出了台灣海峽

后又与其主流相合；也有一部分流入南中国海。台灣暖流的主流以后延伸为黑潮，流于日本諸島的东南岸。黑潮有两个分支：流入对馬海峽的称对馬海流，流于朝鮮西岸的称西朝鮮海流[4]。

根据表1的計算結果可以看出：3、4、5各区的流向，一年之間有两次南北向的变动，其时間与風向轉变期相近；1、2两区的流向变动較頻；但3′、4′、5′及5″各区的流向則絕大部分时間或終年接近东北或西北。沿岸各区的流速，除風向轉变期外，南大北小，尤以台灣海峽夏季的流速为最强。5″区的流速終年均較各区为强，而夏季特强。这些情况均与上述海流圖相符。但必須指出，2区(黃海中南部中国沿岸)6、7、8三个月及1区(渤海及黃海北部)7、8两个月的合成流向仍然是由南而北的。这点与苏联繪制的上述海流圖不同。可是在英国刊行的海流圖[13]上，2区6、7两个月的合成流向及盛行流向也是由南而北的。

3. 流向与風向的关系

从上述風与海流的一般性叙述中，已可初步看出中国沿岸的海流与風的一些关系，今再比較詳細地从流向与風向的关系来加以研究。

根据上述，圖2中的盛行流向与盛行風向是由几种来源不同的資料重叠描繪而成的。除夏季黃渤海面的情况(圖2b)以外，中国沿岸及南中国海的盛行流向大都略偏于盛行風向之右或互相一致，这一事实显然是与風海流的性質相符的。

試再就各区的合成風向与合成流向的計算数值来研究两者的偏角关系。沿岸各区的流向随着風向而轉变，流向大多数偏在風向之右。其中3、4、5各区的偏角关系最好，除風向轉变期外，大都在右偏45°以內。在風向轉变期則偏角增大，而流速却相形减弱。4区的偏角，大部分均較各区为小，尤其是在冬季，这显然是受了台灣海峽地形的限制，才使本区的流向与風向几乎趋向一致。其次是2区，冬季的偏角，大多数在右偏45°以內，夏季的偏角不合乎規律。1区的偏角关系很差，除个别月份外，其余的偏角均不合乎規律。外海各区，除3′、4′两区的夏季及2′区的冬季偏角关系尚好外，其余便無規律可言。尤其是5″区，整年中沒有一个月，偏角关系是符合風海流性質的。

我們試更进一步从八位流向圖及八位風向圖上所表出的頻率及根据上述方法算出的風程及流程来研究流向与風向的关系。

为此，首先举出沿岸各区逐月的最大流程的流向θ_c及对应的最大風程的風向θ_w如表4。

从表4可以看出：除風向轉变期外，各区最大流程的流向大多数偏在最大風程的風向之右45°(因本文所利用的資料是八位向量圖，所以偏角却巧等于45°)，或为一致。其中以3、4、5各区为最有規律，除風向轉变期外，几無例外。4区由于地形的关系，除風向轉变期外，最大流程的流向与最大風程的風向完全一致。1、2两区也有六个月是

合乎規律的。

其次，又将沿岸各区在八个方位上的“流頻”及其相应的“風頻”，画成“流頻多角形”与“風頻多角形”的对照圖如圖4。海流或風在各方位上的頻率按自坐标中心至多角形各頂点的长度計算之。

我們發現3、4、5各区的流頻多角形与其相应的風頻多角形有这样的关系：如以最大頻率所在的方位为多角形的方向，則除風向轉变期外，前者大都偏在后者之右45°，或

表 4. Tab. 4.

分区 Subregion	1		2		3		4		5	
月 Month	θ_c	θ_w	θ_c	θ_w	θ_c	θ_w	θ_c	θ_w	θ_c	θ_w
1	(S)[1]	S	S	S	S	S	SW	SW	W	SW
2	(S)[1]	S	S	SW	SW	S	SW	SW	SW	SW
3	SE	S	N	SW	SW	S	SW	SW	W	SW
4	N	N	S	S	NE	S	NE	SW	W	SW
5	SE	N	S	N	N	S	NE	SW	E	SW
6	SE	N	N	NW	NE	N	NE	NE	E	NE
7	N	N	N	NW	NE	N	NE	NE	E	NE
8	NW	NW	N	SW	NE	NE	NE	NE	NE	NE
9	SE	S	S	S	SW	SW	NE	SW	E	W
10	E	S	S	SW	SW	SW	SW	SW	W	SW
11	SE	S	NW	S	S	S	SW	SW	W	SW
12	S	S	S	S	SW	S	SW	SW	SW	SW

注1. 圓括弧內的流向，其意义見表1中的注2。

为一致。而且这两种多角形多数又具有近似的形状。所以，就3、4、5三区而論，不但合成流向与合成風向的关系，最大流程的流向与最大風程的風向的关系符合風海流的性質，就是海流与風在八个方位上的頻率分布也大都显示出風海流的性質。

表 5. Tab. 5.

分区 No. of Subregion	平均緯度 Average latitude (度)	最大合成風速 (米/秒) Max. resultant wind vel. (m/sec)	摩阻深度D (米) Depth of frictional resistance (m)	$\frac{C}{W}$的理論值 Theoretical values of $\frac{C}{W}$	$\frac{C}{W}$的观測值 Average observed values of $\frac{C}{W}$	
					多季平均值 in winter	夏季平均值 in summer
1	38.5	3.5	87	0.0161	—	0.0773
2	34.5	4.0	98	0.0170	0.0248	—
3	29.5	6.5	71	0.0182	0.0303	0.0517
4	25.0	9.0	105	0.0196	0.0218	0.2070
5	21.5	8.0	100	0.0211	0.0371	0.1033

但是在1、2两区的流频与風频多角形上，上述关系表現得不明显。

最后，更就Ekman的風海流理論来討論中国沿岸的流向与風向的偏角。为此，根据沿岸各海区的最大合成風速及平均緯度（各区中心的緯度），按照公式[15]算出摩阻深度D如表5中的第4項。

根据偏角与H/D（H为海深）的关系[10]，当$\frac{H}{D}\geqslant 0.5$时，在北半球，流向偏于風向之右45°。因此，由表5中的摩阻深度可知，中国沿海（3区除外）大約在50米等深綫以外的地方，对应于各区的最大合成風速，風海流的偏角关系仍可按深海的情况来考虑；在此等深綫以內，偏角的度数会有不同程度的减小。但是，根据中国沿岸各海区的地形，在本文所划分的同一区域內，深度变化是相当大的；因此一区之中有些地方的偏角关系可按深海情况来考虑，而另一些地方則应按照不同的H/D的淺海情况而定。表1中所示的偏角关系比較复杂的原因可能与上述情形有关。

4. 流速与風速的关系

現在再根据各区的風速年变化曲綫与流速年变化曲綫及流速与風速的比例$\frac{C}{W}$来研究中国沿岸的海流与風的关系。

为此，把沿岸各海区根据理論公式[15]計算所得的$\frac{C}{W}$值及根据本文資料計算所得的$\frac{C}{W}$的平均值（分冬季、夏季两值，只限于偏角合乎規律的各月）列于表5，借資比較。

在依次討論各区的情况之前，首先必須指出一点，即在圖3中，內外并列的两个海区的流速年变化曲綫，其形状頗有差异。

1区：根据上述，这区的偏角关系較差，所以，流速年变化曲綫与風速年变化曲綫的形状虽然比較接近，却不能据此以說明海流与風的关系。但是上面已經指出，本区最大流程的流向与最大風程的風向尙有六个月是一致的，而且个别月份的偏角也符合風海流的性質，这也不是偶然的事，因此，本区的海流，还是带有一部分風海流性質的。

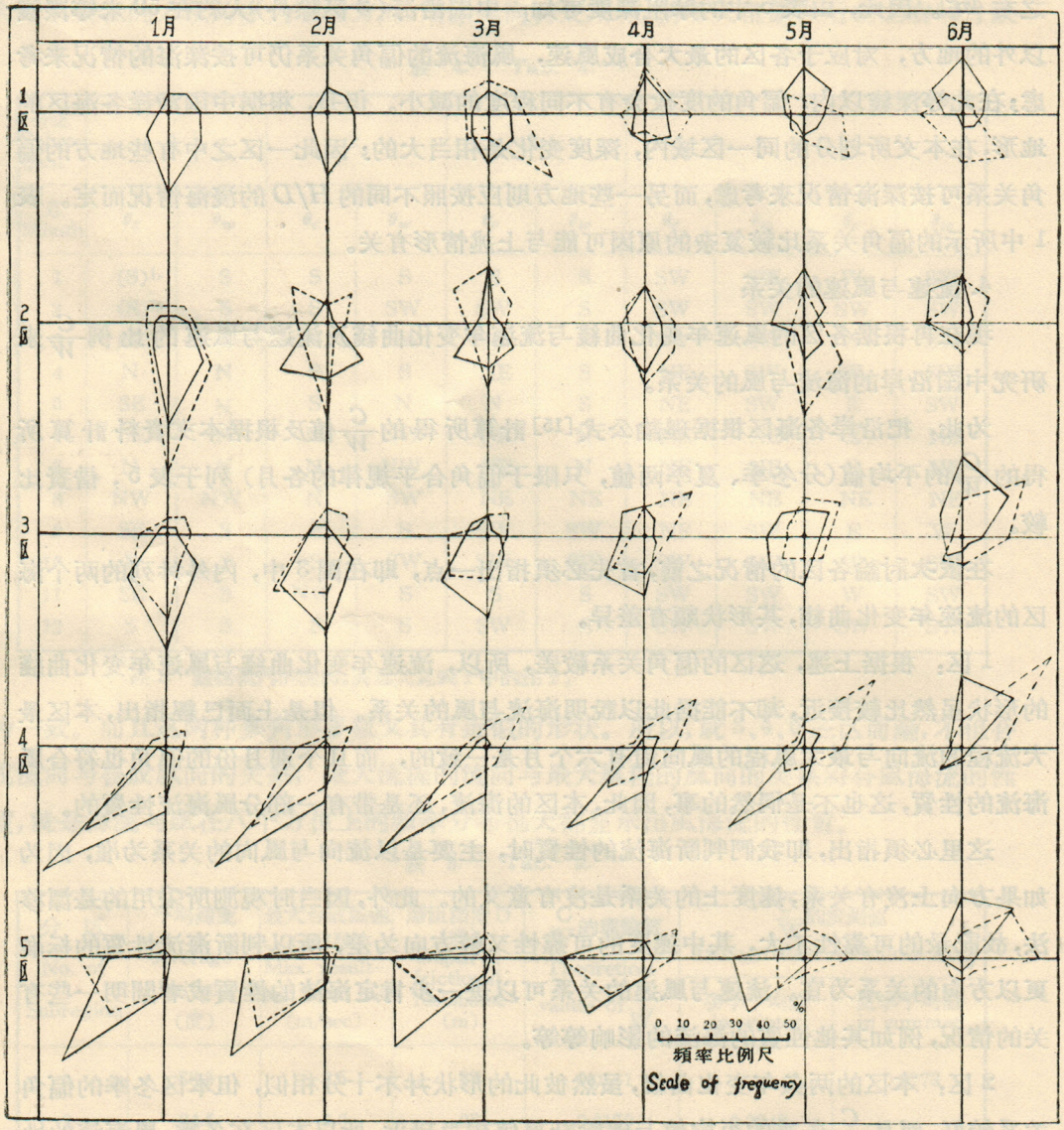
这里必須指出，即我們判断海流的性質时，主要是以流向与風向的关系为准，因为如果方向上沒有关系，速度上的关系是沒有意义的。此外，因当时观测所采用的是漂移法，故記录的可靠性不大，其中速度的可靠性又較方向为差，所以判断海流性質的标准更以方向的关系为宜。流速与風速的关系可以进一步肯定海流的性質或者闡明一些有关的情况，例如其他性質的海流的影响等等。

2区：本区的两条年变化曲綫，虽然彼此的形状并不十分相似，但本区冬季的偏角关系較好，而且$\frac{C}{W}$冬季的平均值与理論計算值相当接近，所以本区在冬季，風海流的性質是比較明显的。在夏季，从偏角关系中就看不出風海流的性質，可是根据6、7两个月最大流程的流向偏于最大風程的風向之右45°这一事实，本区夏季的海流还是带有一部分風海流性質的。

不过从流速年变化曲綫的起伏情形可知，本区的海流是相当复杂的。

关于黄渤海沿岸各区的海流比較复杂的原因，作者初步推測，認为与这一带的地形特殊，因而引起其他非風力因素的海流有关，这点下面将予以探討。

3区：本区的两条曲綫，形状很近似。再由表1、表5可知，不但$\frac{C}{W}$冬季的平均值及其夏季的平均值，都与理論計算值相当接近；而且冬季各月的$\frac{C}{W}$值与其平均值的偏



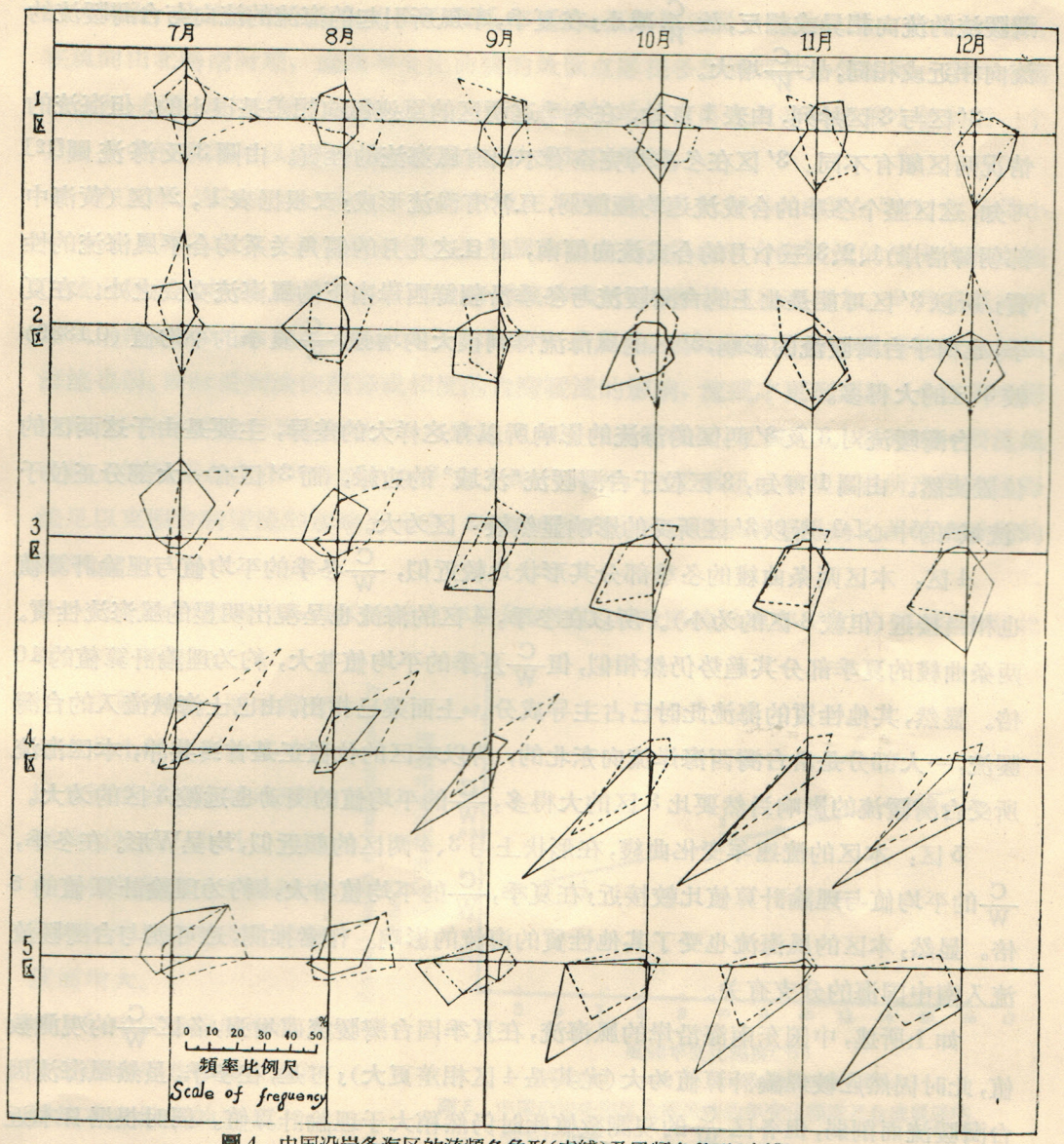


圖 4　中国沿岸各海区的流頻多角形(虛綫)及風頻多角形(实綫)。

Fig. 4　"Polygons" of the current frequency (dotted lines) and those of the wind frequency (full drawn lines) in the subregions along China Coast.

差也很小。所以本区的海流不但在方向的关系上，而且进一步在速度的关系上表現出明显的風海流性質。另一方面，从$\frac{C}{W}$的平均值冬季較小，夏季較大的情形可以看出，本区的風海流多少也受到台灣暖流的一些影响。在冬季，季風所引起的海流的流向与台灣暖流的流向相异或相反，故$\frac{C}{W}$減小；在夏季，季風所引起的海流的流向与台灣暖流的流向相近或相同，故$\frac{C}{W}$增大。

3′区与3区并列，由表1可知，在冬季这两区的風速風向相差是很小的，但海流的情况两区頗有不同。3′区在冬季却完全看不出有風海流的性質。由圖3及海流圖[12]可知，这区整个冬季的合成流速均極微弱，且常有渦流形成；又根据表1，2′区（黃海中部朝鮮沿岸）1、2、3三个月的合成流向偏南，而且这几月的偏角关系均合乎風海流的性質；所以3′区可能是北上的台灣暖流与冬季沿朝鮮西岸南下的風海流交会之处。在夏季，也由于台灣暖流的影响，3′区的風海流得到很大的增强，$\frac{C}{W}$夏季的平均值（0.1339）較3区的大得多。

台灣暖流对3及3′两区的海流的影响所以有这样大的差异，主要是由于这两区的位置使然。由圖1可知，3区位于台灣暖流"流域"的边緣，而3′区有一大部分正位于"流域"的中心[4]，所以3′区所受的影响显然較3区为大。

4区：本区两条曲綫的冬季部分其形状比較近似，$\frac{C}{W}$冬季的平均值与理論計算值也相当接近（但較3区的为小）。所以在冬季，4区的海流也呈現出明显的風海流性質。两条曲綫的夏季部分其趋势仍然相似，但$\frac{C}{W}$夏季的平均值甚大，約为理論計算值的10倍。显然，其他性質的海流此时已占主导成分。上面業已指出，由巴士海峽流入的台灣暖流，一大部分是沿台灣西海岸流向东北的，所以本区的位置正是首当其冲，本区海流所受台灣暖流的影响当然要比3区的大得多，$\frac{C}{W}$的平均值的变动也远較3区的为大。

5区：本区的流速年变化曲綫，在形状上与3、4两区的頗近似，均呈W形。在冬季，$\frac{C}{W}$的平均值与理論計算值比較接近；在夏季，$\frac{C}{W}$的平均值增大，約为理論計算值的5倍。显然，本区的風海流也受了其他性質的海流的影响。作者推測，这可能与台灣暖流流入南中国海的分支有关。

如上所述，中国东南海沿岸的風海流，在夏季因台灣暖流而增强，各区$\frac{C}{W}$的观測数值，此时固然应較理論計算值为大（尤其是4区相差更大）；可是，在冬季，虽然風海流因台灣暖流而削弱，但各区$\frac{C}{W}$的观測数值此时仍然稍大于理論計算值。同时根据日本近海的观測結果[4]，$\frac{C}{W}$的值在0.02—0.05之間。所以作者初步認为就中国沿岸及日本近海而論，純風海流的$\frac{C}{W}$的經驗系数，当較Mohn，Nansen及Ekman[15]所得出者为大。

5″区是台灣暖流的起点，流向終年無大变动，流速均較各区为大。从这区的流速年变化曲綫可以看出，台灣暖流是夏强冬弱，并且流速相差約有一倍。这点，除了与台

灣暖流本身的季节变化有关以外，强勁的冬季風对它是有一定影响的。可惜，关于台灣暖流本身的季节变化，我們沒有具体的資料，因此上面的論述也有待进一步的研究。

比較3、4、5三区的風速年变化曲綫与流速年变化曲綫可知，它們之間有一个重要的共同点，就是流速年变化曲綫的最低点与冬、夏季風速最小值的位置有这样的关系：在風向由北轉南时期，流速年变化曲綫的最低点落在冬季風速最小值的同一个月或前一个月；在風向由南轉北时期，流速年变化曲綫的最低点落在夏季風速最小值的后一个月。其中的原因可以根据台灣暖流的影响来加以解釋。

在夏季，这三区風速的最小值都出現在8月（其中5区例外，出現在7月，但只稍小于8月），所以在本月夏季風所能产生的風海流甚弱，但此时台灣暖流的流向与風海流的流向相近或相同，而且8月又是台灣暖流特强之时，故流速得到增加。9月是風向开始由南轉北的时期，風速尚弱，其量值只略大于8月，因此在本月冬季風所能产生的風海流也弱，同时受到流向相异或相反的台灣暖流的影响，流速才更形削弱（4区所受影响最大，台灣暖流变为主要成分，以致流向几乎与風向相反，見表1）。因此这一段流速曲綫上的最低点落在9月而不在8月。到了10月，冬季風迅速增强，它所产生的風海流足以克服台灣暖流的影响而有余。类似地我們也可以用来解釋風向由北轉南时期的情形。

最后我們把沿岸各海区的流速年变化的幅度与对应的風速年变化的幅度加以比較，如圖5所示。

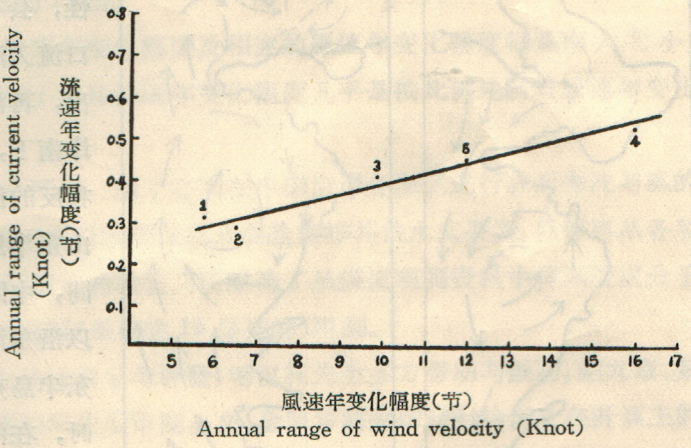


圖5　中国沿岸各海区合成流速的年变化幅度及合成風速的年变化幅度

Fig. 5　Annual ranges of the resultant current velocity and those of the resultant wind velocity in the subregions along China Coast.

由圖可知，两者都有南大北小的情形，其中4区又因受台灣海峽地形的影响而特大。此外，流速年变化的幅度几乎是按比例地随着風速年变化的幅度而增大。

5. 中国沿岸的海流与沿海的地形及季風，台灣暖流本身性質的关系。

根据上面盛行流向与盛行風向的对照，合成流速流向与合成風速風向的比較以及合成向量的各相应分量等等的分析，可以看出中国沿岸各海区的海流都在不同程度上表現出風海流的性質。其中3、4、5三区表現得相当明显，尤其是3区；1、2两区表現較差，特别是1区。

这里必然会提出这样一个問題：風海流的性質，从地区言，为什么与台灣暖流比較接近的因而受其影响較大的东南海沿岸各区反而相当明显，而距离台灣暖流較远的黃渤海沿岸各区却較不明显？再就东南海沿岸一带而論，为什么在季風的風向与台灣暖流的流向相反的冬季里，反而要比在两者的方向一致的夏季里明显？要答复这个問題，必須从中国沿海的地形及季風与台灣暖流这两者的性質各方面来加以考虑。

講到中国沿海的地形，首先必須考虑台灣的位置。上面已經提到，北赤道流北上的主流是沿着台灣东海岸經过的，及于东南海沿岸各海区的是主流的边緣及由巴士海峽流入的支流。根据巴士海峽內外流速的比較〔5″区最大合成流速为 1.16（节，下同），最小为 0.44；5′ 区最大合成流速为 0.77，最小为 0.04〕，可以看出台灣的位置显然是起着屏障作用。如果沒有台灣作为东南海沿岸各海区的屏障，則 3、4、5 三区的海流，至少是 4 区，可能会引起根本的变化，流向也許像 5″、4′区一样地終年無大变动了。其次，如上所述，季風是冬强夏弱，而台灣暖流則是夏强冬弱，故东南海沿岸一带的風海流所受台灣暖流的影响冬季較夏季为少，因而風海流的性質亦以冬季比較明显。

由上述可知，台灣暖流对于 3 区的影响已不大，并且长江口以北的海岸綫是逐漸向西偏斜，而台灣暖流是向东偏轉的，所以台灣暖流不易深入 2 区。但是 1、2 两区却受到其他海流的影响。例如，在夏季，当西朝鮮海流沿朝鮮西岸北上經过黃海北部而进入渤海的同时，由于渤海地形的半封閉性，会有另一部分海水随着自各河口流入渤海的陆水經渤海海峽流出，再沿山东半島及江苏北部的海岸南下，因此就产生了与夏季風向相反的沿岸流[5]。其次，2 区正位在山东半島及长江口两个突出尖端之間，中間的海岸綫形成內凹状，所以沿东海海岸北上的海流以及自山东半島东端南下的海流，經过本区时，在內凹区域都容易引起小环流[6]，茲举出比較明显的两个例証[12]如圖 6a，b 所示。

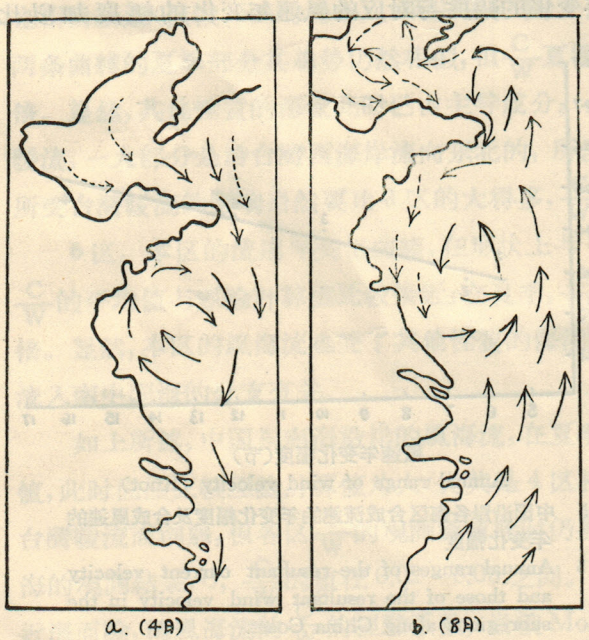


圖 6 2区的小环流
Fig. 6 An eddy in subregion 2. (after[12]).
a. (Apr.), b. (Aug.).

这两点可能就是使 1、2 两区的風海流受到相当大的干扰的一部分原因。

四、結　　論

(1) 根据盛行流向与盛行風向的对照，合成流速流向与合成風速風向的比較以及合成向量的各相应分量的分析等等的初步研究，本文作者認为：北起渤海南至南中国海，中国沿岸的表面海流，在性質上是一个以風海流为主的流系。台灣暖流以及因沿海地形所引起的其他性質的海流是主要的两个干扰因素。

(2) 中国沿岸各海区的流向与風向的偏角：在东南海沿岸各海区，除風向轉变期外，偏角大都在右偏 45° 以內；在黃海中南部沿岸海区，冬季的偏角大部分合乎風海流的規律，夏季的偏角不合乎規律；渤海及黃海北部海区的偏角合乎規律的很少。

(3) 东南海沿岸各海区虽然接近台灣暖流，但由于台灣的屏障以及冬季風的强勁，風海流的性質仍然相当明显，其中更以 3 区为最明显。又因季風是冬强夏弱而台灣暖流却是夏强冬弱，故东南海沿岸一带的風海流所受台灣暖流的影响冬季較夏季为少，因而風海流的性質亦以冬季較为明显。

(4) 黃渤海沿岸各海区因受渤海半封閉地形以及长江口与山东半島之間的海岸綫形状的影响，引起其他性質的海流，所以風海流的性質表現較不明显，尤其是 1 区。

(5) 中国沿岸各海区的$\frac{C}{W}$的观测数值：在偏角合乎規律的各月內，冬季的平均值在 0.02—0.04 之間，与理論計算值接近而稍大；夏季的平均值均較理論計算值大得多，最大为 4 区，約为理論計算值的 10 倍。

(6) 中国沿岸各海区的流速年变化幅度及相应的風速年变化幅度都是南大北小，尤以 4 区（台灣海峽）的为最大；而且流速年变化幅度几乎是按比例地随着風速年变化幅度而增大。

(7) 为了进一步探討这个問題，除了必須在中国沿岸各海区进行表面海流与風的同时观测以外，还須調查海面下各層的海流以及温盐度等其他水文要素，以便再从各層海流及水团的分析来研究沿岸海流的性質。同时为了从海流观测資料中将潮流成分予以分离，更須擇点进行海流的連續（最好达 15 昼夜的）观测。

致謝：本文承赫崇本先生热忱指导与啓發，毛汉礼先生多方帮助与鼓励，赵九章、景振华先生提出宝貴的意見，王彬华先生审閱全文，金鼎华同志切磋討論以及在計算上的帮助，作者在此謹致以衷心的感謝。

参 考 文 献

[1] 陶詩言，1948. "中国近地面層大气之运行"，气象研究所集刊，15 卷 4 号。

[2] 涂长望、黃仕松，1944. "中国夏季風之进退"，气象学报，第 18 卷，81—92 頁。

[3] 日本水路部，1925. "日本近海の气象海流圖"。

[4] 須田皖次，1933. "海洋科学"，pp. 405，459—460 及 99—101 圖。

[5] 宇田道隆,1932.“日本海及ひ其邻接海区の海况”,水产試驗場报告第5号,第48圖。
[6] 野満隆治,“海洋”,第94圖(1950,蔡源明等中譯本)。
[7] Введенский Б. А., 1954. “Большая Советская Энциклопедия”, Том 30, стр. 578—581.
[8] Макаров С. О., 1950. “Океанографические Работы”, стр. 213.
[9] Добровольский А. Д., 1949. “Карты Поверхностных Течений Северной Части Тихого Океана, Труды Института Океанологии. Том III.
[10] Истошин Ю. В., 1953. “Океанография” стр. 128.
[11] U. S. Hydrographic office, 1944. “Current Charts Northwestern Pacific Ocean.”
[12] U. S. Hydrographic office, 1945. “Ocean Currents in the Vicinity of the Japanese Islands and China Coast”.
[13] Gt. Brit. Meteorological office, marine branch, 1949, “Quarterly Surface Current Charts of the Western North Pacific Ocean (Second edition).”
[14] Conrad V. & Pollak L. W., 1950. “Methods in Climatology,” pp. 178—184.
[15] Sverdrup-Johnson-Fleming, 1946, “The Oceans” p. 494.

A PRELIMINARY STUDY ON THE RELATIONS BETWEEN THE SURFACE CURRENTS AND THE WINDS ALONG CHINA COAST

KWAN PING-HSIEN
(Institute of Marine Biology, Academia Sinica)

Taking the problem of the character of the surface currents along China Coast into consideration, we must, first of all, consider the effects of the monsoon along China Coast and the current system of the Taiwan Warm Current—the Kuroshio on the surface currents along China Coast.

Up to date, no specific works dealing with the relations between the currents and the winds along China Coast are available, С. О. Макаров [8], however, pointed out that the current direction in the South China Sea coincides with that of the monsoon. Moreover, as shown in the explanation in “Ocean Currents in the Vicinity of the Japanese Islands and China Coast” [12], the currents within the areas are partly seasonal in character, being affected by two principal forces, namely the monsoon and the Kuroshio.

In this paper it is attempted to offer some opinions about the character of the surface currents along China Coast first by analysing the relations between the surface currents and the winds along China Coast, and then, by considering the feature of the Taiwan Warm Current and the coastal configuration of China, some preliminary explanations on these analytical results are given.

Materials used for this work are “the Current and Meteorology Charts of the

Seas near Japan" [3], (material No. 1) for the wind, and "Current Charts North Western Pacific Ocean" [11], (material No. 2) for the current.

In both charts, the wind velocities and the current velocities will be represented by the wind roses and current roses. Since the subregions subdivided in these two charts do not perfectly agree, the subregions in these two charts do not correspond to each other exactly.

The evaluated results show that the wind velocities off China Coast vary little with longtitudes while variations with latitudes are much larger, and therefore, in the following analysis, data of wind and current are selected as closely located on the same latitudes as possible.

According to the material No. 2, we may subdivide the region under consideration into five subregions (referred as subregion 1, subregion 2 etc.) when considering the distribution of the surface currents along China Coast. Locations of these subregions are shown in the fig. 1. Subregions numbered by 2′, 3′, 4′, 5′ and 5″ are located nearly on the same latitudes respectively with the subregions numbered by 2, 3, 4 and 5 but far from the coast.

We take the runs [14]—the products of the mean velocity and the frequency from the wind roses and current roses—as the components to evaluate the resultant wind velocity and wind direction, the resultant current velocity and current direction for each month and for each subregion respectively, and then annual variation curves of the resultant wind velocity and resultant current velocity are drawn (fig. 3).

The evaluated results of wind show that the wind direction off China Coast is predominately northwestern and northeastern during winter, and predominately southeastern and southwestern during summer; and the wind velocity off China Coast is much stronger in winter than in summer, the highest values being found in November and December. Moreover, the wind in winter is much stronger in southern part than in northern part of the China Seas, and in either the southern or the northern part the wind is generally weakened during summer. Winds in subregions 4 and 5′ are stronger than those in all of the other subregions. All these evaluated results agree quite well with the actual state of the prevailing winds off China Coast.

The computed results of current show that the current directions in subregions 3, 4 and 5 change twice within one year (deviate to south in winter, to north in summer) at the times nearly corresponding with ones during which wind changes its directions; while in subregions 1 and 2, the current changes directions more frequently. With the exception of the period at which wind changes its directions,

current velocities in all subregions along China Coast are larger in southern part than in northern part, and they are especially strong in the Taiwan Strait during summer. Away from the coast, most of the current directions in subregions 3′, 4′, 5′ and 5″ are nearly in northeastern or northwestern directions throughout the year; moreover the current velocity in subregion 5″ is the strongest one, especially strong during summer. All these results agree satisfactorily with the actual state of the prevailing currents off China Coast.

According to the preliminary analysis, the relations between the surface currents and the winds along Ching Coast may be stated as following:

(1) Relation between the prevailing current directions and the prevailing wind directions.

The prevailing current directions and prevailing wind directions along China Coast and in the South China Sea were drawn in the same figure as shown in fig. 2. (data of the current are taken from "Ocean currents in the Vicinity of the Japanese Islands and China Coast" and "Quarterly Surface Current Charts of the Western North Pacific Ocean" [13], while data of the wind are taken from" Charts of Monthly Average Air Currents over the Ground" [1]. It can be readily seen from this figure that with the exception of the conditions in the Yellow Sea and Pohai region during summer (as shown in fig. 2b), the prevailing current directions along China Coast and in the South China Sea deflect some degrees cum sole from or coincide with the prevailing wind directions, this agreeing with the relation of the Ekman's wind-driven current theory.

(2) Relation between the resultant currents and the resultant winds, both in velocity and direction.

From fig. 3, it is seen that with the exception of the period during which wind changes directions, most of the resultant current directions in subregions along China Coast deflect within 45° cum sole from the resultant wind directions, and it is especially so in subregions 3, 4 and 5. The results of evaluation also show that the angles of deflection in subregion 4 in most cases are smaller than those in other subregions.

In subregion 2, most of the angles of deflection are found to be within 45° cum sole during winter, but all fail during summer. Except in particular month, relations of the angle of deflection in subregion 1 agree quite bad with Ekman's theory.

For each subregion, the theoretical values of C/W [15] and the average observed values of C/W in winter and summer (only considering the months in which the angles of deflection obey Ekman's theory) are given in tab. 5.

As cited in tab. 5, the average observed values of C/W in winter lie between

0. 02 and 0. 04, which are, quite close, but a little higher than theoretically accepted values; while the average observed values of C/W in summer, except in subregion 3, are all much higher than the theoretical values; the highest one is found in subregion 4, exceeding about ten times the theoretical value.

The best relation is found in subregion 3, where not only the average observed values of C/W, either in winter or in summer, agree with the theoretical one, but also individual observed values of C/W in winter deviate less from the average winter value of C/W.

(3) Relation between the directions of the maximum current run and those of the maximum wind run.

For the sake of comparison, the directions of the maximum current runs θc and the directions of the maximum wind runs θw (denoting the direction to which wind blows) in each subregion are also taken monthly. As shown in tab. 4, except in the period during which wind changes directions, most of the directions of the maximum current runs in each subregion deflect 45° (since the data are taken from the roses consisting of eight directions) cum sole from the directions of the maximum wind runs or coincide with the latter. It is especially so in subregions 3, 4 and 5 and there is nearly no exception if the data in the periods during which wind changes directions are excluded. In subregion 4, which locates in the Taiwan Strait, the directions of the maximum current runs are all coincident with those of the maximum wind runs except in the periods during which wind changes directions. In subregions 1 and 2, agreement holds for six months.

(4) Relation between the "polygons" of the current frequency and those of the wind frequency.

Again we draw the current frequencies and wind frequencies in eight directions in subregions along China Coast into polygons of current frequency and polygons of wind frequency as shown in fig. 4. In this figure, frequencies are measured as the length from the origin of coordinates to the vertexes of the polygon. It shows that in subregions 3, 4 and 5, if we take the direction of maximum frequency as the direction of the polygon, then except in the periods during which wind changes directions, the polygons of the current frequency deflect 45° cum sole from or coincide with the polygons of the wind frequency; moreover, forms of these two kinds of polygons are quite similar in most cases.

(5) Relation between the annual ranges of the current velocity and those of the wind velocity.

Finally, the ranges (the difference between the maximum and the minimum of

the velocity) of the annual variations of the resultant current velocity and of the resultant wind velocity in subregions along China Coast are taken for comparison. As shown in fig. 5, both of them are apparently larger in southern part than in northern part, the largest one is found in subregion 4.

The annual range of the current velocity is nearly proportional to that of of the wind velocity,

According to the above analysis from (1) to (5) we may therefore suggest that the surface currents along China Coast are nearly of wind-driven currents in character, and it is more evident in subregions 3, 4 and 5, especially so in subregion 3; but less evident in subregions 1 and 2, while the worst one is found in subregion 1.

It may be worth while to investigate why in the southeastern subregions which are located near the Taiwan Warm Current the character of wind-driven currents is more prominent than that in the northern subregions which are located far from the Taiwan Warm Current but in the Yellow Sea and Pohai.

For replying this question, we must first of all take the coastal configuration of China into consideration.

In spite of the fact that the southeastern subregions are located nearer the Taiwan Warm Current (as shown in fig. 1), yet the main part of the Taiwan Warm Current flows northeastward along the eastern coast of Taiwan due to the present of Taiwan [4], thus, the Taiwan Warm Current is already far from the subregion 3, and its influence on the subregions 4 and 5 is only the influence of its branch which flows through the Bashi Strait. After passing through the Bashi Strait, the Taiwam Warm Current is weakened in strength, which could be confirmed by the comparison of the current velocities in outer and inter regions of the Bashi Strait (according to the evaluation: the highest resultant velocity in subregion 5″ is 1.16 knots, the lowest is 0.44 knot; while in subregion 5′, the highest is 0.77 knot, the lowest is 0.04 knot). Because of the "barrier effect" of Taiwan, the influence of the Taiwam Warm Current on the currents in the subregions along the southeastern coast decreases, and therefore the character of the wind-driven currents is still retained。

On the other hand, though the Taiwan Warm Current is far from the subregions located in the Yellow Sea and Pohai, yet in subregions 1 and 2, currents of other characters are present. For example, during summer, at the same time when the West Chosen Current flows northward into the Pohai by passing through the northern part of the Yellow Sea along the western coast of Chosen, and due to the semienclosed character of the Pohai, part of water flows out of the Pohai

through the Pohai Strait, and flows southward along Shantung Peninsula and northern part of Kiangsu Province, and hence produces a longshore current[5] with direction contrary to that of the monsoon in summer. Moreover, subregion 2 is just located between Shantung Peninsula and the Estuary of Yangtze River, that is between two projected portions along China Coast, the seashore line between these two projected portions is concave westward, and hence an eddy[6] may be produced in this subregion during the northward current along the coast of Chekiang Province or southward current along Shantung Peninsula passes through this subregion. Two of these examples are illustrated in fig. 6. Here it might be led to suggest that these currents with peculiar characters owing to the effects of coastal configuration, could be part of the reason why the character of wind-driven currents in subregions 1 and 2 is less prominent.

Another question is why the character of wind-driven currents along the southeastern coast during winter, when the direction of the monsoon is just opposite to or different from that of the Taiwan Warm Current, is more evident than that during summer, when the direction of the monsoon is just coincident or near with that of the Taiwan Warm Current.

It might be suggested that this question is related to the seasonal variation of the monsoon off China Coast and that of the Taiwan Warm Current.

As far as we know that the strength of the monsoon off China Coast is stronger in winter than in summer, but contrary to this, the strength of the Taiwan Warm Current, as shown by the annual variation of current velocity in subregion 5″, is stronger in summer than in winter, and the velocity of the former is about twice that of the latter. Since the influence of the Taiwan Warm Current on the wind-driven currents along the southeastern coast during winter is less than that during summer, the character of the wind-driven currents is more prominent during winter than that during summer.

The area which being affected most by the Taiwan Warm Current is subregion 4, it is of course related to its location. As shown in fig. 1, the large portion of the Taiwan Warm Current coming from the Bashi Strait flows northeastward along the western coast of Taiwan[4], therefore, the subregion 4 is the area where the current enters so that the observed value of C/W in it could be attained to a value about ten times higher than the theoretical one in summer, when the strength of the Taiwan Warm Current is strongest and its direction is near with that of the monsoon.

Furthermore, owing to the "neck" shape of the Taiwan Strait, the relations between the surface currents and the winds in subregion 4 posses some peculiari-

ties as stated before. First of all, the angles of deflection between the resultant current directions and the resultant wind directions, except in the periods during which wind changes directions, are smaller than those in other subregions, and at the same time, the directions of the maximum current run follow those of the maximum wind run. Secondly, both the resultant current velocities and the resultant wind velocities are larger, both the annual range of the current velocity and that of the wind velocity are larger than those in other subregions.

According to the previous analysis it is here, preliminarily suggested that the surface currents along China Coast from the Pohai to the South China Sea may be considered fundamentally as wind-driven currents, and the character of these wind-driven currents is more or less modified by the Taiwan Warm Current and the currents produced due to the coastal configuration.

For a more detailed study of this problem, simultaneous observations of surface currents and winds along China Coast are needed. It is also necessary to observe the currents and certain other hydrographic elements such as salinity and temperature of sea water in the layers below sea surface in order to study the character of the currents along China Coast from the point of view of subsurface currents and water masses. At the same time, in order to eliminate the tidal current components from the observational data, anchor stations lasting longer than 24 hours, if possible, up to 15 days are recommended.